

# 含水岩石の温度による比抵抗変化

秋田大学 鉱山学部 乗 富 一 雄  
松 岡 清 幸

## 1. ま え が き

含水状態にある岩石の比抵抗は、温度変化に対して電解質溶液の比抵抗と類似の変化を示すことが知られている。しかし、濃度が一定の電解質溶液のそれとは異なる現象を呈する。それは、岩石の構成物質から、水分中に溶解して行くイオンの種類や濃度は、岩石の含水率および温度に関係しているからと考えられる。

地熱地区において、異常に低い比抵抗が電気探査の結果として報じられており（3 ohm.m 程度）、その原因について、いろいろと推測されているが、実験的な証明は、未だ十分ではない。この問題に対する検証も含めてこの実験を行なった。

## 2. 測定方法

### 2.1 測定試料

測定資料は、標準試料および地熱地区の試料との二種に区分された。標準試料とは、それによって測定回路の検討、改善などに用いられるもので、変質を受けていない均質な岩石で通産省（1969）及び金属鉱物探鉱促進事業団（1971, 1972a, 1972b）によって採集された試錐岩芯の中から、Table 1. に示すものが選ばれた。

Table 1. 標準試料

| 岩 石     | 試錐孔名           | 深 度    |
|---------|----------------|--------|
| 石英安山岩   | PAW-2 (1967) * | 1400 m |
| 玄武岩     | WW-9 (1970)    | 910 m  |
| 細粒砂岩    | WW-5 (1969)    | 260 m  |
| 細粒砂質凝灰岩 | WY-6 (1971)    | 240 m  |

\* ( ) の中の年号は、調査年度を示す。

地熱地区の試料としては、秋田県八幡平、大沼地熱地区における試錐岩芯から選ばれた。（与良、外、1973）、これらの試料に関する事柄はTable 2に示されている。

Table 2. 地熱地区資料

| 試料番号  | 岩石名          | 試錐孔名      | 深度      |
|-------|--------------|-----------|---------|
| No. 1 | 石英安山岩質凝灰岩    | 0-3 (R) a | 901.5 m |
| No. 2 | 石英安山岩質火山性碎屑岩 | 0-6 (R)   | 650 m   |
| No. 3 | 安山岩 (溶岩)     | 0-3 (T)   | 33.2 m  |
| No. 4 | 石英安山岩質軽石凝灰岩  | 0-1 (R)   | 370 m   |

これらの岩石試料から、Fig. 1 (a) に示すように、直径約 2.5 cm、長さ約 2.5 cm の円柱状試料に整形され、それを測定試料とした。

電流電極の接触部は、銀塗料を塗布してある。このために、ステンレス製電極と試料との接触抵抗は無視出来るほど小さくなっている。表面電流を除去するために、Fig. 1 (b) に示すように、ガードリングにより接地してあるが、このガードリングも銀塗料を塗ってある。

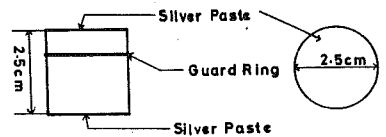
## 2. 2 測定回路

測定回路の原理は、Fig. 1 (b) 及び Fig. 1 (c) に示してある。Fig. 1 (b) はガルバニ法と呼ばれるものであり、Fig. 1 (c) はゾンデ法と呼ばれている。

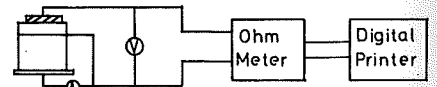
ガルバニ法は、両極間に一定電流を流すと、両極間に発生する電位差は試料の抵抗に比例するとのオームの法則によるものであるが、電極接触部の分極電圧の影響により、比抵抗の絶対値を求めることは出来ない。しかし、実験結果によれば、 $10^4$  ohm. cm 程度以下の抵抗をもつ試料では温度変化に対する比抵抗変化の割合だけを知るには殆んど差支えないことが確かめられた。

ゾンデ法では、試料内部を流れる電流値と、その電流に基づく 2 点間の電位差を測定する。

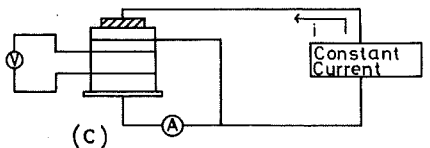
試料内部の電流密度が一様であると仮定すれば、その断面積、電極間の距離から比抵抗を算出することが出来る。この方法では、電極接触部における分極電圧の影響は受けないので、比抵抗絶対値が求まる。



