

電 気 探 査 法

～ 基 礎 と 応 用 ②

小 野 吉 彦

今号では岩石の比抵抗や大地比抵抗の測定法 電気探査の基礎となる事項等について述べる。できるだけ数式は用いないようにした積りであるが そのために多少天下り的になったり 厳密さを欠く点がでてきたが読者の皆さんのご寛容を期待する次第である。

5. 岩石・鉱物の比抵抗

電気探査法のいずれもが岩石や鉱物の電磁気的性質のコントラストを利用しているわけであるが これらの性質の中で最も重要な電氣的パラメータは比抵抗 (あるいはその逆数の導電率) である。

しかるに 重要な造岩鉱物はほとんどが絶縁体である とみられ 純粋な結晶の比抵抗は 10^{12} オーム・メートル(MKS 単位では オーム・メートルが比抵抗の単位である。高さ 1m 断面積 1m^2 の立方体の抵抗に相当する)から 10^{17} オーム・メートルまでの範囲内のきわめて高い値を示す。このような低導電性にもかかわらず 大地が導体として取り扱われ あるいは 十分な精度で測定がなされ得るのはなぜであろうか。一般に 上述のような高比抵抗の測定は絶縁体の抵抗試験の範疇に属し 室内での試験ではなかなか再現性を保持するのに苦しむものである。一方 野外測定では 岩石比抵抗は $1\sim 10^5$ オーム・メートルの範囲内の値をとるのが普通である。前述のような高比抵抗値もわずかな状態の変化 たとえば不純物を含んでいるとか 欠陥が存在しているとかによって 数桁位低下するが それにしても野外の測定値程の低い値は期待され得ない。現在 岩石の導電性の担い手が岩石内の水分であることは周知のことであろう。緻密度のきわめて高い結晶質火成岩あるいは変成岩でさえも わずかなクラックに沿って あるいは粒子面に沿って水分を貯えている。 10^{-3} 以下の含水率でさえも水の導電率がマトリックスよりも10桁以上大きいので 全体として導電率はぐつと大きくなる。このような岩石から試料をとって放置しておき 自然乾燥状態にして実験室で測定すると 数桁も高い比抵抗値が観測されるという事態となる。こうして 実験室値をそのまま野外データの解釈に利用しようとしても無意味な場合が多い。結局 電気探査では岩石固有の電氣的性質を観測しているというよりは 岩石のおかれている状態の差異を問題にしていることになる。 それにもかかわらず 岩石によつて異なる比抵抗値を示すという事実は何を物語るであろうか。

多孔質岩石の比抵抗とこれに影響する因子

一般に 岩石の導電通路を形成しているものは含有水であるが 合成比抵抗 (岩石比抵抗) を支配する因子として 水の比抵抗のほかに 水分を含み得るだけのスペースの全体積の割合 すなわち孔隙率(間隙率ともいう)や孔隙の分布 水の含有量あるいは飽和率等がある。

この点に関して電気検層解釈の研究が少なからず貢献してきた。石油坑井における検層データの重要性については ここでうんぬんすべきではないであろうが 検層データの判読ごとに量的解釈のために長い間 努力が積み重ねられ 今日 検層データは多種におよぶ地層物性の情報供給源となっている。

電気探査の初期の段階において ズンドバルク(1932)は岩石の含有水分と岩石比抵抗との関係を系統だてて考察し 岩石比抵抗の間接的決定の可能性について論じた。同じ岩石・地層であっても幅広い比抵抗分布をもっているのも岩石学的には重要視されていないような条件が重要となっているからであり このことが逆に孔隙率や飽和率のような油層解析に必要な地層のパラメータを求めの役に立ったことになる。

さて 充填形式の相違による岩石比抵抗の問題について考えてみよう。等しい大きさの絶縁球が規則的配置で充填している場合を取扱う。このような模式岩石の比抵抗を ρ 飽和している水の比抵抗を ρ_w とするならば

立方充填の場合	孔隙率 $\phi=47.6\%$	$\rho=2.64\rho_w$
斜方	39.5	$\left\{ \begin{array}{l} 4.40\rho_w \\ 3.38\rho_w \end{array} \right.$
六方	25.9	

のようになる。

このような充填形式はランダム充填ではないので方向性が現われ 上述の $\rho\sim\rho_w$ 関係はある特定方向で成立するものであり 一般の岩石模型としてはふさわしくはない。しかし 上の関係から ρ が ρ_w に比例すること 孔隙率が小さくなるにつれて ρ/ρ_w が大きくなる すなわち ρ が大きくなることが判る。こうして粒状非固結質岩石の比抵抗についての一般的概念が得られるであろう。しかし 非固結岩石が一般に等方性であることからもとランダム充填に関して成立つ模型が欲しくなる。こ

れには分散系に関する考察が役立つ。 マクスウエル
フリック (H. Fricke 1924) その他の結果を利用しよう。
分散相 (固体粒子) 2 と分散媒 (液体) 1 からなる分散
系に関して 導電率 σ (分散系) σ_1 σ_2 分散相の体積
(充填率) ϕ_2 とおけば

$$\frac{\sigma - \sigma_1}{\sigma + x\sigma_1} = \phi_2 \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + x\sigma_1} \quad (5-1)$$

なる関係が成立つ。ここに x は粒子が球のとき $x = 2$ 。楕円体のとき $x < 2$ である。これを非固結性岩石
模型に適用して $\sigma_2 = 0$ $\sigma_1 = 1/\rho_w$ $\sigma = 1/\rho$ 孔隙率 $\phi = 1 - \phi_2$ とおけば

$$\rho/\rho_w = (x+1)/x\phi - 1/x \quad (5-2)$$

なる関係が得られる。 x は楕円体の長軸と短軸との比
に關係する。つまり粒子の形状に關係することになる。
形式的には並列抵抗模型 (層状岩石の層に平行な方向で
の比抵抗の場合) で $x = \infty$ となり $\rho/\rho_w = 1/\phi$ 直列抵
抗模型 (層状岩石の層に垂直な方向での比抵抗の場合)
で $x = 0$ $\rho/\rho_w = \infty$ となる。

