

地電流の地方異常と大地比抵抗

柳原一夫・横内恒雄

概 要

地電流のつくる電場は狭い範囲内でも場所場所で急激に変わることが多い。特に日本のような地質構造の複雑な所では著しい。このような所では Cagniard の方法は必ずしも適用出来ない。地電流の流れはまず第一に海水・水成層・基盤岩の分布によって決められ、次に小規模の大地比抵抗異常によって変えられる。一様水成層中に基盤岩の露出がある場合、その露出地内の地電流電場は著しく強められる。この電場の値を使って Cagniard の方法により地下、とくに基盤岩の比抵抗を求めると、電場の増大率のほゞ自乗に等しい値がえられる。柿岡附近はこのような条件のもとにあると思われるので二次元近似により計算してみると電場増大率は約7であった。この点を補正して地下の比抵抗を求め実測と比較すると相当良く一致している。

1. は し が き

Cagniard (1953) 以来 Magneto-tellurics によって地表面の電場磁場の値から地下の比抵抗を推測することが大いに試みられるようになったが、一方地電流の電場が場所場所で大いに異なることは周知の事実である。大陸大平原のように地質構造が水平に相当距離にわたって一様と考えられるような所では Magneto-tellurics も有効であろうが、我々の日本のように基盤岩の露出や水成層や海が入りまじっている所では果してどうであろうか。

地表で直接測定される比抵抗からは深い所でたかだか数百米ないし数軒位までしかわからないが、水成層の数十ないし百 ohm·m に対して基盤岩露出地では数百ないし千 ohm·m と一桁位違うことが多い。電流の連続を考えれば比抵抗の高い地帯では電場は増大し境界に直交する傾向をもつ筈である。極端な場合が海岸地帯で海陸の比抵抗比がきわめて大きいため地電流変化の主方向は海岸線に直交する (Yoshimatsu, 1954)。深い水成層中に基盤岩が露出するときは地電流は抵抗の高い基盤岩露出地帯を避けようとする。これらのことは必然的に地電流の異方性をもたらす。地電流の異方性は大地の伝導度が大地素体として異方性をもつためだけでなく部分部分が著しく伝導度を異にするため等価的に伝導度の異方性でおきかえられるという場合が多い。

水成層中に孤立する基盤岩露出地帯で測定した電場磁場に Magneto-tellurics を適用したとする。電場は周囲の水成層中のそれに比して、ある倍数だけ大きくなっているから算出した比抵抗はその倍数の自乗だけ大きな値を与える。もちろん元来比抵抗の大きな場所での算定だから大きな値を与えることは向きとしては正しい方向にあるが、数量的には必ずしも正しくなく又地下深所の一様基盤岩の比抵抗値については大いに違った値を与えることになる。柿岡は丁度このような条件のもとにあると考えられる。

最近関東地方において人工爆破観測や深層試錐により基盤岩の深さがわかりかけて来た。

一方国鉄電化に関連して行われた人工大電流による擾乱磁場電場の試験の結果を利用して深層比抵抗の算定が試みられた(柳原, 1965)。又この試験の際自然の地電流変化も柿岡をめぐる多くの地点で測定されている。これらを総合し Magneto-tellurics も加えてこの柿岡をめぐる地域の地電流について考察した。

