

Der Einfluss des Wassergehaltes geologischer Leiter auf deren elektrische Eigenschaften

Autor(en): **Fritsch, Volker**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **19 (1939)**

Heft 1

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-17811>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Der Einfluss des Wassergehaltes geologischer Leiter auf deren elektrische Eigenschaften

Von *Volker Fritsch*, Brunn

ÜBERSICHT		Seite
1. Allgemeines		225
2. Der Aufbau des geologischen Leiters		
a) Bestandteile		226
b) Elektrische Eigenschaften und Ersatzschema		228
3. Die Durchführung der Messungen		231
4. Einfluss der Durchfeuchtung		
a) Feste Gesteine		239
b) Flüssige Leiter		240
c) Mischkörper		242
d) Verändernde Faktoren		247
5. Darstellung der elektrischen Eigenschaften geologischer Leiter		248
Zusammenfassung		249

Die Untersuchung der durch die veränderliche Durchfeuchtung bedingten Widerstands- und DK-Veränderungen geologischer Leiter gehört zunächst in das Gebiet der angewandten Geophysik. In den letzten Jahren zeigte sich indessen, dass auch die Mineralogie aus diesen Messungen Nutzen ziehen könne, da der Wassergehalt häufig durch elektrische Vermessungen genauer ermittelt werden kann als durch die anderen üblichen Verfahren. Aus diesem Grunde soll hier das wesentliche über diese Frage kurz zusammengefasst werden. Da jene Fragen, die vor allem den Geophysiker interessieren, bereits an anderen Stellen der Fachliteratur genau behandelt wurden, so sollen sie da nur kurz gestreift werden. Dagegen sollen jene Zusammenhänge genauer behandelt werden, die für den Mineralogen und Geologen von Interesse sind.

Bei dieser Gelegenheit sei auch darauf hingewiesen, dass in den letzten Jahren an der Grenze zwischen Geophysik und Hydrologie eine neue Wissenschaft entwickelt wird, die den Namen Elektrohydrologie führt. Diese untersucht die Veränderungen der elektrischen Eigenschaften geologischer Leiter unter dem Einflusse ihrer veränderlichen Durchfeuchtung und stellt besonders für den Vertreter der angewandten Geophysik oft ein sehr brauchbares Hilfsmittel dar.

1. ALLGEMEINES

Bei der analytischen geoelektrischen Untersuchung wird immer folgender Weg eingeschlagen. Zunächst wird der zu untersuchende Gebirgsraum in einen elektrischen Stromkreis eingeschaltet und aus den erhaltenen Ergebnissen wird dann der Widerstand pro Raumeinheit bzw. die Dielektrizitätskonstante (DK) berechnet. Um diese Umrechnung durchführen zu können, ist es nötig, die Grösse des sog. Aufschlussraumes und daher auch die Aufschlussteufe zu berechnen. Theoretisch kann ja das ganze eingeschaltete Volumen als von Stromlinien durchsetzt gedacht und daher als Aufschlussraum be-

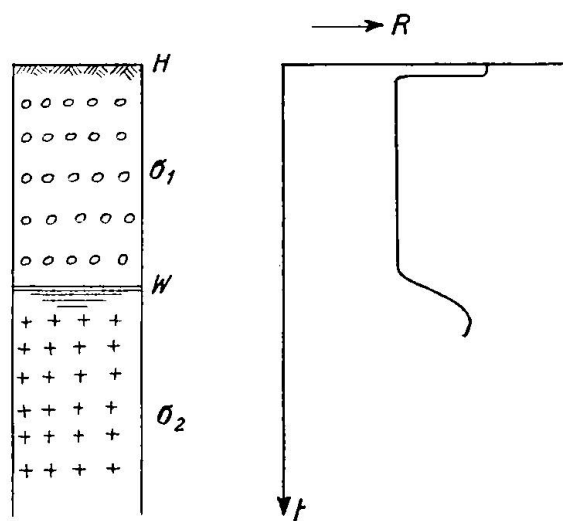


Fig. 1. Widerstandskurve bei veränderlicher Aufschlussteufe
 H Humusschichte, W Grundwasser, R Widerstand in Ω cm, t Teufe
 σ_1 , σ_2 Leitfähigkeit

zeichnet werden. Praktisch aber wird nur in einem bestimmten Teilvolumen die Dichte der Stromlinien jenen Betrag erreichen, der messtechnisch zu berücksichtigen ist. Wir werden daher den Aufschlussraum als jenen Teil des Gesamtvolumens definieren, in dem eine eingebrachte elektrische Inhomogenität noch messtechnisch nachgewiesen werden kann.

Verändert sich der mittlere Widerstand mit zunehmender Aufschlussteufe und somit mit grösser werdendem Aufschlussvolumen, so ist dies ein Beweis dafür, dass in das Aufschlussvolumen geologische Leiter von abweichenden elektrischen Eigenschaften eintreten. Stellt man den mittleren Widerstand als Funktion der Aufschlussteufe dar, so erhält man eine Kurve, deren Diskontinuitätsstellen anzeigen, in welcher Teufe der elektrisch verschiedene Leiter in den Aufschlussraum eintritt.

Aus den elektrisch gemessenen Eigenschaften kann dann auf die geologisch-mineralogischen Eigenschaften geschlossen werden, wenn noch weitere Angaben zur Verfügung stehen oder wenn — was allerdings selten der Fall ist — die in Frage kommenden geologischen Leiter durch ihre elektrischen Eigenschaften eindeutig bestimmt sind. Im Bilde 1 sehen wir eine der besprochenen Widerstandskurven. Der Eintritt eines Grundwasservorkommens (W) tritt deutlich in einer Diskontinuität der Kurve in Erscheinung.

Soll aus irgend einer elektrischen Vermessung ein Schluss auf die mineralogische Beschaffenheit des untersuchten Leiters möglich sein, so müssen die Beziehungen zwischen diesen Faktoren eindeutig festgestellt werden. Da weiter in der Regel die elektrischen Eigenschaften eines geologischen Leiters keineswegs konstante Werte beibehalten, sondern im Gegenteil praktisch innerhalb weiter Grenzen schwanken, so müssen besonders jene Faktoren untersucht werden, die solche Veränderungen bedingen. Zu diesen gehört aber vor allem die Durchfeuchtung des Gesteines. Daher muss ihr besondere Aufmerksamkeit zugewendet werden.

2. DER AUFBAU DES GEOLOGISCHEN LEITERS

a) Bestandteile

Als geologischen Leiter bezeichnen wir im Sinne der üblichen Definition jedes geologisch definierte Gebilde, das von elektrischen Strömen durchströmt oder von elektromagnetischen Feldern durchsetzt wird. Bekanntlich besteht der geologische Leiter aus Bestandteilen aller drei Aggregatzustände. Wir können ihn als ein Gerüst von Leitern erster Klasse und Dielektrici bezeichnen, in das Elektrolyte eingelagert sind. In elektrischer Hinsicht sind nun diese Bestandteile sehr verschieden zu bewerten. Nur wenige Erze haben eine nennenswerte Leitfähigkeit. Die meisten festen Bestandteile sind aber Isolatoren, die sogar zu technischen Zwecken brauchbar sind. Die gasförmigen Einschlüsse können höchstens indirekt in Betracht kommen. Selbst dann, wenn sie jonisiert sind, ist ihre Leitfähigkeit gegenüber jener der anderen Bestandteile ja sehr gering. So bleiben vor allem die flüssigen Anteile als elektrisch bestimmend zu untersuchen. Das Wasser selbst ist ebenfalls ein sehr schlechter Leiter. Unter dem Einflusse geringster Lösungen steigt aber seine Leitfähigkeit sprunghaft empor. So können wir denn die Leitfähigkeit und DK eines geologischen Leiters fast stets nur durch die Einwirkung wässriger Lösungen erklären. Die festen Bestandteile leisten vornehmlich indirekten Beitrag. Dadurch, dass sie sich in dem ein-

dringenden Regenwasser auflösen, entstehen Lösungen, deren elektrische Eigenschaften jene des ganzen geologischen Leiters bestimmen.