本来 この模型は ϕ の十分大きな部分にしか適用され
ない筈であるが ϕ の小さい部分にも適用され得るとす
れば $\rho/\rho_w = (1+1/x)/\phi$ となり 係数 $(1+1/x)$ は 1 より
大きく また $\rho/\rho_w > 1/\phi$ が常に成立つ。すなわち ρ/ρ_w
は並列抵抗模型の場合よりも常に大きくなる。

固結が進んでいる岩石の最も簡単な模型として 互に
接触しない平行な円筒管が岩石試料 (立方体としよう)
の各辺と直交する模型を考える。この模型は並列抵抗
模型の特殊な場合に当り

$$\rho/\rho_w = 3/\phi$$

である。この場合でも方向性が認められ 2つの円筒
群と 45° で交わり 他の一群と直交するような方向での
比抵抗は

$$\rho/\rho_w = 2.1/\phi$$

のようになり 方向による差異は 3 から 2.1 まで 3 割の
変化を示している。こうして 上記の各々の場合に

$$\rho/\rho_w \cong A/\phi$$

の形をとり ρ/ρ_w は孔隙率に逆比例することになる。

しかるに 砂や砂岩についての実測結果から $\rho/\rho_w =$
 A/ϕ^m の形をとることが明らかになった。

そこで 混合物の物理的性質を考察するのにしばしば
利用される混合法則に着目しよう。この法則は一種の
経験法則であるが 2種の混合物 1 2 からなる合成導
電率 σ は

$$\sigma^K = \phi_1 \sigma_1^K + \phi_2 \sigma_2^K \quad (5-3)$$

より求められる。ここに ϕ は体積率を示し K は 1 と
-1 との間のある値をとる。 $K = 1$ は層状物質の層に

平行な方向の場合に $K = -1$ は垂直な方向の場合に
相当する。すなわち 並列模型と直列模型を両極端と
してこの間の中間値をとると考える。(5-3) で $\sigma_2 =$
 0 $\sigma_1 = \sigma_w = 1/\rho_w$ $\phi_1 = \phi$ とおき $1 \geq K > 0$ とすれば

$$\rho/\rho_w = 1/\phi^{1/K}$$

となる。 $1/K = m$ とおけば

$$\rho/\rho_w = 1/\phi^m$$

のような関係が得られる。もし ϕ_1 の中に導電に貢献し
ない部分もあろうし 逆に粒子の中には導電に貢献する
ものもあろうから その関係は $\phi_1 = \alpha\phi$ とおけば $\alpha^{-1/K} =$
 A とすることによつて

$$\rho/\rho_w = A/\phi^m = F \quad (5-4)$$

が得られる。(5-4) はアーシー (Archie) の法則と呼
ばれている経験法則で電気地層の量的解釈にしばしば利
用されるものである。 F は地層係数と呼ばれている。
図 2-1 にアーシーの F 図表を示す もし岩石が水
で飽和していない場合 飽和率を S とすれば

$$\rho/\rho_s = S^{-n} = I \quad (5-5)$$

ここに ρ_s は飽和した時の岩石比抵抗で I は比抵抗指
数と呼ばれている。(5-4) と (5-5) とを組み合わせる
ことによつて 非飽和岩石の比抵抗は

$$\rho = I F \rho_w = A \phi^{-m} S^{-n} \rho_w \quad (5-6)$$

と考えることができる。 A m n は経験的に決めら
れる定数であるが 地域・岩石・時代等によつて異なり
その程度については砂岩で $A = 0.6 \sim 1.0$ $m \sim 2$ $n \sim$
 2 石灰岩で $A \sim 1$ $m = 1.8 \sim 2.6$ $n = 1.5 \sim 2.2$ とみ
てよいであろう。いずれにせよ F は 孔隙率の小さい
岩石で大きく 孔隙率の大きい岩石で小さくなる。し
たがって 非固結性岩石あるいは固結度があまり進んで
いない岩石は比抵抗が低い 固結度が高くなった岩石

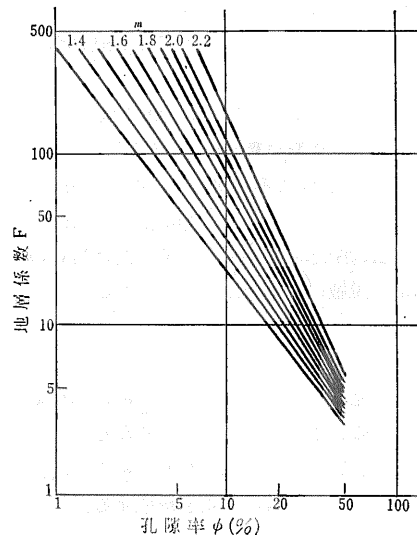


図 2-1
アーシーの法則
 $F = A/\phi^m$
図表 ($A = 1$)