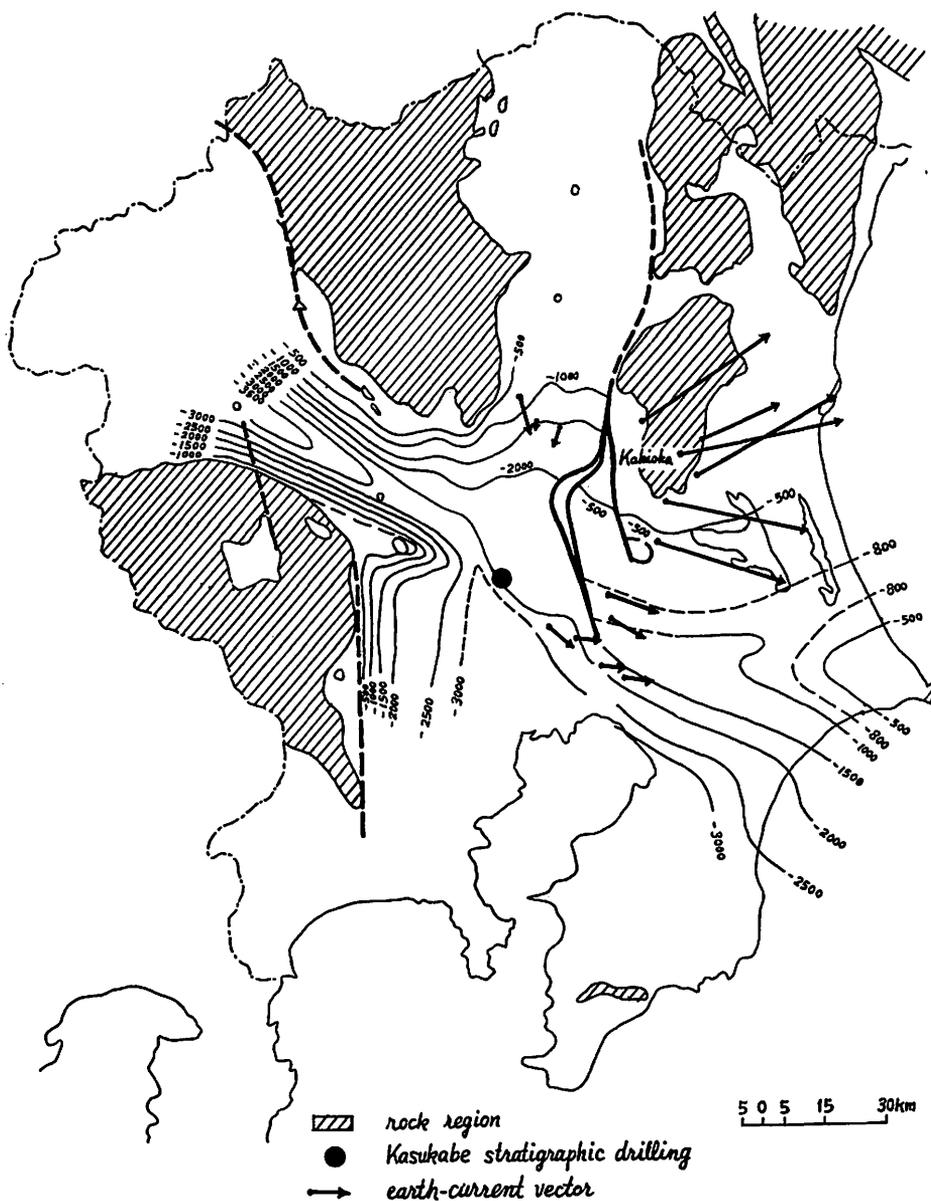


Fig. 1. Depth of the crustal rock inferred from the seismic prospecting and the stratigraphic drilling (after Fukuda) and earth-current vectors around Kakioka.

2. 柿岡をめぐる地電流の分布

1952年から1958年の間に柿岡附近の国鉄電化と関連していろいろの試験が行われ地電流も数多くの地点で測定された。この際の自然の地電流変化を柿岡の対応変化と比較してこの地域の地電流分布を求めた。ここにいう地電流とはもちろん地磁気変化に伴って変化する部分をさすこととする。なお柿岡に近い国鉄常磐線はその後交流方式で電化されたので現在柿岡の通常観測には影響を与えていない。

採用した地点は茨城・栃木・埼玉・千葉の各県にわたって15点(第1図)、採用した変化の数は柿岡を除いて131個から3個までと各地点毎にいろいろで平均27個であった。又各地点で観測期間もまちまちですべてに共通した変化を拾うことが出来なかったので各変化と柿岡における対応変化との方向差および振巾比をとった。柿岡ではすべての対応変化346個の平均方向を主方向とし、各地点では方向差の平均から主方向を出した。このようにして求めた地電流変化の分布を第1図に示す。各ベクトルは地電流の主方向と柿岡に対する振巾比を示す。