(a)



(b)



(c)

Fig. 1. (a) specimen (b) measurement circuit (Galvanic method) (c) measurement circuit (potential drop method)

### 2. 3 温度及び含水率の調整

温度範囲が、20℃～80℃のときは、恒温恒湿器により、温度及び湿度を調整し、試料の温度及び含水率を調整した。

温度が80℃以上では、1気圧の下では、恒温状態を100%に保持出来なくなるので、この場合にはオートクレーブを使用した。オートクレーブを使用する際には、試料の含水率が100%の場合についてのみ実験を行っている。温度は最高250℃まで変化させている。なお、今回の実験では、すべて、蒸溜水による含水実験を実施した。

## 3. 測定結果

### 3. 1 ガルバニ法による測定

この方法によって、標準試料を測定した結果をFig. 2～Fig. 6に示す。

Fig. 2及びFig. 3は、いずれも、常圧下における含水率100%の場合の結果である。

Fig. 2は、細粒砂質凝灰岩(Tuff)の例であり、Na 1, Na 2, の両者共同一岩石からの試料である。この結果から、電気伝導度 $\sigma$ と絶対温度Tとの間には、次の関係が成立することが明らかになる。

$$\log \sigma = A - \frac{B}{T} \quad (1)$$

$$A = \sigma_0, \quad B = E/k \quad \text{とおけば}$$

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E/kT) \quad (2)$$

が導かれる。ここでkはボルツマンの常数、Eは活性化エネルギー、とすれば、これは、電解質溶液におけるイオン電導の式となる。

Fig. 2より算出すると $E = 0.2 \sim 0.3 \text{ eV}$ となり、電解質溶液に見られる値に類似したものとなる。

Fig. 3には、細粒砂岩(Sandstone)と玄武岩(Basalt)の例が示されている。いずれも2点ずつの測定であるため、(2)式の関係が成立するかどうか不明であるが、これらについても(2)式が成立すると仮定すれば、細粒砂岩に対しては $E = 0.2 \text{ eV}$ 、玄武岩に対しては、 $E = 0.3 \text{ eV}$ となり、上述の砂質凝灰岩のそれと同様な

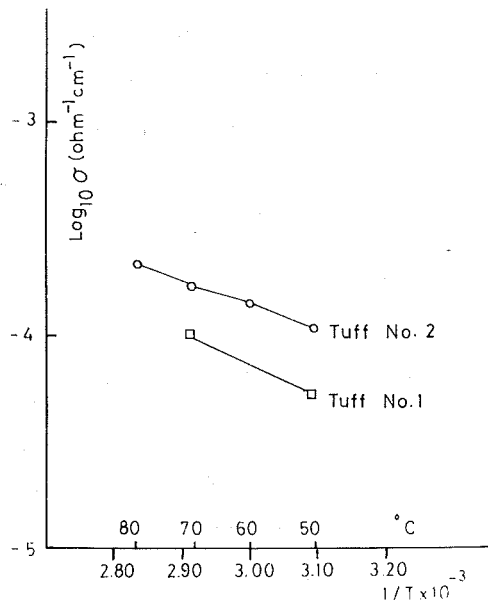


Fig. 2. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$  obtained by Galvanic method for water saturated fine sandy tuff.  $\sigma$ : electrical conductivity T: absolute temperature.

値を示す。

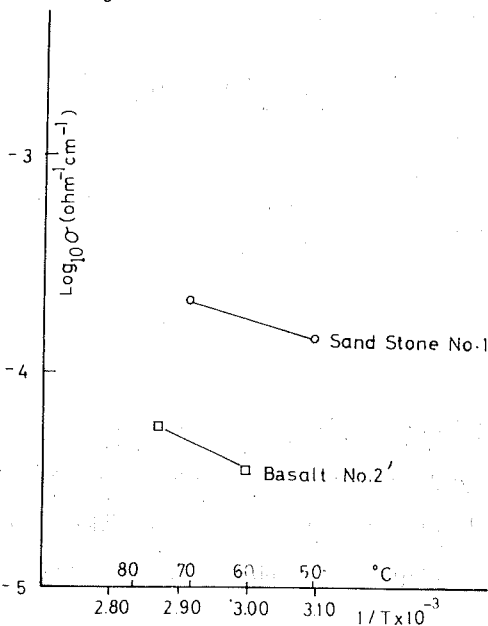


Fig. 3 The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$ , obtained by Galvanic method for the water saturated samples of fine sand stone and basalt