Zwischen den festen und flüssigen Bestandteilen steht das Eis, dessen Eigenschaften oft eine beträchtliche Rolle spielen. Im Bilde 2 sehen wir sowohl seinen Widerstand als auch seine DK in Abhän-

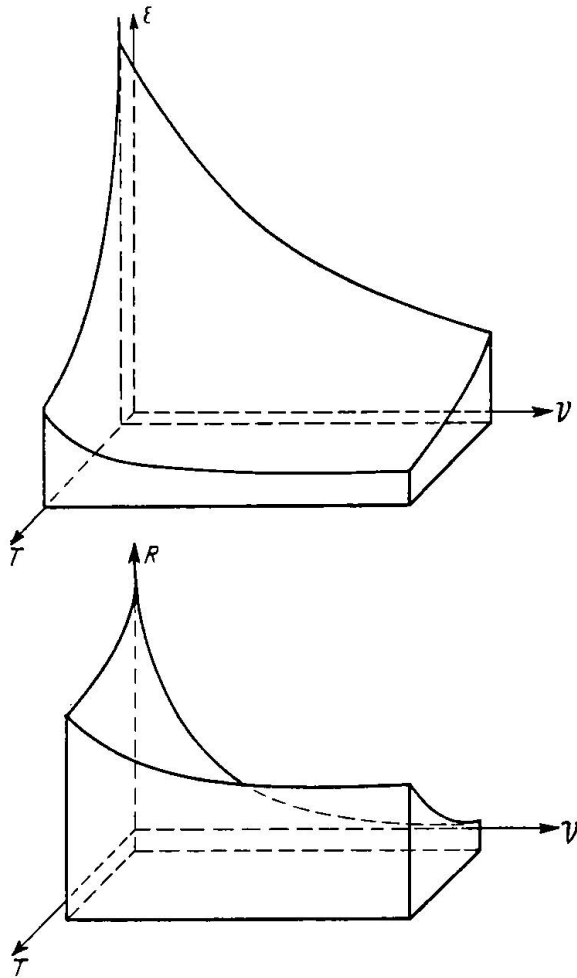


Fig. 2. Widerstand und DK des Eises nach WINTSCH
R Widerstand, ϵ DK, ν Frequenz, T Temperatur

gigkeit von der Temperatur und Frequenz des Messtromes. Wir erkennen gleich, dass sich die beiden Bestimmungsstücke sehr weitgehend mit der Frequenz verändern. Bei Gleichstrom oder niederfrequentem Wechselstrom ist das Eis als Nichtleiter anzusprechen. Bei Hochfrequenz, also wenn wir z. B. mit Funkmutung arbeiten, ist dagegen sein Widerstand gering und seine DK hoch. Obendrein sind die elektrischen Eigenschaften des Eises auch noch von seiner Struktur abhängig. Durch Vereisung werden sich die elektrischen

Verhältnisse also bei hohen und niedrigen Frequenzen in völlig verschiedener Weise verändern.

b) Elektrische Eigenschaften und Ersatzschema

Für die elektrische Beschaffenheit eines geologischen Leiters sind somit im allgemeinen die folgenden beiden Faktoren bestimmend:

a) Das von Lösungen erfüllte Porenvolumen im Verhältnis zum gesamten Volumen. Dieser Faktor wird durch die Füllziffer bestimmt. Diese drückt das Verhältnis

$$\frac{\text{Gefülltes Porenvolumen}}{\text{Gesamtes Volumen}}$$

in % aus.

b) Die Ionenkonzentration der die Poren erfüllenden Lösungen. Die Durchfeuchtung des Gesteines ist nun keineswegs über den ganzen Querschnitt die gleiche. Am Rande wird sie oft stärker sein als in tiefer gelegenen Raumteilen. Ebenso werden Feuchtigkeitsschwankungen, die z. B. durch Witterungseinflüsse bedingt sind, vor allem nur auf die Oberflächenschichten beschränkt bleiben. Aus diesem Grunde wird bei allen diesen Untersuchungen stets das Verhältnis

$$\frac{\text{Gesamtes Volumen}}{\text{Gesamte Oberfläche}}$$

von grosser Wichtigkeit sein. Im allgemeinen wird der Widerstand umso kleiner sein, je kleiner dieses Verhältnis ist.

Neben diesen Faktoren kommen natürlich auch noch andere in Betracht, die aber im Rahmen dieser Arbeit nicht besprochen werden sollen.

Widerstands- und DK-verändernd wirkt allgemein alles, was die Füllziffer, die Ionenkonzentration und das erwähnte Verhältnis zwischen Oberfläche und Volumen beeinflusst. Aus diesem Grunde werden z. B. als sekundär verändernde Faktoren, die nicht direkt, sondern erst über einen der besprochenen Faktoren einwirken, Temperaturschwankungen, Druckänderungen und anderes in Betracht kommen. Neben diesen sind aber dann auch solche Faktoren wirksam, die den elektrischen Leitungsmechanismus beeinflussen. Zu diesen zählen z. B. Änderungen der Frequenz und der Feldstärke. Durch Frequenzänderung kann natürlich auch das Verhältnis der Oberfläche zum Volumen geändert werden. An Stelle des oben ange-

gebenen Ausdruckes muss man bei Durchströmung mit höheren Frequenzen das Verhältnis:

Stromdurchflossenes Volumen

Grösse der äusseren Grenzfläche des stromdurchflossenen Volumen setzen. Dieses wird natürlich durch die Frequenz verändert, da bei höheren Frequenzen das Stromvolumen kleiner wird, während die Oberfläche gleichbleibt. Eine Veränderung durch die Stromstärke kann z. B. dadurch erfolgen, dass ein Teil der Porenflüssigkeit bei starkem Strome verdampft wird und dadurch die Leitfähigkeit sinkt.

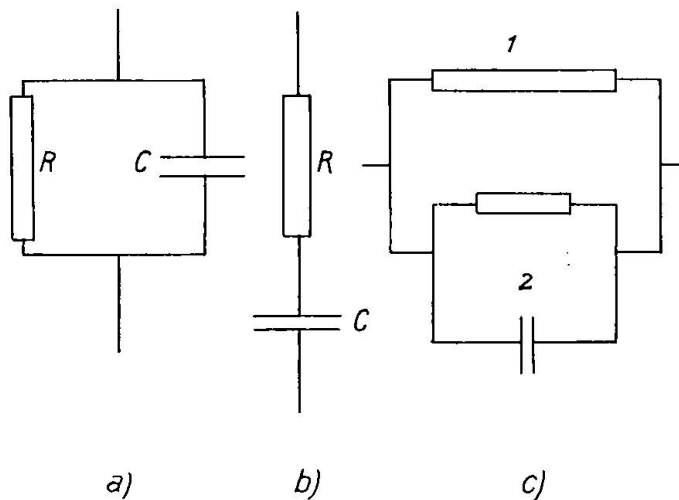


Fig. 3. Ersatzschemen für geologische Leiter

Bei c) ist Widerstand 1 nicht mit Widerstand 2 zusammengezogen, da sich beide in der Regel verschieden verändern werden. R Ohm'scher Widerstand, C Kapazität

Man sieht schon aus diesen Andeutungen, dass das Ersatzschema eines geologischen Leiters in der Regel kompliziert ist und dass vor allem das Schema selbst veränderlich ist. Wir können ein Ersatzschema stets nur für eine ganz bestimmte Frequenz und eine bestimmte Durchfeuchtung zeichnen. Es wäre sinnlos, Schemen zu entwerfen, die unter allen Umständen gültig sein sollten. Im Bilde 3 sehen wir zunächst die übliche Form des Ersatzschemas, wie sie für geologische Leiter gezeichnet wird: In der Abbildung a) liegen Kapazität und Ohmscher Widerstand parallel. Diese Anordnung soll, wo nicht ausdrücklich Gegengründe vorliegen, allen Untersuchungen zu Grunde gelegt werden. In bestimmten Fällen, z. B. bei geschichteten Leitern, ist die Anordnung b) zu wählen. Bei c) schliesslich sehen wir ein Ersatzschema, bei dessen Entwurf sowohl der Kern des geologischen Leiters (2) als auch dessen vorwiegend ohmisch

leitende, durchfeuchtete Oberschichte (1) berücksichtigt wurde. Im Bilde 4 sehen wir nun die Änderung des Ersatzschemas durch Erhöhung der Frequenz. Wird die Frequenz erhöht, so wird einerseits der Ohmsche Widerstand, andererseits aber auch die wirksame DK verändert werden. Ist der Leiter homogen, so wird der Widerstand grösser. Besteht allerdings der Leiter aus einem trockenen und daher schlechtleitendem Kerne und einer gut durchfeuchteten Oberflächenschicht, so wird diese Widerstandsveränderung nur schwach in Erscheinung treten, da die Stromleitung ohnehin auf die gutleitenden Oberflächenschichten beschränkt ist und daher das tatsächlich stromführende Volumen durch die Veränderung der Eindringtiefe nur wenig beeinflusst werden wird. Besteht z. B. das Dielektrikum des in Bild 4

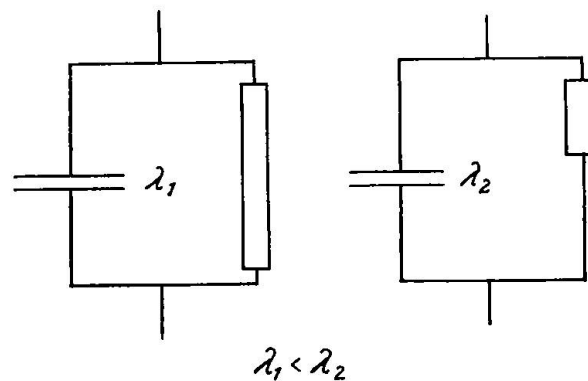


Fig. 4. Einfluss der Frequenz
 λ Wellenlänge

eingezeichneten Kondensators aus Eis, so wird mit zunehmender Frequenz dessen DK und damit die Kapazität des Kondensators kleiner. Das Ersatzschema bei hohen Frequenzen ist also völlig verschieden von jenem, das etwa für niederfrequente Ströme ermittelt wurde.