採用した変化は周期45minから0.5minまででbay・ssc・si・ptなどを含んでいる。対応する地磁気変化の方向は大体南北に近い。

第1図には人工爆破および深層試錐による基盤面の深さおよび基盤岩の露出の状況(福田1962)も示してある。これと地電流のベクトルを合わせ考えると、地電流は丁度比抵抗の高い基盤岩をよけて流れる傾向を示し又基盤岩露出地内およびその附近では電場が著しく増大している。これは平均基盤面以深を非常に抵抗が高いとして絶縁物でおきかえ表層を二次元で取扱った場合の定常流分布に近い形を示している。この場合水成層に相当する場所の比抵抗は層の厚さに逆比例するものとする。

3. 地電流の地方異常

地球の表層を大別すれば水成層・海および基盤岩露出の三者が考えられる。これがどのように分布しているかによって地電流の大勢がきまる。各部分の比抵抗としてはごく表層数百米の範囲の値ではいろいろの条件に左右されて必ずしもそれぞれを代表しえない。水成層の厚みとしては2~3kmという値にしばしば出会い又比抵抗は数ohm・mのことが多い。関東平野においてもほぼ同様の値(柳原, 1965)をもっている。基盤岩以深の比抵抗は平均的に 10^4 ohm・m程度と推測され(Rikitake, 1952)、柿岡周辺についても 10^3 ohm・m以上という値をえている(柳原, 1965)。基盤岩露出地帯で比抵抗を測っても風化や含水量の影響でやや低目の値のことが多いが深さと共に増大し基盤岩の値に近づく傾向がみられる(第2図)。一方海水の比抵抗は0.2ohm・mできわめて低い。これらの比抵抗差は第3図に示すように非常に大きい。

海・水成層および基盤岩の分布のほかに忘れてならないのはもう少し規模の小さい比抵抗の異常である。これは地電流測定用の基線が短くなればなる程問題となってくる。同一地点で同一線上の地電位差変化を各部各部分としてみると、急激に変る例にしばしば出会う。

柿岡の東西方向の電場分布を第4図に示す。比較的一様な領域の中に比抵抗の非常に異なる小さい領域がある場合は、その存在による磁場の違いを無視出来るから境界のある定常流の間

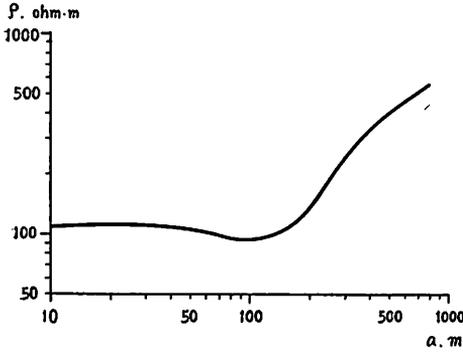


Fig. 2. Earth-resistivity measured at Kakioka by the Wenner's 4-electrode method.

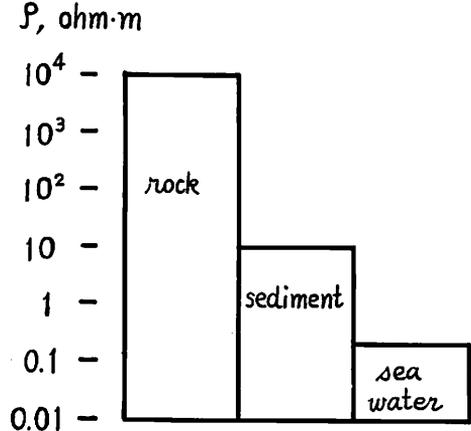


Fig. 3. Mean earth-resistivity of rock, sediment and sea water.

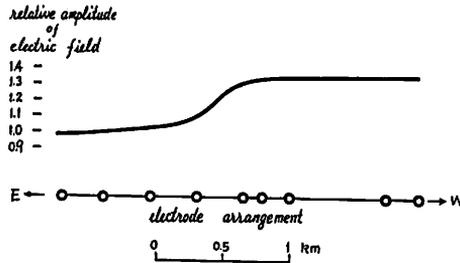


Fig. 4. Horizontal change of the electric field along the E-W base line at Kakioka.

