

11. 伊豆半島地盤異常隆起地域の電気抵抗測定

地震研究所	行	武	毅
	吉	野	登志男
	歌	田	久司
	本	蔵	義守
気象庁地磁気観測所	小	山	茂
	河	村	譜
	大	地	洗
	森	俊	雄
東京工業大学理学部	田	中	秀文
	若	林	哲也
	吉	田	稔

(昭和 52 年 6 月 30 日受理)

1. まえがき

国土地理院の繰り返し水準測量の結果、1974 年と 1976 年との間、およそ 1.5 年間に、10 cm に及ぶ急激な隆起を示す地域が中伊豆冷川峠を中心として広がっていることが判明した(国土地理院地殻調査部, 1976)。しかもこの異常隆起地域は次第にその範囲を西および南へ拡大した。この地域の水準変化に対応して重力の時間変化も観測されている(東大震研地殻移動班, 1975, 1976)。この間、隆起地域の周辺部にあたる遠笠山や河津等伊豆半島中部では小地震が頻発した(東大震研地震移動観測室, 地震活動研究部門, 1976)。過去においては 1930 年の伊東群発地震および北伊豆地震を挟んで伊東付近で今回とまったく類似の地盤隆起が観測されている(国土地理院地殻調査部, 1976)。このため中伊豆地域の異常隆起は重大な関心が払われ、各種の観測が集中的に実施されている。本観測もその一環として行ったものである。

地震活動に伴う地殻電気抵抗変化が人工電位法によって検出されたという報告が、ソ連や米国でなされている(BARSUKOV, 1972; MAZELLA and MORRISON, 1974)。我国ではまだその例がない。中伊豆地方の地盤隆起に附随して、地下水の分布に変動があれば、この部分の電気抵抗も変化すると期待される。地盤変動に関連して、大地電気抵抗に変化が認められるか否かを調べる目的で、人工的にコントロールされた電流を地中に流して電気抵抗を測定する「人工電位法」による測定を繰り返す計画をたてた。中伊豆大幡野高原、伊豆平および冷川沿い 3ヶ所で 1976 年 7~8 月と 1976 年 11 月の 2 回測定を実施した。