Im Bilde 5 sehen wir die Veränderung des Ersatzschemas durch Erhöhung der Durchfeuchtung. Als Durchfeuchtung „f“ wollen wir den Gehalt an Porenflüssigkeit pro Raumzentimeter in mg bezeichnen. Wir müssen uns allerdings vor Augen halten, dass diese Füllziffer keineswegs so einfach zu bestimmen ist, wie dies zunächst scheint. Wir haben schon erwähnt, dass das ganze Volumen keineswegs gleichmässig durchfeuchtet ist. Das was wir daher in diesem Falle messen können, ist im besten Falle ein Integral über einen grösseren oder kleineren Teil des gesamten Volumens. Versuche zeigen nun, dass oft in einer bestimmten Tiefe die Durchfeuchtung so gering ist, dass sie wohl kaum mehr beachtet werden muss. Wir

wollen daher versuchen, die ungefähre Stärke der durchfeuchteten Schicht zu ermitteln. Dies kann in ausreichender Annäherung dadurch geschehen, dass gleichartige Probestücke des gleichen geologischen Leiters, für die das Verhältnis Oberfläche/Volumen verschieden ist, vermessen werden. Durch Vergleich der Einzelmessungen kann man dann konstatieren, bis zu welcher Tiefe das Gestein in praktisch zu beachtender Weise durchfeuchtet wird. Wir wollen im folgenden als Durchfeuchtung immer jene Ziffer verstehen, die auf das tatsächlich durchfeuchtete Volumen bezogen ist. Sie wird also annäherungsweise bei dünnen Platten zu erhalten sein.

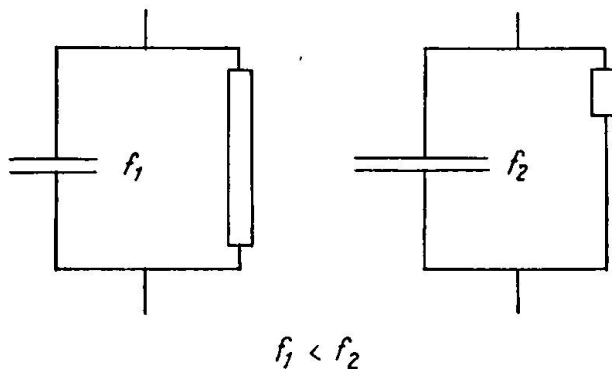


Fig. 5. Einfluss der Durchfeuchtung
f Durchfeuchtung in mg/cm^3

Im Bilde 5 sehen wir den Einfluss der Durchfeuchtung auf den Widerstand und die DK. Der Widerstand wird rasch abfallen und die DK ebenso rasch ansteigen. Daher wird die Kapazität grösser werden. Bei stärkeren Durchfeuchtungsgraden wird schliesslich nur mehr die Ohmsche Widerstandskomponente zu beachten sein.

3. DIE DURCHFÜHRUNG DER WICHTIGSTEN MESSUNGEN

Durch Messung soll allgemein der resultierende Widerstand

$$R = \sqrt{R^2 + \left(\frac{1}{\omega c}\right)^2}, \quad \omega = 2\pi\nu, \quad \nu = \text{Frequenz}$$

berechnet werden. Es ist also die Bestimmung des Ohmschen Widerstandes R und der Kapazität c nötig oder aber es soll aus dem bestimmten resultierenden Widerstand auf diese beiden geschlossen werden.

Zur Bestimmung dieser Faktoren stehen eine grosse Zahl verschiedenster Verfahren zur Verfügung, die sowohl genau als zuverlässig arbeiten. Die besonderen Aufgaben, die die Geoelektrik aber zu lösen hat, bringen es mit sich, dass bestimmte Messungen durch-

zuführen sind, die sonst in der Messtechnik verhältnismässig selten auszuführen sind. Die wichtigsten von diesen sind ungefähr folgende:

a) Messungen an Lösungen.

Der Widerstand ist als Funktion der Lösungsdauer, der Lösungstemperatur und anderer Faktoren darzustellen (Lösungskurve).

b) Messungen an Gesteinsproben.

1. Es sind die Durchfeuchtungskurven aufzunehmen.
2. Es ist zu untersuchen, ob bei der Durchfeuchtigkeit und Wiederaustrocknung Anomalien auftreten.
3. Es sind von dem zu untersuchenden Gesteine Lösungsproben anzusetzen und zu vermessen.
4. Es ist der Einfluss der Struktur auf den Widerstand zu untersuchen.

Für die Durchführung solcher Messungen wurden Verfahren entwickelt, die aber bis heute noch nicht einheitlich angewendet werden. Der Verfasser bedient sich der folgenden Messmethodik:

a) Widerstand von Lösungen

Das pulverisierte Gestein wird in Regenwasser aufgelöst. Die Leitfähigkeit des Regenwassers ist sehr gering. Sie ist besonders vom CO_2 -Gehalte abhängig. Ausserdem muss man berücksichtigen, dass bei längerer Aufbewahrung das Glas gelöst wird und dadurch der Widerstand fällt. Aus diesem Grunde ist es nötig, stets auch eine reine Wasserprobe mitzuvermessen und auf deren Werte dann die Widerstandsangaben zu beziehen. Im Bilde 6 ist hiefür ein Beispiel angegeben. Um die Erhöhung des Widerstandes durch Auflösung des Glases herabzusetzen, soll man zur Aufbewahrung schwer lösliche Glassorten (z. B. Quarzglas oder Jenaer Glas) verwenden. Weiter sollen die Gefässe gut verkorkt sein. Hiezu eignen sich paraffinierte Korke oder Gummipfropfen. Das Wasser soll aber nie bis zum Kork reichen, damit nicht wieder schwer bestimmbare Lösungen zu Stande kommen, die die Leitfähigkeit verändern. Weiter soll darauf geachtet werden, dass die Temperatur des Versuchsraumes möglichst konstant bleibt und dass auch zwischen den einzelnen Messungen die Lösungsproben keinen zu grossen Temperaturschwankungen ausgesetzt werden. Eine für solche Messungen geeignete Elektrode zeigt Bild 7. Auf einem Quarzträger sind Platinplatten befestigt, die wieder zu Klemmen führen. Bei der Messung ist zunächst darauf zu achten, dass aus noch nicht völlig geklärten Gründen der Kontakt zwischen Elektroden und Flüssigkeit nicht konstant ist. Man

soll nie Messungen durchführen, die unmittelbar dem Einfüllen der Lösung folgen. Weiter muss die Elektrode nach jeder Messung gut gereinigt und erhitzt werden. Mitunter haften ganz geringe Lösungsreste an den Elektroden. Haben diese einen sehr hohen Widerstand,

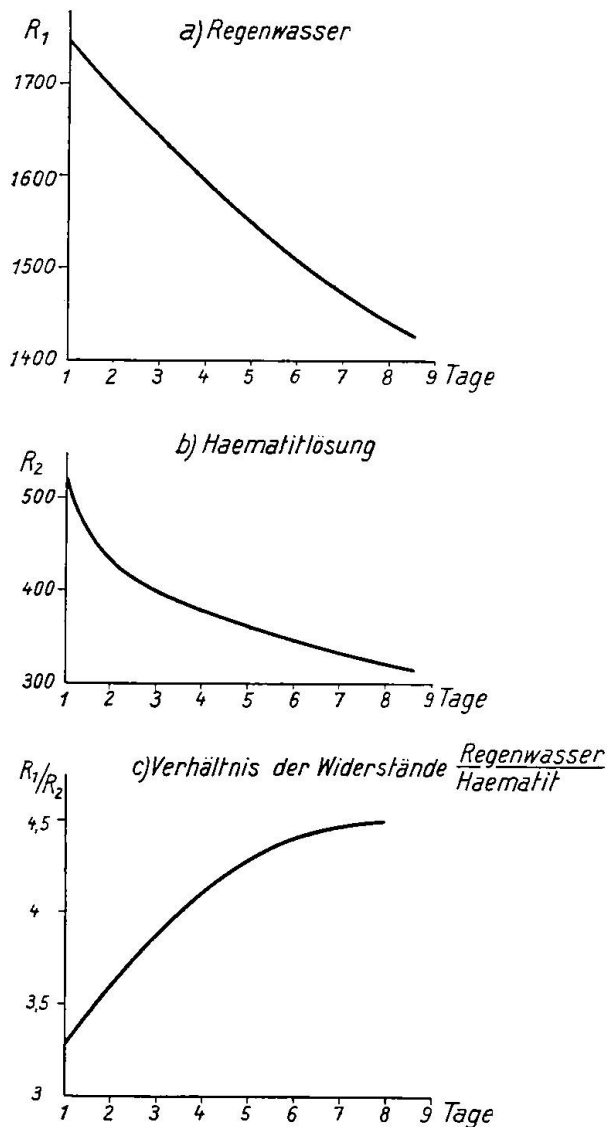


Fig. 6. Korrektur des Lösungswiderstandes
R Widerstand

so kann sich zwischen Elektrode und besser leitender Lösung eine dünne schlechtleitende Haut einschleiben, die dann das folgende Messergebnis verfälscht. Ausserdem sind noch viele andere Vorsichtsmaßnahmen zu treffen, um die mitunter geringen Widerstandsschwankungen, deren Ermittlung nötig ist, genau zu messen.

