

全国主要活火山の集中総合観測

第2回草津白根火山集中総合観測報告書

(1984年9月～10月)

JOINT GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL OBSERVATION
OF
KUSATSU-SHIRANE VOLCANO
(SEPTEMBER-OCTOBER, 1984)

1985年12月

第2回草津白根火山集中総合観測報告書 (一九八四年九月～十月)

一九八五年十二月

全国主要活火山の集中総合観測

第2回草津白根火山集中総合観測報告書

(1984年9月～10月)

JOINT GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL OBSERVATION
OF
KUSATSU-SHIRANE VOLCANO
(SEPTEMBER-OCTOBER, 1984)

1985年12月

目 次

はじめに	東京大学地震研究所霧島火山観測所	代表世話人	渡部 暉彦
1. 草津白根火山1982—1983年の活動と火山ガス、湖水、湧水の化学成分変化	東京工業大学工学部	小坂 丈予・平林 順一	
2. 草津白根火山の地震観測（1984年9月25日～10月10日）	東京大学地震研究所霧島火山観測所	渡部 暉彦・増谷 文雄	
	東京大学地震研究所浅間火山観測所	行田 紀也・辻 浩	
	東北大学理学部地震予知観測センター	植木 貞人・清水 洋	三品 正明
3. 草津白根山で観測された単純なスペクトルを持つ特異な地震の振動特性	東北大学理学部地震予知観測センター	植木 貞人・清水 洋	三品 正明・高木 章雄
	東京大学地震研究所霧島火山観測所	渡部 暉彦・増谷 文雄	
	東京大学地震研究所浅間火山観測所	行田 紀也・辻 浩	
4. 草津白根山における辺長測量（基線網の作成と観測結果）	東京大学地震研究所	竹田豊太郎	
	東京大学地震研究所浅間火山観測所	小山 悦郎・辻 浩	行田 紀也
5. 浅間・草津白根山周辺の重力精密測定 —1984年10月—	北海道大学理学部有珠火山観測所	渡辺 秀文・前川 徳光	
	東京大学地震研究所浅間火山観測所	小山 悦郎	
	東京大学地震研究所	田島 広一	
6. 草津白根山における全磁力および電気抵抗測定	気象庁地磁気観測所	原田 朗・大地 洸	山本 哲也・仲谷 清
		徳本 哲男	
7. ELF 帯 MT 法による草津白根火山における比抵抗測定	東北大学理学部地震予知観測センター	三品 正明・植木 貞人	清水 洋
8. 草津白根火山の地上赤外線映像による地表温度異常域の調査	京都大学防災研究所桜島火山観測所	西 潔・中村 貞美	
	京都大学理学部火山研究施設	須藤 靖明	
	東京工業大学工学部	平林 順一	
9. 草津白根火山の熱的調査	東京大学地震研究所浅間火山観測所	鍵山 恒臣・辻 浩	

はじめに

昭和59年度全国主要火山集中総合観測は年次計画に沿って諏訪之瀬島、草津白根山の2火山について実施された。草津白根山は1976年の第1回について第2回の集中観測であり1982～83年の小噴火活動を挟んで行なわれた。

地球物理諸観測は事前の準備作業（測量、諸手続、基準点設置等）を経て、9月21日より10月18日の間に本観測が行なわれた。地球化学的観測は本火山において永年続けられてきた研究活動の一環として参加されたものである。

今回の諸観測は、1982年10月より1983年12月にいたる一連の小水蒸気爆発を踏まえ、白根山頂の湯釜・水釜地域に集中して行なわれた。一連の爆発活動経過を押える意味では、より早期の実行が望まれたが、残雪状況、雨・雷・降雪等の気象条件、諏訪瀬島集中観測・学会諸活動との時期調整、観光シーズン等を勘案の結果、この時期に落着いたものである。

観測項目と参加機関は下表のとおりである。

観測項目	参 加 機 関
火 山 化 学	東京工業大学工学部
地 震 活 動	東北大学理学部 東京大学地震研究所
辺 長 測 量	東京大学地震研究所
重 力 測 量	北海道大学理学部 東京大学地震研究所
全 磁 力	地 磁 気 観 測 所
比 抵 抗	東北大学理学部 地 磁 気 観 測 所
熱 測 定	東京大学地震研究所 東京工業大学工学部 京都大学理学部 京都大学防災研究所

今回の観測結果は次のように要約されよう。

辺長測量、重力測量のための測量点の新增設や熱測定範囲の拡大、比抵抗測定の開始などにより今後の研究観測態勢は一段と充実するものと思われる。

地震活動では、震源分布は平常時の分布の傾向に近づき、頻度、規模は減少している。周期の長い地震や自由振動型地震の発生は、やや警戒要因といえよう。電気比抵抗測定の結果、地表下数 100 m 以内に大規模な熱源の存在は認め難い。全磁力の変化は水釜北東部が消磁した傾向を示している。熱活動は全体には低下傾向を示しているが、湯釜北方斜面中部から下部にかけてやや活発化の傾向が見られる。水釜北東部は1976年時点から、今回の噴火活動を経た後も変化していない。

既設点重力値も噴火活動による変化は示していない。稀ガス中の水素含有量が1983年10月以降増加したままであり谷沢川の Cl/K が1984年8月以後1985年5月現在増大しつづけていること湯釜湖底の噴気活動が依然として活発であるなども警戒要素である。以上、地域により不活性化の傾向も出ているが、各種の警戒要素は、一連の噴火活動によって消えていない。十分な注意が必要であろう。

今回の観測に際してお世話になった草津町役場、環境庁万座管理員事務所、草津営林署、国土開発株式会社に対して厚く御礼申し上げる。

代表世話人 東京大学地震研究所霧島火山観測所
渡 部 暉 彦

(現在、気象研究所地震火山研究部)

1. 草津白根火山1982—1983年の活動と火山ガス、湖水、湧水の化学成分変化

東京工業大学工学部 小坂 丈予・平林 順一

VARIATION OF CHEMICAL COMPOSITION OF VOLCANIC GASES, LAKE WATERS AND SPRING WATERS ACCOMPANIED WITH 1982—1983 ACTIVITY AT KUSATSU—SHIRANE VOLCANO

Joyo OSSAKA and Jun-ichi HIRABAYASHI

Department of Inorganic Materials, Tokyo Institute of Technology

1. まえがき

草津白根火山は有史以後たびたび水蒸気爆発を起しているが、その活動は30～40年間の活動休止期間の後、5～6年間隔で数回の噴火活動をくり返してきた。同火山は1942年の湯釜での噴火活動以後、長い静穏期を経て1976年3月、34年ぶりに水釜火口で水蒸気爆発を起し、60m×40m、深さ約12mの爆裂火口を形成し、再び活動期に入った。水釜での活動は急速に沈静化し、約2年後には新火口内および噴火前に新たに出来た水釜周辺の噴気活動もほとんど終息した。しかし中央火口である湯釜では湖底最深部(34m)に116°Cの熔融硫黄が存在し、また湖面に浮上したガス成分の分析結果から、このガスが湖底に噴出した時にはH₂Sに対してSO₂に富むガスであったことが推察され、これらのことから草津白根火山で最も活動度の高い場所は湯釜の湖底であり、かなり活発な状態にあることが判明した(小坂他;1980)。このような状況のもとで、1982年10月26日に湯釜を中心とした噴火が始まり、同年12月29日、翌1983年7月26日、11月13日、12月21日の5回の噴火が起った。

1984年10月に同火山の第2回の集中総合観測が実施され、筆者らもこれに参加し、火山ガスをはじめ、湖沼水、河川水などについて地球化学的調査を行った。本報告では今回の一連の噴火前後の噴出物の化学成分変化ならびに1984年11月に観測を開始した湯釜の水温、水位、水質の連続測定の結果などから現在の草津白根火山の活動状況について推定を行った。

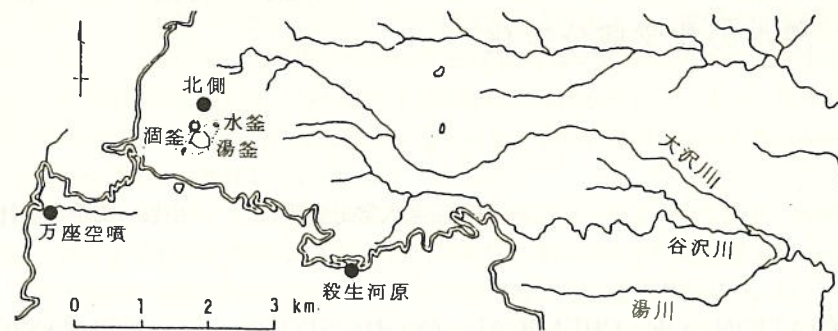


図1. 草津白根火山周辺概略図

2. 1982年—1983年の活動

1982年10月26日の噴火：9時05分頃ほとんど何の前ぶれもなく湯釜の西および北西の火口壁数ヶ所、湯釜の北西部の湖底、酒釜の火口原北部でほとんど同時に爆裂火口が開口し、火山灰を多量に含む黒煙を激しく放出した。酒釜での活動は40m×20mの範囲に火山灰を放出し、約20分間で終息した。他の爆発口も1～2時間でほとんど白煙となった。細粒の火山灰は爆発当時の強い西北西の風（風速約20m）のため東南東方向に幅200～500mで、約3.5kmはなれた殺生河原付近まで到達した。（東工大他；1983）。また放出された火山岩塊は湯釜北西壁爆裂火口と湖底に開口した主爆裂火口の周辺および湯釜に東接する水釜火口原に分布し、その最大到達距離は約400mであった（曾屋他；1983、曾屋・平林；1983）。翌10月27日頃から湯釜の湖水表面の温度が上昇しはじめ、一時は湖全体から蒸気が立ち昇る状態となったが、29日頃からは湖底に開口した主爆裂火口への湖水の逆流により湖面が下り始めた。

12月29日の噴火：12月20日頃より火山性地震が増加し、また10月26日の噴火で湯釜湖底に開口した主爆裂火口には新たに噴気孔ができた。12月29日午前5時40分頃その主爆裂火口で噴火が発生した。噴煙は一時700mの高さまで達した。放出された火山灰は北東方向に約4kmまで到達し、噴出岩片は西方向に約400mまで湯釜の火口縁を越えて弾道放出され、その最大径は70～80cmであった。また一部の噴石は湯釜火口西壁から南東方向に約200m飛散した。翌1983年1月上旬までは噴気活動が持続したが、その後は静穏な状態が続いた。3月9日には顕著な火山性微動が観測されたが、噴火の発生はなかった（東工大・上智大；1983）。

1983年7月26日の噴火：噴火の約1時間前から熱水の流出、噴気活動の活発化が始まり、主爆裂火口の北東部から強い鳴動を伴って噴煙がほぼ水平に噴出した。噴煙の高さは約100mで小粒の噴石の衝突音が聞かれた。火山灰は東方へ約600m、最大幅約200mの範囲に放出された。噴火開始約30分後には噴煙は白色に変わり、16時18分には白煙の放出も著しく弱くなった。また火山性微動も17時20分には停止した（東工大・上智大；1984、気象

庁；1985）。

11月13日の噴火：11時40分と12時08分の2回大音響と共に爆発した。山頂付近は悪天候のため爆発時の状況は定かではないが、2回目の爆発は震度3程度の地動が10秒以上続いた。2回目の爆発では直径5～10cmの噴石が約700mまで飛散した。また火山灰は東南東へ約45kmの渋川市まで到達した。この時の噴火は主に湯釜北西部の主爆裂火口および西側火口壁で起ったもので、北西部の火口壁を南北方向に約100m、東西方向に約50mにわたって崩壊させ、火口を拡大し、湖岸地形を著しく変形させた。また酒釜の火口原北部に、北東—南西方向に長さ約45mの割目が生じ、ここからも火山灰を放出した（東工大・上智大；1984、気象庁；1985）。

12月21日の噴火：12月18日頃より火山性地震が急増し、21日10時10分頃酒釜で前回の噴火で生じた亀裂から鈍い音と共に水蒸気と湿った火山灰を何回も噴き上げた。10時20分頃から約3分間は湯釜の西火口壁の火口とその北側から噴石を伴う噴煙を約300m噴き上げた。10時35～36分からはさらにその北東の主爆裂火口付近の水面下から噴火し、11月13日の噴火で出来た湯釜北東の2つの小島の1つを噴き飛ばし、湖面の厚さ約10～15cmの水を多量に南側の湖岸に打ち上げた。噴石は主として西壁の爆裂火口から南東方向に約100～150m放出された。また火山灰は南東方向に約600m、幅約500mに飛散した。また細かいものは北西風により南東方向約2kmの振子沢まで達した（東工大・上智大；1984、草津町役場職員の談話）。

以上の5回の噴火により放出された固形噴出物の分布範囲を図2に示した。

3. 火山ガスの成分変化

3-1. 山頂周辺の噴気孔ガスの成分変化

草津白根山周辺には多くの噴気孔が存在するが、そのなかで代表的なものは東麓の殺生河原、山頂北側斜面、西麓の万座空噴の3噴気孔である。筆者らは長年にわたってこれら噴気孔ガスの測定をくり返してきた。表1にこれら3噴気孔の噴火前後の火山ガス組成を示した。1976年の水釜噴火の1年前に殺生河原噴気孔、北側噴気孔ガスの $\text{SO}_2 / (\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S})$ の値が増大する現象が認められたが（Ossaka et al；1980）、今回の一連の噴火の前には酸性ガス成分（HCl, SO_2 , H_2S , CO_2 ）には大きな変化は認められなかった。噴気温度は殺生河原、万座空噴ではこの期間特に変化は見られなかったが、北側噴気孔では1983年11月13日の噴火の約2週間前の10月29日には約10℃上昇し103℃となり、その後も100℃以上の温度を保っている（図3）。またこの北側噴気孔のアルカリに吸収されない残留ガス（R-gas）中の H_2 含有率も10月29日に0.1%とそれ以前に比べ約2倍となり現在まで0.1%以上の値が続いている（図4）。北側噴気孔におけるこれらの変化は、1983年11月13日の噴火が今回の一連の噴火活動のうちで最も大規模な活動であったことから、噴火中心の湯釜に近い北側噴気孔に現われた前兆現象であったとも考えられる。

3-2. 新噴気孔の火山ガス組成変化

今回の噴火によって生じた爆裂火口およびその周辺に新たに生じた噴気孔ガスの成分を表2に示したが、まともにガスが採取できたのは1982年12月24日のみで、それ以外は噴気

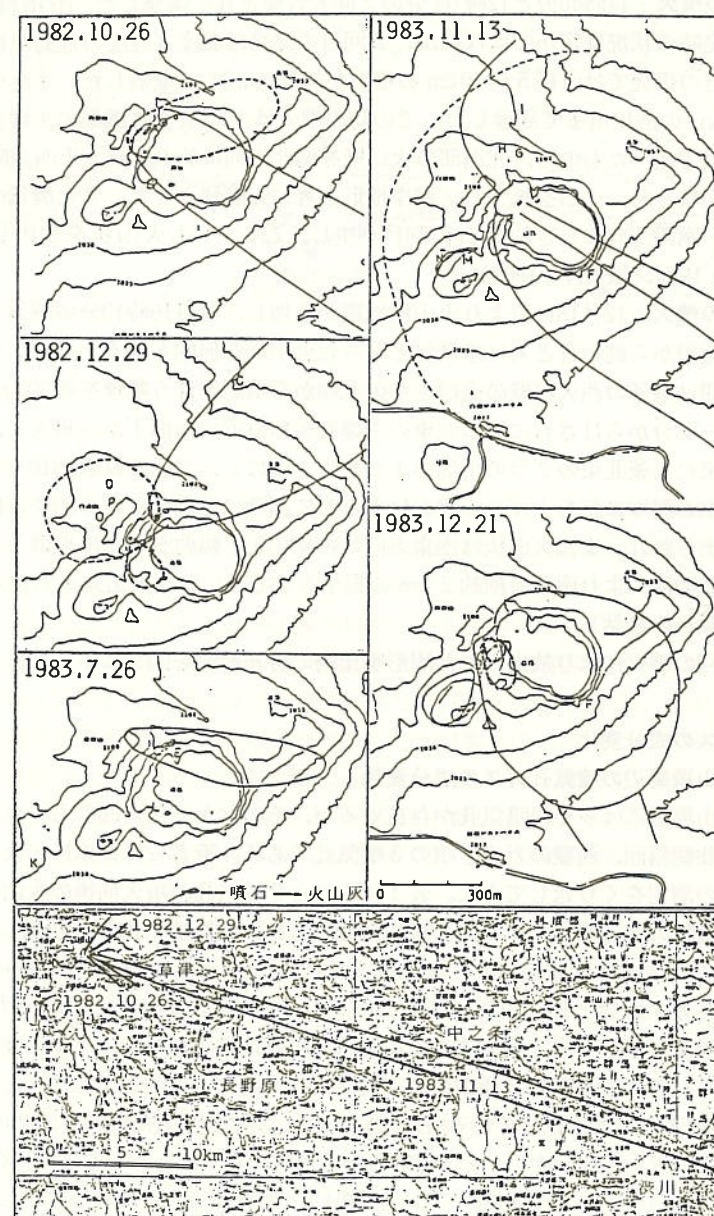


図2. 草津白根火山1982～1983年噴火による噴出物の分布状況

表1. 草津白根火山周辺の噴気孔ガスの化学組成

	Temp. °C	H ₂ O V%	Composition of gases exclusive of water (V%)					Compositions of R-gas (V%)				
			HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	R	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
Sesshougawara												
'82. 5.26	94.0	94.6	0.0	0.2	34.5	64.1	1.2	0.020	0.085	0.77	97.5	1.60
8.26	94.1	94.6	0.0	0.0	33.0	65.8	1.2	0.040	0.189	0.78	96.9	2.09
10.26	94.0	91.9	0.01	0.1	31.7	67.2	1.0	0.020	0.080	0.66	97.7	1.59
'83. 8. 2	95.0	94.6	<0.01	0.1	28.6	70.0	1.1	0.035	0.056	0.83	97.7	1.40
10.29	93.8	92.7	0.0	0.08	26.7	72.1	1.1	0.030	0.069	0.72	97.9	1.30
11.15	93.7	92.7	0.0	0.13	27.7	71.1	1.0	0.030	0.140	0.73	97.8	1.25
'84. 5. 4	93.0	95.4	0.0	0.1	31.8	67.0	1.1	0.032	0.061	0.87	97.6	1.48
6.20	94.5	94.3	0	<0.1	30.4	68.6	1.0	0.031	0.060	0.88	97.5	1.50
8. 2	94.4	95.6	<0.1	<0.1	30.5	68.6	0.9	0.030	0.060	0.75	97.7	1.44
10. 4	94.7	95.8	0.01	0.0	29.4	69.6	1.1	0.063	0.082	0.85	97.4	1.71
11. 3	94.5	94.9	0.02	0.0	30.7	68.1	0.2	0.058	0.00	0.85	97.4	1.71
12. 7	94.6		0.00	0.0	32.8	67.2		0.059	0.074	0.85	97.5	1.53
'85. 3.18	94.3	96.4	<0.01	<0.1	30.9	68.2	0.9	0.034	0.066		98.5	1.45
Kitagawa												
'82. 5.26	94.8	97.9	0.0	0.1	13.6	84.7	1.7	0.018	0.058	0.25	99.6	0.03
8.26	94.2	97.9	0.0	0.09	17.5	81.1	1.3	0.045	0.0	0.24	99.7	tr
10.27	93.0	98.0	0.0	0.05	12.7	85.6	1.7	0.017	0.055	0.17	99.8	0.01
'83. 8. 2	92.5	97.6		<0.1	17.7	81.7	0.6	0.072	0.077	0.47	99.4	0.01
10.29	103.2	94.6	0.03	0.04	12.2	86.6	1.2	0.040	0.100	0.09	99.8	0.02
11.15	94.0	97.9	0.01	0.01	13.4	85.9	0.6	0.070	0.150	0.26	99.5	0.01
'83. 6.21	102.3	97.6	<0.1	<0.1	18.1	80.9	0.9	0.040	0.081	0.22	99.6	0.01
8. 3	104.1	96.9	<0.1	<0.1	17.7	81.3	1.0	0.038	0.055	0.14	99.8	0.01
10. 5	102.0	98.0	<0.01	0.0	16.6	83.1	0.3	0.073	0.125	0.12	99.7	0.00
11. 3	101.0	97.8	0.02	0.0	16.7	82.2	1.0	0.063	0.106	0.11	99.7	0.00
12. 6	103.0	97.5	0.1	0.0	16.1	82.5	1.3	0.074	0.110	0.36	99.5	0.00
'83. 3.18	104.0	96.4	<0.01	<0.1	16.5	82.7	0.8	0.049	0.106		99.8	0.01
Manza-Karafuki												
'82. 5.26	95.9	96.7	0.01	0.4	64.2	34.9	0.5	0.018	1.28		98.2	0.05
8.26	95.1	98.9	0.0	0.03	75.1	24.4	0.6	0.016	1.96	1.04	96.6	0.43
10.27	95.0	97.3	0.01	0.3	63.7	35.7	0.4	0.017	1.11	0.97	97.6	0.46
'83. 8. 2	94.3	98.5		0.2	65.6	33.8	0.4	0.014	1.15	0.80	97.5	0.50
11.16	95.5	99.2		0.87	60.2	38.3	0.4	0.020	1.93		97.7	0.31
'84. 6.20	95.1	97.4	<0.1	0.1	68.9	30.1	0.9	0.014	0.09	1.01	98.5	0.37
8. 3	94.4	99.9		0.2	74.3	23.5	2.0	0.005	0	1.09	98.8	0.15
10. 4	94.8	98.5	0.01	0.0	76.0	23.1	0.9	0.0	1.16	1.24	97.2	0.43
11. 4	94.6		0.1	0.0	56.7	40.6	0.6	0.00	0.67	1.37	97.7	0.22
'85. 3.18	95.2	96.5	0	0.1	68.8	30.5	0.6	0.10	1.01		98.6	0.40