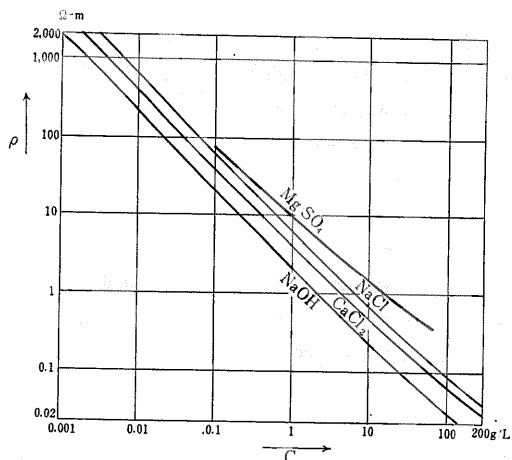


図2-2 溶液濃度と比抵抗との関係

や結晶質岩石では緻密質となるので比抵抗も高くなる。火成岩では割目の発達している岩石程比抵抗は低くなる。したがって 同じ型の岩石でもその岩石のおかれている状態や環境によって比抵抗に差異が生ずる。

水の比抵抗

ここで 水の比抵抗について一言しておこう。(5-6) 等から 岩石比抵抗が水の比抵抗に比例することが明らかにされたが 水の比抵抗自体が種々の因子によって大きく変化する。その最大のものは溶解イオン濃度であり 温度がこれに次ぐ。海成堆積岩は一般に高塩分を含み それだけ地層水の比抵抗は低い。陸成層内の水の比抵抗は高く その変動領域も幅広い。溶液の濃度とその比抵抗との関係を図2-2に示す。天然水の比抵抗は火山山麓や花崗岩地域で100オーム・メータをこえることは決してまれでないのに 油田地域では1オーム・メータ以下となることも少なくない。

また温度については おおむね 次の関係が成立つ。

$$\rho_w = \rho_w(18^\circ) / [1 + \alpha_t(t - 18^\circ)] \quad (5-7)$$

ここに $\rho_w(18^\circ)$ は18℃における水の比抵抗である。

α_t すなわち比抵抗の温度係数は概略0.025である。

地温勾配が0.03°/m程度であるから 1,000mの深度差で比抵抗は半分近くに低下する。わが国は火山国であるだけに異常地温勾配地帯が多く それだけ岩石の比抵抗も温度変化に鋭敏に反応を示すことになる。

粘土の影響

泥質砂岩のように粘土分が多くなると 前に述べた多孔隙岩石の考察はそのままでなくなりたなくなる。粘土粒子やその塊りが岩石の孔隙内に連なり あるいは固体粒子間に分布して 一種の導電通路を形成する。こ

の導電通路は孔隙の状態には比較的關係しない。たとえば 孔隙水の塩分が多少変化しても 粘土内の小孔隙に含まれる水の塩分はそれ程影響されず したがって粘土の比抵抗も大して変化しない。そこで ある範囲内では粘土比抵抗は一定とみてさしつかえなからう。

こうして粘土分を含む岩石の場合には その導電率は2つの成分からなると考えてよい。すなわち 孔隙水による分と粘土分とである。こうして 水の飽和率が高くなく 水の比抵抗が高くなってさえも 含有粘土のために比抵抗はあまり高くない。また 地層係数を測定する場合 飽和水の比抵抗によって変化するので求められた地層係数を見掛地層係数と呼んでいる。見掛地層係数は時として1以下になることもあるが 水の比抵抗が小さくなるにつれて大きくなり 一定値に近づく(図2-3参照)。この現象は粘土分をほとんど含まない砂の場合でも 水の比抵抗を非常に高くしていくと生じ 地層係数は次第に低下してゆく。この種の現象は表面電導によるものと考えられる。

鉱物の導電率

造岩鉱物の導電性が非常に低いのに比べて 金属性鉱物はむしろ高導電性をもつものが多い。自然界にはこの種の鉱物はきわめて少ししか存在しないが鉱床としてまとまって存在し しばしば電気探査の対象になる程重要性が高い。それだけに金属鉱物の導電率の研究は本来 きわめて重要であるにもかかわらず その導電プロセスについては多孔性岩石程には研究が進められていない。金属鉱物には金属導体と半導体の両者が含まれているが自然銅や石墨のような元素鉱物は純金属に比して不純物を含んでいるので比抵抗は高くなる。黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・磁鉄鉱等の硫化物や酸化物は半導体であり 純結晶は金属に比べて高比抵抗とはいえ 非常に低い値を示す。しかし 天然産の鉱物や鉱石は不純物の存在や結晶間の不完全接触のために導電性を低下し その値の変動範囲も広く 数倍以上の幅がみられる。しかし ごく大ざっぱにいうとその比

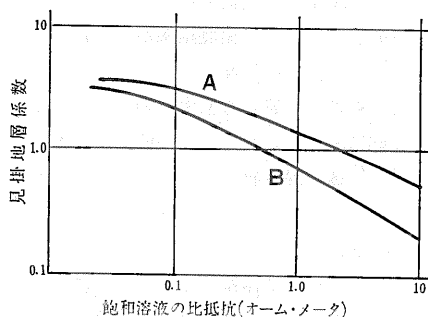


図2-3 泥質岩の地層係数 (AはBより粘土分が少ない)

表2-1 含水岩石の比抵抗

地質時代	海成	陸成	火山岩 (玄武岩・流紋岩等)	花崗岩類	石灰岩等
	砂質岩・泥質岩	砂質岩・泥質岩			
第四紀・第三紀	1 - 10	15 - 50	10 - 200	500 - 2,000	オーム・メートル 50 - 5,000
中生代	5 - 20	25 - 100	20 - 500	500 - 2,000	100 - 10,000
石炭紀	10 - 40	50 - 300	50 - 1,000	1,000 - 5,000	200 - 100,000
古生代(先石炭紀)	40 - 200	100 - 500	100 - 2,000	1,000 - 5,000	10,000 - 100,000
先カンブリア紀	100 - 2,000	300 - 5,000	200 - 5,000	5,000 - 20,000	10,000 - 100,000