題として扱える。比抵抗の分布は水平にも垂直にも一様でないことが多いから、この種の近似が可能な水平変化が数多く観測される筈である。もっと規模の大きい地電流の分布或いは magneto-tellurics を議論する場合には、この種の小規模異常を何等かの方法で取り除くことが必要であろう。

今簡単な場合の一例として半無限一様大地中に比抵抗が非常に大きい半球状領域があるとしよう(第5図)。半球の表面は地表面と一致しているとす。半球の半径と同じ長さの基線を図のようにおいて地電流を測定したとする。この基線で測定した地電流の異方性は図のような楕円で示される。比抵抗異常領域(比抵抗 $=\rho_2$)がなくて一様半無限大地(比抵抗 $=\rho_1$)であった場合の地電流、あるいは ρ_2 領域から遠く離れた場所で測った地電流が図の上左に示されるようなベクトルで現わされるとき、今問題の基線で測ったものが下左のベクトルで現わされるようになり地電流は異方性を示す。ただし比抵抗比は $\rho_2/\rho_1=100$ にとってある。埋没半球の半径を200m、したがって基線長 OE, ON も200mとし、これが厚さ2kmの

水成層中にあったとすると（第6図）、埋没半球の半径は水成層の厚さに比して無視しうるから、地電流の異方性は第5図の楕円で近似出来るであろう。このような小さい埋没半球が存在するための内部磁場の相異を無視しうるとすると Magneto-tellurics によって算出した各層比抵抗の値は、一様に定数を乗じたものとなるであろう。もし OE 基線を使ったとすれば0.63倍の電場が測定されるから、比抵抗は $\rho_a = 0.2T(E/H)^2$ の式にしたがって約0.4倍となる。又もし ON 基線を使ったとすると測定される電場は磁場変化の方向によって掛けられ

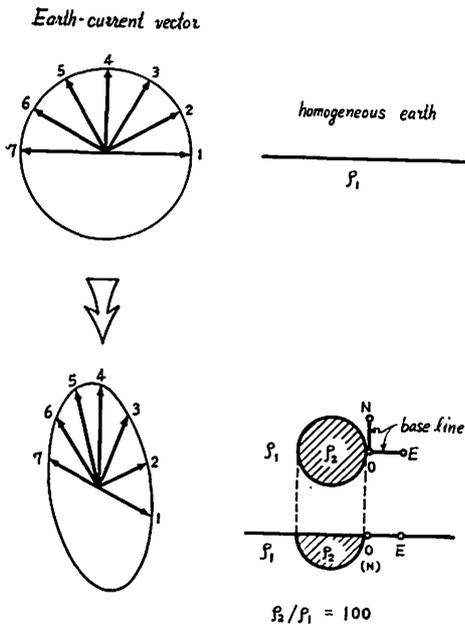


Fig. 5. Supposed semi-spherical region of high resistivity and anisotropy of earth-currents.

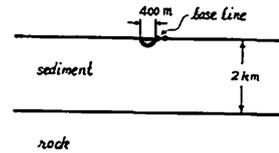


Fig. 6. Semi-spherical region of high resistivity in the sedimental layer.

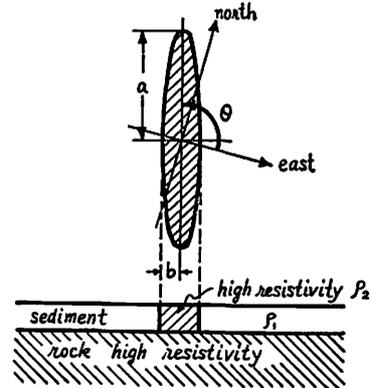


Fig. 7. Supposed elliptic anomaly of high resistivity in the sedimental layer around Kakioka.

る倍数が違ってくる。したがって Magneto-tellurics に採用したもともとの磁場変化の方向によって異なる比抵抗の値を与える。この例にも見られる通り異方性のある地電流が測定された場合の Magneto-tellurics の適用は慎重を要する。

さて小規模異常は何らかの方法でとり除かれたとしよう。次の問題は海・水成層および基盤岩の分布による異常である。これを取扱うには比抵抗が水平垂直両方向に変化する場合の誘導の問題を取扱わねばならぬので、一般的に解くことはきわめて困難である。したがって個々の場合について適当な近似を使わねばならない。簡単な分布をもつ場合の一例として海岸地帯がある。海水の比抵抗と水成層又は基盤岩のそれとの差は非常に大きいから簡単な形