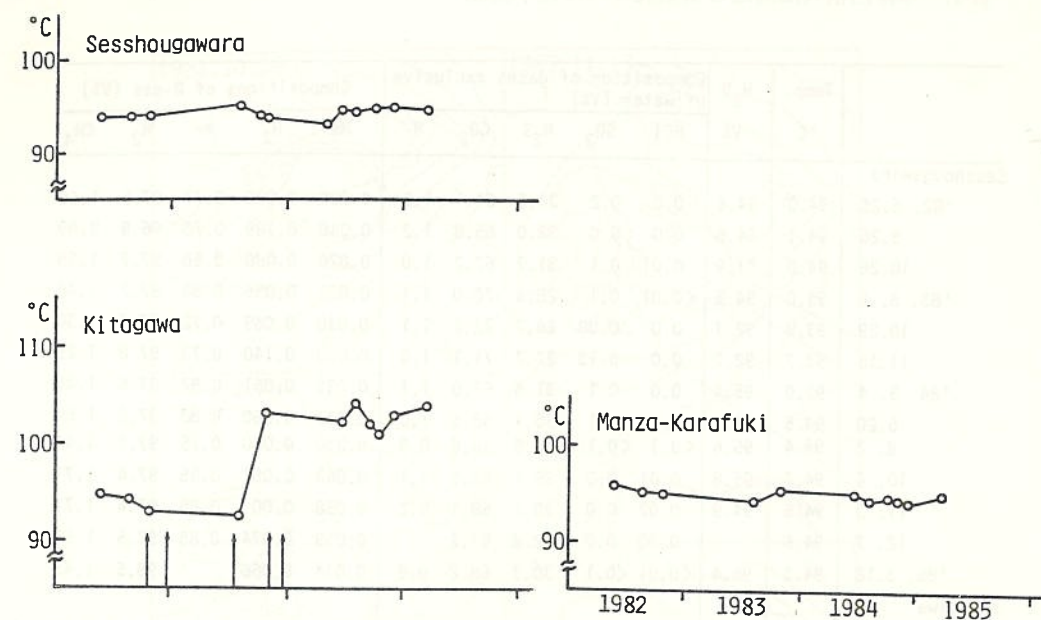


図3. 草津白根山周辺の噴気孔の温度変化

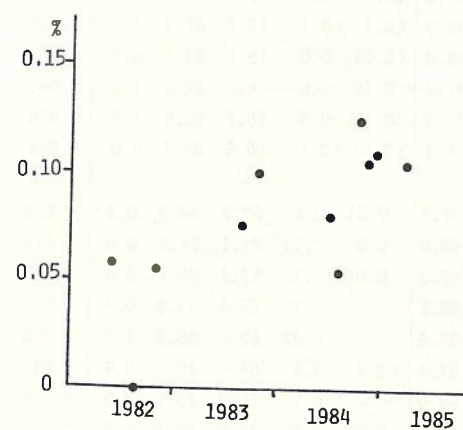


図4. 北側噴気孔ガスの H₂ 含有率変化

表2. 湯釜新爆裂火口および周辺の新噴気孔の火山ガス組成

No.	Date	Temp. °C	H ₂ O V%	Composition of gases exclusive of water (V%)					Compositions of R-gas (V%)				
				HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	R	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
No.1	'82.10.27 ¹	-	-	0	10.2	7.8	82.0	-	-	-	-	-	-
No.2	11. 3 ²	81.0	-	-	74.3	25.7	-	-	-	-	-	-	-
No.3	"	64.1	-	0	22.7	77.3	-	-	0.030	0.014	0.01	99.95	0
No.4	" *	-	-	(0)	(16.1)	(5.8)	(77.3)	-	(0.030)	(0.014)	(0.01)	(99.95)	(0)
No.5	11. 9 ³	91.4	95.0	0	0.1	18.1	81.8	-	0.002	0.49	0.55	99.0	0
No.6	12.24	94.1	99.2	0	0.9	44.7	53.3	1.1	0.012	48.3	0.55	51.1	0.055
No.7	"	"	99.2	0	0.8	42.0	56.3	1.0	0.011	45.7	0.57	53.5	0.023
No.8	12.30	-	-	-	-	-	-	-	-	0.065	-	-	-
No.9	'83. 1.23 ¹	-	-	0	0	11.5	88.5	-	0.034	0.026	-	-	-
No.10	3.12 ³	91.2	97.0	-	0.6	0.1	99.3	-	0.002	0.263	-	-	-
No.11	4.16 ³	84.2	84.2	-	-	8.3	91.7	-	0.001	0.022	-	-	-
No.12	7.27 ¹	-	-	-	-	13.9	86.1	-	0.032	0.15	-	-	-
No.13	10.29 ¹	-	-	-	1.8	20.1	78.1	-	0.045	0.026	-	-	-
No.14	'84. 3.27 ¹	82.1	-	0	0	20.2	79.8	-	0.010	0.033	-	-	-

1: Chemical composition of volcanic gas in atmosphere near the new fumarole

2: H₂O was not detected

3: H₂O content was calculated from the volume of H₂O and acidic gases

*: estimated composition from the No.2 and No.3

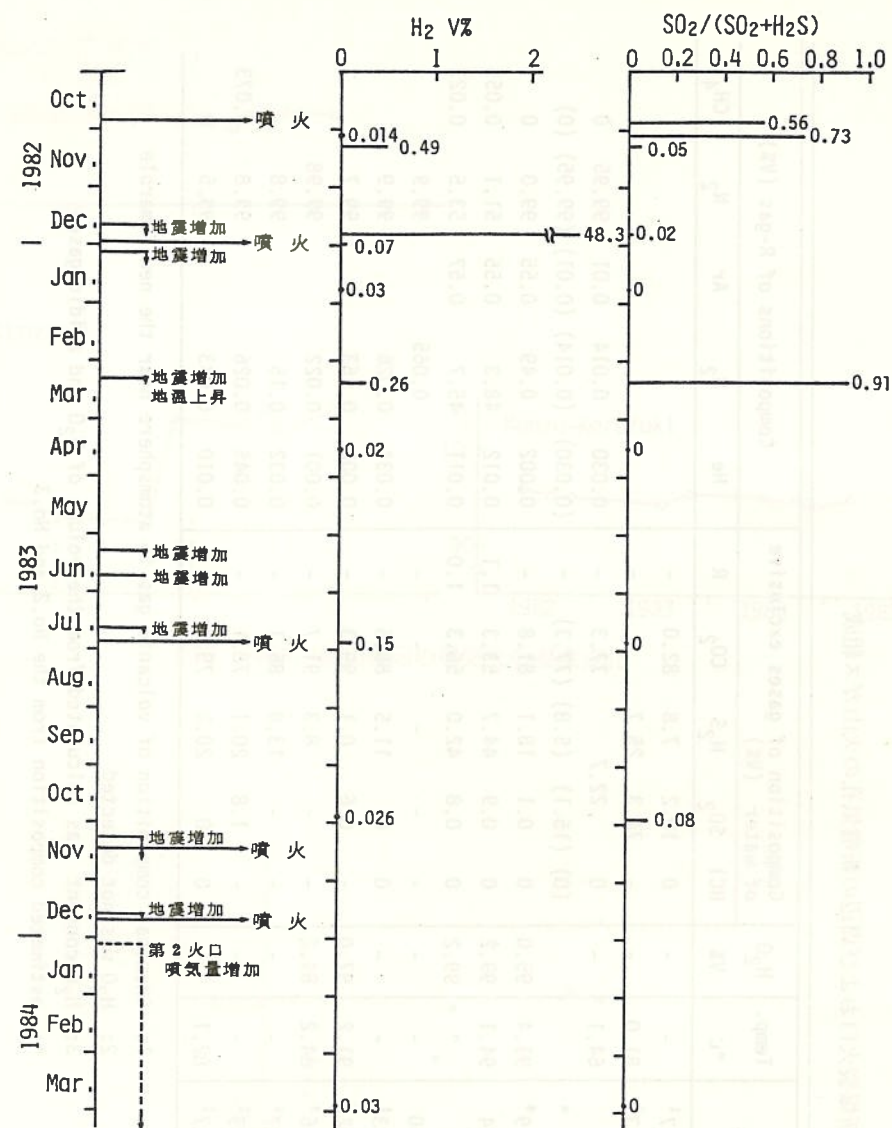


図5. 湯釜新爆裂火口およびその周辺の新噴気孔ガスの成分変化

孔から直接ガスを採取することはできず、大気が大量に混入したガスである。それらのガスについては、分析された酸素（O₂）の値から混入した大気の割合を求め補正した。噴火直後の1982年10月27日および11月3日のガス、地震が増加し、湯釜火口西壁の地温の上昇が見られた1983年3月12日のガスはH₂SにくらべSO₂に富んだ組成で、SO₂/(SO₂+H₂S)の値はそれぞれ0.56, 0.73, 0.91と比較的大きな値であった。この値から、今回の噴火に関与した火山ガスは、かなり高温タイプのガスであったと考えられる。また2回目の噴火直前の1982年12月24日に主爆裂火口で採取した新噴気孔ガスのR-gas中のH₂含有率は48.3%と他の測定時の値に較べて著しく大きな値で、これは5日後の噴火の前兆現象と考えられる。さらに4回目の噴火の2週間前の1983年10月29日の測定では、SO₂/(SO₂+H₂S)の値がその前後の測定では0であったが0.08であり、これもその後の噴火活動と関連した変化と考えてもよいであろう(図5)。

1984年に入り、一時湯釜北西部の主爆裂火口東部および西火口壁の噴気量が増加したが、そのガス組成はいわゆる低温型で、3月27日に採取したガスにはSO₂は検出されなかった。その後は表面活動も次第に弱まり、現在では新噴気孔での噴気活動はほとんど視認することはできない状態である。

4. 湯釜の水位・水質

湯釜の水位は今回の噴火の前には、1966年以来の測定のうちで最も高水位であったが、1982年10月26日の噴火後、湯釜の湖面下に生じた主爆裂火口を通じて湖水が湖底下へ大量に流出し、急激に水位が低下した。その後同年11月頃から湖面下の主爆裂火口の露出により、湖水の流出は浸透によるもののみとなり、水面の低下率は減少したものの水位の低下はさらに続き、翌1983年1月28日には1982年10月28日に較べて8m59cm下った。その後は湖底からの漏水量の減少と融雪水および降水の流入により、水位は徐々に上昇したが、1983年11月頃から再び降下しはじめた(図6)。

水位の変化を詳しく検討すると、極めて短い時間ではあるが噴火発生時あるいはその直前に数10cmないし数cmの水位の上昇がある模様である。現在の水位は噴火活動に伴う水位の変化は止り、降水、融雪水などの流入と湖面からの蒸発、湖底からの漏水等がつり合ったと思われる変動をくり返している。

最初の噴火当日、湯釜の南岸の表面水温は14℃であったが、翌日は46.5℃と急上昇しはじめ、10月29日には56℃に達した(曾屋;1983)。それ以後は水位の低下に伴って水温も急速に降下し、11月8日～9日頃には平常に近い温度に戻った。翌1983年11月13日の噴火直後には18.2℃で噴火前の10月29日の水温と較べ約7℃上昇し、この時も湖底から熱水の供給があったものと思われる。その後、水温は徐々に低下し、12月21日の噴火の前にはほぼ全面結氷した。しかしこの時の噴火で湖面の氷は破碎され、一部は湖岸に打ち上げられたが、残りは湖面東側に集って再結氷した。しかし12月27日頃から翌1984年1月8日頃までは、ほとんど結氷せず湖水温度が高かったと思われる。その間の1月4日の水温は4.5℃であった。また1月の後半から2月初めにかけて解氷部分が拡大し、再び湖水の温度がやや上昇したと思われる。その後の湖水の温度は気温に対応した変化をくり返し

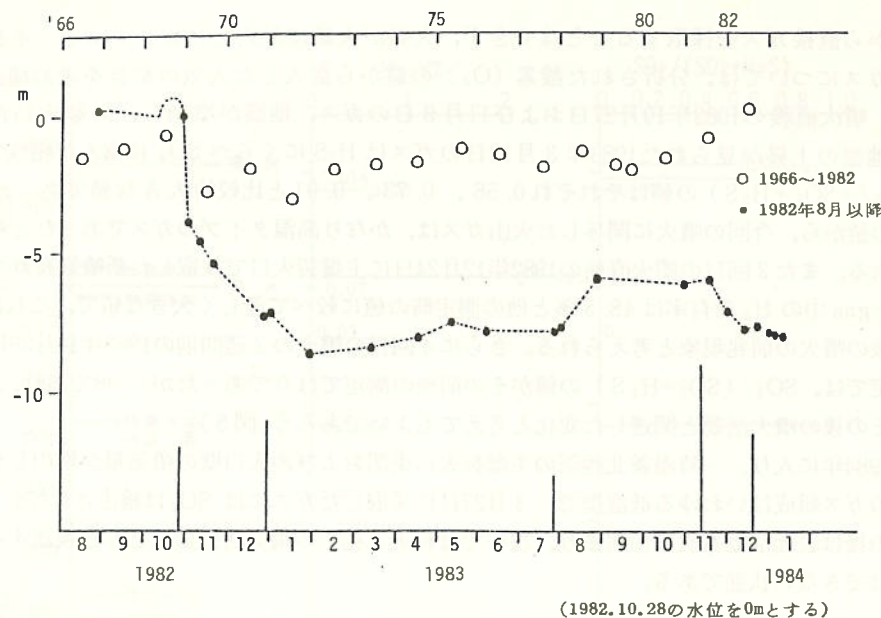


図6. 湯釜湖面水位の変動

ている。

湯釜の各溶存成分濃度は1964年測定以後、1976年の水釜での噴火時に SO_4^{2-} が若干増加した(東工大・上智大; 1976) 以外は、徐々に低くなってきた。しかし今回の最初の噴火直後の10月27日に採取した表面水のほとんどの化学成分の濃度は噴火前の8月の値と較べると著しく高くなっており、これは湖底に出来た爆裂火口からの高温、高濃度の熱水の供給、湯釜内に降下堆積した固形噴出物の可溶性付着成分の溶出などによるものと考えられる。その後の各噴火の直後にも溶存成分は増加した。特に1983年11月13日の噴火の直後には各成分の濃度が著しく高くなった。5回目の噴火後の1983年12月30日には今回の一連の噴火前の1982年8月の濃度とくらべ、 Mg^{2+} : 25倍、 Ca^{2+} : 9.1倍、 Na^+ : 7.6倍、 K^+ : 4倍、 ΣFe : 3.9倍、 Al^{3+} : 2.4倍といずれの陽イオン成分も著しく濃くなった。一方陰イオン成分の Cl^- は噴火前から現在まで融雪水・降水の流入による希釈以外には大きな変化はない。これにくらべ SO_4^{2-} は熱水の影響を受けて濃度が高くなったが、陽イオン各成分の変化傾向とは異った変動をくり返し、現在はほぼ噴火前の濃度になった(図7)。

図8に固形噴出物の可溶性付着成分、噴火前後の湖水、爆裂火口よりの湧水の Na 、 K 、 Mg の三成分割合を示した。同図において、噴火後の湖水は噴火前の湖水と噴出物の付着成分の抽出水および西壁爆裂火口からの湧水を結ぶ線上に位置している。このことから、噴火により湯釜に供給された熱水は固形噴出物の可溶性付着成分や湧出水に近い成分割合を持った高濃度のものと考えられる。

第5回の噴火が終了した後の1983年末頃までは熱水の供給があり、徐々に各成分の濃度は高くなったが、それ以後は融雪水・降水の流入によって表面水が希釈される変化のみで、

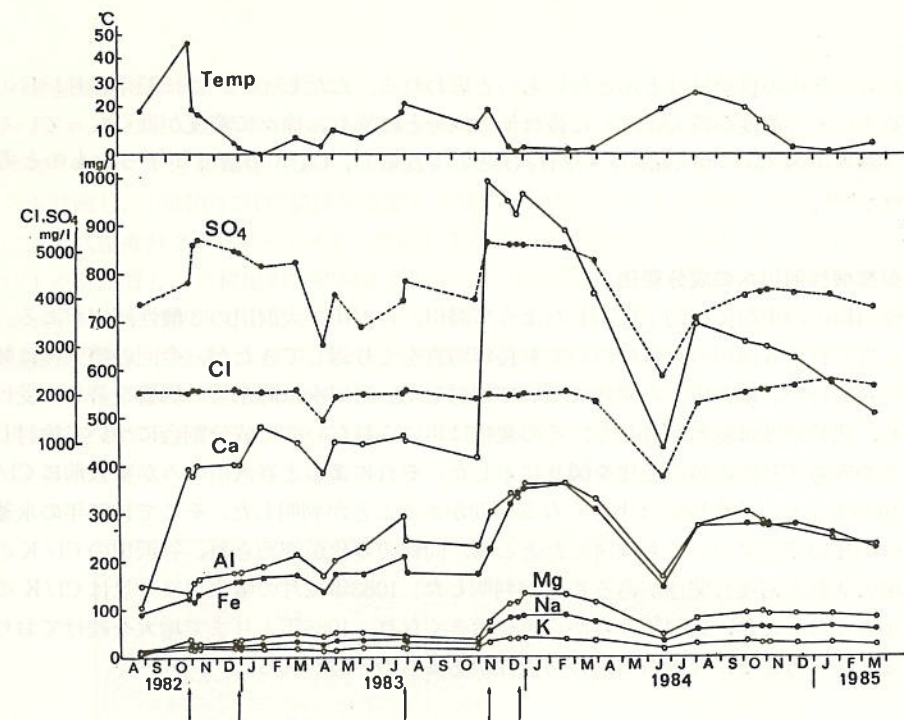


図7. 湯釜表面水の化学成分と水温の変化

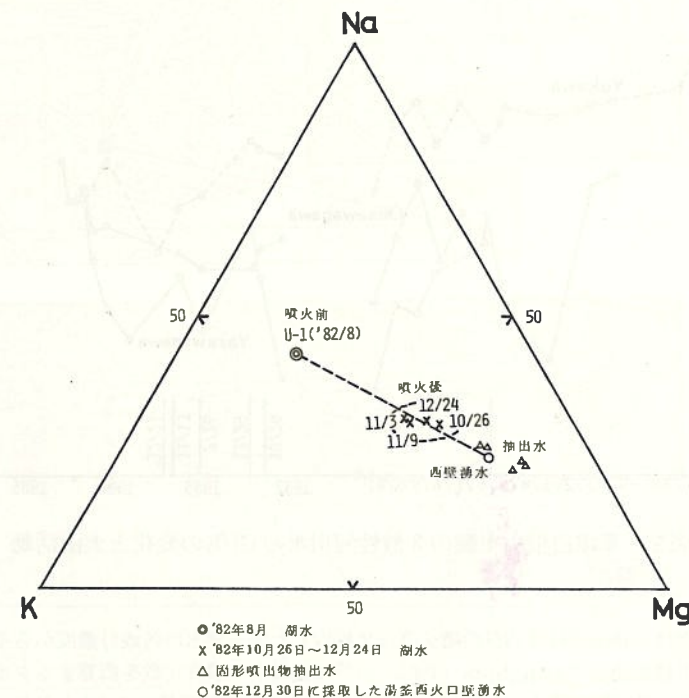


図8. 噴火前後の湯釜湖水と固形噴出物可溶性成分の Na — K — Mg 3成分図

湖底からの熱水の供給はほとんどないものと思われる。ただし Ca^{2+} は1983年11月13日の噴火直後にその濃度が最大となった後は他の成分とは異なり、徐々に濃度が低くなっている。これは湖水中の Ca^{2+} が $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ として沈殿し、 Ca^{2+} の濃度が下がったものと考えられる*注。

5. 東麓酸性河川水の成分変化

草津白根山の東麓には図1に示したように湯川、谷沢川、大沢川の3酸性河川がある。筆者らはこれら3河川の水質についても長年調査をくり返してきたが、今回の噴火後は頻繁に測定を行い、溶存成分の変化について検討した。河川水は降水等の影響を著しく受けるため、成分濃度は変動が著しく、その変化は用いられないので成分割合について検討した。そのうち Cl/K の値の変化を図9に示した。それによると谷沢川のみが噴火前に Cl/K の値が大きく、噴火後には小さくなる傾向があることが判明した。そこで1976年の水釜の噴火前後の変化についても検討したところ、同様の変化が認められ、谷沢川の Cl/K の値は噴火活動と密接な関連があることが判明した。1983年12月の噴火以後一旦は Cl/K の値は小さくなったが、1984年8月から再び大きくなり、1985年1月まで増大を続けており、この変化から考えて、今後も噴火の可能性のあるものと思われる。

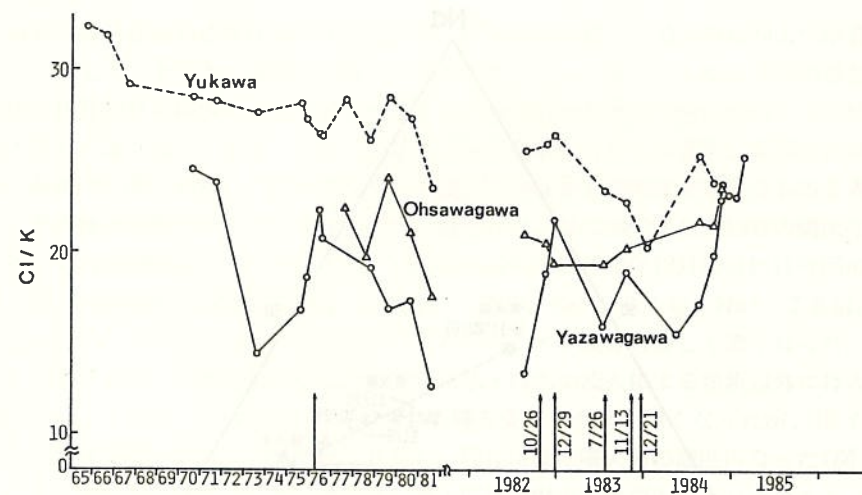


図9. 草津白根山東麓の3酸性河川水の Cl/K の変化と火山活動

*注 このことは、1983年11月13日の噴火直後に採取した湯釜湖水の各成分濃度からイオン強度を計算し、その値を使って Ringbom (1965) の活量定数から濃度定数を概算するダイヤグラムから CaSO_4 の活量定数を求めると 1.16×10^{-4} (CaSO_4 の溶解度積 $\times 1.9$) となり、この値は湖水の Ca^{2+} と SO_4^{2-} のモル濃度の積 1.3×10^{-3} の約 $1/9$ であることで証明される。

6. 湯釜湖底における噴気活動

今回の一連の噴火活動の中心である湯釜の水位、水温、水質はこれまで述べてきたように噴火に密接に関連して変化してきた。そこで湯釜の水位、水温、水質の連続観測を行うことを計画し、1984年11月に装置を設置して観測を開始した。この観測システムは、湯釜内に水晶式温度計2点、サーミスター温度計を組み込んだ電気伝導度計1点、気泡式水晶水位計1点を設置し、各検出器で観測されたデータは湯釜火口内の観測室で光信号に変換し、光ファイバーケーブルで山頂中継所まで搬送し、ここで再び電気信号に変換して電話回線で山麓受信所まで搬送し、アナログ記録する方式である(図10)。

この観測装置による観測の結果、湯釜の湖底での噴気活動がしばしば活発となり、湯釜中央の湖底噴気孔上約5mの水温(図10, Na2の位置)が30分~1時間にわたって約 1°C 上昇する現象、すなわち水中噴火と呼べるような噴気ガス等の突出現象が観測された。

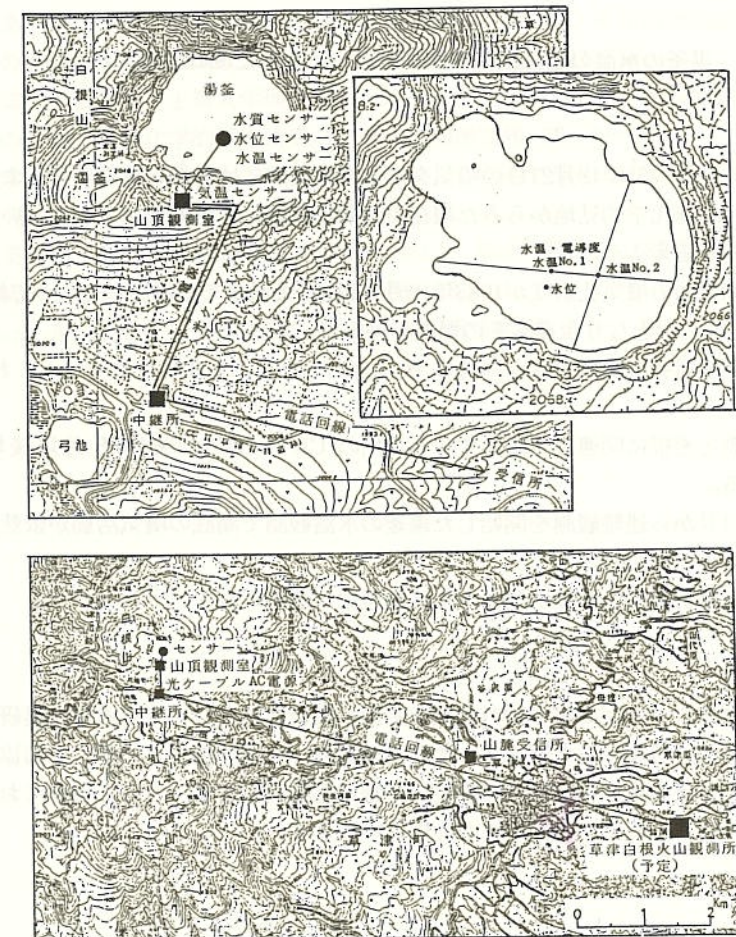


図10. 湯釜に設置した水位、水温、水質の連続観測システム概略図

噴気ガスの突出は1日に数回観測され、湯釜湖底での活動は現在もお活発であることが明らかとなった(図11)。

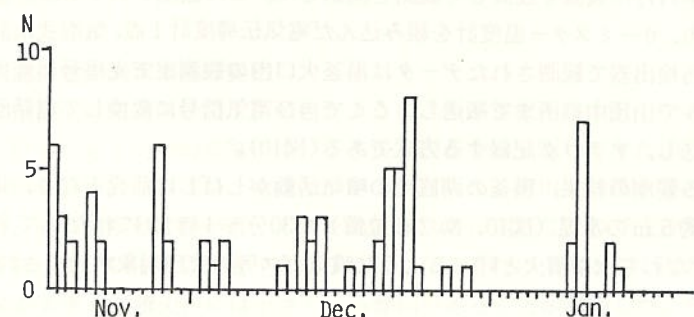


図11. 湯釜の水温の連続観測によってとらえられた湖底の噴気活動

7. まとめ

草津白根火山は1983年12月21日の噴気を最後に表面的には静穏な状態にあるように見られるが、地球化学的見地からみた現在の活動状況は、下記の理由でまだ高い活動水準を保っていると云えよう。

