

12. 吾妻山浄土平周辺の電気抵抗ならびに 地磁気測定

東京大学地震研究所	{	行 武 毅
		吉 野 登 志 男
		歌 田 久 司
気象庁地磁気観測所	{	河 村 諲
		大 地 洸
		水 野 喜 昭
		小 池 捷 春
東北大学理学部		小 菅 正 裕

(昭和56年2月28日受理)

1. ま え が き

吾妻火山は1893年5月19日に一切経山南側の山腹火口大穴の近くで爆発的に噴火し、2年以上にわたって活発な活動を続けた¹⁾。この活動が過去100年の間ではもっとも規模の大きいものであった。その後は小規模な噴火を繰り返しながら今日に至っている。最近では1977年に噴気活動が活発になり、新しい温泉が湧出したり、地震が発生したりして、一時世間の注目を浴びた。

1979年吾妻火山の集中観測が実施されることとなり、1893年の噴火口や現在も活動を続けている噴気孔を含み、浄土平を中心としたその周辺地域で、10月12日から10月18日までの期間地下の電気抵抗と地磁気の測定を行なった。電気抵抗の測定には、人工電流を地中に流す人工電位法と、VLF (17.4 kHz)・ELF 帯 (8 Hz) 帯の電磁波による Magnetotelluric 法を用いた。地磁気の測定は、プロトン磁力計による全磁力測定のほか、磁気儀による偏角・伏角の測定をも実施した。吾妻山については、今回が最初の集中観測であったので、今後繰り返し測定を行なう場合のための測点の設置と、電気抵抗・地球磁場の空間分布の調査とを主要な目的とした。

2. 浄土平における電気抵抗垂直探査

電気抵抗の鉛直方向の分布を調べるため、Fig. 1 に示すように、浄土平において N22.5°E の方向に電流電極を配置し (ZA-ZB)、Schlumberger 法による電気探査を実施した。中心点から電流電極までの間隔 ($AB/2$) を 5 m から 435 m まで拡げて測定を行なった。地中に流した電流は周期10秒の交代直流で、電流値は電極間隔の距離に従って 0.39 A から 1.9 A の範囲であった。測定結果を Table 1 にまとめて示す。Table 1 には電流電極

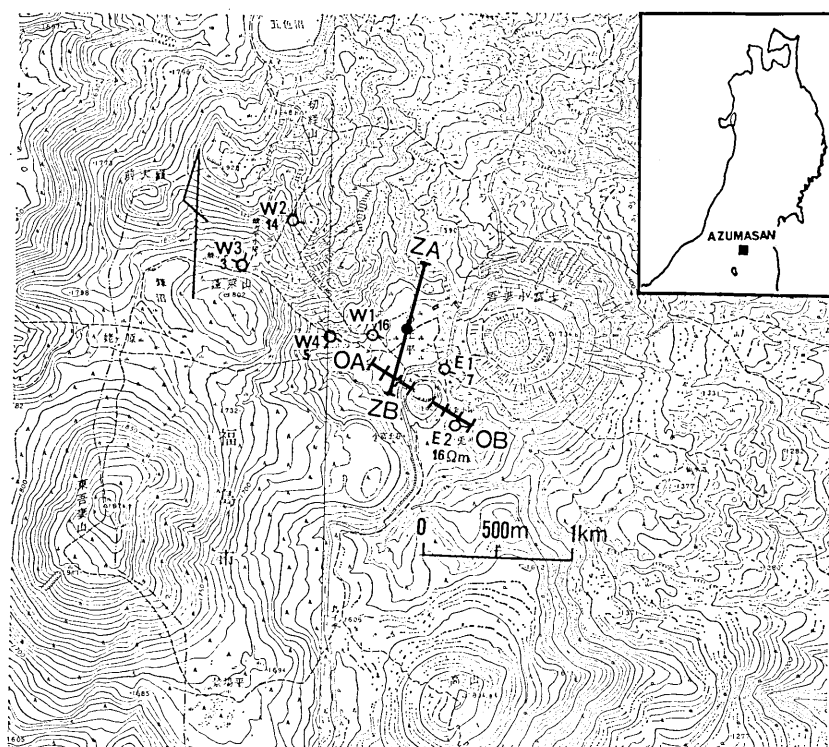


Fig. 1. Measuring sites of electrical resistivity in the Zyôdodaira area of Azumasan Volcano.
 ZA-ZB: Schlumberger array for the vertical sounding.
 E1, E2, W1, W2, W3, W4: Potential electrodes for the current electrodes ZA-ZB.
 OA-OB: Electrode arrangements for the bipole-bipole measurements at Okenuma.

間隔の $1/2(AB/2)$, 電流値 (I), 電位電極間隔の $1/2(MN/2)$, 測定された電位差 (ΔV) が示されている。

これらの測定値から, 地殻が均一の電気抵抗をもつ半無限の様な構造をしていると仮定した場合の抵抗値を求めた。このような単純な構造を仮定して得られる電気抵抗を, 見かけ比抵抗と呼んでいる。見かけ比抵抗 (ρ_a) の計算は次の式に従った。

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I},$$

ただし

$$K = \frac{\pi}{2} \left[\left(\frac{AB}{2} \right)^2 - \left(\frac{MN}{2} \right)^2 \right] / \left(\frac{MN}{2} \right).$$

このようにして得られた結果も, あわせて Table 1 に示した。見かけ比抵抗値を $AB/2$

Table 1. Vertical soundings by Schlumberger arrangements in Zyôdodaira.

$AB/2(\text{m})$	$MN/2(\text{m})$	$I(\text{A})$	$\Delta V(\text{mV})$	$\rho_a(\Omega\text{-m})$
5	0.5	0.389	134	27.1
7	0.5	0.389	35.4	14.0
10	0.5	0.389	8.2	6.62
10	1	0.389	17.2	6.95
14.5	1	0.586	8.3	4.68
20	1	0.586	3.58	3.84
20	2	0.586	7.00	3.75
30	2	0.586	2.50	3.01
50	2	0.586	0.87	2.91
50	5	0.586	2.22	2.98
70	5	0.976	2.00	3.15
100	5	0.976	1.12	3.61
100	10	0.976	2.41	3.88
150	10	1.38	1.40	3.59
200	10	1.92	1.28	4.19
200	20	1.92	2.48	4.06
300	20	1.19	0.88	5.22
300	30	1.19	1.28	5.06
435	30	1.05	0.56	5.27

に対して図示したのが Fig. 2 である。この図を見てまず気がつくのは、見かけ比抵抗が著しく低いことである。AB/2 が 5~435 m の範囲で、見かけ比抵抗は 30~2 Ωm である。伊豆大島や桜島の表層近くの比抵抗が 1~10 $\text{k}\Omega\text{m}$ の桁である²⁾³⁾のと比較すると、この地域の見かけ比抵抗がいかに小さいかわかる。

Fig. 2 を見ると、見かけ比抵抗は AB/2 が 5 m で 27 Ωm であるが、電流電極間隔を拡げるにつれて減少し、AB/2 が 50 m で極小となり 2.9 Ωm の値をとる。さらに電流電極間隔を拡大してゆくと見かけ比抵抗は次第に増加する。しかしその増加の割合は小さく、AB/2 が 435 m でも 5.3 Ωm となるに過ぎない。地殻が成層構造をしていると仮定して、3層モデルについて構造を決めた結果が Fig. 2 にあわせて記してある。2つのモデル A, B について計算を行なったが両者に大きな違いはない。これらのモデル計算では厚さ 2 m の表層（第1層）の抵抗値を、電極の接地抵抗の測定を参考にして 130 Ωm にとってある。第2層の抵抗値はきわめて低く、2.8 Ωm と得られた。第3層の比抵抗は第2層とあまり大きく違わず、その境界も明瞭でない。A のモデルでは 50 m、B のモデルでは 65 m より第3層が始る。いずれの場合も比抵抗値は 6.5 Ωm と推定される。この層は 400 m 以上の深さまで続いている。

3. 浄土平周辺の Bipole-dipole 法による見かけ比抵抗測定

前節で述べた Schlumberger 法による測定において、電流電極を最大限に延長し切った点 (AB/2=435 m) で電流電極を固定し (Fig. 1 の ZA・ZB 点), bipole-dipole 法に