状で境される二領域の問題として解くことが試みられている。変化の周期がきわめて短かければ誘導場は浅い所で急激に減少するから、垂直の境界をもつ2領域への誘導として近似出来、また変化の周期がきわめて長く海水の遮蔽が無視出来れば、表層においては定常流として近似出来るであろう。しかし一般の周期の場合は少くとも海水、基盤岩と地下数百メートルの電導層の三領域の存在する場合の誘導の問題を解かねばならないので困難である。

陸地を形成する水成層中に基盤岩が露出する場合も一般の周期に対しては、水成層・基盤岩および深い所の電導層の三領域の誘導を解かねばならぬことは同様であるが、水成層の比抵抗は海水のそれに比して二桁近く大きく(第3図)また厚さも2km程度であるので遮蔽を無視しうる周期範囲は海水の場合に比して、はるかに大きいであろう。柿岡附近の地電流をこの面からの近似で考えてみよう。

厚さ2kmの水成層中に第7図のような楕円壱状の基盤岩の盛り上がりがあったとする。この部分が存在しない水平成層構造の場合の磁場、電場を \vec{H}_0, \vec{E}_0 としこの楕円壱状の高比抵抗領域が存在するためのそれぞれの変化分を $\Delta\vec{H}, \Delta\vec{E}$ とすると Faraday の法則から、

$$\text{rot}(\vec{E}_0 + \Delta\vec{E}) = -\frac{\partial}{\partial t}(\vec{H}_0 + \Delta\vec{H}),$$

および
$$\text{rot}E_0 = -\frac{\partial}{\partial t}\vec{H}_0,$$

である。 $\Delta H \ll H_0$ である変化周期のものを対象とすれば、

$$\text{rot} \Delta\vec{E} = 0.$$

また電荷保存則から $\text{div} \vec{E}_0 = 0, \text{div}(\Delta\vec{E}_0 + \Delta\vec{E}) = 0$ であるから、

$$\text{div} \Delta\vec{E} = 0.$$

したがって定常流の問題として近似出来る。

水成層と基盤岩の比抵抗の比が非常に小さいとすると二次元として近似が可能である。

\vec{E}_0 として一様電場を考え高比抵抗 ρ_2 をもつ楕円内の電場 \vec{E}_i を求める。楕円長軸方向の電場成分を E_{ia} 短軸方向のそれを E_{ib} とすれば、

$$E_{ia} = \left(1 + \frac{b}{a}\right) E_{0a} / \left(1 + \frac{\rho_1}{\rho_2} - \frac{b}{a}\right) = k_a E_{0a},$$

$$E_{ib} = \left(1 + \frac{b}{a}\right) E_{0b} / \left(\frac{b}{a} + \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) = k_b E_{0b},$$

がえられる。 a, b はそれぞれ楕円の長軸・短軸の長さである。東向きを $+x$ 方向、北向きを $+y$ 方向とし、 x 方向から長軸方向までの角を θ として x, y 軸に座標変換を行えば \vec{E}_i の東西、南北成分 E_{ix}, E_{iy} は次のように与えられる。

$$E_{ix} = (k_a \cos^2\theta + k_b \sin^2\theta) E_{0x} + (k_a - k_b) E_{0y} \sin\theta \cdot \cos\theta,$$

$$E_{iy} = (k_a \sin^2\theta + k_b \cos^2\theta) E_{0y} + (k_a - k_b) E_{0x} \sin\theta \cdot \cos\theta.$$

E_{0x}, E_{0y} はそれぞれ \vec{E}_0 の東西(x)、南北(y)成分であって次のように現わせる。

$$E_{0x} = -\{\rho_a(T)/0.2 T\}^{1/2} H_{0y},$$

$$E_{0y} = \{\rho_a(T)/0.2 T\}^{1/2} H_{0x}.$$

H_{0x}, H_{0y} はそれぞれ磁場 \vec{H}_0 の東西(x), 南北(y)成分, T は変化の周期, $\rho_a(T)$ は Cagniard の見掛け比抵抗 (Cagniard, 1953) であり, この式に限り Cagniard にしたがって電場は mV/km, 磁場は γ , 比抵抗は ohm \cdot m の単位で表現してある。これを使って電場成分の比を磁場成分の比で現わせば,

$$\frac{E_{iy}}{E_{ix}} = \frac{(1-k_b/k_a) \tan\theta - (\tan^2\theta + k_b/k_a)(H_{0x}/H_{0y})}{1 + (k_b/k_a) \tan^2\theta - (1-k_b/k_a) \cdot \tan\theta \cdot (H_{0x}/H_{0y})},$$