- 1) 山頂北側斜面の噴気孔温度が1983年10月末以後、それまでの温度にくらべて約10°C上昇し、100°C以上となり現在もその温度を保っている。
- 2) また北側噴気孔の温度上昇と同時に R—gas 中の H₂ 含有率も増加し、それが継続している。
- 3) 噴火活動と密接に関連して変化する谷沢川の Cl/K の値は1984年8月以後増大しつづけている。
- 4) 1984年11月から連続観測を開始した湯釜の水温観測で湖底の噴気活動が依然として活発であることが判明した。
- 5) 現在でも時折湯釜の水面が盛り上がる活動現象が認められる。

本報告にあたり、今回の集中総合観測を企画・統合されました東京大学地震研究所渡部暉彦助教授に深く感謝申し上げます。また現地調査、化学分析などで多大の御協力をいただきました上智大学化学科無機化学教室の皆様にも感謝致します。さらに現地において種々御支援いただきました草津町当局にお礼申し上げます。

文 献

- 気象庁(1985): 草津白根山・三宅島火山機動観測実施報告, 20, 5—27.
- Ossaka, J., Ozawa, T., Nomura, T., Ossaka, T., Hirabayashi, J., Takaesu, A. and Hayashi, T. (1980): Variation of chemical compositions in volcanic gases and waters at Kusatsu—Shirane Volcano and its activity in 1976. Bull. Volcanolog., 43, 207—216.
- 小坂丈予・平林順一・野村昭之助・小坂知子・林 保・増田保夫(1980): 草津白根火山湯釜湖底の溶融硫黄について, 火山第2集, 25, 309.
- 曾屋龍典・宇都浩三・下谷昌幸(1983): 草津白根火山1982年10月26日の水蒸気爆発. 地質ニュース, 341, 7—16.
- 曾屋龍典・平林順一(1983): 草津白根火山1982年の水蒸気爆発. 火山第2集, 28, 84—86.
- 東京工業大学工学部・同理学部・上智大学理工学部(1976): 草津白根火山1976年活動とその前後の水質・ガス成分の変化. 噴火予知連会報, 7, 11—19.
- 東京工業大学工学部・上智大学理工学部・埼玉大学工学部(1983): 草津白根火山1982年10月の活動と地球化学的調査研究(1). 噴火予知連会報, 26, 8—19.
- 東京工科大学工学部・上智大学理工学部(1983): 草津白根火山1982年の活動と地球化学的研究(その2). 噴火予知連会報, 28, 7—18.
- 東京工業大学工学部・上智大学理工学部(1984): 草津白根火山1982年の活動と地球化学的研究(その3). 噴火予知連会報, 30, 64—73.
- Ringbom, A. (1965): 錯形成反応, 田中・杉沢, 産業図書.

2. 草津白根火山の地震観測(1984年9月25日~10月10日)

東京大学地震研究所霧島火山観測所
東京大学地震研究所浅間火山観測所
東北大学理学部

渡部 暉彦*・増谷 文雄
行田 紀也・辻 浩
植木 貞人・清水 洋**
三品 正明

SEISMOLOGICAL OBSERVATION AT KUSATSUSHIRNE VOLCANO DURING 25 SEPTEMBER TO 10 OCTOBER 1984.

Teruhiko WATANABE^{1)*}, Fumio MASUTANI¹⁾, Noriya GYODA²⁾, Hiroshi TSUJI²⁾,
Sadato UEKI³⁾, Hiroshi SHIMIZU^{3)**}, and Masaaki MISHINA³⁾

¹⁾ *Kirishima Volcano Observatory, Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.*

²⁾ *Asama Volcano Observatory, Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.*

³⁾ *Faculty of Science, Tohoku University.*

第2回草津白根山集中総合観測の一環として、地震観測を実施した。観測期間は1984年9月25日22時より同年10月10日08時である。参加機関は東北大学理学部と東京大学地震研究所(霧島火山観測所と浅間火山観測所)である。互に観測器材を持ち寄り合同観測を実施した。

前橋地方気象台の観測結果(気象庁, 1985)を参照すれば、(図1)、今回の観測期間は、1984年中、月別地震発生頻度の最も低い時期に当り、地震頻度上では、1982年10月より1983年12月に至る一連の噴火活動の影響がほとんど消え、通常の Back ground レベルにまで衰退した状態にあるように見える。求められた震源の分布は、震央については、Minakami et al. による1967年7月の観測結果とほぼ同様な分布を示している。深さについての決定精度ははなはだ不十分で細かな議論に耐えるものではない。全般に今回の結果は、やや深い震源分布を示しており、観測点間の見掛け速度が大きいことと調和的であ

* 現在: 気象庁気象研究所
Now at Meteorological Research Institute.

** 現在: 九州大学理学部
Now at Faculty of Science, Kyushu University.

る。1984年7月（気象庁，1985）時点で認められていない，周期の長い地震や調和振動的な地震が今回は観測されている。白根山の山頂下では大きな地震波の減衰が認められる。

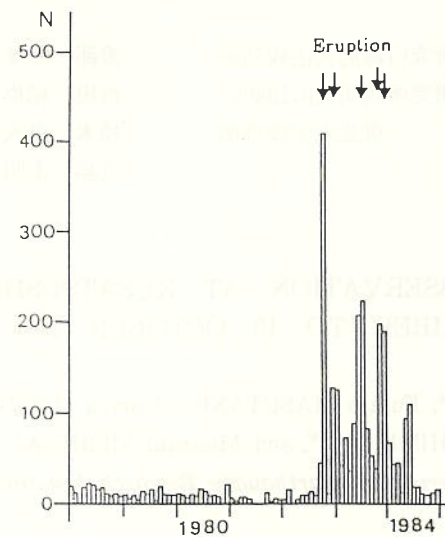


図1. 草津白根山の地震月別頻度（前橋地方気象台による）

1. 観測方法

観測網は無線テレメータを中心として構成された。電波伝播を中心に作業環境その他の条件を考慮の上，観測基地は横手山々頂の横手山頂ヒュッテに設けられた。東北大学2局，東京大学2局の400 MHz 帯移動無線テレメータ装置を経て送信される信号は，横手山頂リフト駅で受信・復調の上，各チャンネルの地震波信号として，そのまま，電気ケーブルにより約100 m離れた山頂ヒュッテに送られ，地階に設けられた観測室で集中記録された。有線伝送路は無線局あるいは基地局周辺のローカルなものに留められている。

・観測方法

草津白根山周辺は観光道路が入り組んで発達している。このため，大型自動車の通過による振動を避けた地震観測の適地であって同時に無線伝送の適地であるような地点を探すことは容易ではない。選定された観測点は図2，表1のとうりであるが，自動車雑音以外にも，スキー場整備の重機械類による振動，スキーリフトの振動，ヘリコプター爆音，団体ハイキング，山菜・山葡萄摘みの人々の足音等，ほぼ全地域に渡って思いもかけぬ雑振動が大きく，各観測点ともS/N比については満足すべきものではない。また，横手山頂は，トランシーバー，パーソナル無線，アマチュア無線移動局等々による無線交信の多い所であり，これ等は特にレコーダのガルバノメータのサーボ系に混入し記録上の障害となり易い。緊急時，各種無線（特にトランシーバ）の多用される環境下での観測には，観測機器の十分な障害電波対策が必要とされよう。

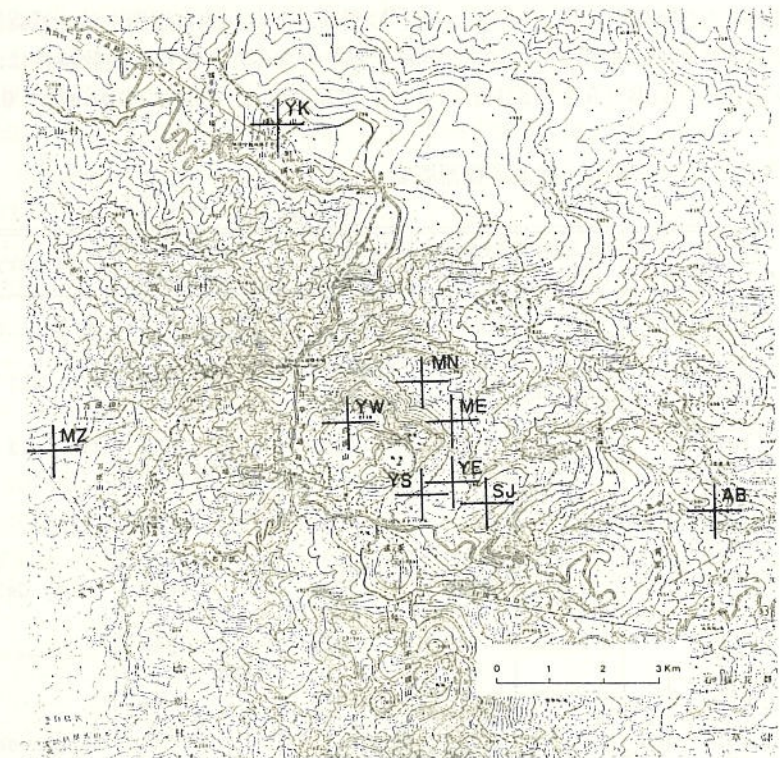


図2. 観測点分布
+印は地震計設置位置

表1. 観測点の位置

STATION		LOCATION		
NAME	CODE	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE
Yugama West	YW	34°37'13.6"N	138°33'56.7"E	2125m
Yugama South	YS	34°36'28.7"N	138°34'50.5"E	1990m
Aoba-yama	AB	34°36'16.4"N	138°38'24.3"E	1450m
Mizugama East	ME	34°37'13.5"N	138°35'13.0"E	1975m
Shirane Jinja	SJ	34°36'22.6"N	138°35'37.7"E	1985m
Manza-yama	MZ	34°36'58.5"N	138°30'20.2"E	1940m
Yokote-yama	YK	34°40'14.2"N	138°33'07.9"E	2330m
Yugama East	YE	34°36'36.7"N	138°35'13.2"E	1975m
Mizugama North	MN	34°37'37.7"N	138°34'51.9"E	1970m

。観測機器構成

観測網構成の概略を表2、図3に示す。観測は、全点、固有周期1秒、減衰係数0.7の換震器を地下50cmに埋設して用い、速度記録を行なった。総合周波数特性は、速度振幅0.1~30Hz -3dB (0.2~22Hz-1dB)、遅延時間1~30Hz-10msec (0.35~30Hz

表2. 観測点機器概要

Station Name	Trans-ducer	Preamp. Gain	Cable Length	Transmitter Amp Gain	Battery
Yugama West (YW)	Mark L4-3C	None	Under 100m	UD 60dB NS/EW 56dB	Zn Fuel Cell
Manza-yama (MZ)	Mark L4C-UD	None	Under 100m	60dB	Air Cell
Aoba-yama (AB) to SJ	Mark L4C-UD	40dB	800m	18dB	Air Cell
Shirane-J. (SJ) from AB			50m	12dB	Solar Cell
Yugama South (YS)	VTI 1Hz	40dB	500m	18dB	
Mizugama E. (ME)	VTI 1Hz	40dB	1000m	18dB	
Shirane J. (SJ)	VTI 1Hz	None	50m	60dB	
Yokote-yama (YK)	Mark L4-3C	72dB	Optical 500m x 2		Manganese UM-1 x 6

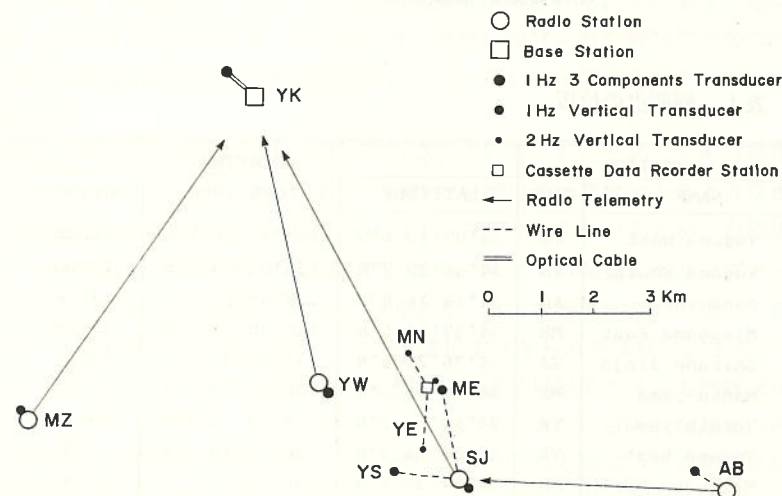


図3. 観測網構成

-100 msec)で、ほぼフラットである。

白根山々頂の湯釜西観測点(YW)、および、横手山観測点は上下動1成分のみである。青葉山観測点(AB)では、この地域から横手山山頂受信局への直接送信が不可能であったため、白根神社観測点(SJ)で中継している。白根神社送信点では、送信機4CH中、青葉山観測点の中継に1CH、白根神社観測点の上下動直接入力に1CH、残り2CHは湯釜南(YS)、水釜東(ME)からの各上下動1CHケーブル入力の送信に使用された。使用ケーブルは1TT通信線であるが、換震器側プリアンプにより40dB増幅されているため、それぞれ、500m、1000mのケーブル長でも特に伝送上の障害は生じていない。

横手山山頂観測点では、臨時観測用に開発された低電力光伝送システムによる3成分観測を行なった(後述)。

観測基地では、雷対策と各CH・各機器間の干渉防止のため、信号入力と各記録機器間には、全て、1:1アイソレーションアンプを用いている。機器構成のブロック図は図4のとうりである。

横手山々頂を除く各観測点共、商用電力の供給はなく、青葉山(AB)、万座山(MZ)においては空気積層電池(230AH)、湯釜西(YW)においては金属亜鉛燃料電池(200AH)、白根神社(SJ)においては、ポータブル太陽電池(12V、17.5W×2)により電力を供給した。

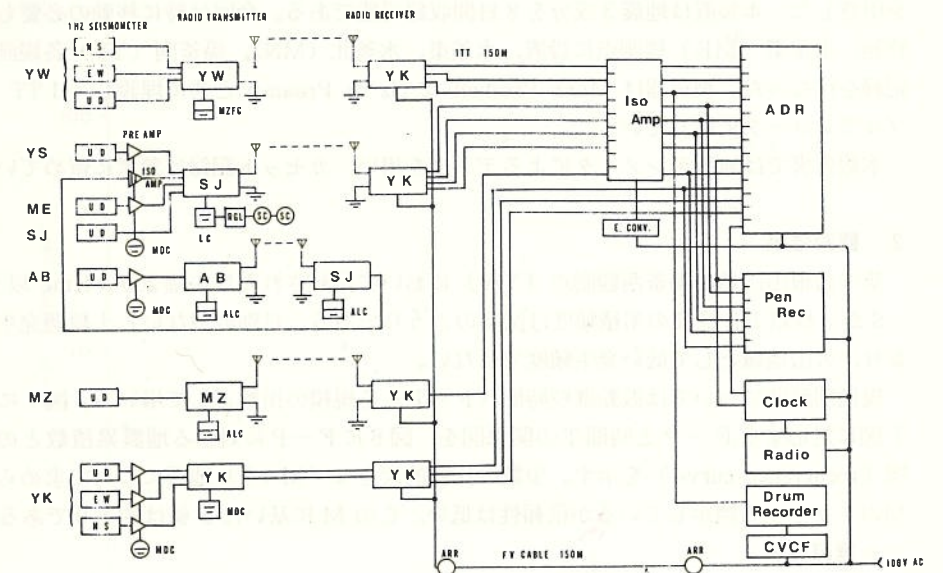


図4. 機器構成ブロック図

。光伝送による観測

草津白根山、横手山は共に雷被害の多い地域である。落雷の予想される場合、特に、山頂付近、尾根越しなどの観測では、光ファイバケーブルを用いた光伝送が最も有効な伝

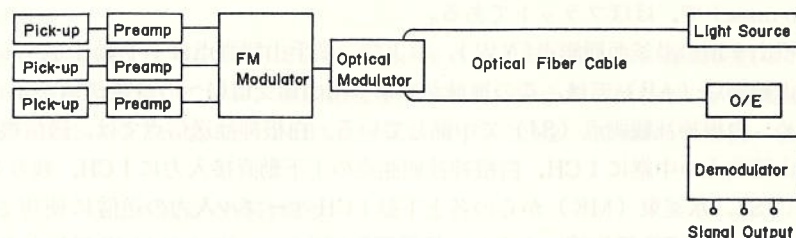


図 5. 低電力光伝送装置ブロック図

送方式である。今回、横手山観測点では小規模臨時観測用に開発された光変調方式による低電力光伝送装置による 3 成分観測を行なった。この装置は、図 5 に見るように、受信局（一般に電力状態が良い）から送り出された一様光の強度を観測局の光変調器で変調し受信局に送り返すものである。光変調は、BSO 素子を 5 枚スタックしたものをを用いている。3 成分観測に際しての消費電力は、外付プリアンプを除き、約 6 mW である。単 1 乾電池 6 本により 1 ケ月以上の観測が可能である。

・長時間カセット地震記録装置

無線テレメータ観測点は半固定的な性格が強い。このため、観測結果や活動の推移に柔軟に対応するため、地震研究所高橋正義氏開発のコモ製カセット式長時間地震記録装置を用意した。本装置は地震 3 成分を 8 日間収録可能である。今回は特に移動の必要もなく、終始、水釜東（ME）観測点に設置、水釜東、水釜北（MN）、湯釜南（YS）各観測点の記録を行なった。換震器は Mark Product 2 Hz を Preamp と共に埋設し、1 TT ケーブルでレコーダに結んでいる。

本報告書では無線テレメータによるデータを用い、カセット記録は参考に留めている。

2. 観測結果

草津白根山山頂の湯釜西観測点（YW）において記録された片振幅 200 μ Kine 以上、P-S が 2 秒以下の地震の累積頻度は図 6 のとおりである。日別数個ないし十数個発生しており、火山地域として低い発生頻度ではない。

規模別頻度については振動継続時間（F-P）を規模の指標として用いる。図 7 に M-T 図に対応する F-P と時間 T の関係図を、図 8 に F-P に対する地震累積数との関係図（recurrence curve）を示す。少数の比較的大きな（ $M \geq 3$ ）地震について求められた M のスケールも例示しているが信頼性は低い。この M に基いた b 値は約 1.0 である。

・震源分布

震源の求められた 16 個の地震について震源分布を図 9 に示す。これまで静穏期に求められている震源分布（Minakami *et al.*, 1969）と同様に、湯釜を横断する NE-SW ないし ENE-WSW 線の周りに分布し、深さは大きくバラツキている。活動期に求められた火口周辺に分布する震源分布（気象庁地震火山部, 1985）と対象的である。深さの結果についての問題は大きい。

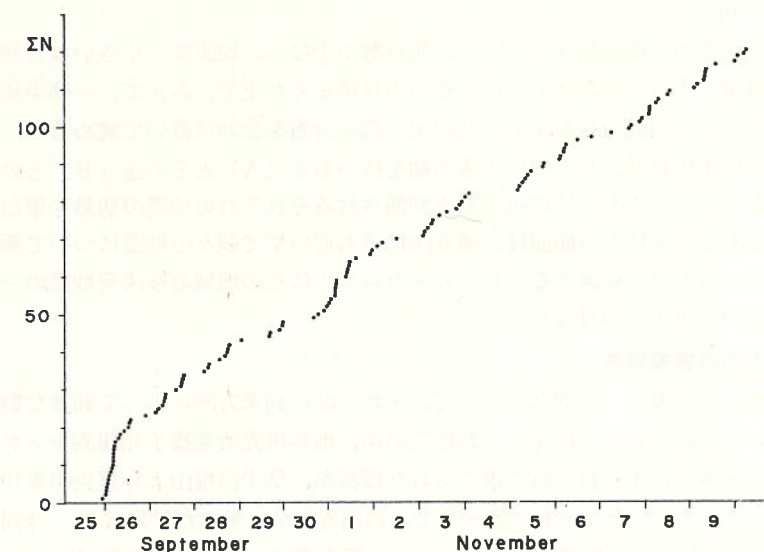


図 6. 観測された局地震の逐時累積数

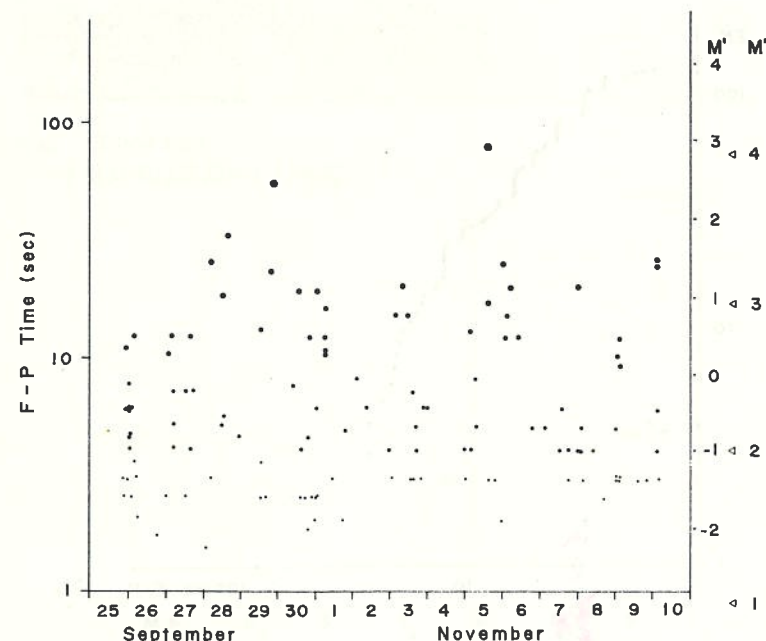


図 7. 地震の継続時間の時系列

M' は平均的な地域での F-P マグニチュード。

M'' は $M \geq 3$ の地震について YW 地点について暫定的に求めたマグニチュード。

・初動分布

速度構造が不明、震源精度が低い、観測点数が少ない、観測網が小さいなど発震機構についての議論の上での問題は大きい。その点は踏まえた上で、あえて、一様半無限体中で、上半球投影による初動分布を求める(図10)。震源分布を念頭に置いて眺めると、水平面上に、N-Sに主圧縮軸、E-Wに主張力軸を持つもの(A)とその逆(B)との2種による解釈がありうる。この2種に属すると判断されるそれぞれの地震の初動を重ね合せたものが図11である。図10中の節面は、第9図に最も近い型で個々の地震について書き直したものである。数の上で卓越する(B)のメカニズムはこの地域の極浅発地震の一般的傾向と矛盾しない(市川, 1971等)。