抵抗値は0.01オーム・メートルのオーダーであると考えてよいであろう。それにしても多孔質岩石の場合に比べて一般に低比抵抗である。例外として赤鉄鉱・閃亜鉛鉱がある。これらは本来不良導体であるが逆に不純物のために比抵抗が低くなる。

鉱床全体の比抵抗が上記のような導電性鉱物の量やその分布の仕方に関係するのは当然であるが ある場合にはたとえば塊状鉱物が低比抵抗であるのに 鉱染鉱物が高比抵抗をもつということになり得る。こうして特殊な場合には個々の導電粒子が互に接触せずに全体としてむしろ不良導体とさえなり得る。この場合電磁法と比抵抗法とで観点をかえざるを得ない。前者では導電性物質の検出の可能性をもつが 後者は不良導体を探査対象とすることになる。

以上述べてきたように 岩石や鉱物は種々の導電機構をもち それらの比抵抗分布範囲がきわめて広い上に導電率が周波数によって変わり得るので これでは比抵抗法その他の電気探査は役に立ちそうもないと思われるかもしれない。確かに同一岩石が広い比抵抗分布を示している点は欠陥とみられても仕方がない。しかしこれらだけの幅広い分布を示すのであれば 多少の比抵抗変化があっても 岩石の型の識別に障害とはならない場合も多い。図2-4に模式的な2成分岩石の比抵抗の分布とその弁別の可能性を示す概念図を示す。①では十分比抵抗コントラストがある場合で 鋭敏な分布をとろうと多少幅広い分布をとろうと ρ_1 と ρ_2 とで代表される2種の岩石の弁別は容易である。しかし②になるとコントラストがさ程ないために鋭敏であれば識別可能であるが 幅広い分布をもつのであれば 識別が次第に困難となる。したがって探査区域内に存在する岩石の比抵抗分布(標準偏差等を含めて)がどのようなものであるかが予め知っておくことが好ましい。しかしこうした地域特性についての研究はまだあまり進んでいないが 筆者が以前扱った例では 対数正規分布に従うと

考えてよいようである。時として電気探査は状態の差異を研究するのに都合よいこともある。ただきわめて浅い部分の探査では岩石の乾湿の影響を直接受けるので注意を要する。こうして多孔質か緻密質か 粘土質か否か 時代の新旧 状態の差異等の検出が可能となる。

表2-1に含水岩石の比抵抗範囲の一例を示す(Hnadbook of Physical Constantsより)。この表は欧米大陸の標準的なものと考えられるが 大陸のような静かに推移した地域とわが国のような地質変動のはげしい地域では大分異なるので この表はあくまで参考的資料として紹介するとどめる。

異方性

石墨やある種の鉱物が異方性を示すことは周知であるが とくに変成作用を強く受けた岩石 スレートや片岩類に大きな異方性がみられ 異方性係数

$$\lambda = \sqrt{\rho_v/\rho_l} \tag{5-8}$$

が2以上になることも珍しくない。また薄層頁岩を含む砂岩でも1.05~1.5の範囲の値を示す(図2-5参照)。

一般的には新しい堆積物や火成岩類では異方性を示さないと考えてよい。

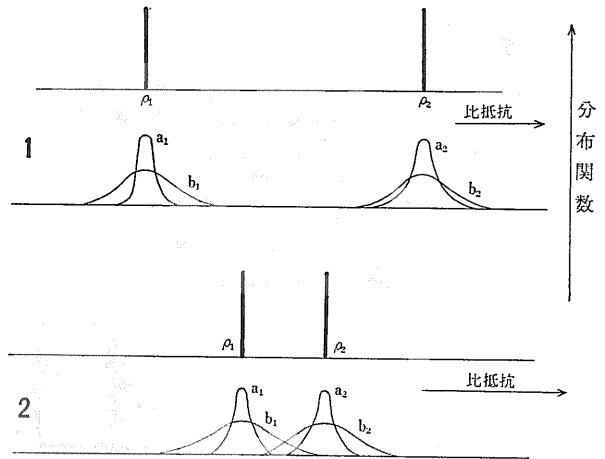


図2-4 比抵抗スペクトルとコントラストの概念図

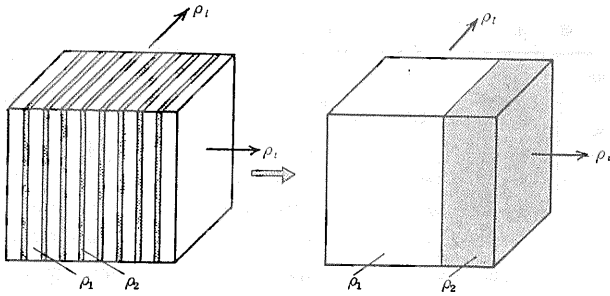


図2-5 異方性物質の模型

岩石比抵抗の測定法

上述のように岩石比抵抗の分布範囲も広い上 状態変化にも鋭敏に影響され得るので 画一的な測定法はない。測定器にせよ サンプル・ホルダー（電極）にせよ 多種の方法がこれまでに考案発表されてきたが 高比抵抗岩石の測定では表面電導を避けるためにガード電極を設ける他 極板とサンプル間の接触抵抗の減少に努めなければならない。図2-6と2-7とはその測定法の一例である。図2-8は水銀電極の模式図である。水銀の代わりに導体塗料を用いてもよい。

図2-9 は多孔質岩石に用いられる比抵抗測定法の一例で a は岩石測定用 b は含有水比抵抗測定用の電極である。いずれの場合にも4電極が用いられているが これは接触抵抗の影響から逃れるためである。ただこのような電極系では 不均質の影響を受けやすいので（図2-10）図2-9のように 電位電極としてリングを用いる方が望ましく このようにすることによって 電位電極の接触抵抗を減小するのに役立つ。