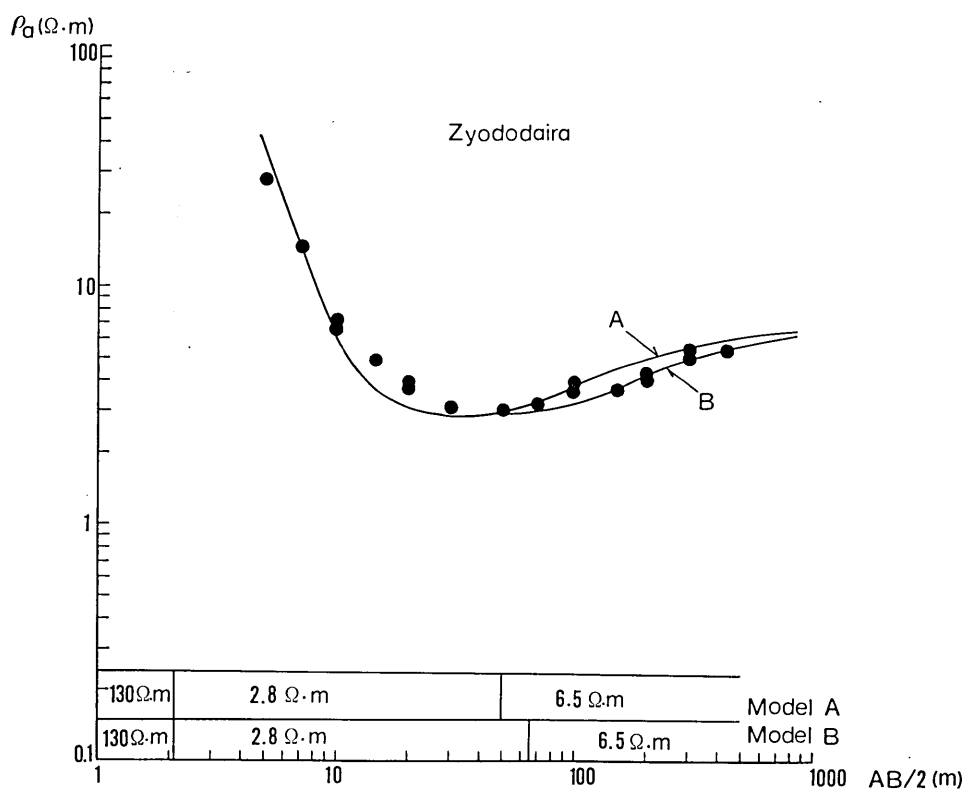


Fig. 2. Results of vertical soundings in Zyôdodaira by Schlumberger arrangements.

Table 2. Apparent resistivities by means of bipole-dipole arrangements in Zyôdodaira and its surrounding area.

No.	I (A)	ΔV (mA)	l (m)	r_A (km)	r_B (km)	ρ_a (Ω -m)
W1 (NS)	1.568	1.35	100			
(EW)		0.95	100	0.625	0.335	15.9
W2 (NS)	1.568	0.17	100			
(EW)		0.43	100	1.025	1.250	13.6
W3 (NS)	1.573	0.07	100			
(EW)		0.04	100	1.275	1.175	2.77
W4 (NS)	1.552	0.30	95			
(EW)		0.36	100	0.888	0.538	5.32
E1 (NS)	1.568	0.48	80			
(EW)		0.55	70	0.713	0.425	6.90
E2 (NS)	1.568	0.04	100			
(EW)		0.64	49	1.025	0.525	16.2

よる見かけ比抵抗測定を浄土平周辺で実施した。流した電流は Schlumberger 法の場合と同様に周期10秒の交代直流である。電極 AB 間の接地抵抗は $1\text{ k}\Omega$ で、この間に 800 V の電圧をかけ 1.57 A の定電流を地中に流した。

電位差の測定は $\text{N}20^\circ\text{E}$ と $\text{N}110^\circ\text{E}$ の2方向について行なった。これは電流電極 AB とほぼ平行な電場の成分と、それに直交する成分とを測定するためである。電位電極の間隔は 100 m とした。電位測定点の分布は Fig. 1 に E1, E2, ..., W1, W2, ... の記号で併せて記入してある。将来火山活動に伴う電気抵抗変化の測定を繰り返す場合を予想して、現在活動中の噴気孔の西側に W2 点を設置した。

各測点での測定結果を Table 2 に示す。また見かけ比抵抗 ρ_a を次の式で計算した。

$$\rho_a = 2\pi \frac{\Delta V}{Il} \left(\frac{1}{r_A^2} + \frac{1}{r_B^2} - \frac{1}{r_A^2 r_B^2} \cos \phi \right)^{-\frac{1}{2}},$$

$$\Delta V = \sqrt{(\Delta V_{NS})^2 + (\Delta V_{EW})^2}.$$

ただし、 r_A, r_B は Fig. 3 に示したように電流電極と電位電極との距離で、 ϕ は r_A, r_B のなす角である。 l は電位電極の間隔、 I は電流、 $\Delta V_{NS}, \Delta V_{EW}$ はそれぞれ南北、東西方向の電位差である。Fig. 1 の測点 W1, W2, ... の傍の数字は、このようにして得られた見かけ比抵抗値を Ωm の単位で記入したものである。いずれも $16\text{ }\Omega\text{m}$ 以下で、この地域の電気抵抗が低いことを示している。しかし個々の分布をよく見るとあまり規則的ではない。見かけ比抵抗が $10\text{ }\Omega\text{m}$ 以下となる E1, W3, W4 はいずれも沢沿いに分布しており、電位測定点近傍の表層の影響が、測定結果にかなり強く反映されていると考えられる。

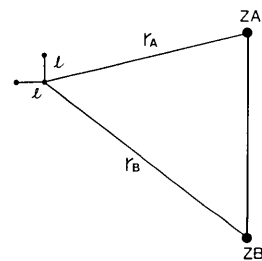


Fig. 3. Electrode arrangements for bipole-dipole measurement.

4. VLF・ELF 帯の電磁波を利用した電磁誘導法による電気抵抗測定

VLF 帯の人工標準電波 (周波数 17.4 kHz) を利用して浄土平周辺の電気抵抗分布を求めた。地中の電場の、電波の到来方向の成分と、それと直交する方向の空中の磁場成分とを測定し、電場と磁場の比より見かけ比抵抗と、電場と磁場の間の位相差を求めるものである。用いた器械は Geonics 社の EM16R である。電波の起源が人工的なものであるから測定はやり易いが、利用できる周波数が限られているので、通常の magnetotelluric 法の場合のように、異なる周波数に対するインピーダンスから比抵抗の鉛直方向の分布を求めることはできない。いろいろな地点で測定することによって、特定周波数 (17.4 kHz) に対する見かけ比抵抗の地理的分布を求めることになる。

Fig. 4 に示す点で標準電波による電場磁場の直交2成分を測定した。地殻が一様均質であると仮定した場合の見かけ比抵抗と、電場と磁場の位相差を Table 3 に示してある。Fig. 5 に示した見かけ比抵抗の分布を見ると、浄土平で電気抵抗が著しく小さくなっているのが明瞭である。地殻が $10\text{ }\Omega\text{m}$ の抵抗をもつ場合、 17.4 kHz の電磁波の浸透深度

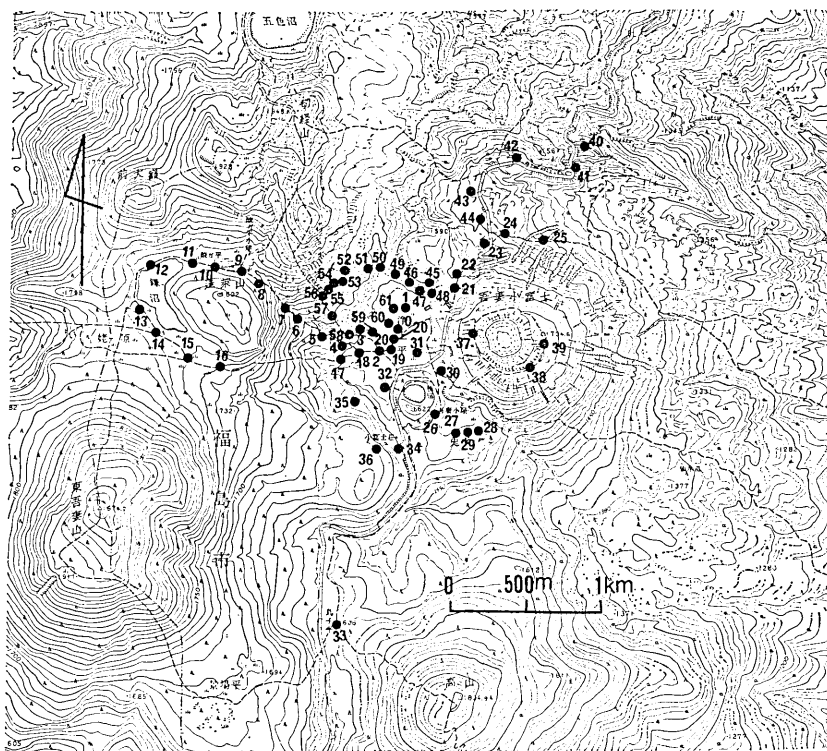


Fig. 4. Measuring sites of VLF waves (17.4 kHz).