b) Bestimmung der Durchfeuchtungskurve

Stellen wir den Ohmschen Widerstand eines geologischen Leiters als Funktion seiner Durchfeuchtung dar, so erhalten wir die sog. Durchfeuchtungskurve. Eine solche stellt Bild 8 in einem Beispiele dar. Dem Abszissenwerte \emptyset entspricht jener Widerstand, der dem völlig trockenen Gesteine zugeordnet ist. Diesen Wert können wir nun aber praktisch nicht bestimmen. Zunächst fehlt uns jede Kontrollmöglichkeit. Wir könnten lediglich durch Verwägen der Proben feststellen, wann das Gewicht bei fortschreitender Austrocknung völlig konstant bleibt. Dies wäre dann ein Zeichen dafür, dass keine Feuchtigkeit mehr abgegeben werden kann. Damit wäre aber noch

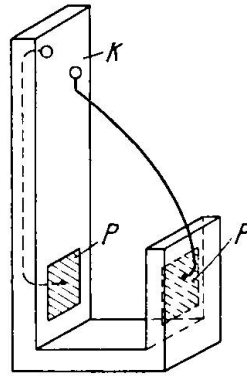


Fig. 7. Messelektrode
K Klemmen, P Platinplatten

nicht nachgewiesen, dass dem Gesteine keine weitere Feuchtigkeit innewohnt. Es wäre durchaus möglich, dass eingeschlossene Lösungsreste einfach nicht mehr durch Verdampfen entfernt werden können und daher weiter die Leitfähigkeit beeinflussen. Abgesehen davon aber können Durchfeuchtungsunterschiede elektrisch viel eher nachgewiesen werden als durch Gewichtsbestimmung. Aus diesem Grunde hätte es keinen Sinn, die elektrische Messung auf eine Gewichtsbestimmung zu beziehen. Wir werden daher auf die Bestimmung des absoluten Trockenwiderstandes verzichten, da dessen Überprüfung durch andere Messverfahren unmöglich ist. Ausserdem muss man auch berücksichtigen, dass absolut trockene Gesteine in der Natur nie vorkommen und dass es daher keinen besonderen Wert hätte, ihren Widerstand zu ermitteln. Dieser liegt auch stets viele Zehnerpotenzen über jenen Widerstandsbereichen, die für uns besonders vom mineralphysikalischen Standpunkte aus in Betracht kommen. Praktisch wird daher als „Trockenwiderstand“ ein anderer Wert de-

finiert. Um diesen zu erhalten, wird das Gestein solange auf 60°C erhitzt, bis der Widerstand (und damit das Gewicht) praktisch konstant bleibt¹⁾. Die Temperatur von 60°C wird deshalb gewählt, weil Gesteine, die in unseren Breiten der direkten Sonnenbestrahlung ausgesetzt sind, praktisch nicht intensiver ausgetrocknet werden, sodass dieser Wert als Extrem betrachtet werden kann. Wichtiger als der Trockenwiderstand (R_t im Bilde 8) ist aber für uns die „relative Widerstandsänderung“. Wir erhalten sie, wenn wir den zu unter-

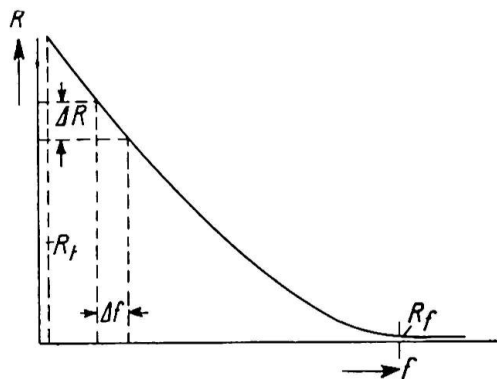


Fig. 8. Durchfeuchtungskurve
f Durchfeuchtung in mg/cm^3

suchenden geologischen Leiter in eine gesättigte Wasserdampf-atmosphäre bringen und nun die Widerstandsabnahme als Funktion der Durchfeuchtungszunahme bestimmen. Sie ist durch die Steilheit der Kurve im steilsten Teile dargestellt ($\Delta R/\Delta f = \text{tg}\varphi$). Der „feuchte Widerstand“ wird ebenfalls nur näherungsweise bestimmt. Die Verhältnisse sind jenen entgegengesetzt, die bei der Bestimmung des „trockenen Widerstandes“ gelten. Die erhitzte Probe wird in reines Wasser gelegt, und nun wird wieder jener Wert des Widerstandes bestimmt, der praktisch zeitlich konstant bleibt. Zwischen diesen beiden Extremwerten versucht man mitunter noch den Normalwiderstand zu bestimmen. Dieser gilt bei geologischen Leitern, die normalen Witterungseinflüssen ausgesetzt sind. Bei seiner Bestimmung muss man aber unbedingt darauf Rücksicht nehmen, dass es ungemün schwer ist, solche Voraussetzungen ausreichend genau zu definieren und dass im übrigen neben der Witterung noch viele andere Faktoren in Betracht kommen. Der „Normalwiderstand“ wird also nur selten einen praktischen Wert haben und er ist stets nur sehr relativ zu werten.

¹⁾ Dieses Verfahren verwendet der Verfasser. Bisher fehlt es noch an einer einheitlichen Regelung.

c) Bestimmung von Anomalien

Die Durchfeuchtungskurve stellt natürlich den Widerstand lediglich als Funktion des Lösungsgehaltes dar. Sie kann nicht den Einfluss der Konzentrationsänderungen ohne weiteres erkennen lassen. Da aber gerade deren Kenntnis oft nötig ist, so müssen zu ihrer Be-

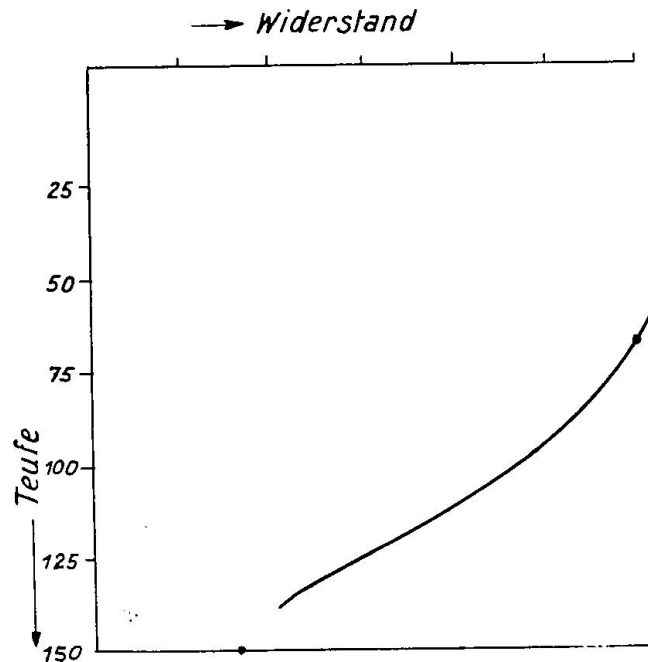


Fig. 9. Widerstand von Grundwässern

stimmung eigene Versuche unternommen werden. Es ist zunächst zu prüfen, ob der bestimmte funktionelle Zusammenhang umkehrbar ist. Wenn dies der Fall ist, so müsste sich die bei abnehmender Durchfeuchtung aufgenommene Kurve mit jener decken, die bei zunehmender Durchfeuchtung aufgenommen wurde. Dies ist aber keineswegs immer der Fall. Durch Erwärmung kann u. U. bei gleichzeitiger Abnahme der Durchfeuchtung die Konzentration des Lösungsrestes vergrößert werden. Beispiele für solche Anomalien hat der Verfasser in einer früheren Arbeit angegeben²⁾.

d) Einfluss der Struktur auf den Widerstand

Die Durchfeuchtung des Gesteines wird mitunter keineswegs in allen Richtungen gleichmässig sein. Besteht der zu untersuchende Leiter aus Schichten von verschiedener Hygroskopizität, so wird der

²⁾ Siehe Hochfrequenztechnik u. E. 51 (1938), Seite 138 ff. und SMPG. 17 (1937), Seite 271—290.

Widerstand von dem Winkel abhängen, den Strom und Schieferungsrichtung miteinander einschliessen. Aus diesem Grunde sind stets mehrere Messungen bei verschiedenen Stromachsen durchzuführen. Die Unterschiede können sehr beträchtliche Werte erlangen.

Werden grössere Volumen untersucht, so ist auch der Einfluss von Gängen, Verwerfern, Rutschflächen und ähnlichem Beachtung zu schenken, da diese fast immer die Wasserführung und damit die Leitfähigkeit des Volumens beeinflussen.