とくに ある種の鉱物のように微小試料を測定するとき 後述の大地比抵抗測定に用いられるような4極配置が利用されることがある。

6. 電気探査の基礎的法則

電気探査の中で2点間の電位差を測定する方式が多い。とくに 与えられた点と十分遠方の上無限遠とみら

れる点の間の電位差をその点の電位と呼ぶことができる（理解を容易にするためにこのように電位を説明しておくが 厳密にはこの定義では不完全である。）一方 互に接近した2点間の電位差 ΔV をこの2点間の距離 ℓ で割った量 $\Delta V/\ell$ を中点の平均電位勾配 あるいは平均電界強度などと呼ぶことがある。2点が接近するにつれて（ ℓ が小さくなるにつれて） ΔV も小さくなるが $\Delta V/\ell$ は有限のある値Eに近づく。これをその点の電界強度という。等方性物質内では電界強度は電流密度と比例関係にあり ベクトル表示を用いれば

$$E = \rho j \tag{6-1}$$

のように書くことができる。ここに Eは電界 jは電流密度 ρ は物質の比抵抗である。これを拡張されたオームの法則と呼んでいる。

細長い針金のような導体に電流Iを流したとき 導体の電流方向に沿う2点間で生じた電圧（電位降下） ΔV を測定すれば その間の抵抗Rはオームの法則

$$R = \Delta V / I \tag{6-2}$$

から決定される。導体の断面積をA 2点間の長さを ℓ とすれば

$$R = \rho \ell / A \tag{6-3}$$

であるので 上の両式から比抵抗 ρ を決定することができる。すなわち

$$\rho = (\Delta V / \ell) / (I / A) \tag{6-4}$$

これを書き直すと

$$\Delta V / \ell = \rho I / A \tag{6-5}$$

となり I/A は電流密度であるので(6-5)は ℓ が小さくても $\Delta V/\ell$ は不変で 電界強度に等しく(6-1)に一致することが判るであろう。大地のような無限に広い媒質に関しても 電流密度が場所毎に変わる場合でもオームの法則は成立つ。ただこの場合 任意の微小素片をとって考えることになる。こうして(6-1)が比抵抗法その他の人工電位法等の基礎方程式となる。

定常状態では回路内の一点における出入電流の総和が

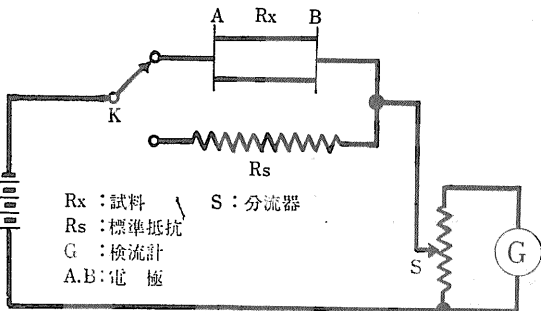


図2-6 検流計による直偏比較法(原理図)

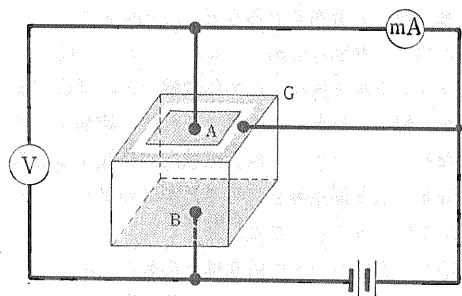


図2-7 ガード電極を用いた測定法 A・Bは主電極 Gはガード電極

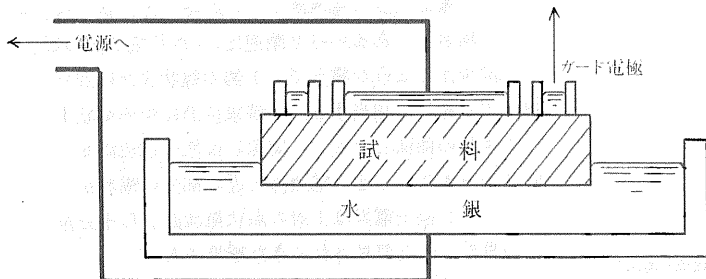


図2-8 水銀電極

零である すなわち $\sum I_i = 0$ となることは周知である
 うが 連続媒質内でも微小素片をとって考察すれば 上
 式に相当する式は ベクトル表示を用いて

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = 0 \quad (6-6)$$

のように書かれる。すなわち 電流の発散は零である。

(6-1)と(6-6)とから有名なラプラスの方程式が導
 き出される。

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = (1/\rho) \nabla \cdot \mathbf{E} = (1/\rho) \nabla^2 V = 0 \quad (6-7)$$

とくに直交坐標系では ラプラスの方程式は

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (6-8)$$

となる。ラプラスの方程式は均質等方性媒質の時に
 のみ用いられることに注意せねばならない。

人工電位法では種々の大地模型を考えてVを求め
 る必要が生ずるが その際 上の方程式の厄介になるわけ
 である。この場合 境界条件を与える必要がある。比
 抵抗が異なる2つの媒質の境界面で 次の2つの条件が
 成立つ。境界面の両側の電位を V_1 V_2 とすれば

$$V_1 = V_2 \quad (6-9)$$

また 境界面に垂直な電流成分が等しいことから

$$1/\rho_1 \cdot \frac{\partial V_1}{\partial n} = 1/\rho_2 \cdot \frac{\partial V_2}{\partial n} = j_n \quad (6-10)$$