(skin depth) は約 10 m である。先に述べた Schlumberger 法による垂直探査の結果では、この地域の表層の数 10 m は約 $3 \Omega\text{m}$ の低抵抗層となっている。VLF 電波の浸透深度が約 10 m であるということから、この方法で明らかになった浄土平周辺の低比抵抗帯は、垂直探査の結果が示す第 2 層の低比抵抗層の分布を反映しているものと考えられる。

この低比抵抗帯は、1893年、1977年の噴火の際の火口や、現在なお活動中の噴気孔の分布する、浄土平西側の八幡焼とよばれる地域を含んでいる。現在の噴気孔の近くの大穴火口底 (No. 52) では $2 \Omega\text{m}$ という低い抵抗値が得られた。しかし西側の蓬萊山では、抵抗は増加する。低比抵抗帯の東側は吾妻小富士によって境界されている。吾妻小富士自体は火口の西側縁 (No. 37) が $200 \Omega\text{m}$ であるのに対して、東側 (No. 39) で $1200 \Omega\text{m}$ と急激に抵抗が増加している。北側では県営レストハウスの北西に連なる噴石丘でやや大きくなっている。しかしこの丘の中の旧噴火口底 (No. 47) では、抵抗が極端に小さく、 $10 \Omega\text{m}$ 以下となっているのは注目し値する。さらに北側の、一切経山より東北東に連なる尾根の麓 (No. 42) では、比抵抗が著しく小さくなっている。南の境界は、桶沼火口と東吾妻山の溶岩台地で区切られている。

17.4 kHz の電磁波の電磁誘導を用いる限り、この地域ではせいぜい地表から 10 m 程度の電気抵抗分布が推定されるにとどまる。もっと低周波の電磁波を使えば、さらに深い部分の様子を知ることができる。雷放電によって励起される地表と電離層間の共振現象を Schumann 共振とよんでいるが、その周波数はいわゆる ELF 帯に属し、基本周波数が約

Table 3. Apparent resistivities (ρ_a) and phase differences (ϕ) obtained by magnetotelluric technique for a single frequency 17.4 kHz. ϕ is the phase difference between the electric and the magnetic field.

Sites	$\rho_a(\Omega\text{-m})$	$\phi(\text{degree})$	Sites	$\rho_a(\Omega\text{-m})$	$\phi(\text{degree})$
0	7	78	31	13	63
1	13	72	32	9	55
2	25	58	33	5200	18
3	16	—	34	600	61
4	10	63	35	1000	59
5	510	68	36	790	60
6	130	80	37	200	77
7	590	74	38	450	67
8	640	80	39	1200	62
9	200	73	40	70	75
10	510	76	41	23	76
11	510	65	42	7	70
12	640	70	43	110	65
13	400	62	44	80	60
14	2200	62	45	500	62
15	1450	62	46	20	88
16	3500	55	47	1	03
17	1600	64	48	67	64
18	60	77	49	46	10
19	9	78	50	23	72
20	10	63	51	8	07
21	120	74	52	2	11
22	400	79	53	2	10
23	380	70	54	5	14
24	780	70	55	18	77
25	750	77	56	10	04
26	140	70	57	10	10
27	390	69	58	10	74
28	90	64	59	9	75
29	280	74	60	8	06
30	75	66	61	7	10

8 Hz である。この周波数およびその高調波を用いて、Fig. 6 の 7 個所で magnetotelluric 法による電気抵抗測定を実施した⁴⁾。各測定点で、電場と磁場の互いに直交する成分の測定を、2 通りの組み合わせについて行なった。例えば、磁場の南北成分と電場の東西成分の同時測定を行ない、次に磁場の東西成分と電場の南北成分の同時測定を行なった。地下構造に異方性があると、2 通りの組み合わせによって得られる見かけ比抵抗が異なってくる。基本周波数 8 Hz を用いて得られた見かけ比抵抗値を楕円表示で Fig. 7 に示す。これは電場の南北成分と磁場の東西成分の組み合わせから得られた見かけ比抵抗を南北方向に、電

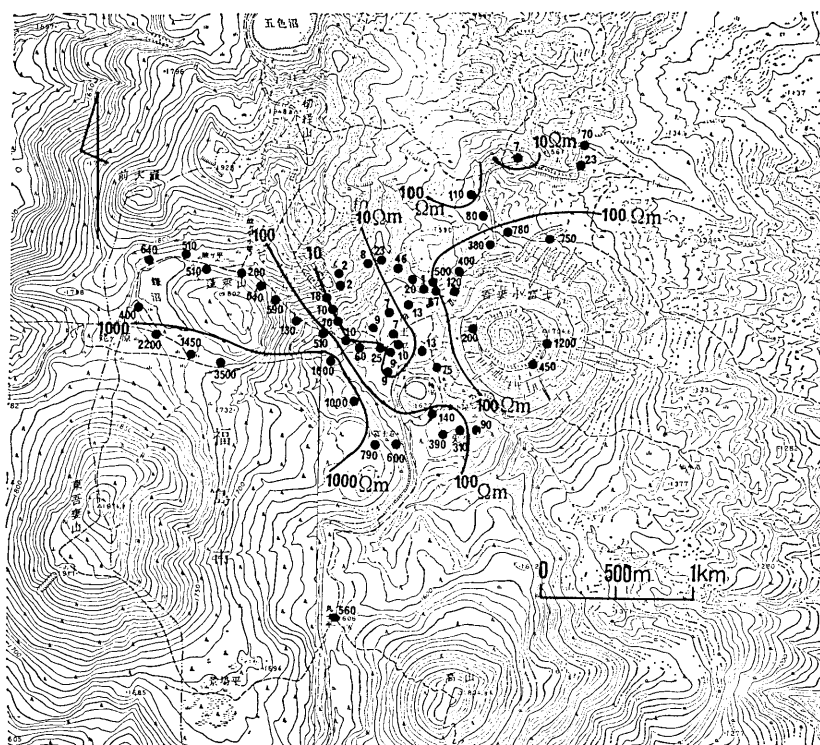


Fig. 5. Apparent resistivities obtained from measurements of VLF waves of 17.4 kHz.

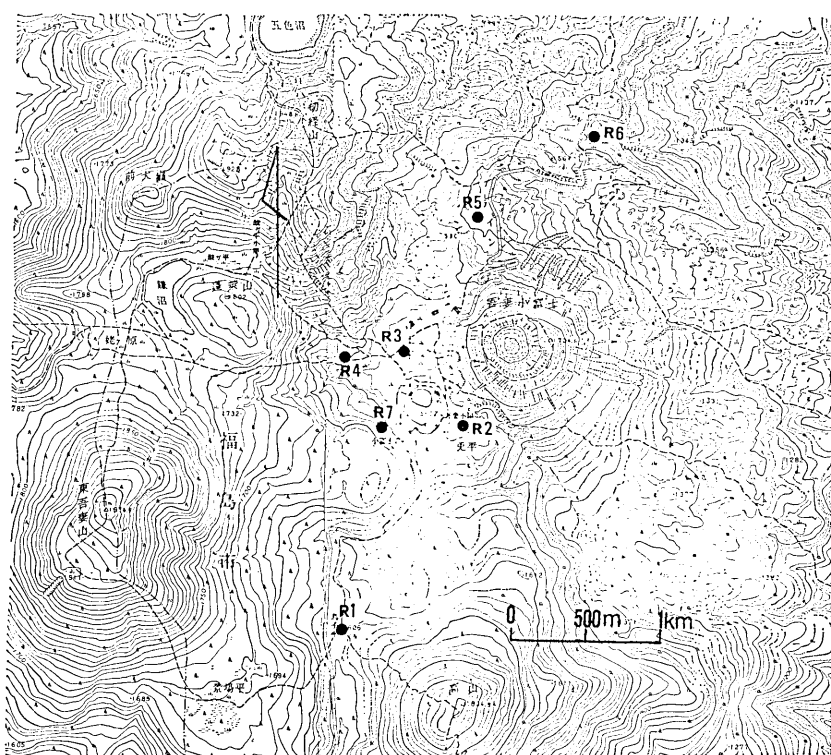


Fig. 6. Measuring sites of natural electromagnetic field of ELF frequency range.