がえられる。

一方楕円内の電場を現わすのに等価な一様異方性電気伝導度 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_{xy}$ を仮定すれば,

$$\begin{aligned} \frac{\sigma_x}{\sigma_y} &= \frac{(k_b/k_a) + \tan^2\theta}{1 + (k_b/k_a) \cdot \tan^2\theta}, \\ \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_y} &= \frac{(1-k_b/k_a) \cdot \tan\theta}{1 + (k_b/k_a) \cdot \tan^2\theta}, \\ \frac{E_{iy}}{E_{ix}} &= \frac{(\sigma_{xy}/\sigma_y) - (\sigma_x/\sigma_y)(H_{0x}/H_{0y})}{1 - (\sigma_{xy}/\sigma_x)(H_{0x}/H_{0y})}, \end{aligned}$$

となる。

柿岡の実測の \vec{E}, \vec{H} から $\sigma_x/\sigma_y, \sigma_{xy}/\sigma_y$ を求めると,

$$\begin{aligned} \sigma_x/\sigma_y &= 0.22, \\ \sigma_{xy}/\sigma_y &= 0.22, \end{aligned}$$

である。この値は ssc \cdot si \cdot bay などの周期数分から数十分の変化について統計的に求められたものである。この値を使って,

$$k_a = 1.16, k_b = 7.1, \theta = 105^\circ.5, b/a = 0.164$$

がえられる。ただし $\rho_1/\rho_2 \ll 0.1$ として b/a に比して無視してある。基盤岩露出地内の短軸方向の電場増大率は約7である。柿岡およびその附近の異常に大きな地電位差と異方性は、このような高比抵抗楕円嚢の存在によって近似的に説明される。

磁場変化が北向きであった場合の地電位差東西成分を考えると,

$$E_{ix} = (k_a \cos^2\theta + k_b \sin^2\theta) E_{0x} = 6.7 E_{0x}$$

となる。

楕円外の比抵抗の小さい領域の地電流流線は \vec{E}_0 が楕円短軸方向であった場合第8図の如くなる。これは第1図の地電流分布を近似的に現わすものと考えられる。但し実際の場合には基盤面の深さ, 基盤岩露出等の分布が複雑であるからこのような単純なモデルでは近似の程度の悪いことはやむをえない。柿岡附近の基盤岩露出地内においては、この単純化モデルで等価的に表現出来るが、その周辺外部では他の基盤岩露出地の影響も相当入っていることであろう。

4. 柿岡における Magneto-tellurics の適用

複雑な地電流分布に対して単純な Magneto-tellurics の適用が妥当でないことは明らかだ

が、測定された地電流から仮想水平成層による電場への換算が可能ならば、Magneto-telluricsも地下探査の有力な手段となるであろう。柿岡附近の地下構造は近似的に第7図で現わされ、前節に示すように仮想水平成層の場合の地電位差の6~7倍の地電位差が測定される。

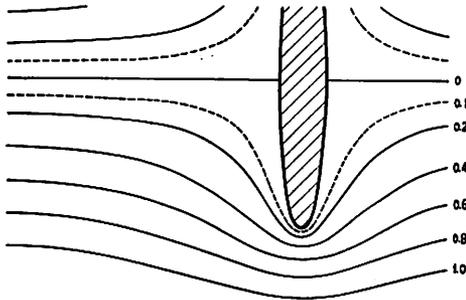


Fig. 8. Stream lines of earth-currents around the elliptic anomaly.