・山頂周辺の振幅異常

観測された地震波は、観測点によって、また、波の到来方向によって顕著な振幅の相違を示している。観測期間中に発生した地震の中、地震研究所地震予知観測センター地震予知観測システム室により暫定的に求められた震源が、草津白根山より震央距離100~200 kmに求まり、マグニチュード 3~4で、到達方向が出来るだけ異なり、今回観測された記象のS/Nが良く、振切れていないもの10個を選び、各点の上下動記録上でP相、S相の最大速度振幅の比較を行なった。(図12, 図13)。いずれの場合も、到達方向に対して、最大振幅を示した観測点の振幅を1(単位円の半径)として規格化したものを示している。

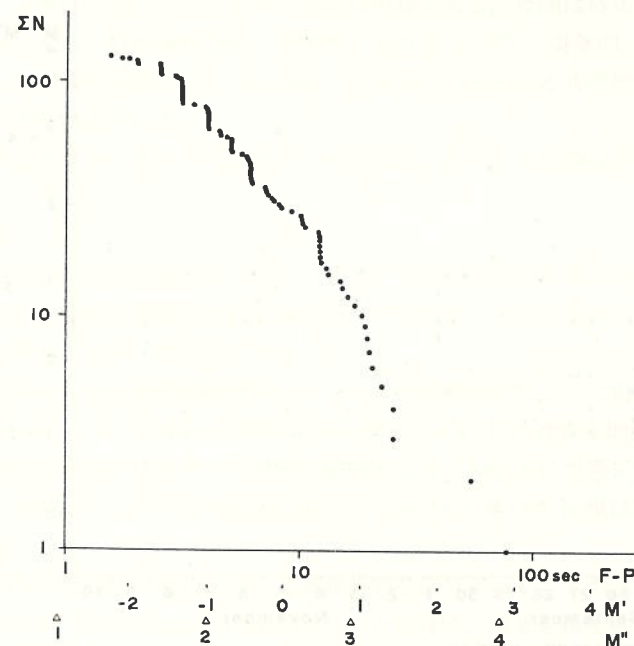


図8. 地震継続時間に対する地震累積数

M' は平均的な地域での F-P マグニチュード。

M'' は YW 地点について暫定的に求められたマグニチュード。

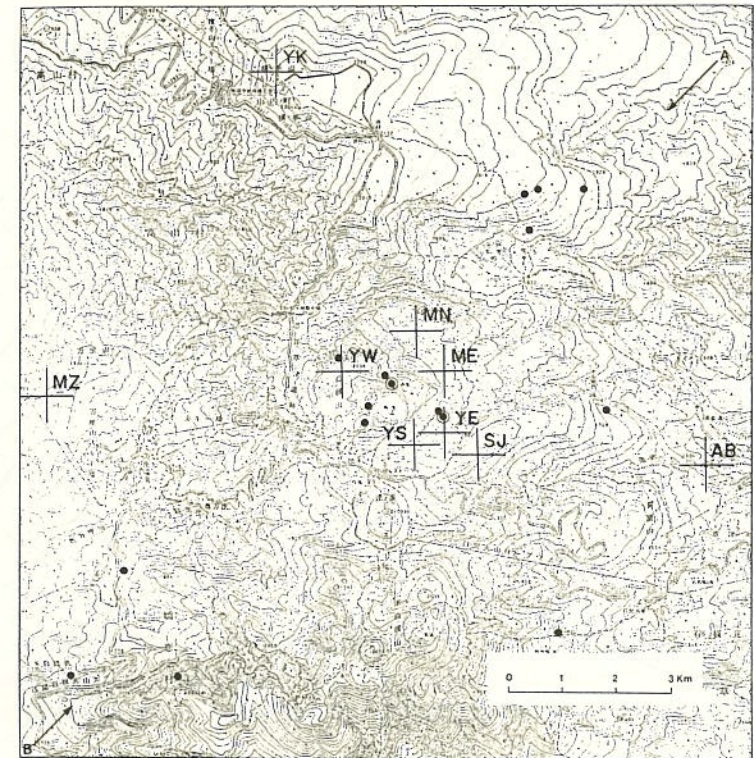


図9 a. 震央分布図
2重丸印は周期の長い地震

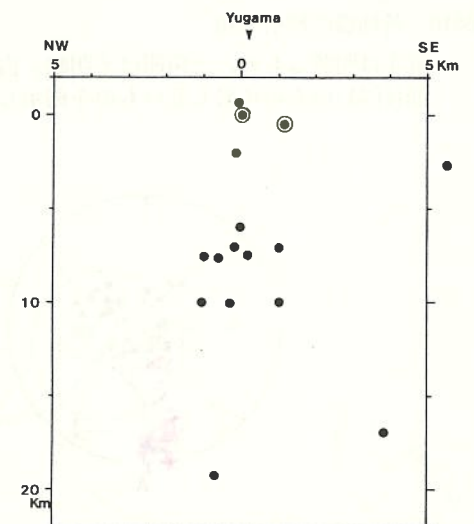


図9 b. 深さ分布図

NW-SE 面上に投影したもの。震央分布図中の A-B を中心線として距離を表わす。2重丸印は周期の長い地震。

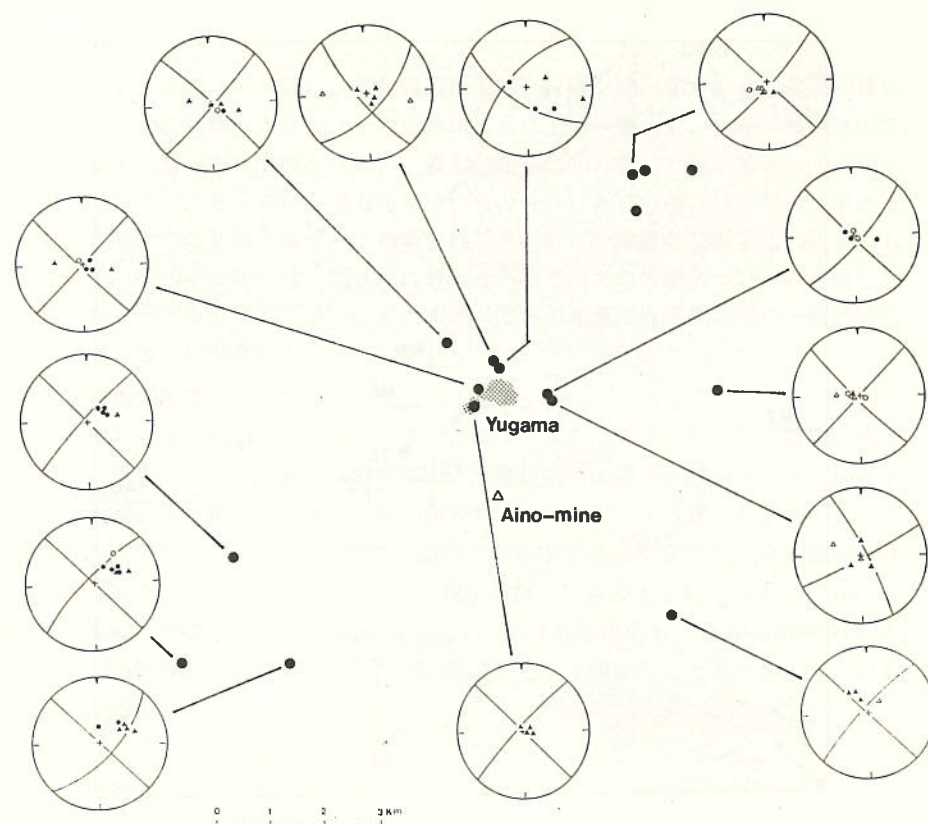


図10. 各地震の押引分布

丸印は明瞭なもの、三角印は不明瞭。白抜きは押し、黒は引き。等積上半球投影。節面は図11のものに最も近いものを例示したもの。

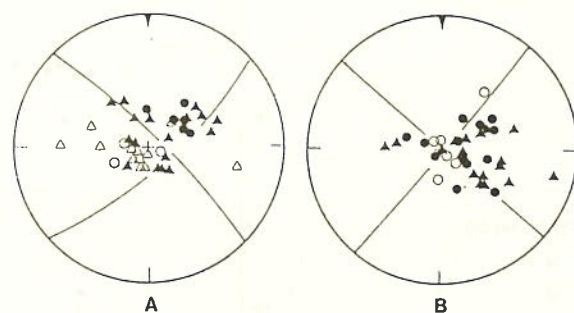


図11. 重ね合せた初動分布。

AはA型と思われるもの、BはB型と思われるもの（本文参照）を重ね合せている。白は押し、黒は引き、丸は明瞭、三角は不明瞭なものを表わす。

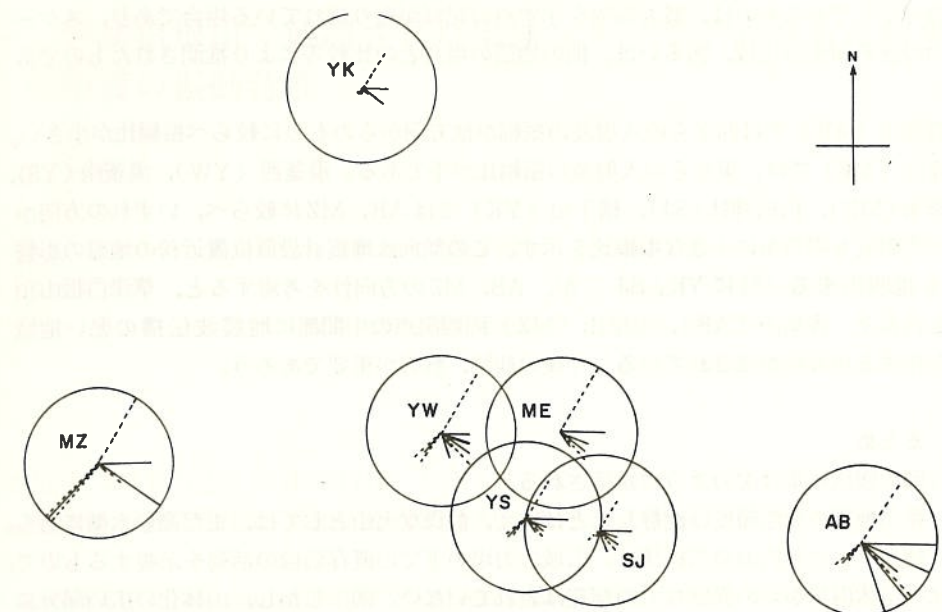


図12. 遠い地震の振幅比（P相最大速度振幅）。

各観測点記録中の最大振幅を単位として表わす。円は単位円。破線は最大振幅が振り切れ推定値を用いたものを表わす。上下動記録上の読み取り値による。

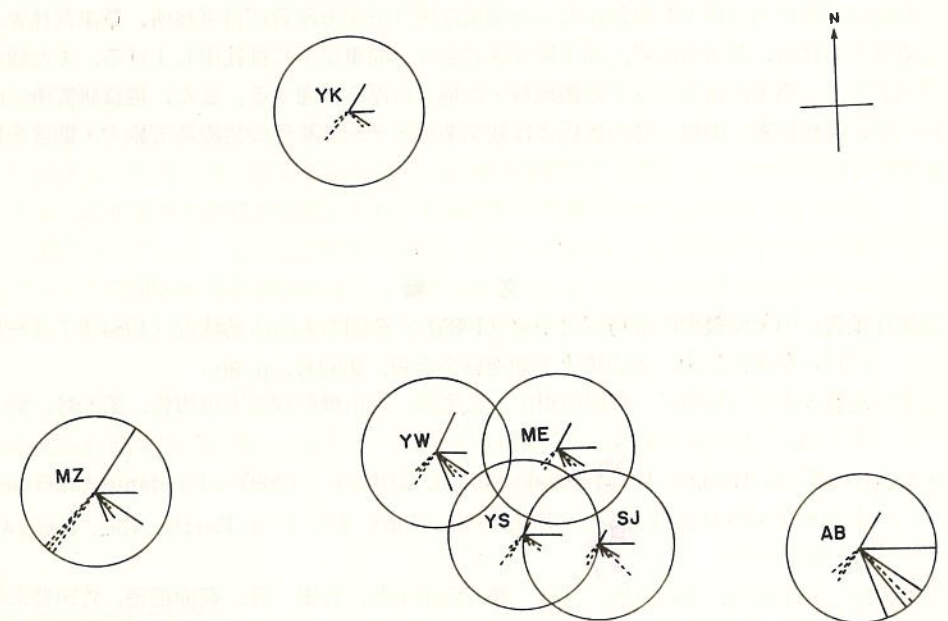


図13. 遠い地震の振幅比（S相最大速度振幅）。

各観測点上下動記録中の最大振幅を単位として表わす。円は単位円。破線は最大振幅が振り切れ推定値を用いたもの。

破線で示してあるものは、最大振幅を示す点の記録が振り切れている場合であり、スケール内の波形同士の比較、あるいは、他の地震の場合との比較等により推測されたものである。

青葉山 (AB) では西からの入射波の振幅が他方向からのものに較らべ振幅比が小さい。万座山 (MZ) では、東からの入射波の振幅比が小である。湯釜西 (YW), 湯釜南 (YS), 水釜東 (ME), 白根神社 (SJ), 横手山 (YK) では AB, MZ に較らべ、いずれの方向からの入射波も明らかに小さな振幅比を示す。この傾向は地震計設置位置近傍の地盤の影響でも説明出来る (特に YK, SJ) が、AB, MZ の方向性を考慮すると、草津白根山頂部を含んで、青葉山 (AB), 万座山 (MZ) 両観測点の中間部に地震波伝播の悪い地域の存在する可能性が残されている。今後の観測、解析が重要であろう。

3. まとめ

今回の観測結果は次のように総括される。

- ① 微小地震の発生頻度は沈静したとはいえ、静穏な火山としては、まだ高い水準にある。
- ② 観測された地震の発震機構は、広域応力場の下での既存弱線の活動を示唆するもので、特に火山体内部からの異常な力の存在は表れていない。
- ③ しかし、山体化の広い部分に渡って地震波伝播の悪い地域が存在する可能性が残り、今後の観測が要求されよう。

4. 謝辞

観測の実施に当り種々お世話になった環境庁国立公園万座管理員事務所、草津宮林署、吾妻林業事務所、草津町役場、国土開発株式会社三原事業所に御礼申し上げる。また観測基地となった横手山頂ヒュッテの御理解・御協力に厚く感謝する。また、地震研究所 山口 勝、高橋正義、中村 功の各氏には観測準備・データ整理の諸段階で協力・助言を頂いた。

文 献

- 気象庁地震火山部地震火山業務課火山室 (1985): 全国の火山活動状況 (1984年7月~12月), 草津白根山, 火山噴火予知連絡会会報, 第32号, p. 80.
- 気象庁地震火山部 (1985): 草津白根山・三宅島, 火山機動観測実施報告, 第20号, pp. 5-30.
- Minakami, T., S. Hiraga, T. Miyazaki and S. Utibori (1969): Fundamental Research for Predicting Volcanic Eruptions (Part 2), Bull. Earthq. Res. Inst., 47, pp. 893-949.
- 下鶴大輔, 行田紀也, 小山悦郎, 宮崎 務, 沢田宗久, 長田 昇, 萩原道徳, 竹田豊太郎 (1978): 草津白根山の1976年の水蒸気爆発とそれに関連した集中火山観測, 地震研報, 53, pp. 569-580.

3. 草津白根山で観測された単純なスペクトルをもつ特異な地震の振動特性

東北大学理学部

植木 貞人・清水 洋*

東京大学地震研究所

三品 正明・高木 章雄

渡部 暉彦**・増谷 文雄

行田 紀也・辻 浩

SOME NATURES OF THE VOLCANIC EARTHQUAKES WITH SIMPLE SPECTRA OBSERVED AT MT. KUSATSUSHIRANE

Sadato UEKI¹⁾, Hiroshi SHIMIZU¹⁾*, Masaaki MISHINA¹⁾, Akio TAKAGI¹⁾, Teruhiko WATANABE^{2)**}, Fumio MASUTANI²⁾, Noriya GYODA²⁾ and Hiroshi TSUJI

¹⁾ Faculty of Science, Tohoku University.

²⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.

1. はじめに

第2回草津白根火山集中総合観測の一環として、1984年9月25日から10月10日までの15日間、同火山火口付近および周辺部において臨時地震観測を実施した。表面活動は静穏であったが、多種多様な地震が観測された。地震活動の概要については渡部・他 (1985) によって報告されている。臨時観測期間中には、通常のいわゆる A 型地震や B 型地震とならんで、一定周期の振動や規則的なうなりで特徴付けられる特異な記象の地震も観測された (図1, 2)。ここでは、これらの特異な地震の性質等について報告する。

2. データ

臨時地震観測は草津白根山山頂付近の6点と周辺部の3点で実施された。ここで用いるデータは、この中の山頂付近の4点で記録されたものである。4観測点の配置を図3に+印で示す。

* 現在: 九州大学理学部

Now at Faculty of Science, Kyushu University.

** 現在: 気象研究所

Now at Meteorological Research Institute.

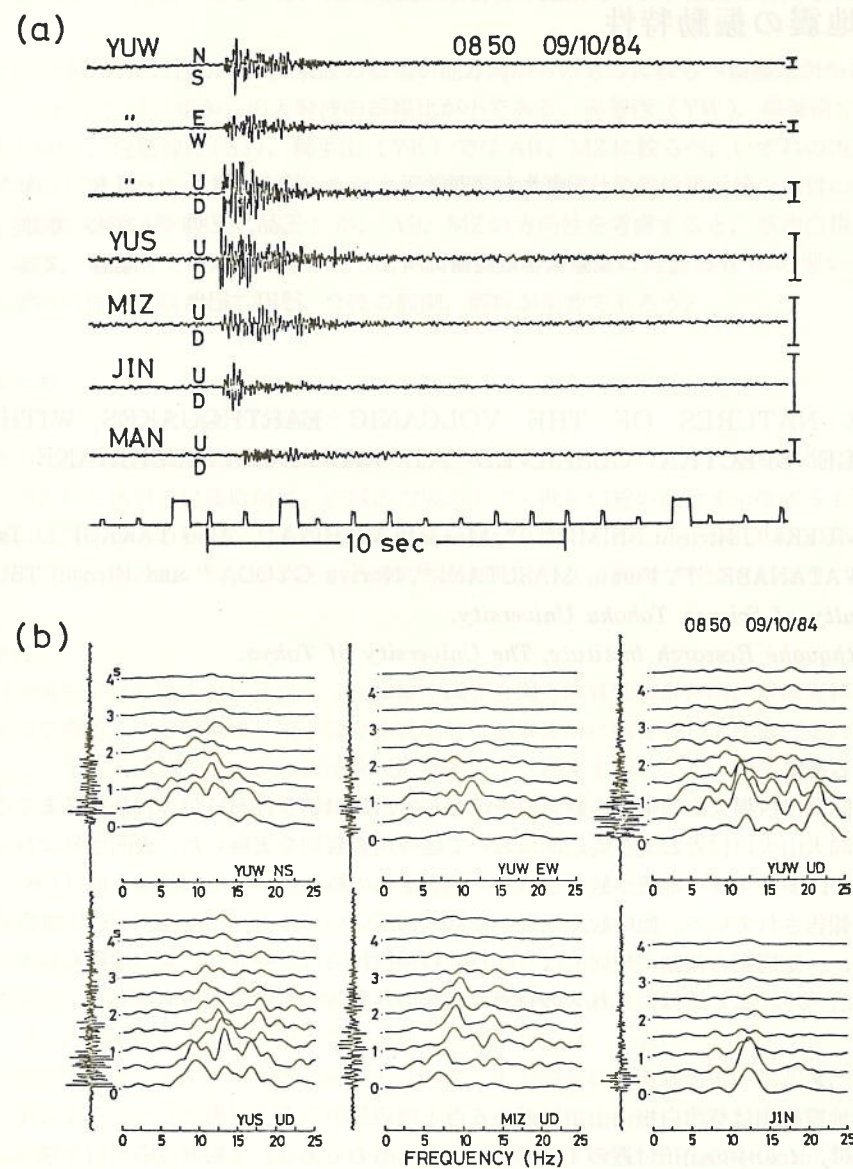


図1. 草津白根山火口付近に発生した通常の短周期微小地震の例。(a) 記象。(b) 0.5秒間隔のランニングスペクトル

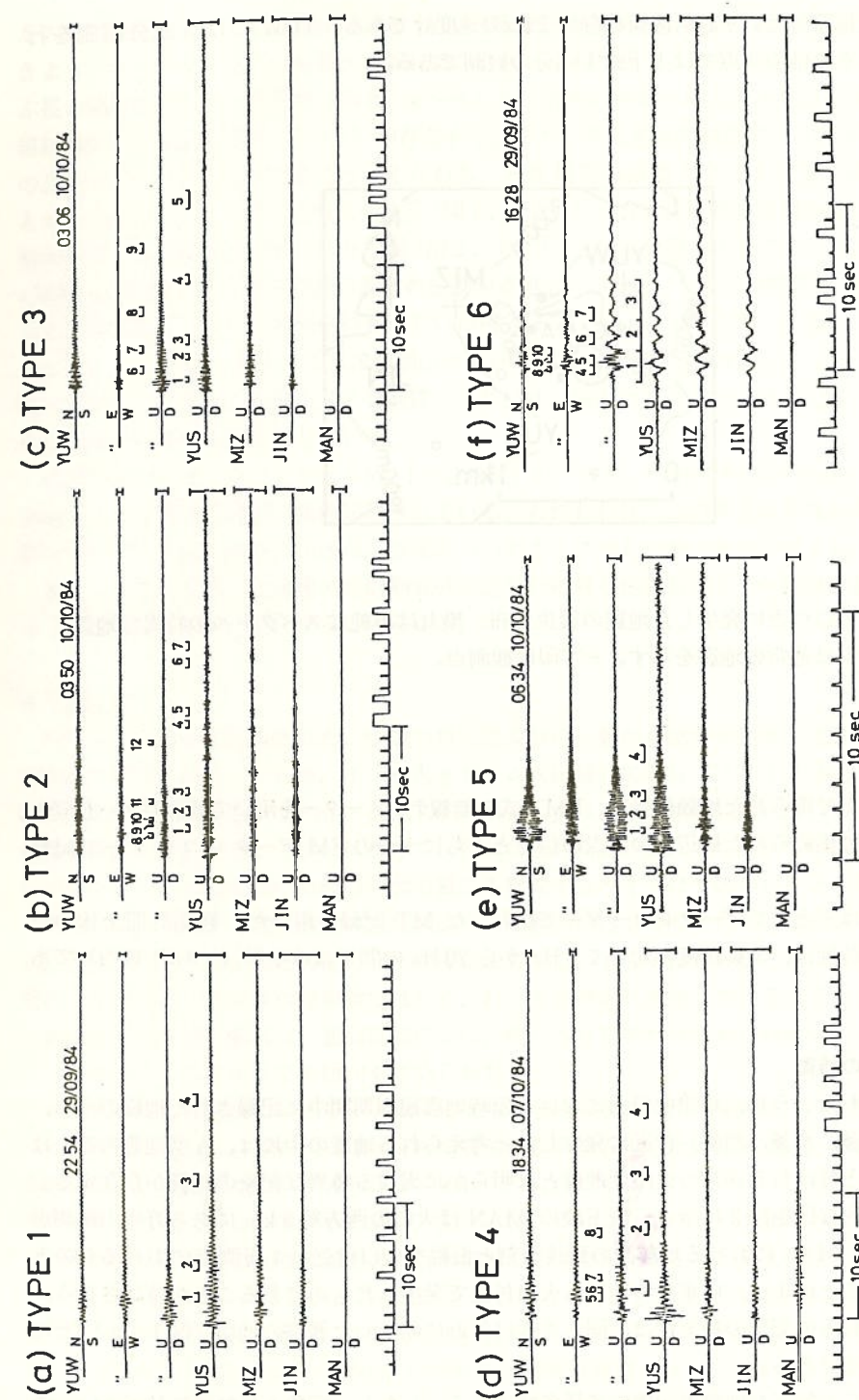


図2. 単純なスペクトルの特異な地震の記象例。観測点は図3を参照。但し、MANは万座山（山頂の3 km 西）。右端の縦棒は600 μ kineを示す。数字付きの横棒は図5に示す振動軌跡の区間を表わす。