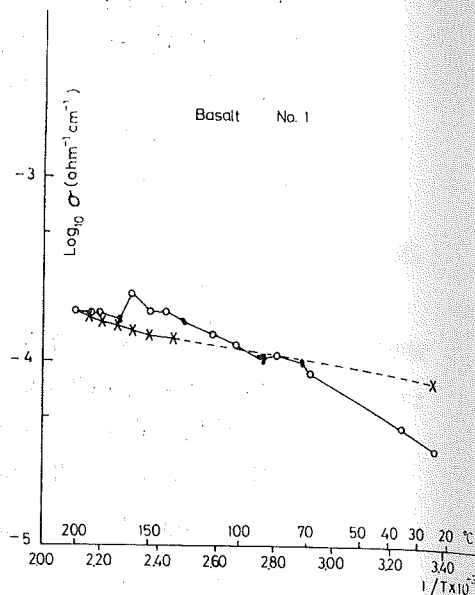


Fig. 4 The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$ , obtained by Galvanic method for water saturated basalt

Fig. 4 および Fig. 5 は、玄武岩を、オートクレーブ中において測定したものである。含水率 100%であるが、温度上昇につれて、飽和蒸気圧が、1~30気圧程度まで、上昇した条件下の測定である。図中、○印は温度上昇時の値、×印は温度下降時における値を示す。

Fig. 4では、温度下降時の値が大きくなっている。これは、温度下降速度が、早すぎた為に試料温度が、温度計の指示値よりも高かったためと推定される。この事を考慮して再測定された Fig. 5の場合には、(測定点は少ないが)ほぼ可逆的な変化を示す。ただし、低温部(50℃)における下降時の値は、上昇時の値より小さくなっている。一般には、上昇時と下降時は、非可逆的で、下降時の方が小さな伝導度を示すようである。

Fig. 4 および Fig. 5 では、前に述べた関係式(2)よりも、下記の近似式が適当である。

$$\sigma = \sigma_1 \exp\left(\frac{E_1}{kT}\right) + \sigma_2 \exp\left(\frac{E_2}{kT}\right) + \dots \quad (3)$$

ここで、 $E_1$ ,  $E_2$  ..... は、それぞれ、特定の温度範囲における活性化エネルギーである。

Fig. 4 および Fig. 5 において、温度区間を 20℃~100℃ (293°K ~ 373°K), および 100℃以上 (373°K 以上) の二つの区間に大別すれば  $E_1$ ,  $E_2$  は、それらの温度区間において、Table 3 の如くなる。

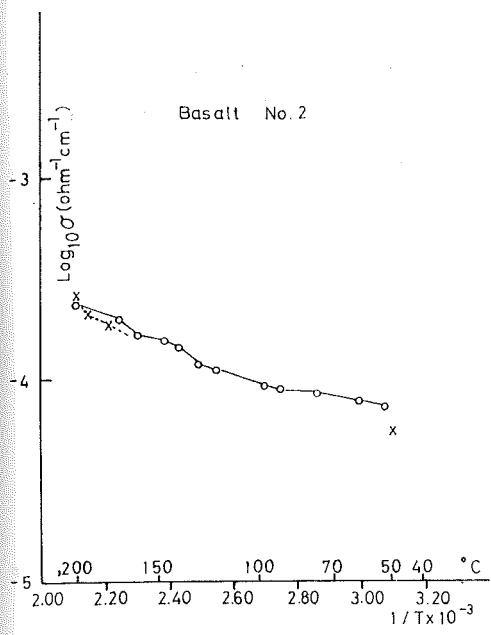


Fig. 5. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$ , obtained by Galvanic method for water saturated basalt.