したがって単純な Magneto-tellurics によって $\rho_a = 0.2T(E/H)^2$ から求められる各層比抵抗は40~50倍になる筈である。

柿岡の地磁気地電流の変化から Cagniard の見掛け比抵抗 $\rho_a = 0.2T(E/H)^2$ (Cagniard, 1953) を求めると異常に大きな値を示す。これに $(1/6.7)^2$ を乗じたものを第9図に実線で示した。採用した変化の周期は15秒から2600秒で pc および pt 型脈動・ssc・si・sfe・bay などを含んでいる。電場としては地電流東西成分、磁場には水平分力を使い、地磁気変化がほとんど北向きにあるもののみを採

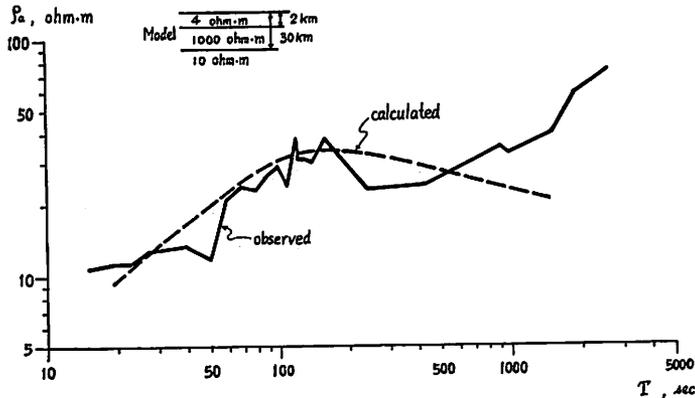


Fig. 9. Magneto-telluric analysis at Kakioka: the full line shows the corrected apparent resistivity, $0.2T(E/H)^2 \times 1/(6.7)^2$, and the dashed line shows the calculated for 3-layer model.

用した。乗数 $(1/6.7)^2$ 中の 6.7 という数値は前節に求めた電場の増大率である。したがって図に示した値はこの点を修正して正しい比抵抗を与えるようにした見掛け比抵抗を意味する。

一方柿岡附近の大地比抵抗はかなり深層まで別の方法で推測されているので(柳原, 1965) この値と比較してみよう。ごく表層を無視して比抵抗分布を第9図中に示したような三層モデルで代表し、これに対する見掛け比抵抗を Cagniard にしたがって計算する。この計算結果を図中破線で示す。この計算値と実測値とを比較すると相当よく一致している。これは

Magneto-tellurics の適用の仕方も、また比抵抗推算も共に確かであったことを示すものと思われる。周期 500 秒以上で実測と計算が開き始めるが、これはさらに深層多分 100 軒以深において比抵抗が再び大きくなるためと考えられる。比抵抗の実測はその深さまで及んでいないので比較出来ないが、もしそれが事実なら 10 ohm·m の電導層は中間に浮んでいることになり Schumucker のいう中間異常 (Schumucker, 1964) に相当する。

謝 辞

困難な状況のもとに地電流野外観測を遂行された多くの方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- Cagniard, L., (1953), *Geophysics*, **18**, 605—635.
 福田 理, (1962), *地質ニュース*, **100**, 1—16.
 Rikitake, T., (1952), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **30**, 191.
 Schumucker, U., (1964), *J. Geomag. Geoelectr.*, **15**, 193—221.
 柳原一夫, (1965), *地磁気観測所要報*, **12**, 115-122.
 Yoshimatsu, T., (1954), *Memo Kakioka Mag. Obs.*, **7**, 15—26.

Local anomaly of earth-currents and earth-resistivity

by

KAZUO YANAGIHARA and TSUNEO YOKOUCHI

The electric field measured on the earth surface changes rather suddenly from a place to another in geologically complicated regions such as Japan. Cagniard's magneto-telluric analysis does not always apply in that area. Stream lines of earth-currents are decided firstly by the distribution of sea water, sediment and crustal rock and secondly by the small scale anomaly of resistivity. In the region of high resistivity rocks, which are surrounded by uniform sediments, the electric field increases strongly. The resistivity of the deeper layer calculated from those data by Cagniard's apparent resistivity, $\rho_a = 0.2 T(E/H)^2$ is higher by the square of the increasing factor of the electric field than the real one. Two dimensional approach gives 7 for the factor of increase at Kakioka. The measured vertical distribution of resistivity at Kakioka (Yanagihara, 1965) coincides well with the result of magneto-telluric analysis when the locality of earth-currents is taken into consideration.