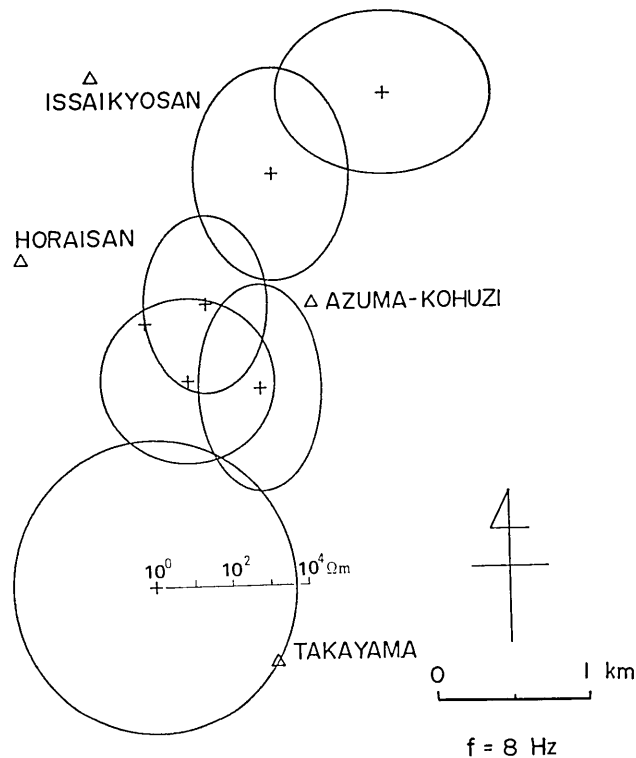


Fig. 7. Apparent resistivities obtained from measurement of the fundamental mode (8 Hz) of Schumann resonance. Radius of an ellipse represents anisotropic apparent resistivity.

場の東西成分と磁場の南北成分の組み合わせから得られた見かけ比抵抗を東西軸上に対数尺度でとり、楕円形で表したものである。浄土平とその周辺では、このようにして得られた見かけ比抵抗が、南の観測点 R1 などに比較すると1桁以上小さい。これは Fig. 5 の分布と調和している。また浄土平では南北に細長い楕円になっている。これは電場の南北変化の方が東西変化より大きいことを意味している。VLF 電波の測定によって地表附近の低比抵抗帯が浄土平を中心に北北西-南南東に帯状に延びていることがわかったが (Fig. 5), 上に述べた異方性は、この帯状構造が比較的深い部分まで続いていることを示唆している。南の観測点 R1 ではこの異方性はほとんど見られない。

シューマン共振現象, VLF 帯の人工標準電波を利用した magnetotelluric 法により, Fig. 6 の各点で比抵抗鉛直分布を求めた⁴⁾。南の測点の鳥子平 (R1) と浄土平 (R3) における結果を、横軸に比抵抗、縦軸に深さをとって示したのが Fig. 8 である。太線がもっとも確からしい分布で、細線は不確かさの範囲を示す。南の測点 R1 では、1 km の深さに数 $k\Omega m$ の高い比抵抗層が現れているのに対し、浄土平 (R3) では、100 m 以深が $10 \Omega m$ 以下の低比抵抗となっている。R1~R7 の測定結果を見ると、いずれの点でも、100 m より深い部分で数 100 m の範囲にわたって $10 \Omega m$ 程度の低い比抵抗となっている。

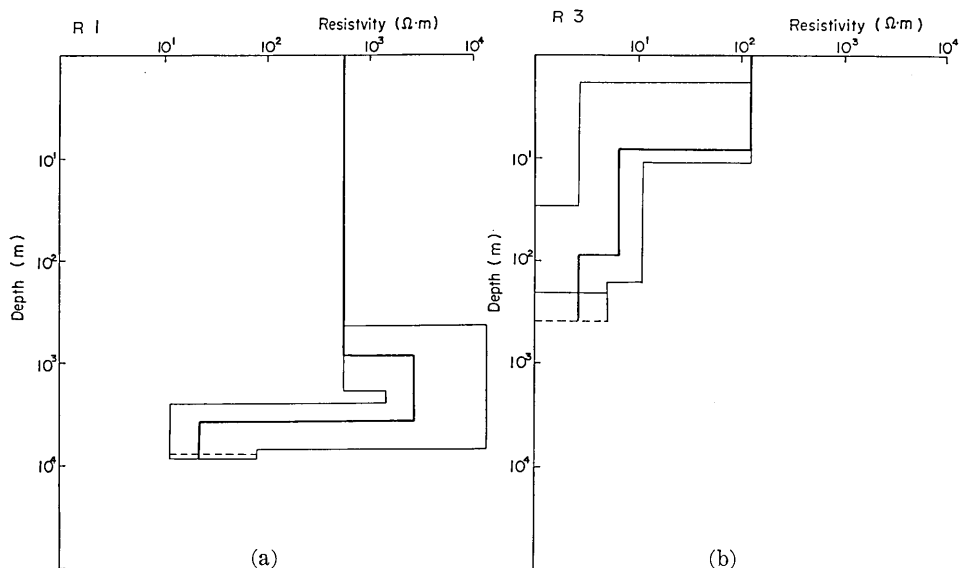


Fig. 8. Vertical distributions of the electrical resistivity obtained by a magnetotelluric technique at (a) Torikodaira and at (b) Zyôdodaira. Thick lines are the best fitted models, and the thin lines indicate ranges of uncertainty of the models.

る。特に浄土平 (R3) と兎平 (R2) では比抵抗が低い。

5. 桶沼火口を挟む Bipole 測定

吾妻小富士の南西に、浄土平・兎平の平坦な台地から約 30 m 盛り上った噴火口跡がある。桶沼はその中にできた直径約 160 m の小規模な火口湖である。この火口湖を挟んで、東側に電流極を設置し、西側で電位差を測定した。同様の bipole 方式による電位差測定は、すでに伊豆大島三原山で行なわれている。三原山では、火口を挟んで相対する電流極と電位極の間隔を拡げるに従って、測定された電位差は増加し、一見すると見かけ比抵抗が深さとともに増大するような様相を呈する。しかし、Schlumberger 法による垂直探査では、比抵抗値は深さとともに減少することがわかっている。Bipole 法による測定で、Schlumberger 法による垂直探査の結果と一見矛盾するような結果が得られるのは、三原山火口が溶岩や火山噴出物で満たされず中空状態にあるためであると考えられる²⁾⁵⁾。火口内部が比抵抗の小さい溶岩で満たされた場合、電流極と電位極の間隔が増加するとともに、電位差（あるいは見かけ比抵抗）が減少すると推定される。水の比抵抗は山体に比べるとはるかに小さいから、水を湛えた桶沼は、火口が溶岩で満たされた状態になぞらえることができる。

電極は Fig. 1 に見られるように、N128°E の方向に一直線に配置した。電極の配置状態を図式化したのが Fig. 9 である。電流電極 (I1, I2, I3, I4) を桶沼の東側に設置し、各電極間の間隔は 100 m とした。I1—I2 間に電流を流し、V1—V2 間の電位差を測定し

た. 流した電流は周期10秒の交代直流である. 同様の測定を (I1—I3, V1—V3), (I2—I3, V2—V3), (I2—I4, V2—V4), (I3—I4, V3—V4) の組み合わせについて繰り返した. このようにして得られた結果を Table 4 に示す. また見かけ比抵抗を次式で計算した.

$$\rho_a = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left[\frac{1}{2(R-100)} - \frac{1}{R} + \frac{1}{2(R+100)} \right]^{-1}$$

Table 4. Apparent resistivities obtained by bipole-bipole arrangements across Okenuma crater. R is the distance from the center of the two current electrodes to that of the potential electrodes.