単一電流源による電位表示 重畳則と相反則

全無限均質等方性媒質内の一点に点状電流源Aを
 おいたとき 任意の点Mの電位は $V = \rho I / 4\pi r$ で表わさ
 れる。ここに $r = AM$ である。

半無限媒質表面に点状電流源をおけば 上式の代わり

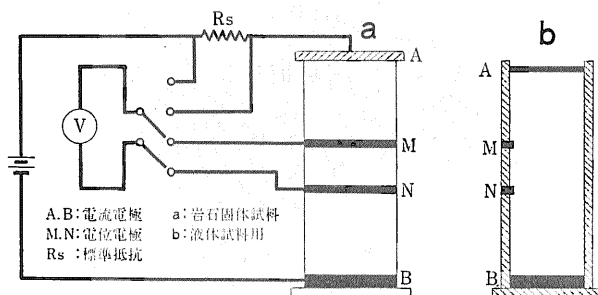


図2-9 4電極法による岩石比抵抗測定法

$$V = \rho I / 2\pi r \quad (6-11)$$

が得られる。

ここで 電位の重畳則と相反則につ
 いて触れておこう。実際には電流は
 1つの電極から他の1つの電極へと流
 れるわけであるが 定常状態におい
 てはある点の電位は I なる電流源による
 電位と -I なる電流源による電位との
 和に等しい。こうして たくさんの
 電流源のある場合には 電位は

$$V = \sum V_i = \sum \rho I_i / 2\pi r \quad (6-12)$$

から求められる。これを電位の重畳性と呼ぶ。

電流源Aによる点Mの電位はMを電流源として同じ電
 流を流したときA点で観測される電位に等しい。この
 法則は均質不均質に関係なく成立つ。実際には2つの
 電流電極と2つの電位電極とを必要とするので 相反則
 と重畳則とを組み合わせると電位電極と電流電極とを交
 換しても電位差は同じである。これはケーブル内にリ
 ークがあっても成立する。

電流源としては点状電流源が用いられるのが普通であ
 るが 時として線状電流源が用いられることもある。

線状電流源を1対用いると地表での流線は平行状にな
 り 等電位線もこれに直交する直線状となる (図2-11)
 のでマッピングに適しているが 電極敷設に難点がある
 ので点状電極の場合に比べて使用頻度はずっと少ない。

点状電極の場合の流線の模様を図2-12および2-13に
 示す。図2-12には平行電界の例が示されているが 此
 れは電流電極が十分遠方にある場合の中間部での電界に
 相当する。

電気探査に利用される電界

電気探査で通常利用されている電界 (異常物で擾乱さ
 れていない電界) は一次電界または規準電界と呼ばれ
 地下不均質によってもたらされた電界の変化分は二次
 電界または異常電界と呼ばれている。異常電界をうまく
 とらえることによって地下の異常の検出を容易にするこ

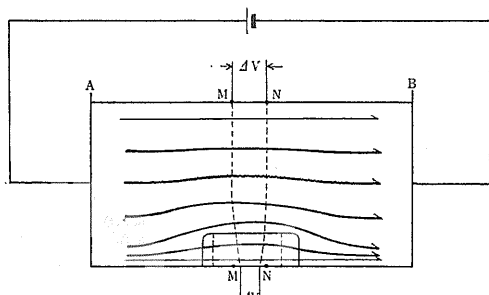


図2-10 不均質岩石試料の測定の場合

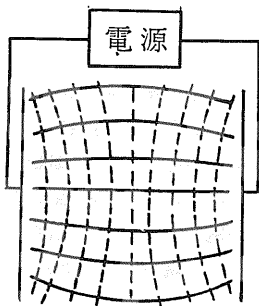


図 2-11
有限平行線電流源の場合の
流線

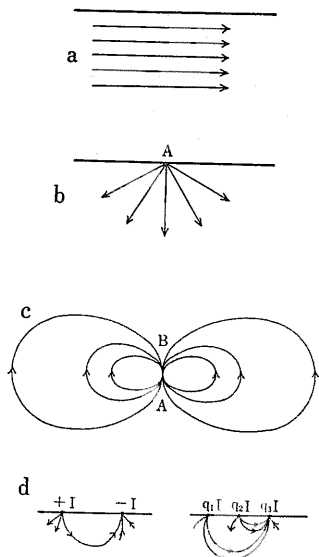
とができるので 人工的電界を作るのに工夫がこらされるわけであるが 点状とか線状というように電流源の形状にあまりこだわらずに 観測の対象となっている部分で電界の構造がどのようになっているかに着目して 便宜的に電界を分類することができる。

- a. 平行一様電界
- b. 放射状電界
- c. 双極子電界
- d. 合成電界 (複合電界)

図2-12に各電界の様相を概念的に示す。

平行電界とは流線が互に平行していて 電流密度が着目する部分でいたるところ一定であるような電界で 無限のひろがりをもつ平板状電極を相対して地中に埋めたとき生ずる電界である。等電位面は平行した平面となる。前にも述べたような点状電流源あるいは線状電流源を十分遠方においたときの電界もこれに近い。

放射状電界とは流線が電流源から放射状に発する直線



←
図 2-12
電気探査に利用される
電界

をなし 電流密度は電流源からの距離に逆比例 (線状電流源の場合) あるいは 2乗逆比例(点状電流源の場合) して減少するような電界で 1個の線状または点状電流源による電界に相当する。等電位面は半円筒状あるいは半球状の曲面となる。実際には他の電流源までの距離が十分大きいとき 電流源に近い部分の電界がこれに当る。双極子電界は1対の点状電流源から十分遠い部分の電界で最近着目されてきた電界である。

合成電界は上の各種の電界がどちらかといえば理想的あるいは極端な場合であるのに対し 中間的な性格をもつ あるいはこれらの組み合わせによって生じた電界ということになる。