用いた地震計はいずれも固有振動数 1 Hz の速度計である。YUW では 3 成分観測を行った。その他の 3 点では上下動 1 成分の観測である。

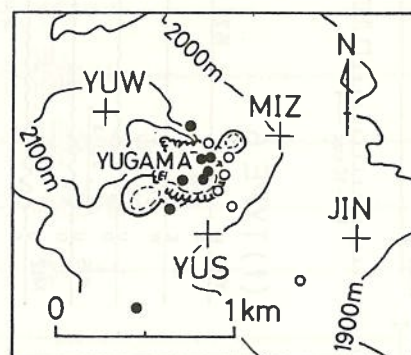


図 3. 火口付近に発生した地震の震央分布。黒丸は単純なスペクトルの特異な地震、白丸は通常の地震を示す。+ 字印は観測点。

4 観測点で得られた地動信号は、FM 方式の無線テレメーターを用いて観測基地へ伝送し、同様にして集められた周辺部の 3 点の信号とともに 1 台の FM データレコーダーで記録した。

解析には主としてデータレコーダーで記録した MT 記録を用いた。観測計器全体の総合周波数特性は、地動速度に対して 1 Hz から 20 Hz の間ではほぼ平坦 (−3 dB 以内) である。

3. 記象の特徴

先にふれたように、草津白根山における臨時地震観測期間中に記録された地震のうち、火口 (湯釜、水釜、涸釜) 付近に発生したと考えられる地震の中には、A 型地震あるいは B 型地震と呼ばれる通常の火山性地震とは明らかに異なる特異な記象の地震が存在する。その代表的な例を図 2 に示す。最下段の MAN は火口の西方約 3 km にある万座山観測点であるが、MAN における地震波の到達時刻と振幅を火口付近の 4 観測点におけるものと比較することにより、いずれの地震も火口付近で発生したものであることが確認される。また、これらの記象の特異性は、同じく火口付近に発生した通常の地震 (図 1 (a)) と比較し、明瞭である。

この一群の特異な地震の記象は多種多様である。しかし、記象上の特徴に基づきいくつ

かの型に分類することができよう。第 1 に、振動継続時間の長い地震と短い地震に分類できよう。すなわち、いずれも最大振幅は数 100 μ kine 程度と小さいが、数 10 秒以上にも及ぶ長い継続時間をもつ地震群 (図 2, a ~ d) と、通常の地震と同程度の 10 秒前後の短い継続時間の地震群 (図 2, e ~ f) が存在する。また、それぞれの地震群の中で振動様式の違いによる分類も可能であろう。すなわち、一定周期の振動より成る地震 (図 2, a と e), 規則正しいなりをとる地震 (図 2, b と c), および比較的周期の長い一定周期の振動に短周期振動が加わった地震 (図 2, d と f) という分類も可能であろう。いずれの地震についても、少数の特定周波数の振動が卓越しているという共通の特徴が認められる。

一定周期の振動から成る継続時間の長い地震 (図 2, a) については、すでに、MINAKAMI *et al.* (1969) によって草津白根山における記録例が報告されている。また、浜田・他 (1976) はこの種の地震を「T 型地震」と名付け、国内の 6 火山における記録を用いて、その活動と波動の性質を論じている。

草津白根山では、上で見たように、「T 型地震」以外にも、少数の特定周波数の振動が卓越している特異な地震が数種記録されている。われわれは、この共通の特徴をもつ地震群について、波動の性質の共通点、差異についてさらに詳しく調べることにする。

また、この地震群とは異種の短周期成分に乏しい特異な地震もいくつか記録されているが、ここでは対象から除外することとする。

4. 活動

臨時観測によって記録された、少数の特定周波数の振動が卓越する特異な地震は、表 1 に掲げた 10 個である。これは、インク書きドラム式記録計による YUW 上下動記録上で検出された、最大振幅が 2 mm - pp (190 μ kine - pp) 以上の地震である。YUW からの無線伝送は、10 月 5 日から 7 日にかけて、夜間の合計約 17 時間、アンテナへの着氷のために中断したが、観測期間中の地震活動の概要を把握するうえでは支障がないと考えられる。

火山によっては、2 週間程度の臨時観測では 1 個の地震も観測されない場合も少なくない。したがって、15 日間で 10 個の発生頻度は決して低いものではない。これらの特異な地震は、草津白根山ではまれな現象ではなく、むしろ定常的に発生していると考えられる。これらの地震の発生様式に、観測期間内では、明らかな群発性は認められない。また、タイプが時間とともに変化する傾向も認められない。

火口付近の 4 観測点における P 波ならびに S 波到達時刻を用いて震源を求めた。計算では、 $V_p = 2.0$ km/s, $V_s = 1.2$ km/s の均質無限媒質を仮定した。多くの場合、S 波到達時刻は、YUW の水平動を用いて読み取った。S - P 時間は 0.3 - 0.5 秒の間である。震央分布を図 3 に黒丸で示す。参考のために、図 3 には、同様にして決定した通常の地震を白丸で示してある。特異な地震は通常の地震の震源域の西側に分布しているように見えるが、両者の分布の差は 100 - 200 m 程度の小さなものであり、震源位置の精度が 200 - 300 m 程度と推定されることから、差は有意とは言えないであろう。また、深さは地表面下 600 - 1300 m (海拔 800 - 1500 m) であり、通常の地震のほうがやや浅い傾向が見られるが、これも有意とは言えないであろう。すなわち、今回の観測結果からは、通常の地

震と少数の特定周波数の振動が卓越する特異な地震の震源域は互いに異なるとは言えない。

5. スペクトル

特異な地震の波動の性質を明らかにするために、まず代表的な地震についてスペクトルを調べる。

火口付近の4観測点で得られた上下動記録および YUW での水平動記録に、0.5 秒ごとずらしながら長さ 2 秒間のコサイン型の窓をかけて FFT を実行することによりランニング・スペクトルを求めた。サンプリング周波数は 200 Hz である。特異な地震のランニング・スペクトルの例を図 4 に示す。それぞれの地震は図 2 に記象を示した地震と同じものである。

さまざまなスペクトルの地震が存在している。全体の地震数が少ないためにスペクトルを類型化して分類するのは困難であるが、ここでは、振動継続時間の長短、ピークの数、成分あるいは観測点間でのスペクトルの差などをもとに 6 種のタイプに分類する(図 4)。

タイプ 1—4 は継続時間が長い地震である。この中でタイプ 1 は単一周波数帯の成分が卓越している地震である。観測点や成分による卓越周波数の違いはない。このタイプの地震は 3 個観測された(表 1)。いずれの地震でも卓越周波数は約 3 Hz であり、地震による違いも認められない。

タイプ 2—4 は同程度の振幅の複数(2—3)のピークが存在するものである。そのうち、成分や観測点によってスペクトルに大きな違いがないものをタイプ 2 とし、違いが認められるものをタイプ 3 とした。それぞれ 1 例ずつ観測されただけである。ピークの周波数は次のとおりである。タイプ 2 の地震の場合、卓越周波数は約 9 Hz と 12 Hz 付近にあり、さらに、小振幅であるが約 3 Hz にもピークが存在する。一方、タイプ 3 の地震の場合、YUW におけるスペクトルの主要なピークは 3—4 Hz と約 8 Hz 付近であり、小振幅のピークは 12—13 Hz、約 16, 20, 24 Hz 付近に認められる。YUS では 8, 10.5, 13, 16, 20 Hz 付近に、MIZ では 8 Hz 付近の主ピークのほか 4, 13, 16 Hz 付近にもピークが存在する。

タイプ 4 も 1 例しかない。このスペクトルは、タイプ 1 のものに約 7 Hz の振動成分が付加された特殊な形をしている。約 3 Hz のピークの初動付近での周波数変化や尾部の振幅変化は、YUS を除き、タイプ 1 の場合に良く似ている。

タイプ 5 と 6 は継続時間の短い地震である。このうち、単一周波数成分が卓越している地震をタイプ 5 とし、同程度の振幅をもつ複数の周波数成分から成るものをタイプ 6 とした。それぞれ 2 例ずつ観測されているが、各地震のピークの周波数は、タイプ 5 の場合約 10 Hz (図 4, e) と約 7 Hz、タイプ 6 では約 1, 5, 8 Hz (図 4, f) と約 7, 12, 16, 21 Hz で互いに異なっており、同じタイプの地震でもピーク周波数の間には関連性が認められない。

これらの地震群全体に共通な著しい特徴として、まず、初動付近 1—2 秒間を除きスペクトルは主としてたかだか 3 個程度の鋭いピークから構成されており、通常地震のスペクトル(図 1, b)に比べて単純な形をしている点が指摘できる。それぞれのピークの周

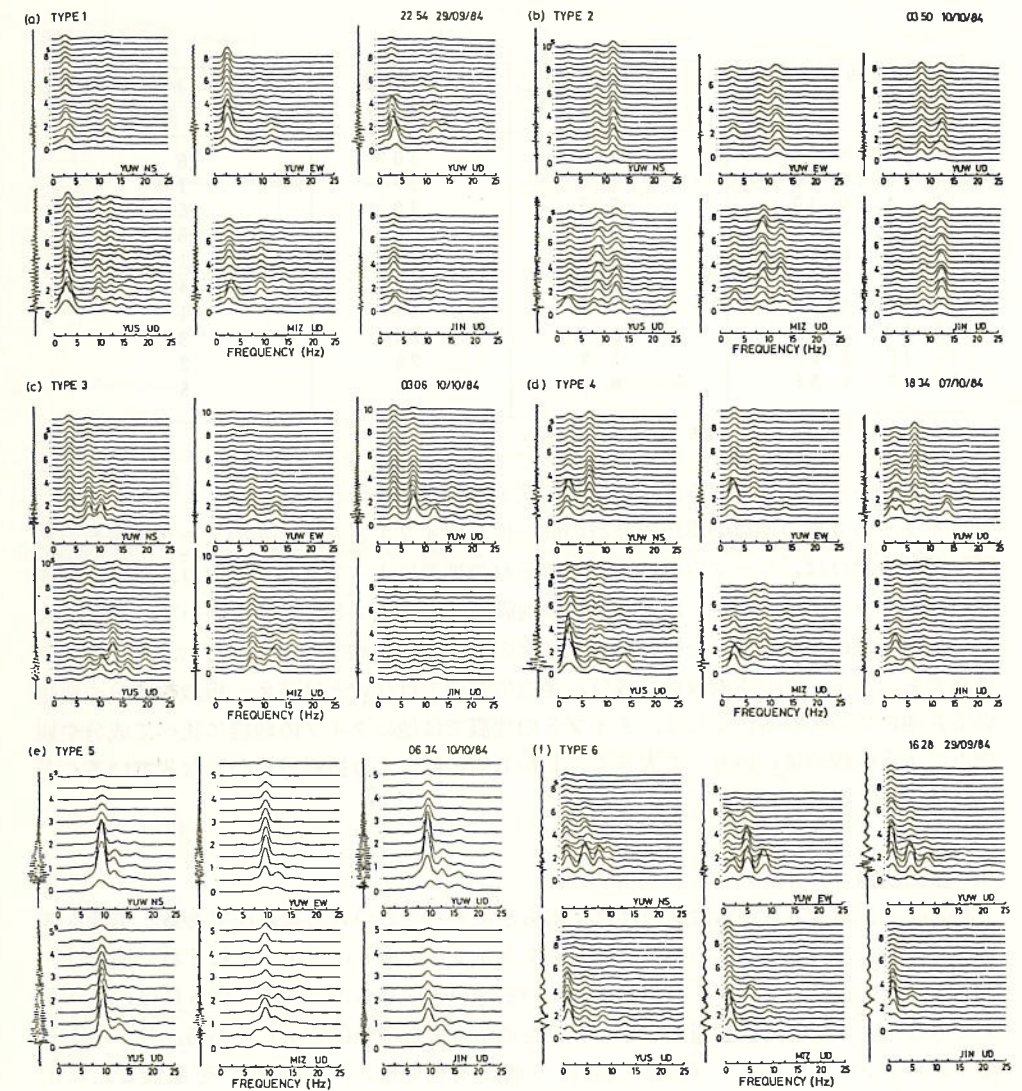


図 4. 特異な地震のランニングスペクトルの例。スペクトルの間隔は 0.5 秒、地震はそれぞれ図 2 の記象に対応。

表 1. 単純なスペクトルの地震

月 日 時 分	最大振幅 (mm-pp)	継続時間 (秒)	スペクトルの型 (図4参照)
9 29 16 28	11.5	18	6
9 29 22 54	7.0	27	1
10 1 10 10	5.5	10	5
10 1 23 13	3.3	6	6
10 3 6 24	5.0	38	1
10 7 18 34	7.7	29	4
10 9 8 49	7.2	15	1
10 10 3 6	8.0	26	3
10 10 3 50	5.2	28	2
10 10 6 34	9.6	6	5

(95 μ kine/mm)

波数はきわめて安定しており、明らかな時間的変化は認められない。

タイプ1の3個の地震の卓越周波数の同一性、タイプ1とタイプ4のピーク周波数の特殊な関係を除けば、ピークの周波数はそれぞれの地震によって異なっており、互いの関連性は無さそうである。しかし、それぞれの地震では、タイプ3の地震を除いて、振幅の大小を無視すれば、全成分、全観測点でピークの周波数は共通である。ただし、タイプ3の地震でも、各ピークの周波数は全成分、全点に共通ではないとは言え、複数の成分や観測点で共通に認められる。これは、タイプ3の地震では他のタイプの地震に比べて成分や観測点による振幅の違いが著しく大きく、しかも周波数により振幅分布が異なっていることを意味すると思われる。

6. 振動軌跡

振動軌跡を調べることも波動の性質を明らかにするための有力な方法である。単純なスペクトルをもつ特異な地震の振動軌跡の例をタイプ別に図5に示す。それぞれの地震は、図2、図4に記象、スペクトルが示されている地震と同じものである。図5には、スペクトルのピークに応じた帯域通過フィルターを通した波形の軌跡を示してある。フィルターはリカーブ・フィルター（斉藤・石井、1969）を用いた。「バンド幅」を地震ごとに上段に示してある。サンプリング周波数は200 Hzである。複数の周波数帯域の成分が卓越している地震では、それぞれの帯域について軌跡を調べた。鉛直面内の軌跡は、原則として、震源が求まったものについては震央方向（R-Epi方向）、その他のものについては湯釜火口中心と観測点を結ぶ方向（R-C方向）、ならびにこれと直交する方向（T方向）の2方向について描いてある。また、各区間の振幅は見やすいようにそれぞれ任意の倍率で描いてある。

各地震とも、初動から1～2秒間の、最大振幅に達するまでの間は、P波的な振動やS波的な振動が交互に出現したり、あるいは混在したりして、振動様式が複雑に変化してい

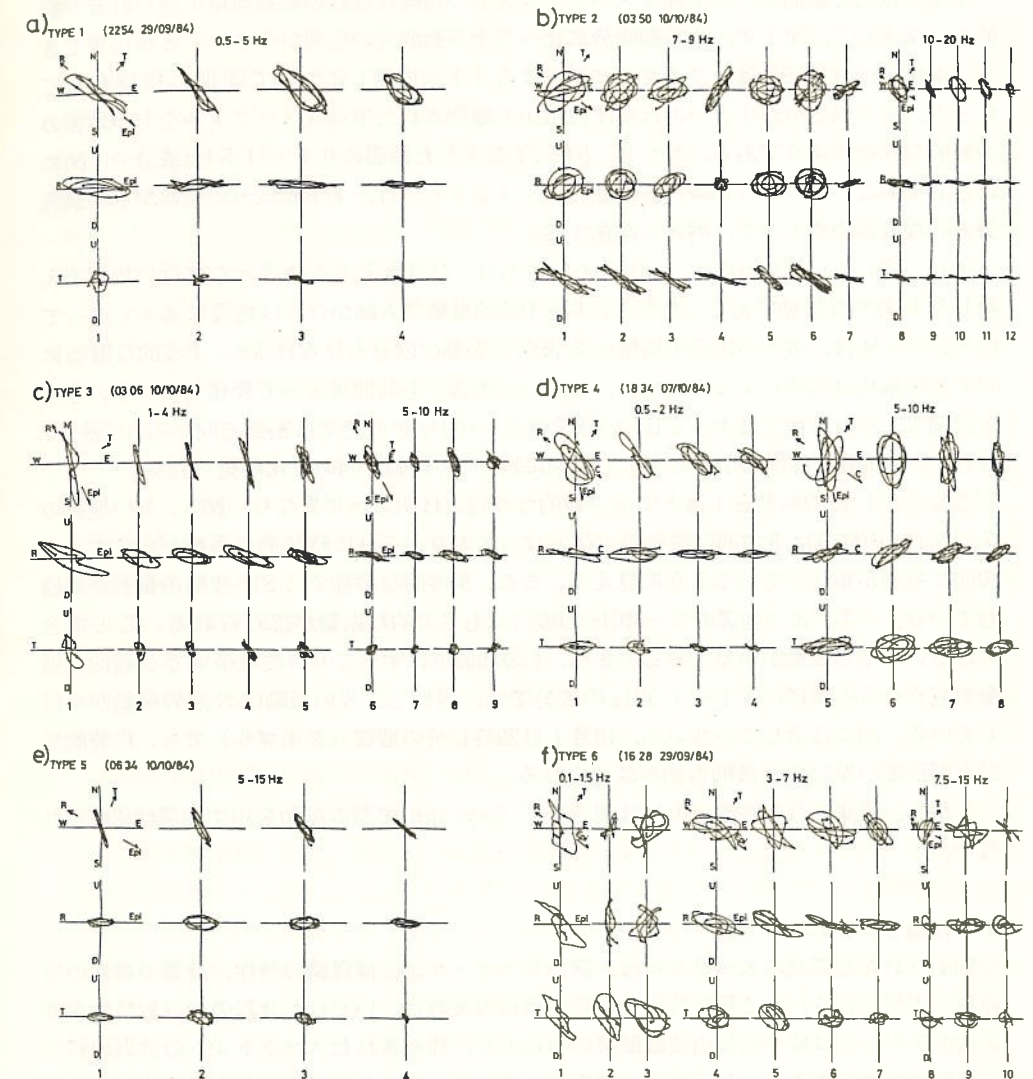


図5. 振動軌跡の例。上から順に、水平面内、R (radial) 方向およびT (transverse) 方向の鉛直面内の軌跡、地震は図2、4の地震に対応。下段の数字は図2に示す表示区間を表す。Epi は震央方向、Cは湯釜火口中心の方向を示す。

る。図5には、振動軌跡が比較的安定している最大振幅以降の部分のみを示してある。

草津白根山で観測された単純なスペクトルをもつ特異な地震の振動軌跡に見られる一般的な特徴として、第1に、水平動成分に比べて上下動成分の振幅が小さいことが指摘できる。浜田・他(1976)は、タイプ1に相当する「T型地震」について同様の指摘をしているが、上下動成分が小さいのは草津白根山で観測された単純なスペクトルをもつ地震の一般的な特徴のようである。ただし、図5, fに示した地震の0.1—1.5 Hz成分や、図には示していない10月1日10時10分の地震(タイプ5)では、上下動成分の振幅が水平動成分と同程度かやや大きく、例外も存在する。

また、概して、振動方向が radial 方向であり、ほぼ水平あるいはそれに近い角度で入射したP波的な振動である。ただし、同じP波的な振動でも細かな点は地震によって違っている。たとえば、多くの場合小振幅のS波的な振動の成分も見られるが、P波的な振動に対する振幅比は地震によって異なり、また同じ地震でも時間によって変化している。さらに、図5, cの地震では1—4 Hzの成分と5—10 Hzの成分では振動方向が約10°違っており、eの地震では区間1から4までの間に約30°の振動方向の変化が見られる。

これらのP波的な振動を主体とする一般的な性質とは明らかに異なり、図5, bの地震の7—9 Hzの成分はS波的な振動が主体となっており、それに時間的に振幅が変化するP波的な振動が重なっているように見える。また、S波的な振動ではSH波型の振動が卓越している。一方、dの地震の5—10 Hzの成分にもS波的な振動が認められる。この場合にはSV波型の振動が明瞭である。また、fの地震ではすべての周波数帯域でS波的な振動が見られる。特に、0.1—1.5 Hzの成分では、区間2, 3の振動はS波的な振動が卓越している。図には示していないが、10月1日23時13分の地震(タイプ6)でも、P波的な振動と同程度の振幅のS波的な振動が認められる。

しかし、観測された地震の中には明らかに Rayleigh 波型の振動を示す地震は認められない。

7 結論とまとめ

観測された地震波のスペクトルは、震源スペクトル、伝播経路の特性、計器の特性の掛け算で表現される。上で見た特異な地震の卓越周波数は、いずれも計器の周波数特性が地動速度に対してほぼ平坦な周波数領域の中にあり、観測されたスペクトルへの計器の特性の影響は無視できる。また、通常地震をも含めて、ほとんどの地震が火口直下の狭い領域に発生しており、地震により伝播経路の影響に大きな差は無いと考えられる。ところが、観測された特異な地震のスペクトルは、通常地震のものとは明らかに異なり、少数の鋭いピークから構成され、しかもピークの周波数はタイプにより、あるいは個々の地震により異なっている。したがって、特異な地震の観測されたスペクトルは、震源スペクトルを強く反映していると考えられる。

タイプ1に相当する「T型地震」については、浜田・他(1976)が諸性質を調べている。その結果、「T型地震」は1) coda waveの周期が一定であり、規則的でゆるやかな減衰を示す、2) 草津白根山では高調波成分も認められる、3) 振動はSH波の性質をもつ、

とされた。これとわれわれの観測結果を比較すると、草津白根山に発生した特異な地震の特徴として以下の点があげられる。

1) 周期が一定の、単一周波数帯の振動が卓越する地震は、通常地震に比較して明らかに長い振動継続時間をもつ地震(タイプ1)だけではなく、通常地震と同程度の短い継続時間の地震(タイプ5)も存在する。

2) 振動継続時間の長い地震でも短い地震でも、単一ではないがたかだか2—3の周波数帯の振動が卓越する地震(タイプ2—4, 6)も存在する。それぞれの周波数成分の振幅は、観測点や成分にもよるが、同程度の場合も少なくない。また、多くの場合、卓越周波数間の関係は不明である。