Lösungsversuche im Laboratorium zeigen fast immer eine viel langsamere Widerstandsabnahme als Messungen, die am natürlichen Leiter vorgenommen werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass

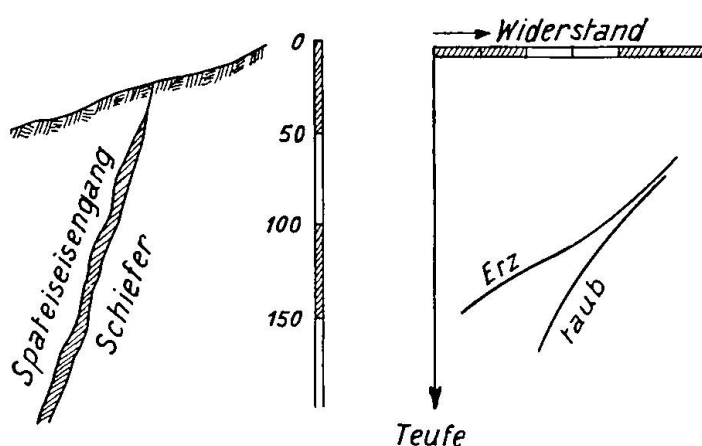


Fig. 10. Kotterbacher Bergwässer

in der Natur in der Regel das Wasser in dünner Schichte mit einer grossen Gesteinsoberfläche in Berührung kommt und dadurch die Lösungsintensität grösser ist. Man kann dem auch bei Laboratoriumsversuchen Rechnung tragen, indem man die Mineralproben während der Lösung erhitzt. Dadurch wird ebenfalls der Lösungsvorgang beschleunigt. Freilich muss bei der Auswertung dieser Ergebnisse entsprechende Vorsicht platzgreifen. In Fig. 9 sehen wir den Widerstand von Grundwässern als Funktion der Teufe. In Fig. 10 ist die Widerstandsveränderung von Bergwässern (Spateisensteinlager) dargestellt. Man sieht, dass das Wasser im Erz mit zunehmender Tiefe rascher an Leitfähigkeit zunimmt als jenes aus dem tauben Nebengestein. Grosse Schwierigkeiten bietet mitunter die Auswahl geeigneter Elektroden. Flache Metallplatten liegen in der Regel nur mit einem kleinen Teile ihrer gesamten Oberfläche am zu vermessenden geologischen Leiter an. Im Bild 11 ist dies schematisch dargestellt. Bei a) sehen wir eine flache Metallelektrode. Sie liegt nur an den bezeichneten Stellen am

geologischen Leiter an. Aus diesem Grunde ist es unmöglich, den richtigen Leiterquerschnitt, der von der Elektrodenoberfläche abhängig ist, festzustellen. Bei b) und c) sehen wir die Verhältnisse, die eintreten, wenn wir an Stelle der Metallplatte Quecksilber verwenden. Der Kontakt wird jetzt zweifellos viel besser. Das Quecksilber dringt aber jetzt in grössere Poren und Unebenheiten hinein und dadurch wird, wie dies auch in der Abbildung zu sehen ist, je nach dem Druck, unter dem das Quecksilber steht, die Oberfläche vergrössert werden. Aus diesem Grunde ist es unbedingt nötig, diesen Druck konstant zu erhalten. Bei d) sehen wir eine geschliffene

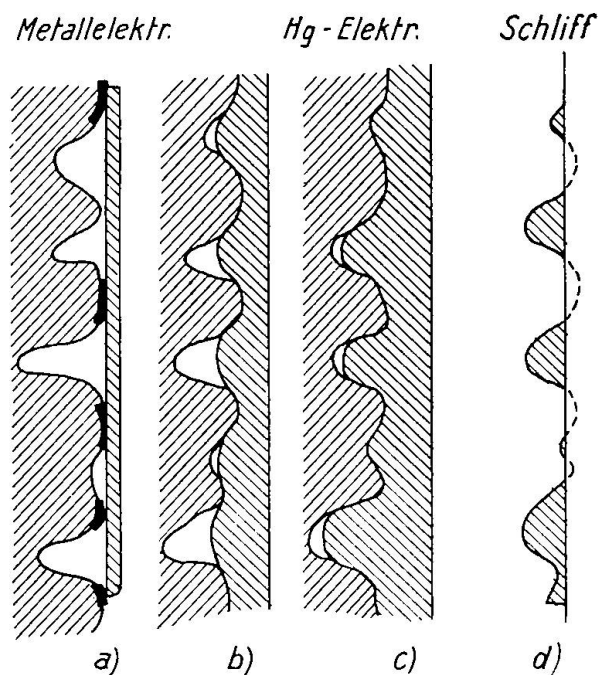


Fig. 11. Elektroden

und daher völlig ebene Oberfläche. An diese kann natürlich eine Plattenelektrode gut angelegt werden. Die Poren sind aber oberflächlich verstopft und daher wird z. B. die Durchfeuchtung ganz anders erfolgen als bei einem Leiter, dessen Oberfläche in natürlichem Zustande belassen wurde.

Zum Messen der Widerstände werden vor allem die bekannten Brücken verwendet. Neuerdings werden diese in besonders vereinfachter Ausführung erzeugt, wodurch die Messung mit einigen Handgriffen rasch durchgeführt werden kann. Zu diesen Geräten zählen z. B. das Philoscop, mit dem der Verfasser viele Messungen durchgeführt hat und — soweit es sich um DK-Bestimmungen handelt — auch das Dielkometer, das mit zahlreichen Spezialelektroden ausge-

rüstet ist. Die meisten Geräte sind für niederfrequente Mesströme eingerichtet. Da wir aber besonders zu Zwecken der Funkmutung Messungen brauchen, die bei hochfrequenter Durchströmung erhalten wurden, so werden neuerdings auch jene Geräte verwendet, die von der Funkmesstechnik entwickelt wurden. Der zu untersuchende Leiter wird in den Schwingungskreis eines Messenders eingeschaltet und es werden dann die Veränderungen des Kreises in Bezug auf Eigenfrequenz, Verlustwinkel etc. ermittelt. Die Verfahren sind ähnlich jenen, die in der Funkmutung verwendet werden. Natürlich treten bei Hochfrequenz gewisse Fehlerquellen in Erscheinung, die in der einschlägigen Fachliteratur behandelt wurden und daher an dieser Stelle übergangen werden dürfen.

4. EINFLUSS DER DURCHFUCHTUNG

Mit zunehmender Durchfeuchtung wird die Leitfähigkeit eines geologischen Leiters grösser und der Verlustwinkel kleiner werden. Die kapazitive Komponente tritt hinter die Ohm'sche zurück. Wollen wir die elektrophysikalischen Wirkungen der Durchfeuchtung studieren, so müssen wir unsere Aufmerksamkeit drei Dingen zuwenden: Zunächst einmal müssen wir die Eigenschaften des festen geologischen Leiters ermitteln, dann sind die Eigenschaften jener Flüssigkeiten zu studieren, die die Poren erfüllen. Sind diese beiden Voraussetzungen geklärt, so kann erst der aus beiden gebildete Mischkörper vermessen werden. Die elektrischen Eigenschaften dieses Mischkörpers sind nicht allein von jenen seiner Bestandteile, sondern auch von deren räumlicher Verteilung abhängig. Zu beachten ist sowohl die Fein- als auch die Grobstruktur. Im allgemeinen werden Unterschiede der Feinstruktur nur dann durch eine Messung festzustellen sein, wenn sie innerhalb eines grösseren Raumes gleichartig auftreten. Unterschiede der Grobstruktur sind dagegen fast stets zu bestimmen und ihre Ermittlung stellt die wichtigste Aufgabe der Funkmutung dar.

a) Feste Gesteine

Entfernen wir aus einem geologischen Leiter die letzten Reste von Feuchtigkeit, so bleibt ein Gerüst aus ziemlich schlecht leitenden mineralischen Bestandteilen übrig. Der ungemein hohe Widerstand dieser Leiter dürfte zunächst daraus zu erklären sein, dass ein erheblicher Teil des untersuchten Volumens überhaupt mit Luft erfüllt ist. Das was wir allgemein als festen geologischen Leiter bezeichnen, ist ja in Wirklichkeit ein Gemisch aus Luft und Halbleitern, die oft

überdies untereinander in sehr schlechtem Kontakt stehen. Besonders hoch wird der Widerstand dann sein, wenn die Bestandteile mit sehr dünnen Schichten überzogen sind, da diese sehr hohe Übergangswiderstände bilden. Freilich werden diese bei einigermaßen höheren Messspannungen durchschlagen und in diesem Falle wird dann bei der Untersuchung ein viel geringerer Widerstand erhalten, als jener der in der Natur bei schwacher Durchströmung wirksam ist.

Der Widerstand fester Bestandteile ist im allgemeinen von der Frequenz abhängig. Zum Teile kann dies durch den schon besprochenen Skineffekt erklärt werden. Mitunter ist aber der Zusammenhang zwischen Widerstand und Frequenz ungemein kompliziert. Es treten bei bestimmten Wellenlängen Extremwerte auf, deren Lage mitunter wieder von anderen Faktoren bestimmt ist.