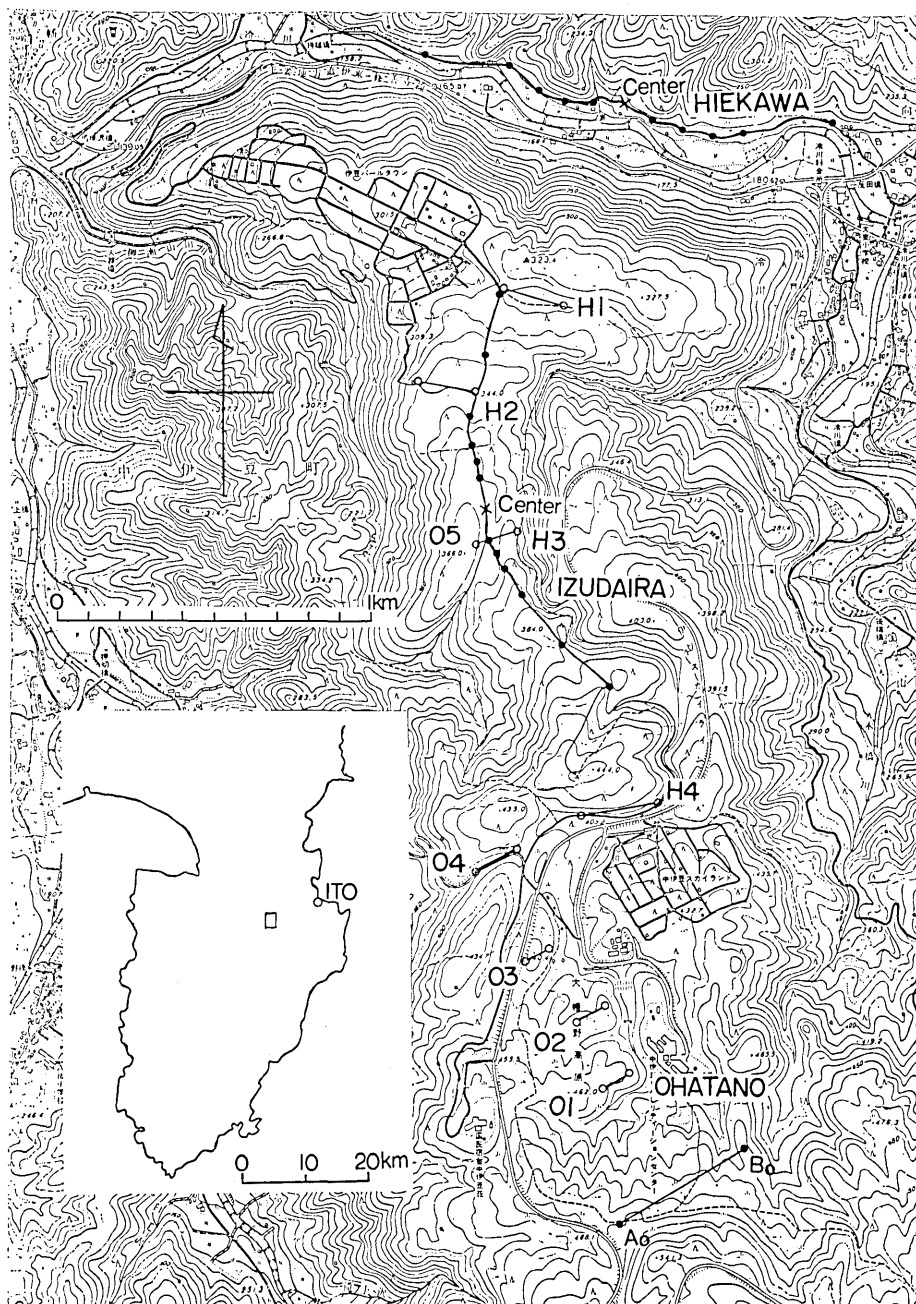


Fig. 1. Locations of electrodes for the three operations of earth resistivity measurements. Solid circles are locations of current electrodes and the open circles those of potential electrodes. In the Ohatano and Hiekawa areas, Schlumberger and a bipole-dipole methods were employed. O1~O5 are locations of the receiver for the source electrodes A_0B_0 of the Ohatano measurement. H1~H4 are those for the Hiekawa measurement.

2. 測定地域と測定時期

測定を実施した地域は、Fig. 1 伊豆半島内の枠で囲んだ範囲である。同部分の拡大図が Fig. 1 であるが、その中で南の方から大幡野高原 (Ohatano) で Schlumberger 法と Bipole-dipole 法による測定を、伊豆平 (Izudaira) で Schlumberger 法による垂直探査を、その北側で東西に流れる冷川沿いに Schlumberger 法と Bipole-dipole 法の併用による垂直探査を実施した。

表面地質は、冷川沿いの谷間と、その南の大幡野高原を形成する台地とでは異なっている。冷川の谷沿いには白浜層群と呼ばれる Miocene の凝灰岩と Pliocene のものと推定されている持越玄武岩類とが見られる (久野, 一色, 1970)。これに対し南側台地の表層は天城山からの安山岩溶岩に広く覆われている。冷川の谷底と台地とでは約 160 m の高度差があり、測定を実施した大幡野高原測定点はさらに約 150 m 高度が高くなる。

第1回目の測定を 1976 年 7~8 月に、第2回目の測定を 1976 年 11 月中旬に Table 1 の通り実施した。地中に電流を流すに当っては最高 800 V の電圧で 2 A までの電流を流すことのできる IP 発信機 (横浜電子社製, 容量 2 kW) を使用した。大幡野高原での第2回目の測定には、SYNTREX 社製の 2.5 kW の発信機をも一部併用した。地中に流した電流は 5 秒毎に極性を変える周期 10 秒の矩形形状の定電流で、接地抵抗、電極間隔により 0.15 A から 2.0 A の電流とした。

3. 大幡野高原測定

大幡野高原では Schlumberger 法と Bipole-dipole 法とを併用した。まず Fig. 1 OHATANO A₀B₀ 測線上で Schlumberger 法による測定を実施した。中心点を固定して、電流電極間隔を 4 m から 460 m まで拡大した。これに対して電位電極間の距離は 45 cm ~50 m とした。この地点の接地抵抗は 0.3~6 kΩ で、流した電流は最大 2 A (peak to peak 4 A) であった。