3) 振動は、多くの場合、ほぼ水平に近い radial な振動、すなわちP波的な振動が主体となっている。SH波型、SV波型の振動も存在するが、少数例である。明瞭な Rayleigh 波型の振動は観測されなかった。

スペクトルがいくつかの鋭いピークにより構成されている地震の例としては、桜島に発生する「C型」微動(加茂・他, 1977; 長宗, 1975)や三宅島で1983年噴火の後に観測された「長周期地震」(清水・他, 1984)などが知られている。加茂・他(1977)によれば、「C型」微動のスペクトルは多くの鋭いピークから成っており、ピークの周波数は基本周波数の整数倍である。基本周波数は個々の微動により違うほか、数10分以上に及ぶ継続時間内で時間的に変化する。また、三宅島の「長周期地震」のスペクトルはいくつかの鋭いピークから成っているが、各ピークの周波数は地震によらずほぼ一定である。また、各ピークの周波数の差は約1 Hzで、ほぼ等間隔である。ところが、草津白根山の特異な地震の場合、ピークの周波数は地震によって違うとともに、ほとんどの地震では、隣り合うピークの周波数の間に明瞭な規則性は認められない。ただし、例外的に、9月29日16時28分(タイプ6)と10月10日03時06分(タイプ3)の地震のスペクトルにはおおむね規則的なピークの配列が見られた。9月29日の地震の場合(図4, f), 初動後1秒から2秒の間に見られる10 Hz以下の3つのピークは、周波数の差が3.5—4.0 Hzで、ほぼ等間隔に並んでいる。10月10日の地震では(図4, C), 微小なピークまで含めると、YUWの上下動成分に見られるピークの周波数(約4, 8, 12, 16, 20, 24 Hz)は、最低周波数のほぼ整数倍になっている。また、しいて言えば、YUSのピークのうち7.5 Hz以上のピーク(約8, 10.5, 13, 16, 20 Hz)は、隣り合うピークの周波数比が1.2—1.3でほぼ一定である。また、すべての地震で、各ピークの周波数は安定しており、明瞭な時間的な変化は認められない。

草津白根山で観測された特異な地震は、スペクトルが単純と言う共通の特徴があるが、細かな点ではタイプによりスペクトルや振動軌跡の特徴に違いがある。たとえば、これまでに述べたように、スペクトルの上では卓越周波数が単一の地震(タイプ1, 5)と複数の地震(タイプ2—4, 6)がある。また、卓越周波数が複数の地震でも、各周波数成分の振幅比が観測点や成分によらずほぼ一定の地震(タイプ2)と大きく変化している地震(タイプ3, 4, 6)がある。さらに、振幅の時間的な減衰がピークによって大きく違う地震(タイプ2, 4)と違う地震(タイプ3, 6)が存在する。振動軌跡の面では、は

とんどが P 波的な振動であるが、周波数成分によっては SH 波型や SV 波型の振動が明瞭に認められる地震(タイプ 2, 4, 6)もある。したがって、これらの全地震を単一の発生機構で説明することは、複雑な機構を考えても困難であろう。互いに震源が近接しているにもかかわらず、発生機構はタイプによって、あるいは、タイプ 1 の 3 個の地震を除いて、地震ごとに異なる可能性がある。たとえば、radial 方向の一定周期の振動から成るタイプ 1 や 5 の地震は、体積をもつ震源の様な伸び縮み振動のような単純な機構で説明できる可能性がある。しかし、複数の振動が卓越し、一方の振動は S 波的で他方は P 波的な振動であるタイプ 2 や 4 の地震については、ねじれ振動と伸び縮み振動の双方から成る発生機構を考えねばならないだろう。また、P 波的な振動から成る地震でも、周波数によって振動方向が違い、振幅の時間的減衰の速さも異なり、ピークどうしの振幅比も観測点により変化しているタイプ 4 の地震については、高次モードの振動を考慮する必要があるのかもしれない。各地震の発生機構を特定するのは、今回の観測結果だけでは困難であり、今後、多点で 3 成分観測を行なう必要がある。

文 献

- 浜田信生・神宮博・生本光二(1976): 減衰の遅い終期微動を伴う火山性地震について。火山, 第 2 集, 21, 167—183.
- 加茂幸介・古沢保・赤松純平(1977): 桜島の火山性微動の性質について。火山, 第 2 集, 22, 41—58.
- MINAKAMI, T., S. HIRAGA, T. MIYAZAKI and S. UTIBORI (1969): Fundamental Research for Predicting Volcanic Eruptions (Part 2). Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 839—949.
- 長宗留男(1975): 桜島における C 型微動について。火山, 第 2 集, 20, 157—168.
- 斉藤正徳・石井吉徳(1969): 簡単な Recursive フィルター。物理探鉱, 22, 527—532.
- 清水 洋・植木貞人・小山順二・高木章雄(1984): 1983 年三宅島噴火にともなう地震の発生機構。火山, 三宅島噴火特集号, S81—S100.
- 渡部暉彦・増谷文雄・行田紀也・辻 浩・植木貞人・清水 洋・三品正明(1985): 草津白根火山の地震観測(1984 年 9 月 25 日～10 月 10 日)本報告書。

4. 草津白根山における辺長測量(基線網の作成と観測結果)

東京大学地震研究所

竹田豊太郎・小山 悦郎

辻 浩・行田 紀也

ELECTRO - OPTICAL DISTANCE MEASUREMENTS ON THE KUSATSUSHIRANE VOLCANO

Toyotaro TAKEDA, Etsuro KOYAMA, Hiroshi TSUJI and Noriya GYODA
Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. はじめに

草津白根山集中観測の一環として辺長測量を実施したので、その概略を報告する。

白根火山の今世紀に入ってから主な噴火活動は、1902, 1932 それに 1942 年に起っており、近年では水釜北東部に直径 50—60 m の噴火口を生じさせた 1976 年の活動と湯釜火口北西部を中心とする 1982 年以降の小規模かつ断続的な活動をあげることができる。これらの噴火活動はいずれも水蒸気爆発を伴っており、かつその結果としての爆裂火孔が直線的配列になるのが特徴である。この地表弱線の存在は地下構造・噴火機構の反映と思われるが、これを解釈する資料は少ない。

1902 年の弓池付近での活動を除けば、上述の火口はすべて湯釜を中心とする直径 1 km の範囲に存在しており、地殻変動の原因をこの地域下方に限定することが可能である。従って、この地域の地殻変動の動行を監視することで、火山噴火機構の解明と長期的噴火予知の一手段として役立てることが期待できる。

今回は第 1 回目の測定結果だけなので、その変動等についての議論はできないが、現時点における基礎的資料を得ることができたものと思れる。

2. 測量基線網

第 1 図に 1984 年 7 月に整備を完了した、白根火山の辺長測量基線網を示す。基線網を構成する 5 個の基準点は、約 1 m の深さの基礎から直径 20 cm のヒューム管を立ち上げ、その頭部にステンレス製の標識を取付けた構造となっている。5 基準点相互を結ぶ測線中、第 1 図に示した 5 測線が見透し可能であり、その測線長は 1.2—2.6 km の範囲にある。

基準点の選定にあたっては、基準点相互間の高低差がなるべく小さくなるように心掛けた。実際の測量では、器機の展開の容易さが作業能率を大きく左右し、結果的に測定間隔に影響することになるので、基準点(000)を除く 4 点は自動車に接近できる場所に設置されている。ただし、この地域は冬期間の積雪により 11 月から翌 4 月まではこの種の測定

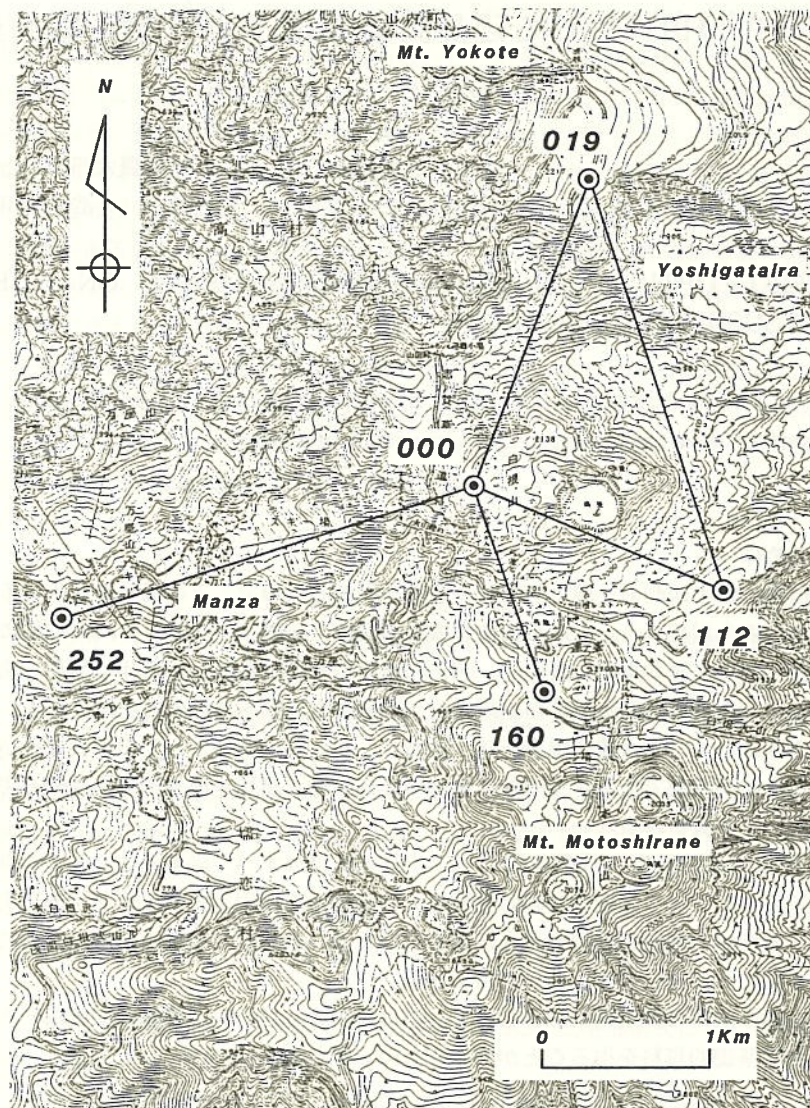


図1. 草津白根山の辺長測量基線網

は不可能にちかく、最小測定間隔は確実にところ1年ということになる。

基準点(000)はこの測量網のかなめの位置にあり、この点を失うことは測量網全体の価値を失うことに等しい。特に、噴火活動が活発になった重要な時点で、最初に近づけなくなるという事態も想定できる。今後これらの欠点を改善し、測量網全体を拡充・整備する必要がある。

3. 辺長測定

測定は光波測距儀として HP 社 Model-3808 A を使用して、1984年9月21日に実施した。測定値に対する気象補正は、測線の両端で測定された気温、気圧、水蒸気圧それぞれの平均値を採用して行った。

測定精度を直接左右する HP 社 3808 A の器機定数と変調周波数については、今回の測定とは関係なくこれまでも追跡されており、今回の測定の前後にその数値と安定性についての検定が行れた。実際の測定で特に配慮した点は、基準点上の器機の設置高の測定を慎重に行ったことである。これは、地形上の制約等で基線の傾斜が大きい場合に、器機設置時の差から生ずる測定長への補正量が無視できなくなるからである。

表1. 辺長測定結果

(Unit in m)	
BASE-LINE	CHORD-DISTANCE
000-019	1 959.255 ±0.0013
000-112	1 577.976 ±0.0016
000-160	1 254.609 ±0.0014
000-252	2 626.308 ±0.0019
019-112	2 568.273 ±0.0018

その他の具体的な測定方法・手順等の詳細は省略し、参考までに各測線の測定結果のみを第1表に示した。表は測定距離の相対精度が 1×10^{-6} 程度であることを示している。このことは、同精度の測定を繰返すことによって 2×10^{-6} 程度の地殻歪を有意な変化として検知できることを意味する。

前に述べたように、今後、ある程度の火山活動が起っても測定を確保できるよう測量網を検討・整備すると共に、より精度の高い測定が望まれる。ただ、この測量は測定間隔を縮めるという点で決定的に不利であるから、より短期的かつ精細な地殻変動を把握するには、傾斜観測等の連続量による観測を併用すべきと思われる。

引用文献

- 気象庁観測部地震課、前橋地方気象台(1982): 1982年10月26日草津白根山の噴火。火山噴火予知連絡会会報, 26, 1-8.
- 下鶴大輔他(1978): 草津白根火山の1976年の水蒸気爆発と、それに関連した集中火山観測。地震研究所彙報, 53, 569-580.
- Tsuya, H. (1933): Explosive activity of Volcano Kusatsu-sirane in October, 1932. Bull. Edrthq. Res. Inst., 11, 82-112.
- 東京工業大学工学部, 上智大学理工学部(1984): 草津白根火山1982-1984年の活動と地球化学的研究(その4)。火山噴火予知連絡会会報, 31, 15-21.

MINAKAMI, T. et al. (1942): Explosive activities of Volcano Kusatsu-sirane during 1938 and 1942 (Part II). Bull. Edrthq. Res. Inst., 20, 505 — 526.

5. 浅間・草津白根山周辺の重力精密測定 ——1984年10月——

北海道大学理学部 渡辺 秀文*・前川 徳光
東京大学地震研究所 小山 悦郎・田島 広一

CHANGES IN GRAVITY OVER THE ASAMA AND THE KUSATSUSHIRANE VOLCANOS — OCTOBER 1984 —

Hidefumi WATANABE¹⁾, Tokumitsu MAEKAWA¹⁾, Etsuro KOYAMA²⁾, and
Hirokazu TAJIMA²⁾

¹⁾ Faculty of Science, Hokkaido University

²⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. はじめに

火山活動を監視する目的で浅間・草津白根山周辺の重力精密測定が、1967年以来数回にわたって行なわれている(田島ほか, 1978; 深澤ほか, 1982)。1984年10月草津白根火山の集中総合観測の一環として、浅間火山を含めた広範囲の地域で再度重力測定を実施したので、その結果を報告する。なお、1982年8月に浅間山周辺の数点でトレーニングを兼ねた測定を実施したので、本報告にはその際の結果も含めた。

2. 測定とその結果

今回(1984年)の測定に際しては、前回までに設置されていた10数点の重力点と、それにさらに10点を追加した。これはこの地域に集中総合観測が実施されるようになって、水準点が増設され、重力点の設定が容易に行なえるようになったためである。これら重力点の分布を図1に示す。黒丸で示した点は前回までに設定されていた点で、白丸が今回新しく増設した点である。

測定には4台の LaCoste & Romberg 重力計G型を使用した。その4台は北海道大学理学部のG-31・G-375と東京大学地震研究所のG-581および国立極地研究所所属のG-183の重力計である。

* 現在：東京大学地震研究所

Now at Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.

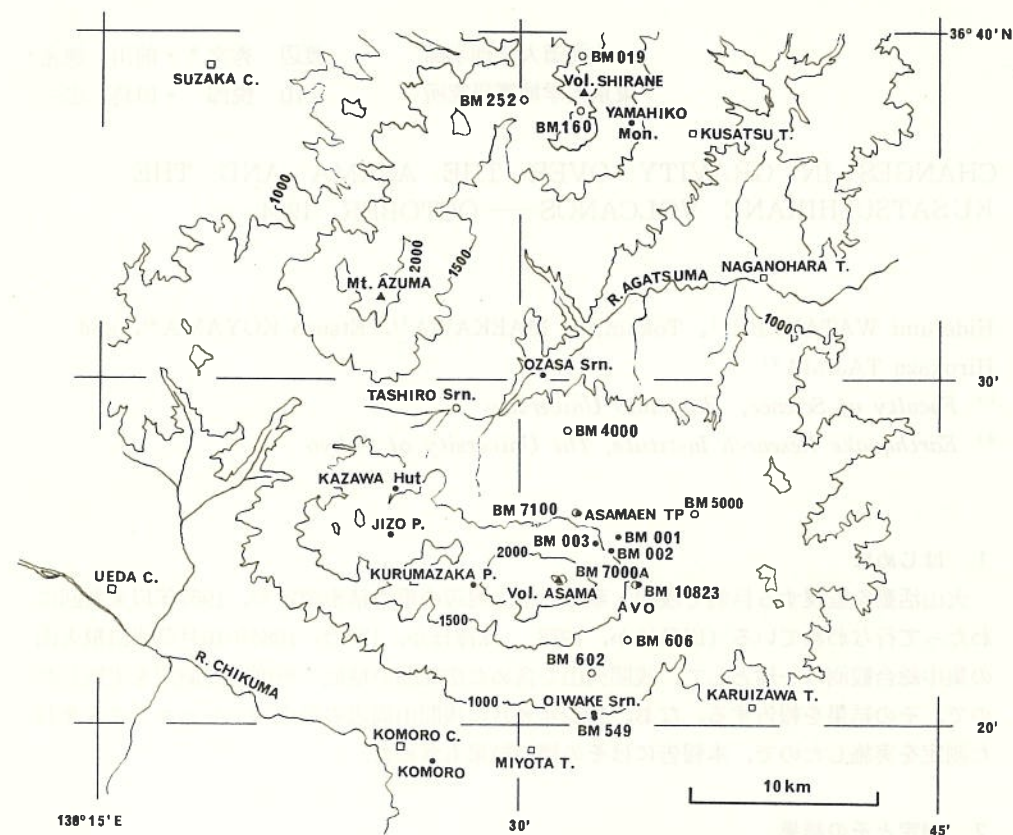


図1 重力点の分布
黒丸は既設点、白丸は新設点

表1 4台重力計の BM 7000 A を基準とした各点における重力差と
平均値および偏差

Srn.: 神社 P.: 峠 Mon.: 記念碑

Location	G-31	G-183	G-375	G-581	Mean	G-31	G-183	G-375	G-581
				(mgal)	(mgal)	Deviation			(μgal)
BM 7000A	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10823	0.052	0.059	0.034	0.035	0.045	+ 7	+ 14	- 11	- 10
OIWAKE Srn.	90.709	90.727		90.691	90.709	0	+ 18		- 18
BM 549	91.263	91.274	91.250	91.246	91.258	+ 5	+ 16	- 8	- 12
KOMORO	122.757	122.785	122.670	122.742	122.739	+ 18	+ 46	- 69	+ 3
KURUMAZAKA P.	-120.716	-120.763	-120.778	-120.719	-120.744	+ 28	- 19	- 34	+ 25
JIZO P.	- 61.273	- 61.223	- 61.284	- 61.230	- 61.253	- 20	+ 30	- 31	+ 23
KAZAWA Hut	- 5.220	- 5.213	- 5.276	- 5.229	- 5.235	+ 15	+ 22	- 41	+ 6
BM 001	- 1.962	- 1.933	- 1.984	- 1.960	- 1.960	- 2	+ 27	- 24	0
4000	61.675	61.679	61.586	61.633	61.643	+ 32	+ 36	- 57	- 10
OZASA Srn.	109.094	109.168	109.054	109.063	109.095	- 1	+ 73	- 41	- 32
TASHIRO Srn.	67.767	67.831	67.692	67.742	67.758	+ 9	+ 73	- 66	- 16
BM 606	24.081	24.077	24.060	24.052	24.068	+ 13	+ 9	- 8	- 16
602	49.909	49.875	49.843	49.859	49.872	+ 37	+ 3	- 29	- 13
002	- 18.240	- 18.238	- 18.276	- 18.262	- 18.254	+ 14	+ 16	- 22	- 8
003	- 29.795	- 29.757	- 29.795	- 29.773	- 29.780	- 15	+ 23	- 15	+ 7
5000	23.792	23.825	23.823		23.813	- 21	+ 12	+ 10	
ASAMAEN TP	- 1.239	- 1.150	- 1.218	- 1.229	- 1.209	- 30	+ 59	- 9	- 20
BM 7100	- 0.044	0.030	- 0.024	- 0.053	- 0.023	- 21	+ 53	- 1	- 30
YAMAHICO Mon.	- 0.216	- 0.222	- 0.206	- 0.208	- 0.213	- 3	- 9	+ 7	+ 5
BM 160	- 98.438	- 98.552	- 98.480	- 98.467	- 98.484	+ 46	- 68	+ 4	+ 17
019	-130.098	-130.197	-130.117	-130.144	-130.139	+ 41	- 58	+ 22	- 5
252	- 44.224	- 44.309	- 44.227	- 44.218	- 44.245	+ 21	- 64	+ 18	+ 27

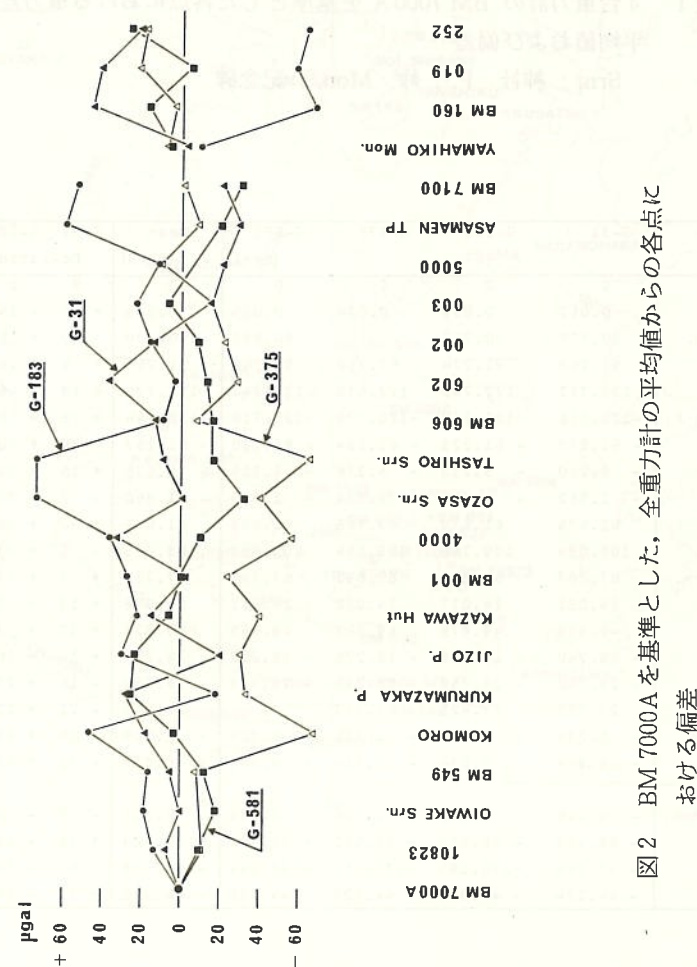


図2 BM 7000Aを基準とした、全重力計の平均値からの各点における偏差

基準の点としては、前回までは浅間火山観測所敷地内に設置されている国土地理院の水準点10823を使用していたが、今回は同観測所の建物の中に新しく設けられた BM7000Aを出発点として、次に BM 10823を測って測定地域に出かけ、帰った際に逆の順に測定するという方法を採用した。

測定は4台一緒に行動して各路線毎に往復測定を実施し、2つの路線相互間では2～6点を重複測定し、路線間の結合をより良くするよう努めた。

計算は一般に採用されている方法で、地球潮汐定数を1.2とした潮汐補正とドリフト補正を施し、各重力計毎の基準点からの重力差を算出した。その結果を表1に全重力計の平均値からの偏差と共に示した。また、その偏差の状況を図2に示した。