Electrodes	I (A)	ΔV (mV)	R (m)	ρ_a (Ω -m)
(I1, I2) — (V1, V2)	1.16	94.0	130	3806
(I1, I3) — (V1, V3)	1.57	130	180	220
(I2, I3) — (V2, V3)	1.95	0.55	230	7.93
(I2, I4) — (V2, V4)	1.58	1.10	280	8.38
(I3, I4) — (V3, V4)	1.56	0.17	330	10.3

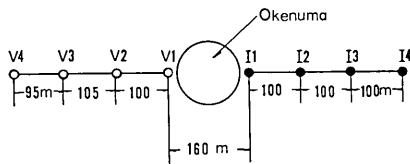


Fig. 9. Electrode arrangements for bipole-bipole measurement at Okenuma.

V1-V4, potential electrodes.

I1-I4, current electrodes.

ただし I は電流値 (A), V は電位差 (V), R は1対の電流電極の中心の位置から電位電極の中心までの距離 (m) の1/2を表す. いま R を横軸にとり, 見かけ比抵抗を縦軸に示したのが Fig. 10 である. 見かけ比抵抗は R が 230m まで急激に減少し, それより遠いところでは僅かながら増加している. 電位電極 V2, V3 が浄土平の低比抵抗帯に属しているため, これらの点の間で測定される電位差が低くなり, R が 230 m より遠くで見かけ比抵抗が増加する結果になったと推定される. この影響は $R < 230$ m の測定結果にも反映されていると思われる. この影響を除去すると, $R > 230$ m の範囲での見かけ比抵抗減少率は Fig. 10 よりやや鈍化し, $R > 230$ m でも見かけ比抵抗は R とともに減少するか, あるいは増加率が著しく小

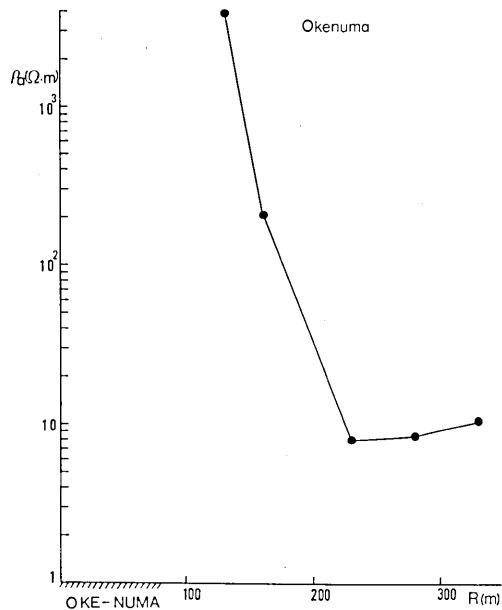


Fig. 10. Apparent resistivities obtained by the bipole-bipole arrangements at Okenuma.

さくなると考えられる。見かけ比抵抗が R とともに減少するという傾向は、三原山火口測定線で得られた結果と全く逆である。火口が低比抵抗の湖水で満されている影響が現われているものと見なされる。この結果より、火口が溶岩で満された場合の見かけ比抵抗は、桶沼型になると考えて差し支えないであろう。

6. 地磁気全磁力および各成分の測量

吾妻火山の地磁気観測は1966年、1967年に地磁気観測所によって実施されたことがある⁶⁾。このときは、高湯から土湯に至る道路沿いに11測点を設けて伏角の測定を行い、1966年と1967年の測定結果の比較がなされた。また、国土地理院1等磁気測点と各測点の比較から磁気異常地域を推定し、日変化の地域差補正の必要性が指摘されている。今回は、それから12年を経過してこの観測で、浄土平を中心とした9点において全磁力および各成分の測量を、さらに、38点において磁氣的構造を知るための全磁力移動観測を行なった。

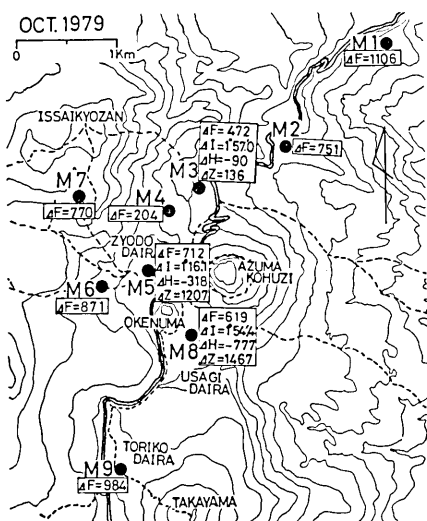


Fig. 11. Distribution of magnetic measuring sites.

M1-M9: Sites for total intensity.

M3, M5, M8: Sites where the field components were measured as well as the total intensity.

Total intensity F , inclination I , horizontal component H , and vertical component Z at the individual measuring site. They are noted by relative values to those at Kakioka, for instance, $\Delta F = F$ (at the measuring site) - F (at Kakioka).

1966年に設置した測点杭は、M9 鳥子平測点を除き消失しており、今回の観測結果と1966年、1967年の観測結果とを対比することはできなかった。測点の分布を Fig. 11 に示す。図中、M3 硫黄平、M5 浄土平、M8 兎平が成分測点である。M4 らくだ下、M6 蓬萊山および M7 一切経山は今回新たに設けた測点で、その他は1966年の測点の近傍に設けた。

成分測点には、磁気儀用とプロトン磁力計用の2本の測量杭を埋設した。成分測点における全磁力値は磁気儀用杭上、2.00m、成分値は同じく磁気儀用杭上 1.20 m の位置の値である。Table 5 には各測点の名称、25000 分の1の地形図から求めた緯度、経度ならびに標高、測定成分と検出器中心の測点杭上の高さ等の諸要素を示してある。

磁気測定を繰り返してその時間変化を調べる場合、磁気儀や検出器をいつも正確に同じ位置に置いて測定する必要がある。火山のように磁場が一樣でない地域で、測定の位置がわずかでも異なると、仮りに磁場の変化がなくても、測定位置の違いによる磁場の地点差が、見かけ上磁場の時間変化として観測される恐れがあるからである。したがって、測点近傍の磁場傾度をあらか

Table 5. Repeat stations.

No.	Site	Longitude	Latitude	Altitude	Component	Height of sensor
M1	天狗の庭	140°16'4N	37°44'4N	1270 m	F	2.00 m
M2	かもしか沢	16.2	43.8	1460	F	2.00
M3	硫黄平	15.6	43.6	1490	F D, I	2.00 1.20
M4	らくだ下	15.4	43.5	1570	F	2.00
M5	浄土平	15.3	43.2	1570	F D, I	2.00 1.20
M6	蓬萊山	15.0	43.1	1620	F	2.00
M7	一切経山	14.8	43.5	1840	F	2.00
M8	兎平	15.6	42.8	1510	F D, I	2.00 1.20
M9	鳥子平	15.1	42.1	1610	F	2.00

- 1) Latitude, longitude and altitude are taken from a map of the Geographical Survey Institute (1/25000).
- 2) Components: F=Total intensity, D=Declination, I=Inclination.
- 3) Height of a sensor is measured from the top surface of bench mark. The center of the sensor of the proton precession magnetometer is located at 2.00 m height, and that of the search coil of the GSI magnetometer at 1.20 m height.
- 4) Geomagnetic latitude (ϕ) and longitude (λ) of Zyôdodaira measuring point: $\phi=27^{\circ}44'N$, $\lambda=207^{\circ}12'E$.

Table 6. Gradient of the geomagnetic field at repeat stations.