Schlumberger 法により電流電極間隔を上げた後 A₀B₀ に電流電極を固定し (電流電極間隔 460 m, 接地抵抗第1回測定時 300 Ω, 第2回測定時 100 Ω), 電位電極 MN を電流電極とほぼ平行に Fig. 1 に O1~O5 の地点に配置し (equatorial arrangement) 電位の測定をおこなった。電位電極の配置は正確な equatorial arrangement ではなく、電流電極 A₀B₀ と約 80° の傾きをなしている。

このようにして得られた電位傾度から見かけ比抵抗 (ρ_a) を計算した結果を示したのが Fig. 2 である。黒丸が Schlumberger 法による結果で白丸は Bipole-dipole 法による結果である。横軸には、Schlumberger 法による場合は電流電極間隔の 1/2 を、Bipole-

Table 1. Dates of measurements.

	The first measurement	The second measurement
Ohatano	July 30~Aug. 1, 1976	Nov. 12~13, 1976
Izudaira		Nov. 15~16, 1976
Hiekawa	Aug. 1~2, 1976	Nov. 14~15, 1976

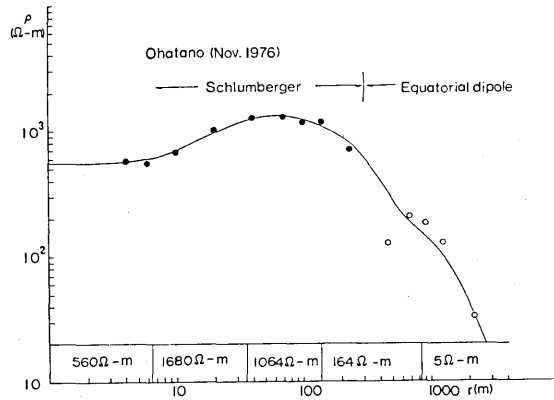


Fig. 2. Apparent resistivity in the Ohatano area. Solid circles are the results obtained by the Schlumberger arrangements, and open circles are those by the equatorial dipole arrangements.

Table 2. Comparison of the measurements conducted at different dates in the Ohatano area. $\rho_a(\text{Aug.})$ is the apparent resistivity obtained in August, and $\rho_a(\text{Nov.})$, in November. r is the spacing between the source and the receivers.

r (m)	$\rho_a(\text{Aug.})$ (Ωm)	$\rho_a(\text{Nov.})$ (Ωm)	$\rho_a(\text{Nov.})/\rho_a(\text{Aug.})$
230	694	681	0.98
470	128	124	0.97
670	205	205	1.00
890	180	180	1.00
1220	120	124	0.97

dipole 法の場合は電流電極 A_0 および B_0 から電位電極の中心 O までの距離 ($r=(A_0O+B_0O)/2$) をとった. Bipole-dipole 法による結果については, 第 1 回と第 2 回測定と比較のため, 見かけ比抵抗値を Table 2 に示した. 表からわかるように, 第 1 回測定と第 2 回測定とでは, ほとんど差がなく, Fig. 2 上にプロットしたのでは区別がつかない.

Fig. 2 で横軸 r が大きくなる程, 見かけ比抵抗 ρ_a は深い部分の比抵抗を反映していると考えられる. 大幡野高原では地表附近の比抵抗は数 $100 \Omega\text{-m}$ であるが, 図をみると $10\sim 100 \text{ m}$ の範囲に高抵抗のものが存在し, それより深い所で比抵抗が低くなっている. この地域が水平成層構造をしていると仮定して, 測定結果によく合うように構造をきめたモデルを Fig. 2 下の方に深さを横軸にとって示した. $6\sim 140 \text{ m}$ にかけて $1\sim 1.7 \text{ k}\Omega\text{-m}$ の層があり 800 m 以深で $5 \Omega\text{-m}$ と著しく低い比抵抗となっている. このような構造にもとづいて得られる見かけ比抵抗曲線が Fig. 2 中の実線である.

500 m 地点での Bipole-dipole 法による ρ_a は最適モデルより得られた見かけ比抵抗曲線より著しく低い. これはこの地点での電位電極周辺の地表比抵抗が低いためであると想像される. この点を旨く説明するモデルは, 水平構造を仮定する限り不可能である.