この図において、G-183とG-375は他の2台に比べて偏差が大きいという傾向が認められる。その一因として、G-183を除く3台はリード・アウト機構を有し、電流計による零位法の読取を行なっているが、G-183についてはこの機構がないため、通常行なわれている接眼鏡を覗いてビームを零点に移動する方法を採用したことが考えられる。また、G-375の大きな偏差はこの測定期間を通じて、異常にドリフトが大きかったことに起因している。G-375のドリフト量は初日の10月5日には9時間程で1.4 mgalに達し、時間当りのレートが150 μgalであった。したがって、当日のG-375の結果は採用していない。そのため、表1のG-375には追分神社(OIWAKE Srm.)の値がない。その後のドリフトも大きく、日によってドリフト・レートは20～100 μgal/hr.であった。ドリフトが大きくなるとその大きさに応じて非直線性が大きく現われ、どうしても、ドリフト補正で補正しきれず精度が悪くなるのである。これらが原因で両重力計の偏差が大きかったのであろう。

それに比べ、G-31・G-581の偏差はおおよそ±20 μgal以内であって、起伏の多い山岳部としては良い精度で測定されたものと思う。ただし、G-581の10月8日の測定で、一時的なコネクタの接触不良かと思われる短時間の異常ドリフトがみられ、天丸山のBM 5000で往復差200 μgalを超える値が出たので、この結果はデータから除いてある。

このように、今回の測定は必ずしも順調に行なわれたというわけではなく、十分な精度ではないが、4台重力計によって得られた重力値の平均を今回の最終結果として、前回までの値と比較することとする。

3. 前回までの結果との比較

1976年以降今回まで、5回にわたる測定結果を BM 10823を基準として表2に示す。このうち1976年8月の山媛呼碑(YAMAHIKO Mon.)の値の括弧は、この時点では石碑の基礎が完成しておらず、後に化粧の施工で19 cm 程測定点が高くなったため、高さの補正をした値であることを示している。

この表の値をそれぞれの点について、時間との関係で示したのが図3である。20 μgalを超える変化量が1981・82年に多くみられる。特に、81年の大笹神社(OZASA Srm.)の減少が目立つが、この年の報告(深澤ほか, 1982)をみると、3台重力計で測定していて2台の値はよく揃っている(2 μgal)が、その値に比べ1台が異常に小さな値(50 μgal)を

表2 現在まで測定した各点における BM 10823 との重力差

Location	1976 Aug.	1977 Nov.	1981 Oct.	1982 Aug.	1984 Oct.
BM 10823	0	0	0	0	0
OIWAKE Srn.	90.675	90.686	90.650		90.664
BM 549		91.218	91.186	91.197	91.213
KOMORO	122.693	122.694	122.677	122.657	122.694
KURUMAZAKA P.	-120.754	-120.753	-120.760	-120.728	-120.789
JIZO P.	- 61.270	- 61.282	- 61.294	- 61.281	- 61.298
KAZAWA Hut	- 5.270	- 5.248	- 5.279		- 5.280
BM 001		- 1.996	- 2.027	- 2.015	- 2.005
OZASA Srn.	109.045	109.041	108.992		109.050
BM 002			- 18.299		- 18.299
BM 003			- 29.824		- 29.825
ASAMAEN TP	- 1.260	- 1.274	- 1.259		- 1.254
YAMAHICO Mon.	(- 0.260)	- 0.260	- 0.250		- 0.258

unit : mgal

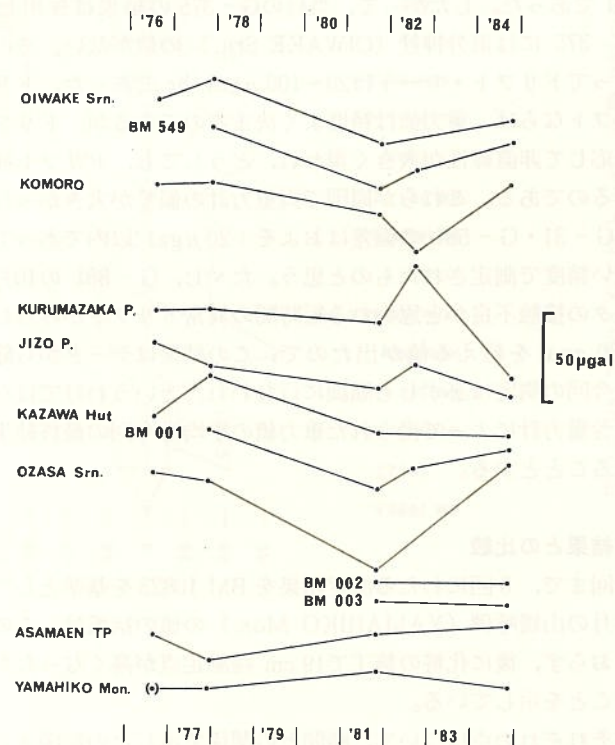


図3 現在まで測定した各点における重力値の推移

示している。このため、この1台の結果にひかれて小さな値を示したと考えられる。今回の測定で77年以前の状態に戻っていることからしても、このように考えるのが妥当であろう。また、82年に大きな増減がみられるが、この年の測定は前述したようにトレーニングを兼ねた、しかも重力計1台だけの結果なので、誤差も大きく他の結果と同列には評価できないであろう。このような事情を考慮に入れて全体をみると、1976年から82年までは多くの点で僅かながら重力の減少、82年以降に増加に転じたようにみられる。このことは逆に、基準としたBM 10823 でこれらの点に較べ82年以前では重力値が増加、82年以降では減少したと考えることもできる。一方、1976年から82年にかけて浅間火山の火口に近づくに従って沈降量が増加しているとの報告（宮崎ほか、1982）があり、この事実とBM 10823 の82年までの重力増加は調和的である。さらに1982年以降について、火口からBM 10823 とほぼ等距離にあるBM 001・BM 002・BM 003 は、BM 10823 と比較するとあまり変化がみられない。これはBM 10823 とこれらの点と同じ動きをしていると考えられ、しかも、BM 10823 の重力値が減少したとすれば82年以降火口が隆起に転じたとも推測できる。BM 001・BM 002・BM 003 は新設点であり、上下変動が今のところ分っていないので、明確なことは結論できない。

一方、草津白根山周辺での前回の測定と比較できる重力点は、BM 10823 とほぼ等重力の山媛呼碑（YAMAHICO Mon.）1点が設置されているだけである。この点はBM 10823 との比較では、図3でみられるようにほとんど変化なしと考えられる。ということは、前述のBM 10823 の重力増減という想定を認めれば、この点も1982年を境にして、前は増、後は減という傾向があったといえるかもしれない。いずれにしても、草津白根山周辺では時間的な変化を追える点はこの1点だけであり、また、水準測量も行なわれていないので、今までの結果だけで何かの結論をくだすのは困難である。たゞ、今回白根山周辺の水準点3点（未測量）の重力値を測定したので、今後、これらの点での重力変化の検知が期待できるであろう。

4. おわりに

1984年度の草津白根火山の集中総合観測に際して、過去4回測定した浅間火山地域を含む10数点について、重力の精密測定を実施した。また、これら地域に10点の重力点を増設した。

今回測定の結果はトラブルもあり良い精度であったとはいえないが、測定精度を考慮のうえ、浅間火山地域について前回までの値と比較すると、基準にとったBM 10823 が1976年から82年までは僅か増加、82年以降は減少傾向にあるようにみえる。この82年までの増加傾向は水準測量の結果と調和的である。82年以降では水準測量がなされていないのではっきりはいえないが、この重力変化を認めるならば、火口周辺で隆起に転じているのではないかと推測できる。

白根火山地域については、時間変化を検出するための比較できる点が1点であり、当地域全体の時間変化や火山活動に伴う重力値変化の検出はできなかったが、この1点では浅間山地域内のBM 10823 とほぼ同じ傾向の重力変化を示している。

今回草津白根山地区に3点、浅間山地域に7点の重力点を増設したので、今後測定を継続すれば、両火山の活動状況をみるうえで有効であろう。

謝 辞

国立極地研究所の神沼克伊教授には、測定に際して重力計の借用を快くご承諾下さった。また、地震研究所の村田一郎助教授には本稿の査読をしていただき、有益な助言を賜った。ここに感謝の意を表する。

文 献

- 深澤秀之ほか(1982): 浅間山周辺の重力精密測定(2), 浅間山集中総合観測報告(昭和56年), 45—51.
宮崎務ほか(1982): 浅間火山における水準測量, 浅間山集中総合観測報告(昭和56年), 25—30.
田島広一ほか(1978): 浅間・草津白根山周辺の重力異常と重力精密測定, 地震研究所彙報, 53, 509 — 522.

6. 草津白根山における全磁力および電気抵抗測定

気象庁地磁気観測所

原田 朗・大地 洸
山本 哲也・仲谷 清
徳本 哲男

OBSERVATION OF THE GEOMAGNETIC TOTAL FORCE AND ELECTRICAL RESISTIVITY ON KUSATSU-SHIRANE VOLCANO

Akira HARADA, Kou OHCHI, Tetsuya YAMAMOTO, Kiyoshi NAKAYA
and Tetsuo TOKUMOTO
Kakioka Magnetic Observatory

1. はじめに

草津白根山における全磁力測定は、1976年3月水釜における水蒸気爆発に関連する集中観測以後ほぼ定期的に、また電気抵抗測定は1981年VLFによる測定がそれぞれ東京大学地震研究所と地磁気観測所の共同により実施されてきた。

これらの測定結果はそのつど火山噴火予知連絡会などに報告^{1), 2), 3), 4), 5), 6), 7)}されている。今回の集中観測においては1984年10月1日～5日の期間に全磁力およびVLFによる大地比抵抗の測定を実施した。測定の結果等について以下に報告する。

2. 全磁力測定

(1) 測 定

測点の配置を図1に示す。測点は17点で、主として湯釜、水釜の活動域を中心に配置してある。測定にはG 816型プロトン磁力計を使用し、各測点とも毎正分値(5個のサンプリングの平均値)15個の測定を行った。また日変化等外部磁場変化の補正のため、山頂ロープウェイ駅北側に参照点を設けて、G 805型プロトン磁力計により連続測定も実施した。前回までの参照点は本白根ロッジを使用していたが、今回は同ロッジが取り壊されていたため山頂駅を利用した。このためロープウェイの運転に伴い階段状の擾乱(2.0 nT～2.8 nT)が測定値に認められた。この擾乱は基準点である八ヶ岳地磁気観測所の測定値との比較により補正された。各測点における測定値は前回までの方法と同じように、10月4日～5日の2日間の夜間0時から2時59分の参照点の3時間平均値により八ヶ岳との差を求め、この夜間値差を介して各測点と基準点の差を求めた。

火山活動は1982年10月以降1984年5月までは活動的で、日本活火山総覧によると5回の小規模な水蒸気爆発が発生している。今回の測定において測点7, 11, 13は1983年11月13

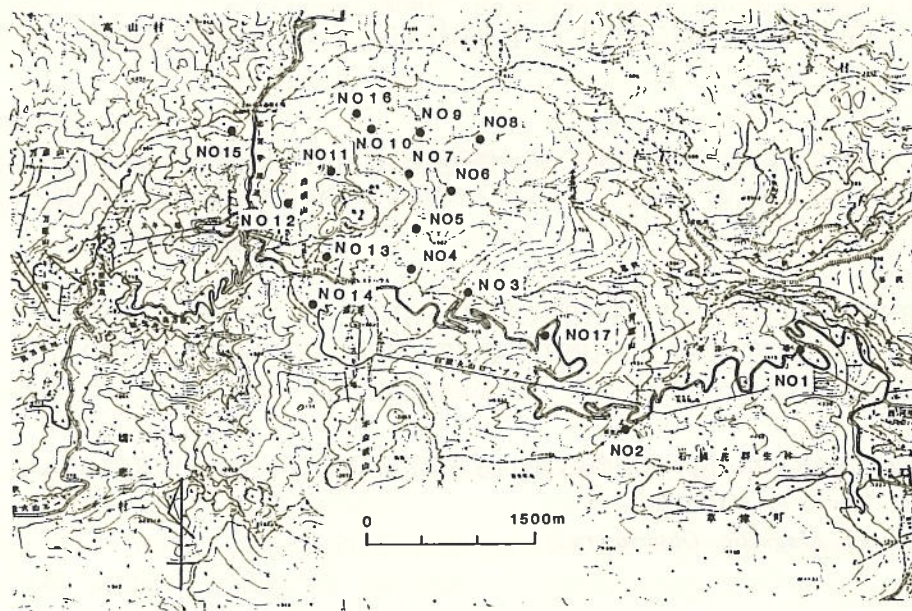


図1 全磁力測点分布

日の爆発によると推定される噴石により測点杭が折れるなどの被害を受けていた。これらの測点杭は今回の観測において復元された。測点杭が以前の位置を再現しているかどうか、測定結果の考察には慎重な取扱が必要であるが、被害を受けなかった他の測点の永年変化と比較するかぎりではおおむね良好に復元されていると思われる。

(2) 測定結果

図2に各測点と八ヶ岳との全磁力差の経年変化と火山の活動状況を火山性地震の月別回数により示す。1982年までの測定は火山活動が静穏な時期に実施されているが、今回の測定は活動期の後で実施されたことが注目される。全体的に見ると多くの測点でゆるやかな減少の傾向を示し、この原因は同地域と八ヶ岳との永年変化の差によるものと考えられる。そこで、活動域から離れ、測定値の信頼性も高いと見られる測点1の永年変化を同地域を代表する永年変化とみなして各点の測定値に補正して火山活動に伴う変化を抽出することとした。図3にこの永年変化分を補正した結果を示す。各測点の変化の特徴は次のようにまとめられる。

1) 1976年～1982年の各測点の変化の状況をみると、湯釜、水釜の活動域のほぼ北側の測点のうち7、9、10、11および16の測点で減少を示し、同活動域のほぼ南側、東側の測点のうち4、5、6および13は増加を示している。これに対して1982年～1984年の変化の状況は、湯釜、水釜の活動域のほぼ北側に位置する8、9、10、11および16の各測点が増加を示し、同活動域のほぼ東側および南側に位置する5、6および7では減少を示した。

2) 測点13は活動域のほぼ南側の地域の測点であるにもかかわらず、今回の測定では1982年以前と同様の増加の傾向を示しているが、これは前述の噴石の被害による検出器の再現性に問題がある恐れもあるので、今後の測定結果を見て議論することが適当と思われる。

3) 活動域から離れている測点(2、15等)は今回の活動期の前後で特に有意の変化は認められない。

これまで述べたように活動期の前後で全磁力の変化傾向が変わったという結果が得られた。

図4に1976年～1982年における全磁力変化の増加又は減少を示した地域を、図5に1982年～1984年における同様の変化の地域をそれぞれ示した。これらの結果と火山活動を関連

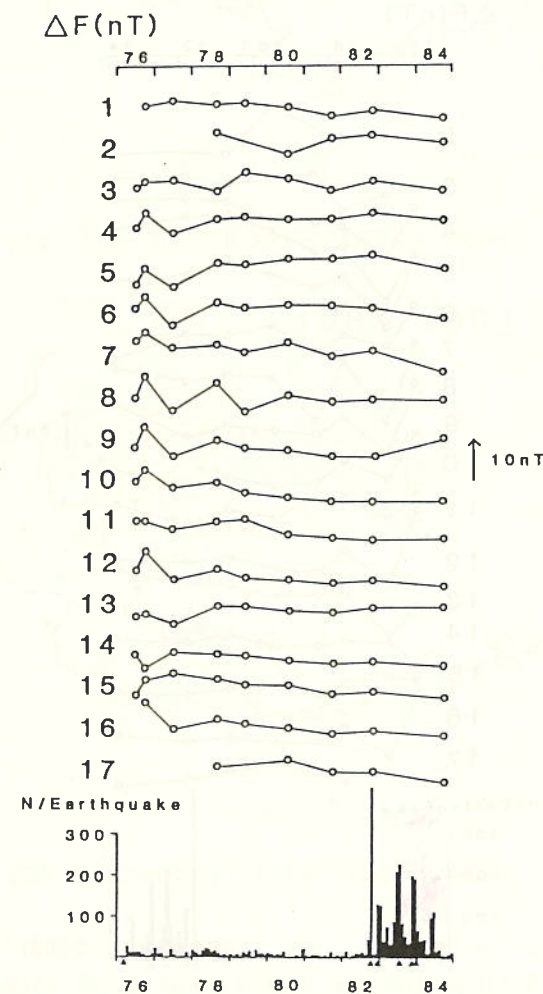


図2 八ヶ岳を基準とした各測点の全磁力の経年的変動と火山性地震の月別回数
▲印は爆発を示す。

づけてみると次のようなことがいえる。

1982年以前の変化は湯釜北側の地下の一部が帯磁することに伴う変化として説明される。今回の変化は1982年以後の火山活動に伴い、水釜北東部の地下が加熱され消磁したとすれば説明できるであろう。今回の変化もこれまでの変化と同様に東西南北1 km程度の比較的狭い範囲でおこっているの、これらの原因となっている帯磁、消磁も地下の比較的浅い部分でおこっているものと思われる。

3. VLF による大地比抵抗測定

今回の集中観測における VLF による大地比抵抗測定は、図6に示す全磁力測点および

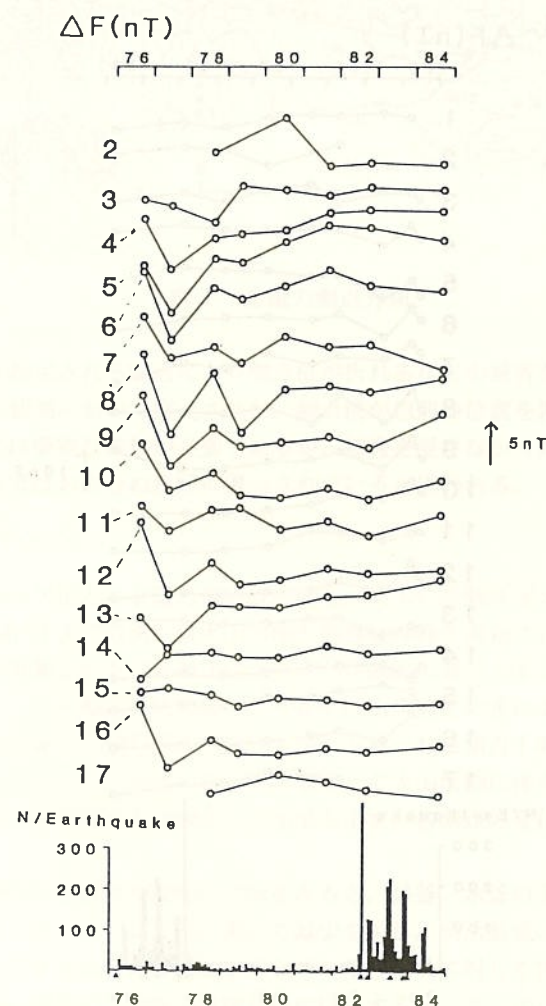


図3 測点1を基準とした各測点の全磁力の経年的変動と火山性地震の月別回数
▲印は爆発を示す。

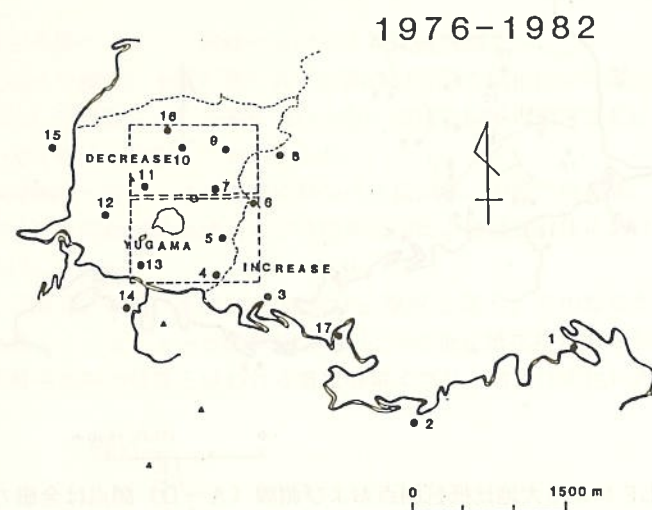


図4 1976～1982年における全磁力変化の傾向

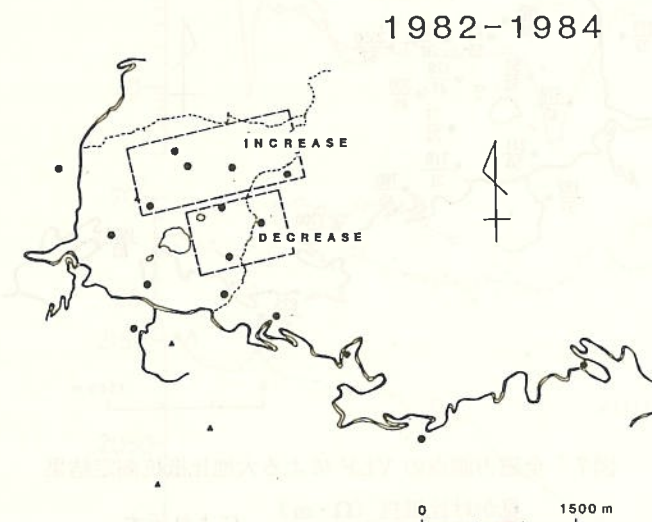


図5 1982～1984年における全磁力変化の傾向

湯釜と水釜の活動域を横断するA～D測線について測定を実施した。測定には17.4kHzの超長波（愛知県依佐局）を用い、直交する電場、磁場の比から見かけ比抵抗とその位相差を求めた。測定深度の概略の目安としては、 $1\text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ で100 m、 $100\Omega\cdot\text{m}$ で30 m程度である。

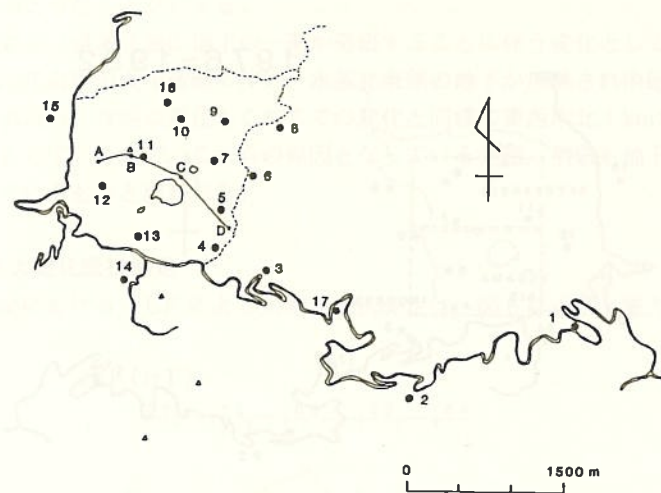


図6 VLFによる大地比抵抗測点および測線(A-D)測点は全磁力測点と同じ

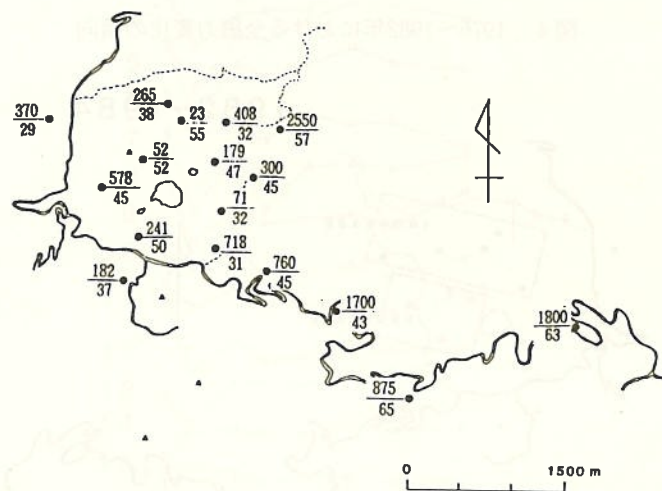


図7 全磁力測点のVLFによる大地比抵抗測定結果

見かけ比抵抗 ($\Omega \cdot m$)
位相差 (度) により示す。

(1) 全磁力測点における大地比抵抗測定

図7に各測点における見かけ比抵抗(上段)および位相差(下段)の測定結果を示す。比抵抗の分布は、噴気地帯に近い測点(10, 11)は $100 \Omega \cdot m$ 以下の低い値を示し、活動域から離れた測点では数百 $\Omega \cdot m$ 又はそれ以上の高い抵抗値を示している。測点5は $71 \Omega \cdot m$ と低い値を示しているが、この原因は明瞭ではないが次の活動域を横切る測線につ