Als gute Leiter sind lediglich einige Erze anzusehen. Kohle ist im allgemeinen ein schlechter Leiter. Wesentlich besser leitet Graphit und daher kann z. B. auch Graphitschiefer einen gutleitenden Erzgang vortäuschen.

b) Flüssige Leiter

Die elektrischen Eigenschaften der flüssigen Leiter wurden in zahlreichen Einzelarbeiten behandelt, von denen einige auch im beigeschlossenen Literaturverzeichnis zusammengestellt wurden. Aus diesem Grunde ist es überflüssig, auf diese nochmals einzugehen. Soweit es sich um wässrige Lösungen handelt, liegt die DK in der Nähe jener des Wassers. Die für uns praktisch in Betracht kommenden wässrigen Lösungen entstehen durch die Berührung des Wassers mit geologischen Leitern. Der Widerstand des Regenwassers liegt, wie schon erwähnt, ziemlich hoch. Nach den Untersuchungen von HLAUSCHEK beträgt er ca. 30 000 Ohm/cm³, doch kommen auch noch weit höhere Werte vor. Die Grundwässer haben Widerstände von einigen tausend Ohm/cm³. Salzhaltiges Wasser kann mitunter nur 5 bis 10 Ohm/cm³ haben.

Die Leitfähigkeit und DK des Porenwassers ist vor allem von folgenden Faktoren abhängig.

- a) Löslichkeit der festen Bestandteile.
- b) Temperatur- und Druckverhältnisse.
- c) Geschwindigkeit, mit der das Wasser am festen Gesteine vorbeifliesst.
- d) Grösse der Oberfläche, die von Flüssigkeit benetzt wird und Verhältnis dieser Oberfläche zum Volumen der gesamten Flüssigkeit.

Überdies kommen natürlich auch noch andere Faktoren in Betracht. Nicht zu übersehen ist auch die Wirksamkeit der Vegetation. Das Wasser, das von der Erdoberfläche her eindringt, durchfließt zunächst jene Schicht, in der die sog. Depotbildung stattfindet. Dadurch erhalten sie durch Lösung eine gewisse Anfangsleitfähigkeit, die bedeutend über jener des reinen Regenwassers oder selbst des Oberflächenwassers liegt. Aus diesem Grunde kann es möglich werden, dass Wasser, das das gleiche Vorkommen durchfließt, je nach der Beschaffenheit der Vegetationsdecke auch verschiedene elektrische Eigenschaften aufweist. Ähnlich wie die Vegetation beeinflussen auch z. B. der eiserne Hut die Leitfähigkeit und DK des eindringenden Regenwassers. Umgekehrt kann auch eine Filterung eintreten, die die Leitfähigkeit dann wieder herabsetzt. Um daher alle diese Voraussetzungen übersehen zu können, ist es nötig, sowohl mit Hydrologen als auch mit Mineralogen stets zusammenzuarbeiten.

Tabelle I. *Trockenwiderstände von Eruptivgesteinen, kristallinen Schieferen und klastischen Sedimenten*
(nach Löwy (Ann. Physik (4), 36 (1911), 125)

Gesteine	DK	Leitfähigkeit ³⁾
Eruptivgesteine		
Granit	7—8	$< 10^2$
Porphyrtiger Granit	—	10^2
Syenit	—	10^7
Syenit granitartig	13—14	10^3
Basalt	12	$5 \cdot 10^4$
Glimmermelaphyr	14—15	ca. 10^4
Kristalline Schiefer		
Gneis	8—9	$< 10^4$
Feinkörniger grauer Gneis	11—12	10^2
Glimmerschiefer	—	$< 5 \cdot 10^3$
Quarz-Phyllit	8—11	$< 10^4$
Quarzschiefer	9	$6 \cdot 10^3$
Kristalline und klastische Sedimente		
Anhydrit	7	$< 10^2$
Körniger Kalk in Phyllit lagernd	8—9	$< 10^2$
Unterer Muschelkalk	12	$< 10^2$
Mittlerer Buntsandstein	9	10^2
Grauwacke	9—10	$5 \cdot 10^3$
Tonschiefer	—	$4 \cdot 10^{12}$

³⁾ Widerstand in Ω cm = 10^{13} /Leitfähigkeit.

c) Mischkörper

Die geologischen Leiter, mit denen wir es in der Natur zu tun haben, sind in fast allen Fällen vom elektrischen Standpunkt aus als Mischkörper zu bezeichnen. Das Gerüst besteht aus vornehmlich dielektrischen Leitern und in einigen Fällen auch aus solchen, die sich ähnlich den Metallen verhalten. In dieses Gerüst ist dann der Elektrolyt eingelagert. Im Extremfalle besteht diese Füllung aus ebenfalls dielektrischen Flüssigkeiten.

Tabelle II. *Trockenwiderstände einiger Erze*
(nach Löwy l. c.)

Gesteine	Leitfähigkeit	Anmerkung
Magnetkies	$2 \cdot 10^{14}$	
Magneteisenerz	10^{13}	
Glanzeisenerz mit Magneteisenerz	$5 \cdot 10^{10}$	
Bleiglanz (Bleischweif)	$2 \cdot 10^{13}$	
Kupferkies	$5 \cdot 10^{13}$	
Brauneisenstein mit Spateisensteinkern	10^4	DK = 10 ... 11
Roteisenstein	10^4	DK = ca. 25
Zinnober	$< 5 \cdot 10^3$	
Steinkohle	$< 5 \cdot 10^3$	
Braunkohle	$< 5 \cdot 10^3$	

Im trockenen Zustande oder besser gesagt bei sehr schwacher Durchfeuchtung, ist der Widerstand der geologischen Leiter sehr hoch, wie die Tabelle I Seite 241 zeigt. Nur einige Erze weichen diesbezüglich ab. Ihre Widerstände liegen wesentlich tiefer. Einige Angaben sind in Tabelle II zusammengestellt. Im naturfeuchten Zustande aber liegen die Widerstände der geologischen Leiter viel tiefer. So gibt z. B. W. STERN (Angew. Geophysik, 1 (1931), 437) folgende Daten an:

Leiter	Ohm/cm ³	Absorption gegen Luft	
		$\lambda = 90 \text{ m}$	$\lambda = 55 \text{ m}$
Bergfeuchte Braunkohle	10^6	3	4,2
Schotter	unter $5 \cdot 10^5$	über 6	8,4
Bergfeuchter Kalk	unter $4 \cdot 10^5$	über 7,5	10,5
Sandiger Boden	unter $2 \cdot 10^5$	über 15	21
Toniger Boden	unter $4 \cdot 10^4$	über 75	105

Zu dieser Zusammenstellung ist aber zu bemerken, dass im Bereiche der kurzen Wellen keineswegs immer jene Absorptionsziffern richtig sind, die durch Interpolation der angegebenen Werte erhalten werden können. Im Gegenteil treten sogar Anomalien auf, und es kann durchaus möglich sein, dass im Bereiche von 40 Metern eine

geringere Absorption zu beobachten ist als im Bereiche der Hundertmeterwellen.

Tabelle III. *Widerstände nach Smith-Rose*

Material	Teufe in m	Feuchtig- keit in %	Leitvermögen in abs. ESE bei		ϵ bei $10 \cdot 10^6$
			$\nu = 1,2 \cdot 10^6$ Hertz	$\nu = 10 \cdot 10^6$ Hertz	
Kalk	0,61	24	$0,4 \cdot 10^8$	$0,64 \cdot 10^8$	21
	1,51	26	1,7	1,1	38
	0,91	27	0,87	0,64	29
	3,03	27	1,6	2,0	34
Blaue Tonerde	3,03	23	$6,9 \cdot 10^8$	$8,3 \cdot 10^8$	29
	0,91	25	10,0	13,0	46
	3,03	25	7,5	11,0	40
	0,91	27	8,5	14,0	75
Tonerde und Sand	1,51	21	$7,0 \cdot 10^8$	$9,8 \cdot 10^8$	42
	0,61	26	9,0	13,0	48
Lehm	0	22	$0,67 \cdot 10^8$	$1,0 \cdot 10^8$	25
Faseriger Lehm	0	21	0,93	1,3	23
Dark fibrous loam	0	60	3,9	6,0	54
Kalkiger Lehm	0,3	21	0,81	0,9	25
Lehm und Tonerde	0,3	13	1,3	1,5	21
Lehm (Clay)	0,3	33	7,2	8,8	43

Tabelle IV. *Widerstandsdaten nach Fritsch*

Geologischer Leiter	Trocken- Feuchter Widerstand		Bemerkung
	R_t	R_f	
	in $M.\Omega/cm^3$		
Basalttuff	1600	10	
Haematit	0,17	0,08	
Quarzgemeinde	1300	1,5	
Spateisenstein	400	gering	
Sandstein (Mittel-Ologocän)	10	0,1	normalfeucht 1
Schwerspatgemeinde	800	gering	
Schiefer	1,2	0,3	
Sandsteineinlagerung in Bakulitenmergel	10	0,05	normal 5-7
Lösslehm	0,3-0,5	0,04-0,07	normal 0,12-0,07
Kalkhaltiger Sandstein	6	—	normal 5
Zeolithisierter Tephrit	5	0,5	normal 0,8
Nephelintephrit	1-1,2	1	normal 1
Lehmiger Sand	—	—	normal 0,5
Kalktuff	4	—	normal 4
Kalksandstein	10	6	
Bakulitenmergel	5	0,06	
Devonkalk	1,2	0,3	

Tabelle V. *Einige weitere Widerstandsangaben*
(nach REICH)