正負1対の電流源A Bによる電界の様相を図2-13に示す。均質等方性大地では 等電位面は電極に近づくにつれ半球に近づくが 離れるにつれて歪んだ半球となる。流線の方程式は 任意の点をMとしたとき

$$\angle MAB = \alpha \quad \angle MBA = \beta \quad \text{とすれば}$$

$$\cos \alpha + \cos \beta = \text{const} \quad (6-13)$$

である。

ABに沿う電位分布と電界強度分布を図2-14に示す。中央部で比較的電界は一様であり 電極付近に電位降下がいちじしい。電流電極AB間に電圧を加えたとき電流を流すのに最も大きな抵抗は電極付近に生ずる。こうして 全抵抗の90%は電極 (半球とする) の半径の10倍以内の半球大地内で責任を負うことになる。このような部分の測定を行なっても 他の部分の貢献はわずかであるので 地下の異常を検出することは不可能である。通常 中央部が測定に利用される。この部分が電界の最も一様な部分であり 異常検出に都合がよい。

透入深度

電流の透入の様相をみるため 深さhなる面を通過す

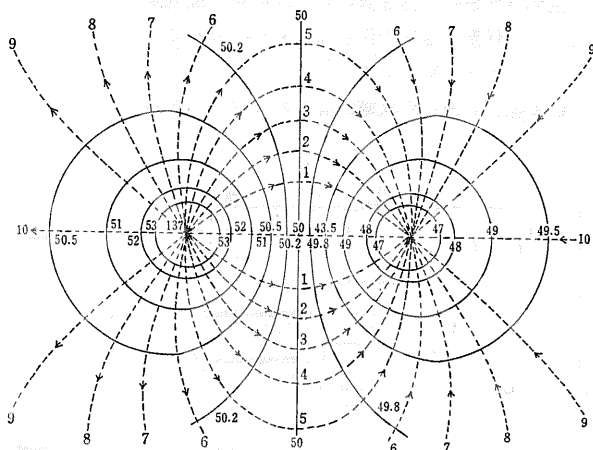


図2-13 均質大地の等電位線と流線

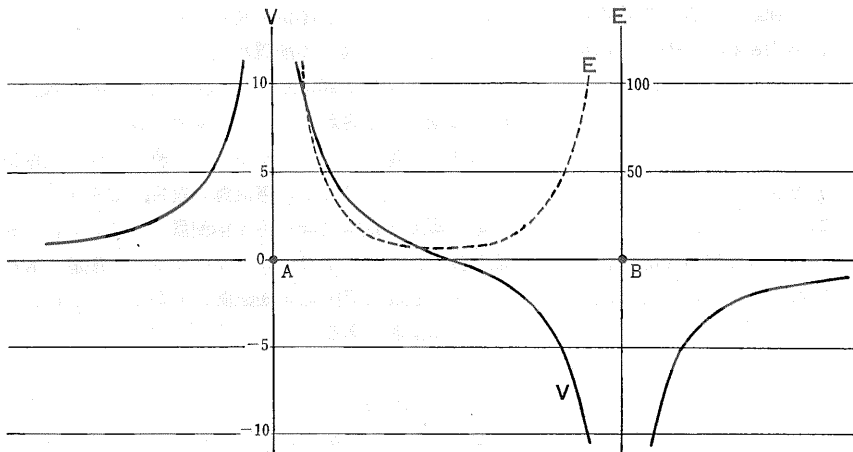


図 2-14
A・B間の電位電界強度

る電流の全電流に対する割合をしらべよう。この電流を j とすると

$$j/I = 1 - 2/\pi \cdot \tan^{-1}(2h/AB) \quad (6-14)$$

である。図2-15には $j = I - j'$ を用いているので

$$j'/I = 1 - j/I$$

から直ちに求められる。 $h = AB/2$ のときおよそ半分の電流が h 面を通過することが判る。上の関係式は比 $2h/AB$ に関係するのみであるので、深所へ電流を送り込むには AB を大きくすればよいことになる。すなわち深部の探査を行なうには AB を大きくすればよいこと

になる。

中点直下の電流密度の減少の様子は次式

$$j/j_0 = 1/[1 + (2h/AB)^2]^{3/2} \quad (6-15)$$

からわかる。 h が大きくなれば h の3乗に逆比例して減少する。 h/AB が 0.3 のとき電流密度は地表の6割に減少する。

流線の屈折

実際の大地は複雑で電位分布を模型的に求めることはなかなかむずかしい。そこで流線の模様を求めることができれば概念的・定性的に電位分布の様相を知ることが可能である。異なる媒質の境界面で流線は屈折の法則にしたがう。この関係を図2-16に示す。屈折の法則は

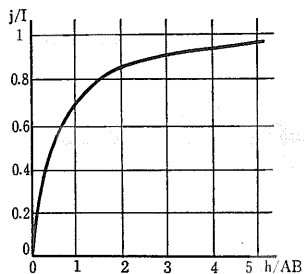


図 2-15
電流の導入

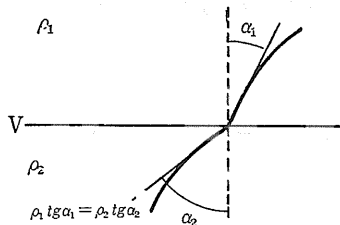
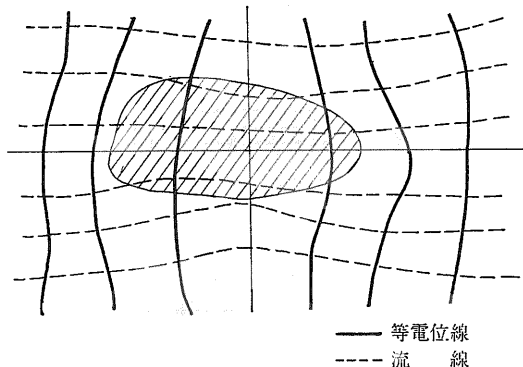
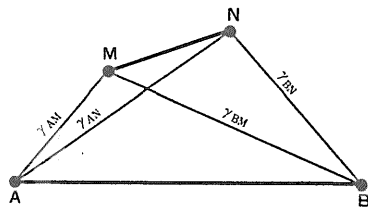