No.	Site	Field gradient (Total intensity)					ΔH (cm)	ΔF (nT/m)
		Lateral (nT/m)				Vertical (nT/0.5 m)		
		East	West	South	North			
M1	天狗の庭	+11.5	+17.4	+20.9	-5.7	-16.1	13.5	-25.7/5
M2	かもしか沢	-2.0	+8.3	+14.7	-12.5	-2.8	12.0	
M3	硫黄平	-2.0	+13.3	+10.3	-17.0	-3.7	10.0	
M4	らくだ下	+12.5	-2.8	-1.5	+2.2	-12.6	10.0	
M5	浄土平	+0.3	+0.6	-4.7	+5.3	-1.5	7.0	
M6	蓬萊山	+7.0	-2.5	-10.9	+11.9	-0.8	10.0	-17.2/5
M7	一切経山	-3.0	+14.0	-5.0	+4.7	-2.0	16.0	
M8	兎平	+7.5	-20.1	+7.5	-11.1	+4.8	7.0	
M9	鳥子平	+4.1	-3.9	-3.9	+1.4	+6.5	3.0	

- 1) Lateral field gradient is the difference of total intensity between the measuring point and its 1 m east (west, south or north) site at the height of 2.0 m from ground level.
- 2) Vertical field gradient indicates the difference at two levels, 1.5 m and 2.0 m. Given are (1.5 m-2.0 m).
- 3) ΔH is the height of the top surface of the bench mark above the ground surface.
- 4) ΔF is the difference in the total intensity between the center of the theodolite and that of the sensor of the proton magnetometer. Given are center of theodolite (1.2 m height) - center of proton magnetometer (2.0 m).

じめ調べておくことは、繰り返し測定 of 精度を吟味する上で有用である。各測点について水平方向、垂直方向の全磁力の磁場傾度の測定を実施した。この結果を Table 6 に示す。

水平方向磁場傾度は、測点杭を中心として地表から 2.00 m の高さで東、西、南、北それぞれ 1 m の地点での測定より求めた。垂直方向磁場傾度は測点杭上 2.00 m と 1.50 m との差である。これらの結果を Table 6 に示した。

測定は、すべて測量杭の上面を基準としているが、凍上などにより杭の動く恐れもあるので、地表から杭の上面までの高さも表に示した。また、伏角と全磁力の組合わせから水平分力、鉛直分力を求めるには、全磁力値を磁気儀サーチコイルの中心位置に引直して求めた。今後繰り返し観測を実施する場合の便宜を考慮して、その地点差も表示してある。

このほか、外部磁場変化の地域差補正のため幕川温泉に参照点を設けて全磁力の毎分連続測定を観測期間中実施した。

6.1 全磁力測量結果

測定に使用した測器は、Geometrics 社製 G816 型携帯用 プロトン磁力計 (No. 813)

Table 7. Results of total intensity measurement (1979). unit: nT

No.	Date	F	F_M	ΔF_{MK}	ΔF_K
M1	Oct 14 1980 13: 09—13: 24	47046.7	46634.5	1105.9	1104.2
M2	Oct 18 06: 55—07: 09	46712.1	46655.3	750.5	750.5
M3	Oct 15 17: 22—17: 31	46424.9	46646.2	472.4	476.1
M4	Oct 15 16: 37—16: 51	46161.2	46650.8	204.1	207.4
M5	Oct 16 14: 18—14: 38	46664.4	46646.4	711.7	710.4
M6	Oct 17 13: 54—14: 13	46832.7	46655.9	870.5	870.4
M7	Oct 16 10: 37—10: 56	46701.0	46624.5	770.2	771.9
M8	Oct 17 10: 06—10: 25	46554.5	46628.9	619.3	619.8
M9	Oct 17 09: 10—09: 29	46917.1	46627.2	983.6	985.8

- 1) Corrections of constant biases inherent to the individual instruments were made to all the measured values.
- 2) F : Observed total intensity.
- 3) F_M : Total intensity observed at the reference station, Makukawa.
- 4) ΔF_{MK} : Total intensity values relative to that of Kakioka Magnetic Observatory

$$\Delta F_{MK} = F - F_M + \Delta F_C,$$

where ΔF_C is a difference of night time values between Makukawa and Kakioka. ΔF_C was obtained to be $693.7 \pm 1.1 nT$ by averaging the differences of minute-values from 0^h 00^m to 3^h 59^m JST on October 15, 17 and 18, 1979.

- 5) ΔF_K : Simple differences in total intensity between repeat stations and Kakioka Magnetic Observatory.

で、同器の柿岡基準 (MOPKB) との器差 $G816-MOPKB$ は $+1.4 \pm 0.3 \text{ nT}$ である。測定結果を Table 7 に示す。各測点における測定値 (F) は、毎正分ごとに 5 個の測定値を平均して毎分値とし、さらに 10 分～20 分間の測定を平均して得られた値である。各測点と柿岡の差を求めるに当っては、外部磁場変化の地域差を少なくするため、参照点幕川の静穏な夜間値 (10月15日, 17日, 18日の 0 時00分から 3 時59分まで 4 時間の毎分値) を介して柿岡との差を次により求めた。

F = 測定値 (器差補正済み)

F_M = 測点値に対応する時刻の幕川値 (器差補正済み)

ΔF_C = 10月15日, 17日, 18日の 0 時00分—3 時59分の幕川毎分値と柿岡基準値の差の平均値 ($693.7 \pm 1.1 \text{ nT}$)

$\Delta F_{MK} = F - F_M + \Delta F_C$ = 幕川夜間値を介した測点—柿岡の全磁力差

ΔF_K = 測点—柿岡

なお、採用した夜間値時間帯に対応する柿岡における K -指数は、すべて 2 または 1 であった。また、幕川夜間値を介した測点と柿岡の差を Fig. 11 の測点の分布図上に示した。

全磁力の測量は今回が初回であり、各測点値、各測点と柿岡の差など基礎的な資料を得るにとどまった。柿岡との差の最大は $M1$ 測点天狗の庭の 1106 nT 、最小は $M4$ 測点らくだ下 204 nT であった。

海上保安庁水路部の磁気図 (1975)⁷⁾ から吾妻火山位置の標準磁場を求め、経年変化の補正を行って今回の測定結果と比較した。各測点値と標準磁場 (46280 nT) との差の大きい測点は、浄土平の北東側では $M1$ 天狗の庭の 767 nT 、南側の測点では $M9$ 鳥子平の 637 nT 、差の小さい測点は浄土平に近い $M3$ 硫黄平の 145 nT 、 $M4$ らくだ下の 119 nT であった。

6.2 全磁力連続測定結果

幕川参照点において全磁力毎分測定を10月14日から18日にかけて実施した。使用したプロトン磁力計は、10月15日までは Geometrics 社製 G805 型プロトン磁力計 (0.1 nT 表示, 器差 0.2 nT)、16日以降は国際電子工業 (株) 製 PPM611G 型プロトン磁力計 (1 nT 表示, 器差 -0.6 nT) である。観測期間中の幕川、柿岡の全磁力日変化およびその差の平均を Fig. 12 に示した。図の中で 1 点の値は 20 分平均である。

幕川の全磁力変化と対応する柿岡の変化の振幅比 (幕川/柿岡) を求めてみると日変化では 0.89 と幕川の変化の振幅は柿岡に比べて小さい。したがって、日変化の卓越する時間帯で測量を行ない、直接柿岡と比較すると数 nT が外部磁場変化の消し残りとして測定結果に影響する恐れがある。また、数分から数10分の短周期変化の振幅比を14例について求めてみると 0.62 ± 0.14 の結果が得られた。これらの結果を Fig. 13 に示した。図の縦軸は振幅比、横軸は変化の継続時間 (分) を表わす。◎は短周期変化、●は日変化の振幅比である。

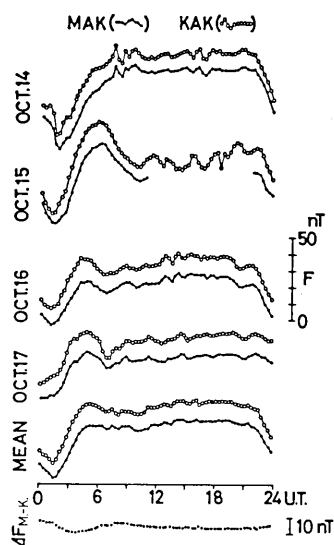


Fig. 12. Comparison of diurnal variations in the total intensity between Makukawa (MAK) and Kakioka (KAK). Each point represents an average of 20 minutes measurements.

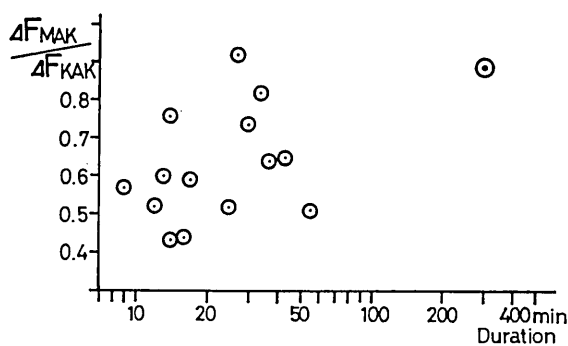


Fig. 13. Amplitude ratios of total intensity variations at Makukawa (MAK) to those at Kakioka (KAK).