Sandstein mit 26% Porenvolumen erfüllt mit 20% NaCl-Lösung	~ 30
Normale feuchte porenreiche Sedimente	~ 10000 ... 100000
Porenarme, feste Gesteine	~ 10 ⁵ ... 10 ⁸

Leiter	Trockenwiderstand Ω/cm^3	„angefeuchtet“ Ω/cm^3
Diabas	$3 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^4$
Dolomit	$> 5 \cdot 10^6$	$4,6 \cdot 10^5$
Granit	$1,1 \cdot 10^7$	$3,6 \cdot 10^4$
Tonschiefer	$1,4 \cdot 10^8$	$9 \cdot 10^5$
Kalk	$1,3 \cdot 10^{10}$	$4,2 \cdot 10^7$
Sandstein	$7,7 \cdot 10^7$	$6,5 \cdot 10^5$

Bergfeuchte Erze

Sulfiderze mit 5 ... 50% Erzgehalt	$2 \cdot 10^4$ bis $8 \Omega/\text{cm}^3$
Gesteine mit weniger als 5% Erzgehalt	$\sim 2 \cdot 10^{10}$ bis $\sim 8 \cdot 10^5 \Omega/\text{cm}^3$
Pyriterze	$\sim 10^4$ bis 0.1 „
Graphitschiefer	~ 350 bis $\sim 0,5$ „

Tabelle VI. *Bodenwiderstände*

a) Spezifischer Widerstand von Böden nach KRÖNERT

Bodenart	Spez. Widerstand Ohm-m
Sandboden	50 ... 10000
Sandiger Lehm	20 ... 330
Lehmboden	15 ... 250
Humoser Sand	} 10 ... 50
Moorboden	

b) Spezifischer Widerstand von Böden nach HENNEY

Gruppe	Bodenart	1	2	Spez. Widerstand des gewachsenen Bodens bei ver- schied. Feuchtig- keitsgehalt Ohmmeter
		Feuchtigkeits- gehalt bei Wasser- sättigung Gewichts-%	Spez. Widerstand der gesättigten Böden bezogen auf 18° C Ohmmeter	
1	Nährstoffarme Sande (weiss bis gelb)	18 bis 25	160 bis 380	
2	Nährstoffreiche Sande (braun und grau)	20 bis 25	90 bis 200	50 bis 10000
3	Lehmhaltige Sande	17 bis 25,5	60 bis 130	50 bis 10000
4	Sande aus Grundwasser	17,5 bis 26	30 bis 65	50 bis 10000
5	Lehme	20 bis 37	15 bis 60	15 bis 250
6	Humus und Niederungs- moorböden bei verschie- denem Kalkgehalt	35 bis 85	10 bis 25	10 bis 50

c) Ergebnisse der Widerstandsmessungen an Lehm- und Moorböden nach HENNEY

Lehme		Moorböden		
Wassergehalt bei Sättigung	Spez. Widerstand bei 18° C	Wassergehalt bei Sättigung	Gehalt an CaCO ₃	Spez. Widerstand bei 18° C
GEW — %	OHM — m	GEW — %	GEW — %	OHM — m
20,3	59	35,6	10	23
32,2	40	58,3	46	21
37,2	35	84,5	—	20
28,0	28	80,7	73	16,5
31,4	15	77,0	50	12,7

d) Elektrische Eigenschaften verschiedener Böden nach HORVÁTH (Leitfähigkeit der Vergleichslösung (gesättigte Gipslösung) = 0,001891)

Bodentypus	Tiefe cm	Farbe der Probe	Leitfähigkeit
I. Waldböden	0—10	blassgelb	46,25
	25—50	farblos	24,45
1. Graue Waldböden	0—10	„	80,30
	20—30	„	43,77
	40—50	„	80,49
	50—60	„	136,55
2. Brauner Waldboden	0—15	blassgelb	144,38
	30—60	farblos	20,81
II. Steppenböden	0—20	blassgelb	88,23
1. Wiesenton	20—35	farblos	66,62
2. Schwarzer Steppenboden	30—40	„	72,70
	90—100	„	56,38
3. Brauner Steppenboden	Oberboden	„	159,65
	Niveau unter der Ackerkrume	„	119,67
4. Salzböden	0—10	blassgelb	43,16
	10—20	farblos	34,83
	50—75	„	40,50
	110—140	„	63,86
	0—15	dunkelbraun	369,50
	30—45	braun	583,37
	50—70	farblos	398,65
III. Nicht-zonale Böden			
1. Alluvialer Boden	Oberboden	gelb	1047,52
	0—20	farblos	33,14
	20—50	„	23,58
2. Sandböden	0—20	gelb	249,49

Tabelle VII. *Schwankungen des Erdungswiderstandes*
Erdwiderstandsmessungen nach K. BERGER

a) Schwankungen von Erdungswiderständen in verschiedenen Bodenarten unter dem Einfluss der Witterung, ermittelt in einer Tiefe von 0,5 bis 0,7 m unter der Erdoberfläche. Mittelwert aus etwa 50 Messungen = 100 %. Die Schwankungen sind in % angegeben (SEV.-Bull. 27, 145 ff. (1936).

Lehm	76—145 %
Torf	68—135 %
Molasse-Sandstein	76—130 %
Steinige Erde (Obermoräne)	78—132 %
Molasse-Nagelfluh	80—158 %
Steinige Erde (Grundmoräne)	68—138 %
Kies (zeitweise im Grundwasser)	30—200 %
Kies (etwa 0,5—2 m über Grundwasser)	50—348 %
Kies (etwa 50 m über Grundwasser)	52—141 %
Jurakalk	59—137 %

b) Schwankungen des spezifischen Widerstandes verschiedener Bodenarten unter dem Einfluss der Witterung, ermittelt an zwei Erdungen in einer Tiefe von 1 bis 1,5 m; Mittelwert aus etwa 50 Messungen = 100 %. Die Schwankungen sind in % angegeben.

Lehm	80—120 %
Torf	90—125 %
Molasse-Sandstein	75—128 %
Steinige Erde (Obermoräne)	78—126 %
Molasse-Nagelfluh	80—140 %
Steinige Erde (Grundmoräne)	74—125 %
Kies (zeitweise im Grundwasser)	40—168 %
Kies (etwa 0,5—2 m über Grundwasser)	58—162 %
Kies (etwa 50 m über Grundwasser)	70—146 %
Jurakalk	78—140 %

Tabelle VIII. *Klassifikation der geologischen Leiter* (nach Löwy)

	Trockenes Gestein	Öldurchtränktes Gestein	Süßwasser- führend	Salzwasser- führend	Erz *)
DK	7	7...80	80	80	<80
Leitfähigkeit σ	10^3	10^3	10^8	10^{11}	10^{18}

Einige Angaben über den Widerstand geologischer Leiter in Abhängigkeit von der Frequenz hat auch SMITH-ROSE angegeben. Sie sind in der Tabelle III Seite 243 wiederholt. Der Verfasser hat eine Reihe von geologischen Leitern nach dem schon früher angegebenen Verfahren untersucht und die in der Tabelle IV Seite 243 zusammen-

*) Diese Angaben können allerdings nur für bestimmte Erze gelten. (Anm. des Verfassers.)

gestellten Werte erhalten. Auch sonst finden sich an mehreren Stellen der Literatur solche Angaben. Freilich ist in der Regel nicht angegeben, in welchem Grade die Leiter durchfeuchtet waren. Oft begnügt man sich mit dem Hinweise darauf, dass die Minerale „angefeuchtet“ oder „naturfeucht“ waren. In beiden Fällen ist es durchaus möglich, dass Abweichungen um einige Zehnerpotenzen zu verzeichnen sind. In den letzten Jahren wurden auch Messungen für Blitzschutzanlagen durchgeführt. In der Blitzschutztechnik spielt die Frage der guten Erdung eine grosse Rolle, und daher wird den Veränderungen des Bodenwiderstandes durch Witterungs- und andere

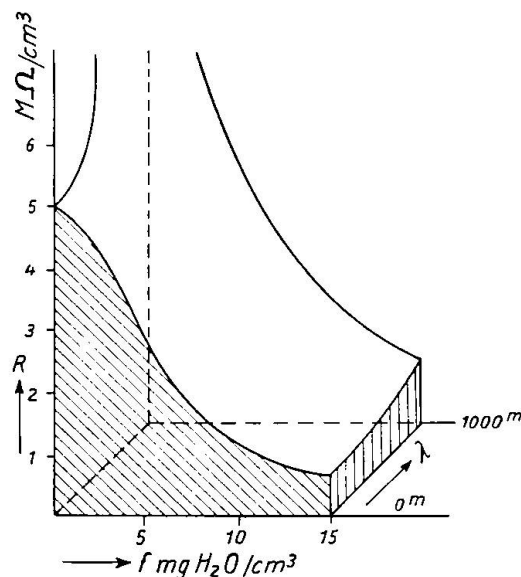


Fig. 12. Diagrammkörper

R Widerstand, f Durchfeuchtung in $\text{mg H}_2\text{O}/\text{cm}^3$, λ Wellenlänge

Einflüsse besondere Aufmerksamkeit geschenkt. In der Tabelle VI sind einige Daten angegeben, und in Tabelle VII sind schliesslich Schwankungen des Erdungswiderstandes an Blitzerdern angeführt. Bei der Durchsicht dieser letzten Tabelle ist aber zu beachten, dass es sich um Erder handelt, die aus technischen Gründen möglichst günstig verlegt wurden. An anderen Stellen des Untergrundes können ohne weiteres Schwankungen konstatiert werden, die die in Tabelle VII angegebenen um ein beträchtliches übertreffen.

d) Verändernde Faktoren

Die wichtigsten verändernden Faktoren wurden bereits besprochen. Allgemein wird alles die elektrischen Eigenschaften beeinflussen, was die Füllziffer und die Leitfähigkeit oder DK der Lösungen verändert. Überdies kommen noch elektrische Faktoren in

Betracht, die in der Regel indirekt einwirken. Bei Messungen, die wir im Freien durchführen, werden wir vor allem die Witterung zu beachten haben.