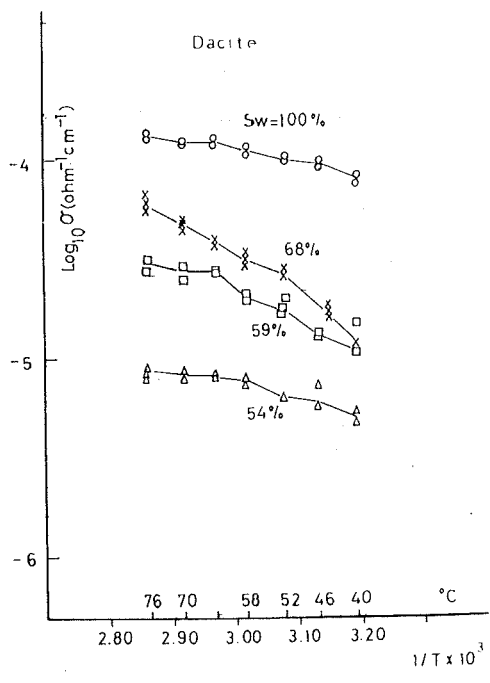


Fig. 6. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$ , at different water saturation ratios, obtained by sonde method for dacite

Table 3. 玄武岩の活性化エネルギー (含水率 100%)

| 試料番号 | $E_1$ ( $293^\circ < T < 373^\circ$ ) | $E_2$ ( $373^\circ < T < 473^\circ$ ) |
|------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| No 1 | 0.18 eV                               | 0.13 eV                               |
| No 2 | 0.05 eV                               | 0.16 eV                               |

Table 3に見られるように、同じ玄武岩でも100°C以下の低温領域における $E_1$ の値の不一致が著しく、100°C以上では、 $E_2$ の値がほぼ同じになる。一般に、低温領域では、伝導度の変化は、温度や含水率に対して著しく敏感であり、これらの条件を厳密に調整しないと正確な値は得難い。さらに、カルバニ法における欠点は、電極接触部における分極の影響の外に、測定回路部絶縁部の絶縁抵抗の悪い部分をバイパスする電流の影響を大きく受けることである。我々の装置では、テフロンによる絶縁をしているが、試料抵抗が、 $10^4 \text{ ohm} \cdot \text{cm}$ 以上のものとなると、この漏洩電流の影響が無視出来なくなる、従って、玄武岩の低温域の値は、極めて精度の悪いものとなっている。

3. 2. ソンデ法による測定

3. 2. 1. 恒温恒湿槽内における実験

Fig. 6 (石英安山岩), Fig. 7 (細流砂岩) および Fig. 8 (細粒砂質凝灰岩) は, それぞれ, 恒温恒湿槽内においてゾンデ法により測定した結果の例を示す。いずれも4種の含水飽和率  $S_w$  に対する電気伝導度の温度変化が示されている。ここで  $S_w$  は次のような値である。

$$S_w = \frac{W_m - W_d}{W_w - W_d} \times 100\% \quad (4)$$

$W_w$  ; 飽和含水状態の試料の重量

$W_d$  ; 完全乾燥状態の試料の重量

$W_m$  ; 定温, 定湿状態で, 均一吸湿したと見なされた試料の重量

実際には, 湿度の調整は容易ではないので, 上式中の  $W_m$  の値に対する誤差は大きい。従って,  $S_w$  の値はあまり精確には求められていない。

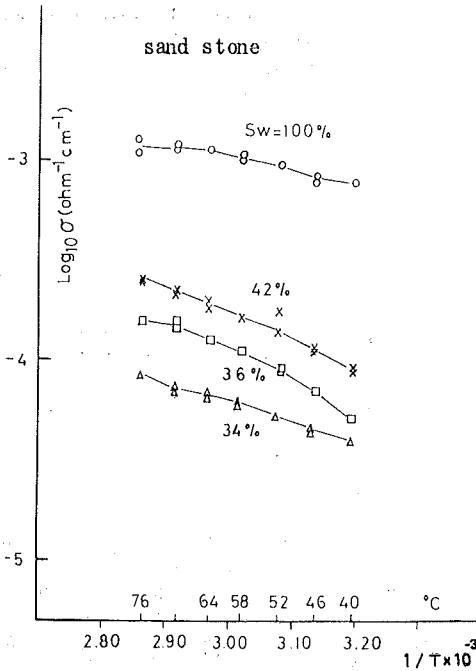


Fig. 7. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$  at different water saturation ratios, obtained by sonde method for fine sand stone.