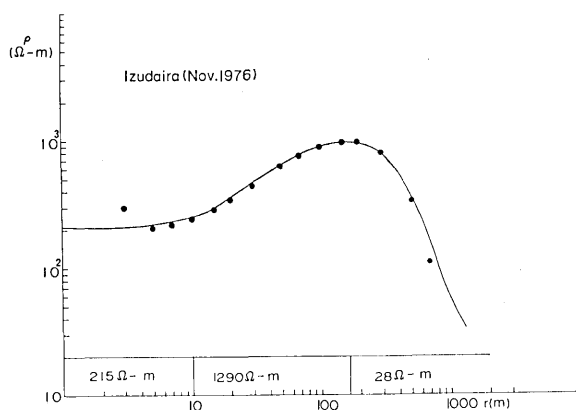


Fig. 3. Apparent resistivity in the Izudaira area. All data are obtained by the Schlumberger arrangements.

4. 伊豆平測定

大幡野高原測定の北側の同一台地上に、ほぼ南北に走る林道がある。その林道沿いに Schlumberger 法による垂直探査を実施した。Fig. 1 にその配置を示した。電流電極間隔 (AB) を 1.4 km まで拡大した。見かけ比抵抗を計算して $r(=AB/2)$ を横軸にとって図示したのが Fig. 3 である。見かけ比抵抗分布は極めて単純な分布をしており、地下構造が単純なことを示唆している。水平構造として測定値に適合したモデルを求めると Fig. 3 下方に示したようになる。表層は約 $200 \Omega\text{-m}$ であるが $10\sim 200 \text{ m}$ の深さにかけて約 $1.3 \text{ k}\Omega\text{-m}$ の高比抵抗層があり、それより深い所で約 $30 \Omega\text{-m}$ と低比抵抗層があると考えられる。 $r=700 \text{ m}$ の点は、このモデルより求めた比抵抗曲線より若干低くなる。このずれを重視すれば約 $30 \Omega\text{-m}$ の第3層の下にさらに抵抗の低い層が存在することになる。

5. 冷川沿い測定

東西に流れる冷川の北側沿いの道路を利用して Schlumberger 法による測定を実施した。冷川のこの部分は南北より急峻な山地がせまり、深く狭い谷底を形成している。測定を実施したほぼ全域が Miocene の火山岩、凝灰岩に覆われている。電極配置は Fig. 1 に示す通りで、中心点より西北西—東南東にかけて電流電極を $AB/2=680 \text{ m}$ の距離まで離れた。 $AB/2=680 \text{ m}$ の地点で電流電極を固定し、H1~H4 の点で電位測定を行った。見かけ比抵抗 ρ_a を求め、大幡野の測定の場合と同様に r を横軸にとって図示したのが Fig. 4 である。

電位電極を固定した中心点附近は、地表は土壌で蔽われているもののためま表面近くに溶岩もしくは転石が存在すると推定され、表層 $2\sim 3 \text{ m}$ は著しく高い抵抗を示す。 r とともに ρ_a は減少し、 r が $70\sim 300 \text{ m}$ では ρ_a は約 $100 \Omega\text{-m}$ であるが r が 300 m より大きくなると ρ_a は急速に減少する。水平構造を仮定して見かけ比抵抗曲線に適合するモデルを求めたのが Fig. 4 の下の方に示してある。深さ 300 m 以深で比抵抗が $6 \Omega\text{-m}$ と

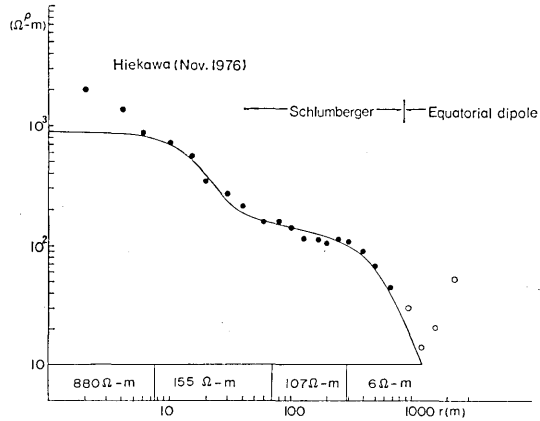


Fig. 4. Apparent resistivity in the Hiekawa area. Solid circles are the results obtained by the Schlumberger arrangements, and open circles are those by the dipole arrangements.