5. DIE DARSTELLUNG DER ELEKTRISCHEN EIGENSCHAFTEN GEOLOGISCHER LEITER

Am einfachsten können die elektrischen Eigenschaften geologischer Leiter in Tabellenform mitgeteilt werden. In der Regel werden jeweils nur bestimmte Werte angegeben. Wie aber schon gezeigt wurde, genügt dies nicht, da insbesondere unter dem Einflusse der

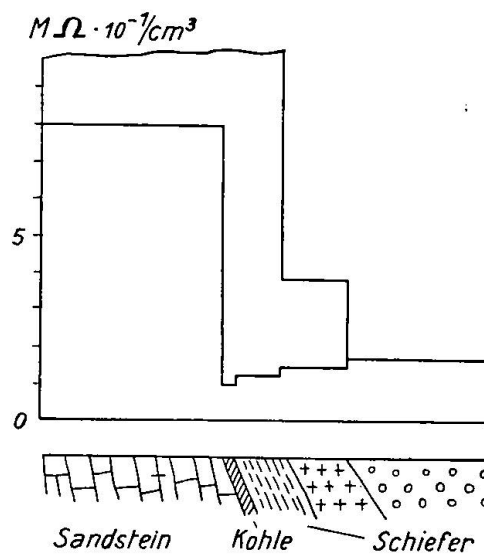


Fig. 13. Widerstände eines Kohleflözes
Ordinate: spezifische Widerstände

Durchfeuchtung der Widerstand innerhalb weiter Grenzen veränderlich ist. Auch die DK-Angaben müssen auf diesen Umstand Rücksicht nehmen. Man ging daher zu zweidimensionalen Darstellungen über. Löwy versuchte bestimmte geologische Leiter durch gleichzeitige Zuteilung von Leitfähigkeit und DK-Werten eindeutig zu bestimmen. Eine solche Darstellung ist in Tabelle VIII gegeben. Die dort verzeichneten Angaben sind aber nicht immer ausreichend. Insbesondere sind die Schwankungen sehr oft weit grösser, als aus dieser Zusammenstellung hervorgeht. Aus diesem Grunde wählt man Diagramme die den Einfluss der Durchfeuchtung klar zeigen. Berücksichtigt man schliesslich auch noch den Einfluss der Frequenz, so erhält man dreidimensionale Darstellungen. Ein solcher Diagrammkörper ist in Abbildung 12 dargestellt. Mitunter handelt es sich darum, rasch eine Übersicht über die möglichen Widerstandsänderungen zu er-

halten, die durch die normalen Schwankungen der Witterung möglich sind. Ein Beispiel zeigt Abb. 13. Über dem Querschnitt eines Kohleflözes sind die Widerstandsbereiche aufgetragen. Man erkennt leicht, dass je nach der — durch die Witterung bedingten — Durchfeuchtung die einzelnen geologischen Leiter sich ganz verschieden verhalten werden und dass besonders das relative Widerstandsverhältnis, durch das die Unterscheidungsmöglichkeit gegeben ist, ganz verschieden ausfallen kann.

Im allgemeinen muss man heute feststellen, dass das Problem der übersichtlichen und doch ausreichend verlässlichen Darstellung der elektrischen Eigenschaften geologischer Leiter noch lange nicht vollständig gelöst ist.

Z u s a m m e n f a s s u n g

1. Die Durchfeuchtung übt auf die elektrischen Eigenschaften geologischer Leiter einen bestimmenden Einfluss aus.

2. Geringe Feuchtigkeitsspuren in geologischen Leitern können oft elektrisch genauer ermittelt werden als durch Verwägung.

3. Die Veränderung der elektrischen Eigenschaften mit der Durchfeuchtung ist oft für einen bestimmten geologischen Leiter charakteristisch.

4. Für die Bestimmung der elektrischen Eigenschaften eines geologischen Leiters als Funktion der Durchfeuchtung wurden bestimmte Messverfahren entwickelt, die in dieser Arbeit teilweise angegeben sind.

L I T E R A T U R

- R. AMBRONN, Methoden der ang. Geophysik, Wissensch. Forschung (Naturwissenschaftl. Reihe) 15 (1928) 5.
 K. BERGER, SEV-Bull. 27 (1936) 145.
 D. DOBORZYNSKI, Hochfrequenztechn. u. Elektroak. 47 (1936) 12.
 V. FRITSCH, Beitr. angew. Geophysik 5 (1935) 315;
 — Beitr. angew. Geophysik 6 (1937) 407;
 — E. T. Z. 58 (1937) 319.
 — Tgl. Montanberichte 28 (1937) Heft 96;
 — Schweizer Mineral.-Petrogr. Mitteil. 17 (1937) 271;
 — Ergebnisse der Kosmischen Physik 4 (1939) 219.
 — Grundzüge der Funkgeologie (1939), bei Vieweg in Braunschweig.
 J. GRANIER, C. R. Acad. Sci. Paris 179 (1924) 1313.
 H. HAALCK, Lehrbuch der angew. Geophysik, Leipzig 1934, bei Bornträger;
 — Gerlands Beitr. Geophys. 23 (1929) 99.
 W. HEINE, Elektr. Bodenerforschung, Berlin 1928;
 — Z. Geophysik 4 (1928) 109.

250 Volker Fritsch: Einfluss des Wassergehaltes geologischer Leiter

- K. A. HENNEY, Techn. Mitteilg. d. Studiengesellschaft für Höchstspannungsanlagen, Nr. 69. Berlin 1935.
- H. HLAUSCHEK, Z. prakt. Geol. **35** (1927) Nr. 2.
- B. VON HORVATH, Int. Mitt. Bodenkunde (1916) 230.
- H. HUNKEL, Z. prakt. Geol. **36** (1928) Nr. 7;
— DRP 489434.
- J. N. HUMMEL, Z. Geophys. **5** (1929) 89, 104;
— Zbl. Mineral. Geol. Paläont. (1924) 66;
— Beitr. angew. Geophys. **5** (1935) 32.
- J. N. HUMMEL u. O. RUELKE, Beitr. angew. Geophys. **6** (1937) 89.
- H. LOEWY (teilweise gemeinsam mit G. LEIMBACH), Beitr. angew. Geophys. **1** (1930) 70;
— ibid **6** (1937) 47;
— Ann. Physik (4) **36** (1911) 125;
— Naturwiss **15** (1927) 921;
— Physikal. Z. **11** (1910) 697;
— ibid. **13** (1912) 397;
— ibid. **20** (1919) 416;
— ibid. **26** (1925) 646;
— ibid. **31** (1930) 763;
— ibid. **32** (1931) 337.
- A. PETROWSKY, Bull. Inst. pract. Geophys. (1925) 135;
— ibid. (1926) 143;
— Beitr. angew. Geophys. **3** (1933) 149.
- H. REICH, Handbuch der Exp.-Physik **25** III (1933), Akad. Verlagsges. in Leipzig;
— C. R. Int. Geol. Congr. South Africa **15**;
— Jb. d. preuss. geol. Landesanstalt **46** (1926) 627;
— Angew. Geophys. (1933), bei Akad. Verlagsges. in Leipzig;
— Beitr. angew. Geophys. **3** (1933) Nr. 2;
— ibid. **3** (1933) Nr. 6;
— Jb. d. deutschen Kom. f. d. Int. Bohrkongress 1932;
— Gesundheitslehrer (1933).
- C. SCHLUMBERGER, Etude sur la prospection électrique du sous-sol. 2^o ed. (1930) in Paris;
— Amer. Inst. min. metallurg. Engr. Techn. Publ. (1930) Nr. 315;
— C. R. Acad. Sci. Paris **190** (1930) 1064.
- R. L. SMITH-ROSE, Proc. Roy. Soc. London (A) **140** (1933) 359 (siehe Ref. in Hochfrequenztechn. u. Elektroak. **43** (1934) 193);
— J. El. Eng. (1934) 221.
- W. STERN, Z. Gletscherkunde **18** (1930) 24;
— Gerlands Beitr. **23** (1929) 292;
— Z. Geophys. **7** (1931) 166;
— Frankfurter Dissertation.
- H. WINTSCH, Helv. phys. Acta **5** (1932) 127.

Brünn, im Februar 1939.

Eingegangen: März 1939.