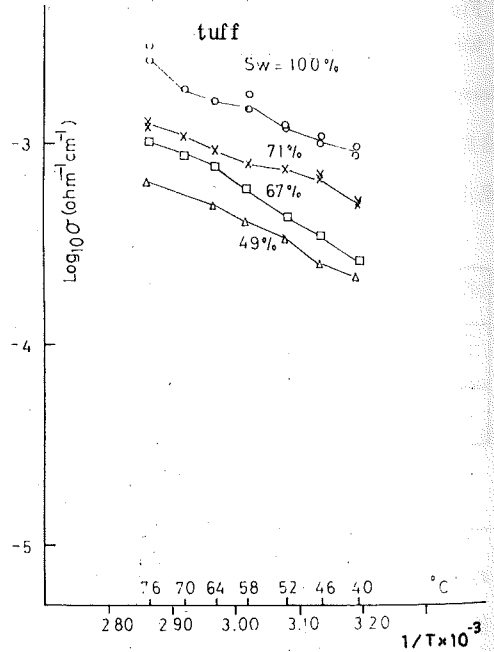


Fig. 8. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$  at different water saturation ratios, obtained by sonde method for fine sandy tuff.

Fig. 6 ~ Fig. 8 を見れば,  $S_w$  が異なれば温度変化に対する電気伝導度の変化率が多

少変動する。式(2)もしくは式(3)に基づいてEを算出すると、それぞれの $S_w$ の変化に対して、次のようにEが変動する。

石英安山岩  $E = 0.2 \sim 0.6 \text{ eV}$  ( $S_w = 54 \sim 100\%$ )

細粒砂岩  $E = 0.2 \sim 0.5 \text{ eV}$  ( $S_w = 34 \sim 100\%$ )

細粒砂質凝灰岩  $E = 0.3 \sim 0.4 \text{ eV}$  ( $S_w = 49 \sim 100\%$ )

ここで、石英安山岩と細粒砂岩では、 $S_w$ が最低及び最高(100%)のものが小さく(0.2 eV程度)、それらの中間の $S_w$ に対応したもののEが大きくなる(0.5~0.6 eV)傾向がある。

一方、細粒砂質凝灰岩は、 $S_w$ が変化してもEがほぼ同じで変化しない。

なお、Fig. 6~Fig. 8の結果を出すに当たって、一つの温度、湿度に対して、30分~1時間ごとに、2、3回の測定が繰り返された。それぞれの再測結果が、図にプロットされているが、再現性がよく、ゾンデ法による測定精度は極めて良いことが確認された。

Fig. 6~Fig. 8は、岩石比抵抗と、含水飽和率との関係も示唆する。この関係を明瞭にするため、 $\log \rho - S_w$ の関係( $\rho$ :比抵抗 ohm.cm)を、石英安山岩及び、細粒砂岩に対して求めたものを、それぞれFig. 9、及びFig. 10に示した。これから見受けられる卓越した特徴は、含水率が小さい領域程比抵抗の変化が著しいことである。この事は、含水率が小さい時ほど、含水の量を高精度で精定すべきことを示唆する。

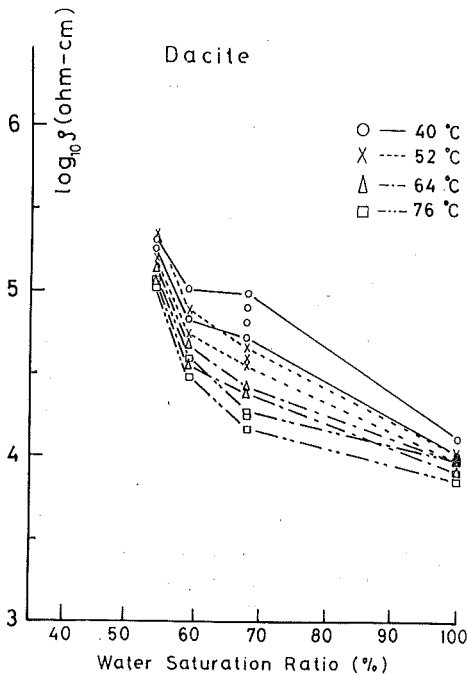


Fig.9, The relation between electrical resistivity and water saturation ratio at different temperatures for dacite.