Table 3. Comparison of the measurements conducted at different dates in the Hiekawa area. $\rho_a(\text{Aug.})$ is the apparent resistivity obtained in August and $\rho_a(\text{Nov.})$, in November. r is the spacing between the source and the receivers.

r (m)	$\rho_a(\text{Aug.})$ (Ωm)	$\rho_a(\text{Nov.})$ (Ωm)	$\rho_a(\text{Nov.})/\rho_a(\text{Aug.})$
200	110	106	1.04
400	87.9	88.0	1.00
680	47.2	44.3	0.94

低くなっており、深い部分で比抵抗が低くなる点は大幡野、伊豆平とも共通している。恐らく帯水層の存在を示すものであろう。なお r が 1 km より大きい 2 点で比抵抗が増加しているが、これは深さによる変化というより、水平方向の比抵抗不均一分布が dipole 法の結果に影響したためと考えられる。

6. 電気抵抗垂直分布

大幡野高原、伊豆平、冷川の 3 ヶ所での測定結果を、測定点の高度差をも考慮して模式的にかくと Fig. 5 のようになる。三者に共通しているのは、深い所で数 $\Omega\text{-m}$ という低い比抵抗層が存在することである。大幡野高原と伊豆平の台地では、地表から 150~200 m の深さまで 1 k $\Omega\text{-m}$ 以上の高抵抗層がある。天城火山よりの溶岩の存在を意味しているのであろう。興味深いのは、大幡野高原測点と伊豆平測点とでは、距離的に大きな隔りがないにもかかわらず、第 2 層の抵抗が大幡野では約 160 $\Omega\text{-m}$ 、伊豆平では約 30 $\Omega\text{-m}$ と顕著に違うことである。構造上の違いを生ずる原因として考えられるのは、ひとつには両者の間に小規模ながら断層が存在するということ（星野、橋本、松田、1976: 私信）、他の可能性としては、伊豆平測点寄りに小さな寄生火山が存在するということである（久野、一色、1970）。いずれの原因によるものかは、今後の研究課題である。

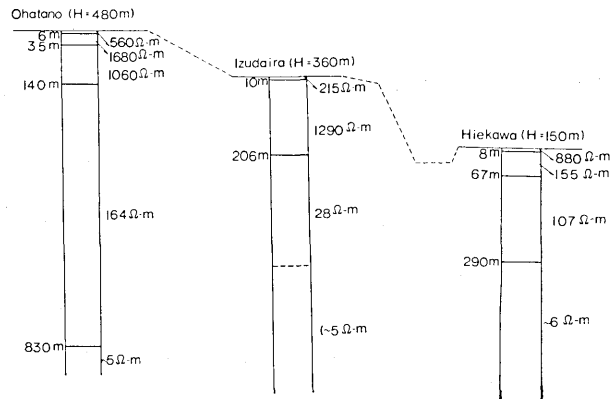


Fig. 5. Vertical distributions of the electrical resistivity in the surveyed area.

7. 繰り返し測定結果

大幡野高原と冷川沿いの測点については、Table 1 に示すように、1976年7~8月と1976年11月の2回測定を繰り返して、その間での時間変化の有無を検討した。大幡野高原では、電流電極、電位電極とも第1回、第2回の測定を同一箇所を繰り返すことができた。8月における見かけ比抵抗 $\rho(\text{Aug})$ を基準にとり、11月の見かけ比抵抗 $\rho(\text{Nov})$ と比較したのが Fig. 6 である。縦軸に $\rho(\text{Nov})/\rho(\text{Aug})$ を横軸は電流電極から電位電極までの距離 r がとってある。電流の安定性、電位差読み取り誤差、電極配置の再現性に起因する誤差等を考えると、現在の測定法として2~3%は総合誤差としては止むを得ないと考えられる。第1回目と2回目の比抵抗比は100%の周りにいくらかばらついているが、このばらつきは測定誤差の範囲内である。したがってこの3ヶ月半の間、大幡

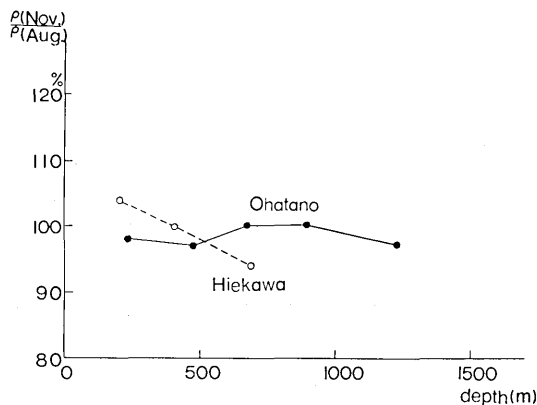


Fig. 6. Comparison of the measurements conducted at an interval of 3.5 months. Ratios of apparent resistivities obtained in November, 1976 to those of August, 1976 are plotted for the spacings between the source and the receivers. No significant changes are recognizable between the measurements during this period.