6.3 三成分測量結果

三成分測量は、火山活動域に近い浄土平近傍の3測点、M3 硫黄平、M5 浄土平、M8 兎平において GSI 一等磁気儀と携帯用プロトン磁力計 G816 (全磁力測量に使用) を用いて行った。伏角 I 、全磁力 F を測定し、水平分力 H 、鉛直分力 Z を求めた。天候の都合で真方位測定が実施できなかったため、偏角についてはマークを基準とした相対値しか得られなかった。

Table 8 に各測点の伏角、水平分力、鉛直分力の測定値と、対応する柿岡の値、ならびに各測点と柿岡の差を示した。今回は、3成分の参照点観測は実施できなかったため、測点と柿岡の差は直接の差である。また Fig. 11 に伏角、水平分力、鉛直分力の柿岡との差を示した。

測点が1966年の位置とまったく同一ではないが (測点写真などから判定してその差は1~2m の範囲と推定される)、伏角について参考までに経年変化の差を補正して、今回の結果を比較してみると、M8 兎平で1.4' の減少、M3 硫黄平で53' の増加、M5 浄土平で42' の減少を示した。

M8 を除きこの変動量は極めて大きな量で Table 6 の測点の磁場傾度から見ても数m の測点位置の違いでは説明がつかない。M5 浄土平の東側約200m の地域がヘリコプターの発着場として広い範囲にわたって整地されていたことを除いて、測点付近の大きな地形変動は見当らなかった。結局この原因は今のところ分からない。今後の観測の結果とも併わせて検討したい。

7. 全磁力移動観測

浄土平を中心とする地域の磁気的構造を知ることが目的として、全磁力の移動観測を実施した。天候の都合で予定した地域の測定が一部できなかったが38点について測定を行な

Table 8. List of inclination, horizontal and vertical components (1979).

Site	Date	I	H	Z	I_K	H_K	Z_K	ΔI	ΔH	ΔZ
M3	Oct 17 ^h 17 ^m 8	50°52'8	29290.9 ^{nT}	36017.5 ^{nT}	48°55'7	30194.5 ^{nT}	34646.4 ^{nT}	1°57'1	-903.6 ^{nT}	1371.1 ^{nT}
	14	24.6	294.6	017.8	55.6	198.1	648.8	57.0	03.5	68.7
	29.7	52.5	296.7	018.2	55.6	200.9	650.7	56.9	04.2	67.5
	36.1	52.5	297.2	018.5	55.6	200.0	650.2	56.9	02.8	68.3
M5	Oct 16 14.1	50 12.1	29866.0	35849.1	48 55.8	30187.1	34640.7	1 16.3	-321.1	1208.4
	16	17.8	868.1	847.7	55.9	186.7	640.8	16.1	18.6	06.9
	25.7	11.9	869.2	847.3	55.9	186.2	641.4	16.0	17.0	05.9
	29.4	11.9	868.8	847.9	56.0	185.9	641.8	15.9	17.1	06.1
M8	Oct 11 52.3	50 50.1	29413.2	36108.5	48 55.7	30190.1	34640.6	1 54.4	-776.9	1467.9
	17	56.6	415.8	107.8	44.6	191.6	641.5	54.3	75.8	66.3
	12 03.6	50.0	416.3	109.7	55.6	193.6	642.8	54.4	77.3	66.9
	07.1	50.0	416.0	111.2	55.6	194.6	643.5	54.4	78.6	66.7
								1 54.4	-777.2	1467.2

1) Each value is a mean of two measurements, one with the search coil in the upward direction and the other in the downward direction.

2) I , H , Z are inclination, horizontal component, vertical component observed at repeat stations. I_K , H_K , Z_K are inclination, horizontal component, vertical component observed at Kakioka Magnetic Observatory. $\Delta I = I - I_K$, $\Delta H = H - H_K$, $\Delta Z = Z - Z_K$.

った。測定値は地上 2.0 m の値である。目的が大きな構造を知ることにあるので、日変化の差の補正は行わず、直接柿岡との差を求めた。なお、全磁力測量点 9 点もこれに加えて検討した。

Fig. 14 に測点の位置、測点値と柿岡の差 ΔF を 10 nT 単位で示し、500 nT の等磁力線を描いてある。 ΔF の高い地域は吾妻小富士北側と鳥子平付近で、この原因は吾妻小富士と高山の山体の帯磁に原因するものと推定される。 ΔF の低い地域は、浄土平から桶沼付近が特に目立っている。この地域は、電気抵抗の特に低い地域に含まれており興味深い。

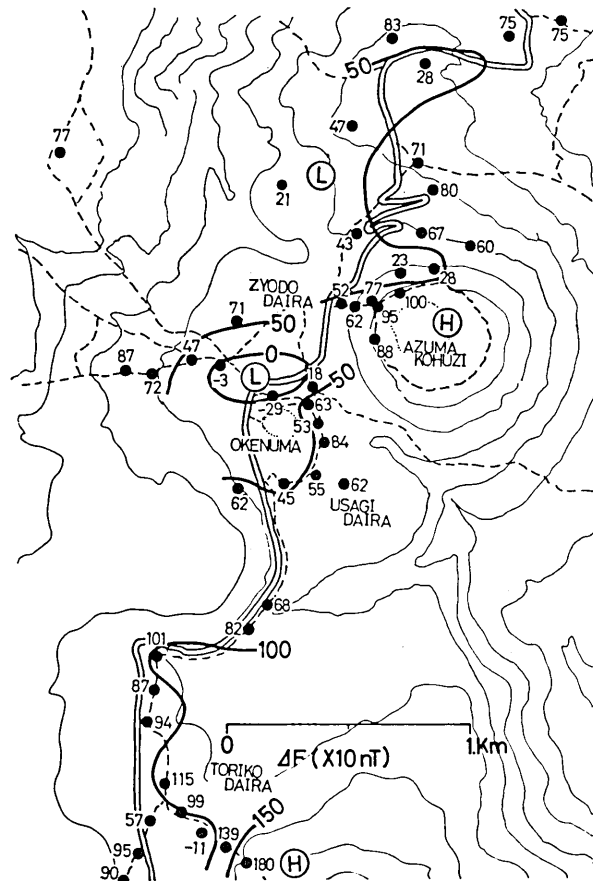


Fig. 14. Distribution of total intensity (in the unit of 10 nT).
Values are relative to those at Kakioka.
 $\Delta F = F \text{ (at the site)} - F \text{ (at Kakioka)}$

また、Fig. 15 に浄土平を中心とした吾妻スカイライン（ほぼ N30°E）ぞいの磁場分布の断面を標準磁場との差により示した。M1～M9 は全磁力測量、黒丸は移動観測による値である。結果は、複雑な地形の影響を大きく受けていると見られるが、Fig. 14 と同様浄土平付近の磁場が低いことが特徴的である。

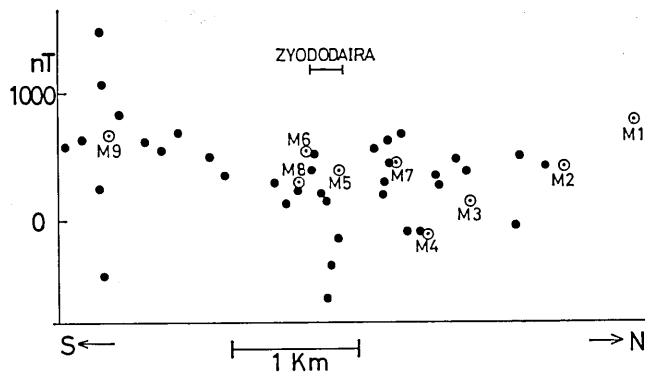


Fig. 15. Anomalies of total intensity obtained by subtraction of field values read from a magnetic chart in this area. Full circles are measurements at temporary sites and double circles are those at repeat stations.