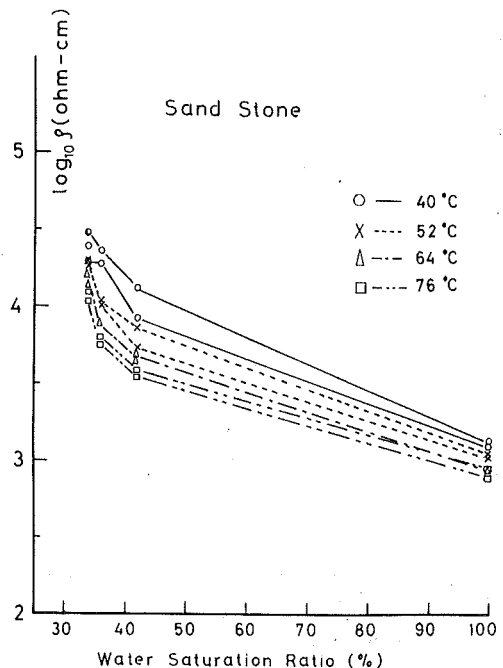


Fig.10. The relation between electrical resistivity and water saturation ratio at different temperatures for fine sand stone.

### 3. 2. 2. オートクレーブ内における実験

Fig. 11には、前述の各試料について、 $S_w = 100\%$ （一定）における、オートクレーブ中での測定を示す。図において、実線は温度上昇時、点線は温度下降時における値が示されている。

細粒砂岩（S）および細粒砂質凝灰岩（T）は、いずれも温度上昇時の値よりも、温度下降時における値が減少している。一方、石英安山岩では、温度上昇、下降の両過程で大差のない値を示す。

最後に、秋田県八幡平、大沼地熱地区の試料について測定した結果をFig. 12に示す。測定条件は、Fig. 11の場合と同じく、オートクレーブ中の実験である。

Fig. 12において、No. 1, No. 2, No. 4の試料は、いずれも大沼地熱発電所近傍のものであるが、No. 3の試料は、これらのものより、北西方向に約1500m離れた赤川温泉下流の地点における試錐岩芯である。このNo. 3及びNo. 1の試料は、温度上昇に対して、比較的一様な変化を示しその活性化エネルギーは、 $E = 0.1 \sim 0.2 \text{ eV}$ の値となる。これに対して、No. 2及びNo. 4は不規則な変化を示し、特にNo. 4は、 $90^\circ\text{C}$ と $130^\circ\text{C}$ 付近で、その電気伝導度が階段状に急減している。No. 2の試料は、 $120^\circ\text{C}$ 付近きで一様増加の現象を示すが、それより高い温度ではほとんど横ばい状態となる。

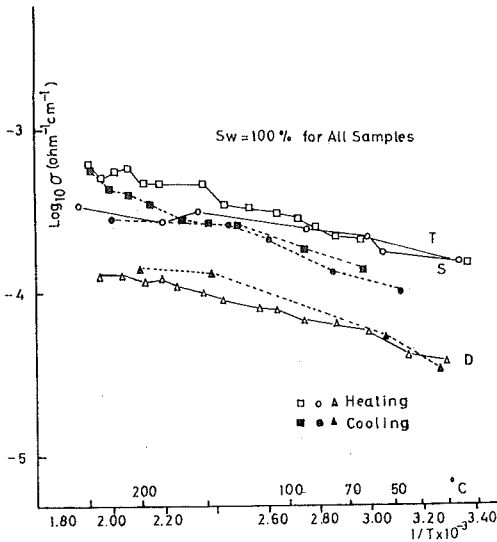


Fig. 11. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$  for different samples obtained by using autoclave.

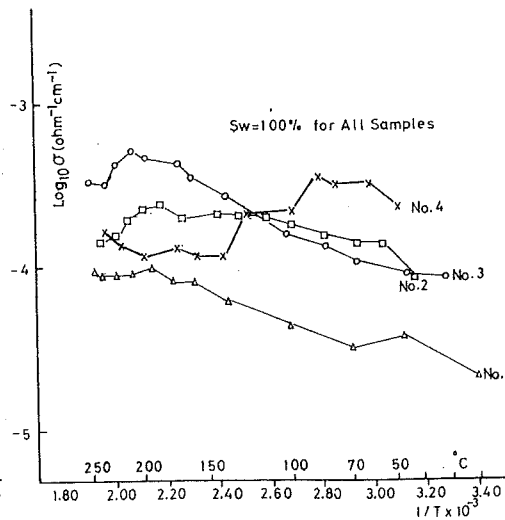


Fig. 12. The relation between  $\log \sigma$  and  $1/T$  for the samples obtained from geothermal field.