野高原ではおよそ 1000 m までの深さにわたって、ほとんど電気抵抗変化はなかったと推定される。

これに反して冷川沿いの測定では、一見浅い部分で比抵抗が増加し、深い部分で比抵抗が減少したように見える。しかしこのように結論するのはあまりにも早急すぎる。この場所での測定は、繰り返し実施する計画が当初なかったため、電極設置場所に目標となる標石も杭も埋設されておらず第 2 回目の測定で、第 1 回目の測定と全く同一場所に電極を設置したという保証のないこと、またここでは Schlumberger 法を適用したが、中心の電位電極附近は転石が見られ水平方向に比抵抗分布が一様でないことなどのために Fig. 6 冷川の結果にはかなりの誤差を含むものと思われる。冷川でのみかけ上の変化は誤差が大きいためのものであろう。

結局 8 月から 11 月にかけての 3.5 ヶ月の間、表層 1 km に関する限り顕著な電気抵抗変化はなかったということになる。これは電気抵抗測定が地表から 1 km までという、きわめて表層に限られていたためであるという見方も成り立つ。しかしこの期間地震活動は衰退して (津村, 1977; 私信), 重力変化や水準変化はほぼ横ばい状態であり (萩原, 1977; 私信, 藤井, 1977; 私信), 地盤隆起が停止したことを考えると電気抵抗に変化がみられないのも当然かも知れない。今後も繰り返し測定を実施して、推移を見極める必要がある。

この観測を実施するに当っては、中伊豆町役場、全国共済農業協同組合、中伊豆リハビリテーションセンター、国民宿舎中伊豆荘の方々の御協力を得た。ここに深甚の謝意を表わす次第である。

文 献

- BARSKOV, O. M., 1972, Variations of electric resistivity of mountain rocks connected with tectonic causes, *Tectonophysics*, 14, 273-277.
- 国土地理院地殻調査部, 1976, 伊豆半島中部の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 16, 82-87.
- 久野 久・一色直記, 1970, 5 万分の 1 地質図幅「伊東」, 地質調査所.
- MAZZELLA, A. and H. F. MORRISON, 1974, Electrical resistivity variations associated with earthquakes on the San Andreas Fault, *Science*, 185, 855-857.
- 東京大学地震研究所地震移動観測室・地震活動部門, 1975, 伊豆半島北東部の群発地震 (1), 地震予知連絡会会報, 15, 91-93.
- 東京大学地震研究所地震移動観測室・地震活動部門, 1976, 伊豆半島北東部の群発地震 (2), 地震予知連絡会会報, 16, 77-81.
- 東京大学地震研究所測地移動観測班, 1976, 伊豆半島の重力変化, 地震予知連絡会会報, 16, 95-98.

11. *The Earth Resistivity Measurements in the Crustal
Upheaval Area in the Izu Peninsula.*

By Takesi YUKUTAKE, Toshio YOSHINO, Hisashi UTADA,
Yoshimori HONKURA, and Shigeru KOYAMA,
Earthquake Research Institute,

Makoto KAWAMURA, Kou OCHI, and Toshio MORI,
Kakioka Magnetic Observatory,

Hidefumi TANAKA, Tetsuya WAKABAYASHI, and Minoru YOSHIDA,
Tokyo Institute of Technology.

In association with an unusually rapid rate upheaval of the crust observed in the northeastern part of the Izu Peninsula, earth resistivity measurements were conducted by means of direct current methods. The measurements were conducted twice at an interval of three and a half months, but no significant changes were observed during the period.

The measurements were made in three different areas, Ohatano, Izudaira and Hiekawa. A common feature to these areas is that the water table appears at a depth of 300 to 800 m. The surfaces of the Ohatano and Izudaira areas are covered with high resistivity layers of 1 to 1.6 k Ω -m, corresponding to andesitic lava flows from Mt. Amagi.