図 2-16
流線の屈折



←
図 2-17
一様電界内の不均質
(導体)

→
図 2-18
点状電極の一般的配
置



$$\rho \tan \alpha_1 = \rho_2 \tan \alpha_2 \quad (6-16)$$

とかかれ これを用いて定性的に流線の模様を知るのに役立つ(異常物のある場合の流線の乱れを 図2-17 に示す)

異方性の効果

層状をなす大地は時として異方性を示す。しかし一般に異方性を考えるとき 結晶とか 片岩のような物質を考えるが それぞれ等方性である各層が互層状態で重なっている大地では 深さに対する厚さの比(相対厚)が 小さくなれば異方性を示す一層とみなされ得る。このような異方性を見掛異方性と呼ぶことができる。

7. 大地比抵抗の決定

一般に 地表面での大地比抵抗決定のためには 4つの電極 すなわち 正負1対の電流電極A Bと1組の電位電極M Nとを必要とする。この場合 電極間の相対的關係は任意である(図2-18)

大地が均質等方性であるならば AB間に電流Iを流したときMN間で観測される電位差 ΔV は

$$\Delta V = (\rho I / 2\pi) [1/r_{AM} - 1/r_{AN} - 1/r_{BM} + 1/r_{BN}] \quad (7-1)$$

であるので 比抵抗 ρ は

$$\rho = \frac{2\pi}{1/r_{AM} - 1/r_{AN} - 1/r_{BM} + 1/r_{BN}} \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (7-2)$$

から算出される。あるいは $\Delta V/I$ の係数をKとおいて $\rho = K \cdot \Delta V/I$ (7-3)

のように書くことができる。Kは電極配置係数あるいは単に配置係数と呼ばれ 電極配置形式や電極間の距離等に関する。(7-2)あるいは(7-3)で距離をメートル 電流と電位差をアンペアとボルト(あるいはミリ

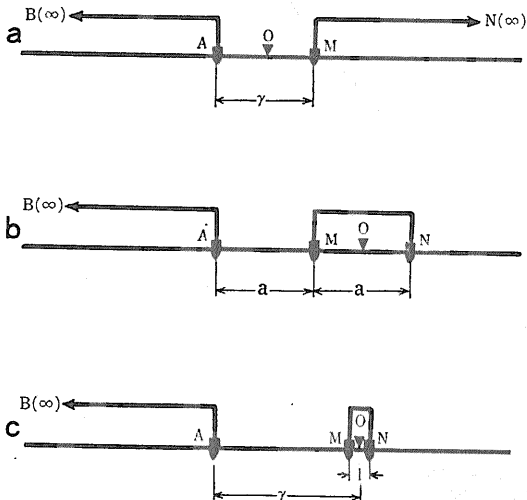


図2-19 野外比抵抗測定用電極配置(単一電流源の場合)

アンペアとミリボルト)を単位として測定すれば 比抵抗はオーム・メートル単位で得られる。

電気探査では種々の配置が用いられており その一例を図2-19および2-20に示す。図2-19では単一電流源に関する配置が示されている。aは2極法 bは等間隔3極法 cはシュランベルジャー3極法に関する配置である。図2-20には1対電流源の電極配置を示す。eは電位傾度測定用(非対称4極配置) fとgは対称4極配置である。fはシュランベルジャー配置 gはウエナー配置(等間隔4極配置)である。hは電位差動測定用配置である。

接地抵抗

図2-16で AとM BとNとを一致させる つまり電流電極と電位電極とを一致させ AB間の電圧を測定すると 電圧 ΔV は電流電圧から電流線内の電位降下分を引いただけの値が求められ $\Delta V/I$ は両電極の接地抵抗を測定するに過ぎない。電極が半球状(半径a)であれば各電極の接地抵抗は $\rho/2\pi a$ となり 媒質比抵抗と半径とに關係する。しかし 実際には電極の形状・大きさおよび大地との接触の度合等に関するるので 比抵抗の正確な値は求められないばかりか 電極付近の比抵抗に關係するのみであるので ABをどんなに広げて電流が地下深所に透入するようにしても そのひろがり全体に関する比抵抗は求められない。こうして 比抵抗測定用電極配置は任意であるといっても現実には数種にしばられてくる。

(筆者は 物理探査部)

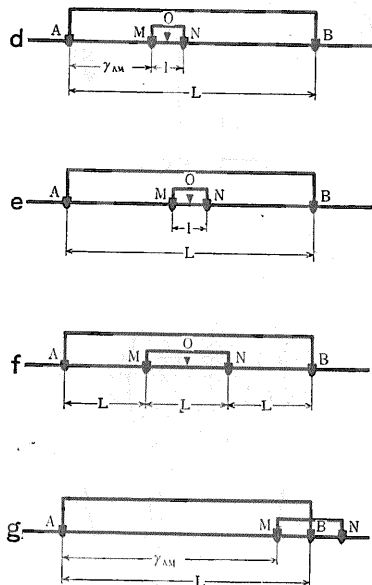


図2-20 野外比抵抗測定用電極配置(一対電流源の場合)