このように、試料によって電気伝導度の温度変化が特徴的なのは、各試料に含まれる熱変



質鉱物に起因しているものと思われる。例えば、No 4の試料は、多量の熱変質鉱物を含むことが明らかにされている。(本多, 1976), 同じくNo 2の試料は、大沼地熱地区でセリサイト帯として分帯された変質鉱物帯から採集されたものである。これらに対し、No 1およびNo 3の試料は、変質鉱物を含むものの、その量が極めて少なく、ことにNo 3のものはほとんど変質を受けない岩石であることがわかっている。

電気伝導度の温度変化は、変質鉱物と非常に密接な関係があることは明らかであるが、現段階では、試料が少ないために、これ以上の量的議論は出来ない。

大沼地熱地区では、電気探査が実施されており(与良外, 1973), 熱水貯溜層付近の比抵抗値として、非常に低い値(3 ohm. m)が得られている。上述の実験に用いた試料No 1及びNo 2は、この低比抵抗域から採集されたものである。大沼地区の熱水域の温度を200°C程度と仮定すれば、Fig. 12からそれぞれの試料に対する比抵抗値は次のようになる。

No 1 ..... 100 ohm. m (200°C)

No 2 ..... 50 ohm. m (200°C)

これらの値は、当初において述べたように、蒸溜水によって飽和含水されたものの値であり、電気探査の結果に比べて、20倍以上の大きな比抵抗値となっている。

ところが、岩崎(1976)によれば、大沼地区から採集された熱水の比抵抗値は、220°Cにおいて、0.8 ohm. mとなる。熱水のみ比抵抗値は、電探による熱水貯溜層の値よりはるかに小さい値である。

これらの事柄を考慮すれば、3 ohm. mの比抵抗値は、我々がこの実験に用いたような岩石が、熱水によって飽和されたときには十分に予測される値である。

#### 4. ま と め

これまでの事柄をまとめると次のようになる。

- i) 含水した岩石の温度に対する電気伝導度を測定する回路としては、ガルバニ法は相対変化を求めるためには或る程度使用出来る。しかし、今回の装置では、分極の大きい試料及び比抵抗値が $10^4$  ohm. cm以上の試料では、漏洩電流などの影響が大きくなり有意義な値を求めることは出来なかった。
- ii) ゾンデ法は、再現性のよい値を示す。直流法による含水岩石の比抵抗測定には、この方法が最善と思われる。
- iii) 含水岩石の電気伝導度は、イオン伝導の機構に基づく現象を示す。その場合の活性化エネルギーは、 $E \approx 0.1 \sim 0.5$  eV程度で非常に小さな値である。

IV) 変質鉱物を含む岩石は、著しく不規則な変化を示す。さらに、地熱地帯における異常に低い比抵抗は、熱変質をうけた岩石が熱水により飽和されているとすれば、十分に説明出来ることが示唆された。

## 文 献

本多朔郎(1976):八幡平大沼地熱地帯の熱変質岩石の鉱物学的研究。一。とくに地熱井0~6Tのコア中のAl質榧岩(aluminous sphene)について。地熱地帯における岩石の物理・化学的特性に関する研究(昭和50年度,サンシャイン計画委託調査研究報告)秋田大学鉱山学部 99-114。

岩崎文嗣(1976):秋田焼山およびその周辺地域の天然水の化学成分とその電気伝導度との関係。同上 115-136。

金属鉱物探鉱促進事業団(1971):昭和44年度精密調査報告書。和賀雄物地域。

同上(1972a):昭和45年度精密調査報告書。和賀雄物地域。

同上(1972b):昭和46年度精密調査報告書。和賀雄物地域。

通商産業省(1969):昭和42年度広域調査報告。和賀雄物地域。

与良三男,脇田健治,本多朔郎(1973):秋田県大沼地熱地帯の探査,地熱10巻4号 27-44。