8. む す び

人工電位法や、VLF・ELF 帯の電磁波を用いた電磁誘導法により、吾妻山浄土平周辺の電気抵抗測定を行なった。その結果大穴火口を含む八幡焼から浄土平を中心として北北西—南南東方向に延びる狭い带状地域で、電気抵抗が著しく低いことがわかった。浄土平では少くとも数 100 m の深さまで数 Ωm の低い抵抗値が続くらしい。その他の所でも、この低比抵抗帯沿いでは、数 100 m の深さで 10 Ωm 程度の抵抗値になっていると推定される。伊豆大島などの火山では、10~20 $\text{k}\Omega\text{m}$ という高い抵抗が普通であるのに対し、今回測定を実施した吾妻山の浄土平を中心とした地域は極端に低比抵抗帯であるといえることができる。

このような低比抵抗の原因としては、いくつか考えられる。地下の温度が高いとか、多量の地下水が存在するとかである。岩石の温度が 1000°C 以上になったり、岩石が熔融状態になったりすると、電気抵抗は著しく低くなり、10 Ωm のオーダーとなることが多い⁹⁾。ところが浄土平では Schlumberger 法による垂直探査の結果を見ると、地下数 m の深さでは 2.8 Ωm という低い抵抗になっている。この地域の表層温度の測定によると⁹⁾、部分的に高温域を示唆するデータは得られているが、浄土平の直下数 m で温度が 1000°C 以上に上昇するとは考え難い。したがってこの異常低比抵抗帯がそのまま高温地帯を表しているとは結論するのは無理がある。

一方地下水の影響は無視できないものがあるように思われる。一般に堆積岩の含水率は高く、火山岩に比べて抵抗が低い。その抵抗は岩石中に含まれている電解質溶液の種類とその濃度、含水率に大きく支配される。仮りに塩水をとると、 20°C で 1 l 中に 3g の NaCl が溶けた場合の電気抵抗が 2 Ωm である¹⁰⁾。これは平均的海水の 1/10 の濃度にあたる。浄土平表層の電気抵抗は海水の 1/10 の濃度の塩水に等しいことになる。塩水でなく硫酸水であると、電気抵抗はさらに低くなる。同じ濃度で塩水の約 40% になる。

これまで吾妻山の噴火に伴って、多量の硫黄が放出されてきた。1950年の活動の際には、吾妻小富士と一切経山とを連ねる線上に割目を生じ、その割目の両壁や大穴火口には一面に硫黄や硫酸勢を昇華したといわれる¹⁾。また1952年の活動では噴出された硫黄のため桶沼が一時黄色に変色した。1952年や1977年の活動の際には強酸性水 (PH<1) の流出があり、1977年には浄土平中央部で泉温 50°C, PH 3.4 の温泉噴出が発見されたという。この強酸性水の化学組成は不明であるが、硫酸性水である可能性が高い。もし浄土平の地下の岩石がこのような電解質溶液を多量に含んでいると、電気抵抗は容易に低くなる。

地下の電解質溶液の源としては、噴気孔やその周辺から湧出した強酸性水が下流に流れるに従って地下に浸透したと考えるのがもっとも単純な解釈である。しかしながらこのような電解質溶液の下限を示すことになると思われる高抵抗層の存在が、少なくとも1kmの深さまでは確認されていない。1893年の噴気孔の配列がほぼ低比抵抗帯の延びている方向と合致することや、1966年に発生した地震の震源が深さ2~4kmで、浄土平の直下およびそのやや東寄りに分布している¹²⁾ ことなどを考えあわせると、低比抵抗帯に沿って地殻の弱線が存在し、この線に沿って深部から硫化物の供給があった可能性も否定できない。

地磁気観測では、今回の観測で浄土平を中心として8点の測点を新設し、1966年に設置した測点のうち測点杭の確認された1点を加えた9点について全磁力測量を行なった。この9点のうち浄土平に近い3点については全磁力と伏角の測定を行ない、水平分力、鉛直分力を求め、それぞれ柿岡と比較を行なった。

地下に原因する地磁気変化を検出しようとする場合、外部磁場変化の2地点の差は測定結果の質に大きく影響するので、参照点観測は重要である。今回の幕川における参照点観測では、全磁力日変化の柿岡との振幅比 (幕川/柿岡) が0.89であった。

浄土平を中心とする地域の全磁力移動観測では吾妻小富士の北側、鳥子平付近に ΔF の高い異常域が認められたが、これは吾妻小富士、高山の山体の帯磁によるものと見られる。また、浄土平から桶沼にかけては、 ΔF の低い異常域が認められた。この地域は、電気抵抗の極めて低い地域に当ており、大変興味深い。

全磁力測量で得られた各測点の値と磁気図から求めた同地域の標準磁場との比較では、火山活動域に含まれるM3, M4で低い値を示し、標準磁場に近いたことがわかった。他の測点は、比較的高い値を示している。これは山体の帯磁、地形等の影響によるものと推定される。

今回の観測を実施するに当たっては、高木章雄教授はじめ東北大学理学部の方々に大変お世話になった。厚くお礼を申し上げます次第です。

参 考 文 献

- 1) 福島県防災会議 (1979): 高木章雄編, 吾妻山一火山活動の調査報告, 1-44.
- 2) 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・下村高史・木本栄次 (1977): 伊豆大島三原山およびカルデラ底での電気抵抗測定, 地磁気観測所技術報告, 17, 217-223.
- 3) 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・河村 諒・永野哲郎・加藤諄司・馬場広成・仲谷 清・田中良和・増田秀晴 (1980): 桜島における電気抵抗測定, 第3回桜島火山の集中総合観測, 55-62.
- 4) 歌田久司・吉野登志男 (1980): マグネトテルリク法による吾妻火山の比抵抗分布, 地震研究所

談話会, 1980年7月.

- 5) 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・下村高史, 大島火山三原山火口周辺の電気抵抗変化と1978年伊豆大島近海地震, 地震研究所彙報, **53**, 961-972.
 - 6) 大地 洸 (1970): 吾妻火山, 蔵王火山, 草津白根火山の地磁気調査報告, 地磁気観測所要報, **13**, 17-29.
 - 7) 海上保安庁水路部 (1978): 水路部観測報告, 全国磁気測量編, 第3号, 1-171.
 - 8) PARKHOMENKO, E.I. (1967): Electrical properties of rocks, Plenum Press (New York), 1-314.
 - 9) KAGIYAMA, T. and HAGIWARA, M. (1980): Geothermal Survey in and around O-ana Crater and Jodo-daira Flat, the Volcanoes Azuma. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **55**, 681-703.
 - 10) KELLER, G.V. and FRISCHKNECHT, F.C. (1966): Electrical methods in geophysical prospecting, Pergamon Press (Oxford), 1-517.
 - 11) 大野 譲 (1971): 吾妻山調査報告, 1966, 気象庁技術報告, **75**, 62-72.
-

12. *Distribution of Electrical Resistivity and Geomagnetic
Field Components in the Zyôdodaira
Area of Azumasan Volcano.*

By Takesi YUKUTAKE, Toshio YOSHINO, Hisashi UTADA,

Earthquake Research Institute,

Makoto KAWAMURA, Ko OCHI, Yoshiaki MIZUNO,

Katsuharu KOIKE,

Kakioka Magnetic Observatory

and

Masahiro KOSUGA,

Geophysical Institute, Tohoku University.

During the period from October 12 to 18, 1979, measurements of electrical resistivity and geomagnetic components were conducted in the Zyôdodaira area of Azumasan Volcano. The area includes fumaroles that have repeated small eruptions since a great eruption in 1893. The electrical resistivity near the surface was measured by direct current methods. A vertical sounding conducted at the center of Zyôdodaira indicated that the resistivity was extremely low near the surface, $2.8 \Omega\text{m}$ at depths from 2 to 50 m and $6.5 \Omega\text{m}$ below that (Fig. 2). This was confirmed by an electromagnetic induction method, and the lateral extension of the low resistivity zone was examined. Electromagnetic waves of frequency range from 17.4 kHz of artificial source to 8 Hz of the fundamental mode of Schumann resonance were measured at the ground surface, and the magnetotelluric techniques were applied. It has been revealed that the area of low resistivity less than $10 \Omega\text{m}$ extends over 1 km from the fumarole sites in a SSE direction, forming a narrow belt with a width of about 500 m (Fig. 5).

Geomagnetic total intensity was measured at nine repeat stations and at 38 temporary sites. Inclination and declination were observed at three of the repeat stations. The results show complex features of field distribution. Some are related to the terrain features, and others not. It should be noted that the total intensity is also low in the narrow zone of low resistivity.