いての測定結果が参考になると思われる。

(2) 活動域を横断するA~D測線における大地比抵抗測定

測点5付近から湯釜、水釜の間を抜けて測点11を経て尾根伝いに地蔵岳北の鞍部に至る長さ約1.5 kmの測線において測定を行った。測定の間隔は通常は40m、場所によっては20mあるいはそれよりも短いこともあった。

図8に測定結果を示す。図の上段に見かけ比抵抗値、中段に位相差、下段に測線の高度をそれぞれ示す。見かけ比抵抗および位相差の○印の値は1981年におけるほぼ同じ場所の測定結果を示している。

全体として見ると湯釜、水釜付近が $20 \Omega \cdot m$ 程度と低く、その地域から離れるにつれて高比抵抗となっている。A~B間に $10 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯があるが、これは北側斜面に見られる噴気地帯の延長と思われる噴気地帯に当り、地表は灰色に変色しており、位相

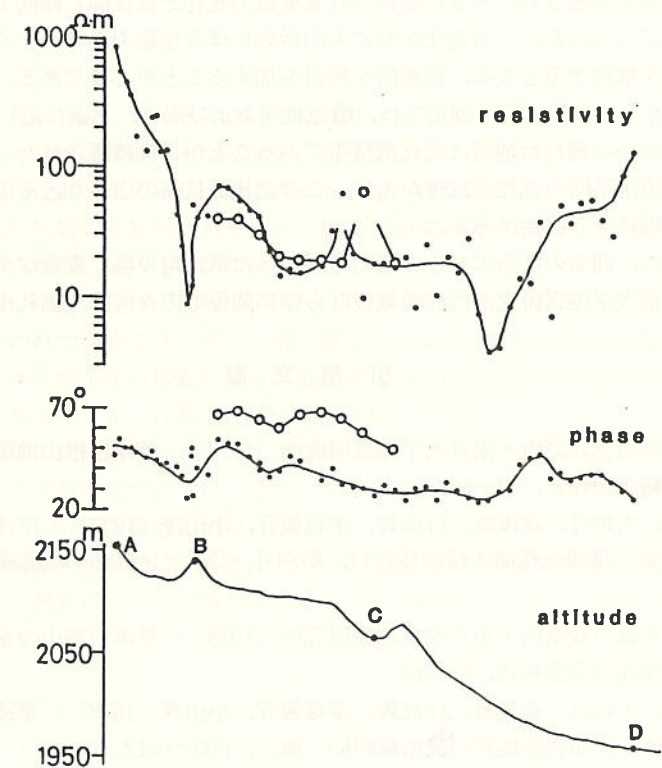


図8 活動域を横断する測線A-Dの大地比抵抗測定結果

上段 見かけ比抵抗

中段 位相差

下段 測線の高度

見かけ比抵抗および位相差の○は1981年の測定結果

差も変化している。C～D間の低比抵抗帯は水釜の南東斜面に位置し、噴気や火口の跡のような地形は認められない。今回の観測からだけでは原因は不明であり、この低比抵抗帯の広がりや過去における噴火口との関連などについて、今後調査する必要がある。

測線B～C間の1981年の測定結果との比較では、見かけ比抵抗値についてはほぼ同じ値が観測された。位相差に20度ほどの差が認められるが、この原因は今回の測定に使用した測定器の器差15度によることがわかった。今回の測定結果にこの15度を加えて1981年の結果と比較すると妥当な範囲でほぼ一致していると思われる。

4. まとめ

1984年10月草津白根山の集中観測の一環として既設の17測点について全磁力の測定ならびに活動域を中心にして VLF による大地比抵抗測定を実施した。

今回の全磁力測定の結果によると、1982年までの変化の傾向と異なり、水釜北東部の山体地下の一部が消磁されたときに期待される全磁力変化とはほぼ同じ傾向である南側減少、北側増加が認められた。この変化が真に火山活動に伴う全磁力異常かどうか確かめるため今後も測定を継続すると共に、定量的な検討を加えることが必要である。

VLF による大地比抵抗の測定では、噴気地帯および湯釜、水釜に近い地域は低比抵抗帯で、活動域から離れた地域は高比抵抗帯であることがほぼ確認された。また、水釜の南東斜面には原因不明の低比抵抗帯があり、この低比抵抗帯の広がりとその原因について今後も調査を継続する必要がある。

終りに臨み、観測の実施に当りご協力を賜った草津町役場、貴重なデータを提供して下さい下さった東京大学地震研究所行武毅教授ならびに関係の方々に厚く御礼申し上げる。

引用文献

- 1) 気象庁地磁気観測所・東京大学地震研究所(1977): 草津白根山地磁気調査, 火山噴火予知連絡会会報8, 44-50.
- 2) 河村謙, 大地洸, 森俊雄, 行武毅, 本蔵義守, 小山茂(1977): 草津白根山における地磁気調査, 地磁気観測所技術報告17, 特別号(CA シンポジウム講演論文集), 225-230.
- 3) 気象庁地磁気観測所・東京大学地震研究所(1978): 草津白根山の全磁力変化(II), 火山噴火予知連絡会会報12, 63-64.
- 4) 河村謙, 大地洸, 森俊雄, 行武毅, 本蔵義守, 小山茂(1978): 草津白根山における全磁力測定, 東京大学地震研究所彙報53, No 2, 607-612.
- 5) 気象庁地磁気観測所・東京大学地震研究所(1979): 草津白根山の全磁力変化(III), 火山噴火予知連絡会会報14, 67-69.
- 6) 気象庁地磁気観測所・東京大学地震研究所(1982): 草津白根山における地磁気・電気抵抗観測, 火山噴火予知連絡会会報24, 29-32.
- 7) 気象庁地磁気観測所・東京大学地震研究所(1983): 草津白根山における全磁力変化(V), 火山噴火予知連絡会会報27, 4-7.

7. ELF 帯MT法による草津白根山における比抵抗測定

東北大学理学部

三品 正明・植木 貞人

清水 洋*

ELF-MT SOUNDING IN AND AROUND KUSATSU-SHIRANE VOLCANO

Masaaki MISHINA, Sadato UEKI and Hiroshi SHIMIZU*

Faculty of Science, Tohoku University

1. はじめに

ELF 帯でのマグネトテルリク法(ELF-MT 法)による比抵抗測定は、比較的浅部の比抵抗構造を知る有力な手法のひとつである。信号源としては、主にシューマン共振現象による自然の電磁場変動が用いられ、その基本周波数と低次の高調波(8-20Hz)は、信号強度も大きく比較的観測も容易である。この周波数帯域の信号を使えば、表層下の2次元比抵抗分布が得られるので、近年活断層や火山の構造調査にELF-MT法が良く用いられている(例えば、半田・住友, 1979; 半田他, 1980; 行武他, 1981; 行武他, 1982)。

特に三宅島で行われた調査では、地下の帯水層に起因すると思われる低比抵抗層の存在や、1983年噴火に伴う地下水の移動による比抵抗変化が見出され、この手法が非常に有効な方法であることを証明した(行武他, 1982; 笹井他, 1984)。

草津白根山の近年の火山活動をみると、1982年10月、12月、1983年7月、11月、12月と相次いで湯釜での水蒸気爆発があった。また、その前には1976年3月に水釜で水蒸気爆発があった(気象庁, 1984; 前橋地方気象台, 1983)。このようなことから、現在火山活動が最も活発なのは湯釜・水釜周辺であり、その下の比較的浅い部分に熱源が存在することは確かである。この熱源についての情報を得ることが今回のELF-MT法による比抵抗測定の目的である。

2. 観測および結果

観測は、1984年9月28日および29日の2日間に行われた。この期間には、草津白根火山集中総合観測が実施されており、地震活動等各種の観測・測定が並行して実施された。ここに報告する比抵抗測定もその一環として行われた。このように、他種のデータが同時に得られていることは、測定結果を解釈する上でも重要な要件である。

* 現在:九州大学理学部

Now at Faculty of Science, Kyushu University

観測点は図1に示された7点選ばれた。即ち、現在最も活発な火山活動を続けている湯釜・水釜を囲む位置に4点（No 3：山田峠、No 4：白根山旧火口、No 5：水釜の東、No 6：白根隠し山の尾根上）と、これらの点から離れた位置に3点（No 1：万座、No 2：横手山、No 7：青葉山）とである。

各観測点では磁場2成分（東西・南北）及び電場2成分（東西・南北）の4成分が同時に記録された。磁場観測には誘導磁力計を用い、電場観測には銅-硫酸銅電極を間隔50mで使用した。8 Hzでの記録感度は、それぞれ約 6.5×10^{-2} nT/V 及び約 20 mV/km/Vである。記録計はFM記録方式のカセットデータレコーダを使用した。

得られた記録には、近辺の直流電化線の電氣的ノイズ等人工的なノイズが相当数混入し

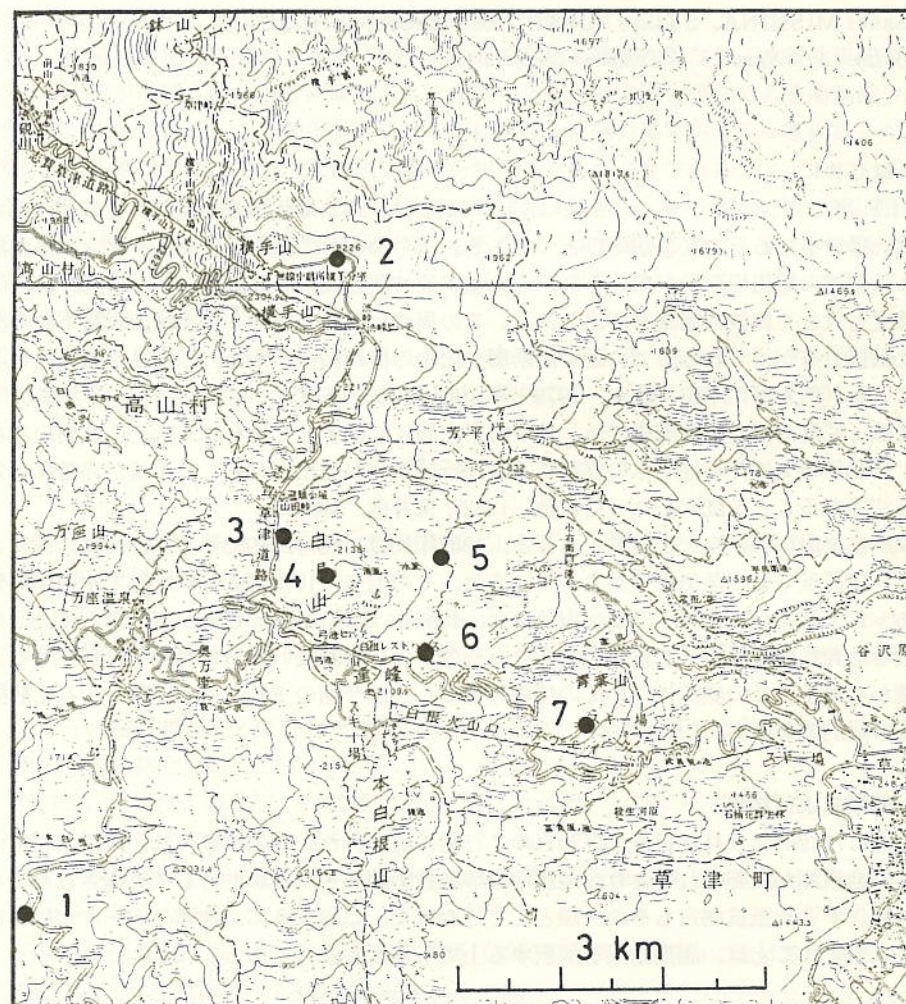


図1 MT 観測点分布図

表1 各観測点における見かけ比抵抗

	1 MANZA	2 YOKTE	3 YAMDA	4 SH-CR	5 MIZGM	6 SH-XA	7 ADBA
8 Hz	V 5.33	8.32	7.78	14.97	0.39	10.64	5.28
	E 5.93	6.17	7.48	2.83	2.82	2.77	8.50
14 Hz	V 6.38	7.44	4.76	15.32	0.45	15.79	4.88
	E 5.51	6.22	5.62	1.99	2.48	2.52	10.22

UNIT: $\Omega \cdot m$

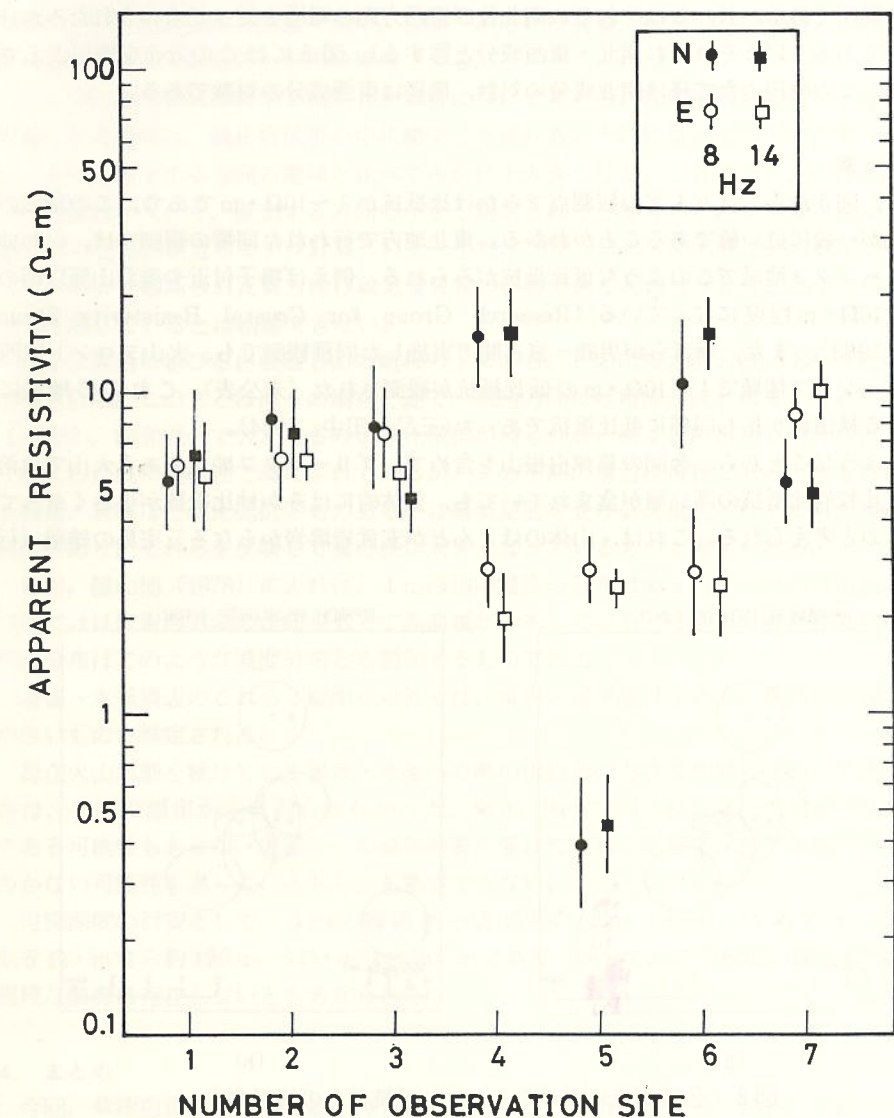


図2 各観測点におけるみかけ比抵抗分布。横軸は図1に示される観測点番号を表わす。

ているため、デジタル処理による解析に先立ってアナログバンドパスフィルターによる処理解析を実施した。ここではその結果を報告する。

使用した信号の周波数は、前述のシューマン共振周波数のうちから、8及び14Hzである。それぞれの周波数のBPFを通した記録の中から、充分大きな振幅を持ち、互いに直交する電場・磁場間で波形と位相の対応が良い信号の振幅を読み取り、その振幅比からみかけ比抵抗を求めた。各観測点でのそれぞれの成分対について、15～30個の読み取りを行いみかけ比抵抗の平均値と標準偏差とを求めた。

結果は表1及び図2に示した。図2でエラーバーで示された範囲は、(平均値)±(標準偏差)の範囲である。N、Eはそれぞれ南北及び東西方向の電場を使って求められたみかけ比抵抗である(以下それぞれ南北・東西成分と称する)。図3にはこの分布を楕円表示で表した。この楕円のたて径は南北成分の対数、横径は東西成分の対数である。

3. 考察

図2、図3から、ほとんどの観測点でみかけ比抵抗が $1 \sim 10 \Omega \cdot m$ であり、この地域の比抵抗が一般に低い値であることがわかる。東北地方で行われた同種の観測では、いわゆるグリーンタフ地域でこのような低比抵抗がみられる。例えば鳴子付近や奥羽山脈以西の地域で $10 \Omega \cdot m$ 程度になっている(Research Group for Crustal Resistivity Structure, 1983)。また、筆者らが男鹿-宮古間で実施した同種観測でも、火山フロント以西のグリーンタフ地域で $1 \sim 10 \Omega \cdot m$ の低比抵抗が観測された(未公表)。これらの地域に含まれる秋田駒ヶ岳も同様に低比抵抗であった(三品・田中, 1984)。

このようなことから、今回の草津白根山を含めて、グリーンタフ地域にある火山では溶岩など比較的比抵抗の高い層が含まれていても、全体的にはみかけ比抵抗が小さくなっていくものと考えられる。これは、山体のほとんどが玄武岩溶岩からなる三宅島の結果(行

武他, 1982)と対照的である。

全体的に低比抵抗が分布する中でも、水釜の東(Na5)の南北成分は特に小さく、 $0.5 \Omega \cdot m$ 以下である。また白根山の旧火口内(Na4)の東西成分や白根隠し山の尾根上(Na6)の東西成分などが比較的小さめの値となっており、湯釜・水釜に近いことも含めて、火山活動と関係があるとも考えられる。図3から、これらの3観測点は他に比べて東西・南北の比抵抗の差、即ち比抵抗の異方性が大きく、地下構造の方位による差異が大きいものと考えられる。最も異方性の大きなNa5の近くには水釜の北を東西に走る噴気地帯があり、その中は高温であるだけでなく硫気の変質を受けている。このような地域は秋田駒ヶ岳の八合目や国見温泉(三品・田中, 1984)あるいは吾妻山浄土平(行武他, 1981)の結果から低比抵抗であることが充分期待できる。

ここで、低比抵抗帯の中で測定した場合について考える。外部磁場の変動により地中に誘導される電流は、低比抵抗帯の中に集中して流れる。その結果、走向方向に測った電場は、それと直交する方向の電場と比べてみかけ上大くなる。これにより、走行方向のみかけ比抵抗が大きく、直交する方向で小さく観測されてしまう。このような現象は人工電流による比抵抗探査のモデル計算(村上・小野, 1978)によっても確かめられている。従って、Na5で観測された異方性は硫気変質帯の影響である可能性が強く、地下の熱源分布まで反映しているとは結論できない。

Na6は東西に延びる白根隠し山の尾根の上にある。この尾根は溶岩流であり高比抵抗が予想される。このことはNa5の場合と逆で、東西方向には電流が流れにくくなるため東西成分で小、南北成分で大となるみかけ比抵抗が得られる。Na4は白根山の旧火口内である。この火口は既に堆積物で満たされているが、その下部の構造は複雑なものと考えられる。溶岩流、岩脈など高比抵抗のものあるいは硫気変質を受け低比抵抗になったもの等種々の場合があり、それらを反映して異方性が大きくなっているものと考えられる。

なお、鍵山他(1978)によれば、1m深地中温度の分布はNa4付近ではほぼ南北、Na5付近ではほぼ東西方向の走向をもって高温域が分布している。今回得られた比抵抗の異方性の分布はこのような温度分布とも調和するものである。

湯釜・水釜周辺のこれら3観測点以外では、楕円の偏平度は小さく、構造的な異方性は小さいものと推定される。

現在火山活動を続けている湯釜・水釜への熱の供給源の存在を明確に支持する比抵抗分布は、今回の測定からは得られなかった。Na4、Na5で得られた低比抵抗がその反映である可能性もあるが、表層近くの硫気変質を受けた地層の影響で、地下の熱源とは結びつかない可能性もあって、どちらとも断定できない。

可探深度の目安として、8Hzの電磁波の表皮深度(skin depth)をみると、表層が $0.5 \Omega \cdot m$ なら約130m、 $5 \Omega \cdot m$ なら400mである。従って、この程度の深さまでには大規模な熱源は存在しないとも考えられる。

4. まとめ

今回、草津白根山周辺の7観測点で得られたみかけ比抵抗は一般に低い。このことは東北地方のグリーンタフ地域の低比抵抗とも共通するものと考えられる。水釜の近くでは、

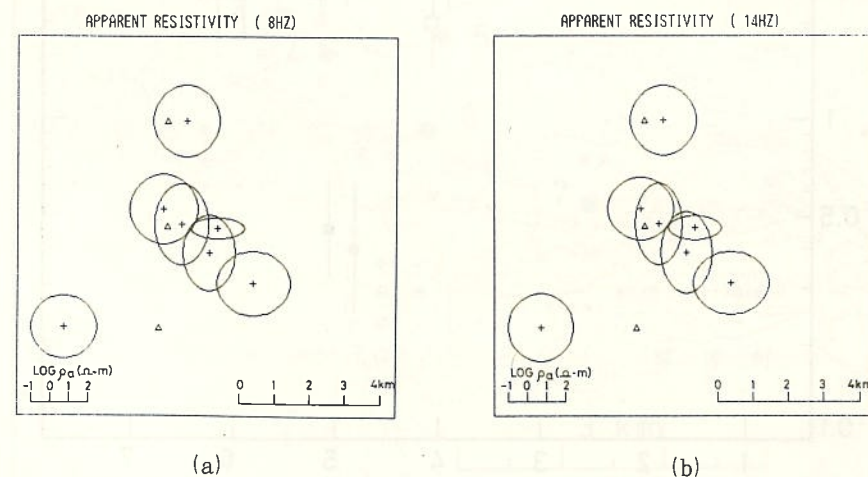


図3 各観測点におけるみかけ比抵抗分布の楕円表示
(a) 8 Hz (b) 14 Hz

中でも最も低いみかけ比抵抗であった。この観測点は噴気地の近くでもあり、これだけのデータからは地下の熱源を反映したものとは断定できない。湯釜・水釜周辺の3観測点では比抵抗の方向による違いが大きかった。他では比較的異方性は小さかった。

この種の観測では地電流の観測のため、ある程度の長さの基線長（今回は互いに直交する2本の50m基線）をとれることが測定点選定の条件になっている。このことは、平坦面の少ない火口近辺などでは、重要な地点でありながら地形の制約で測定を困難にしている。機器の改良によってより短基線で測定できて、機動性にも秀れたものができれば火山体の構造についてより多くの情報が得られるものと考えられる。

謝辞 草津町火山対策班には、観測のための入山に便宜を計って戴きました。また、東京大学地震研究所渡部暉彦博士及び同研究所の方々には、観測の遂行に終始御助力戴きました。ここに記して感謝の意を表わします。

参 考 文 献

- 半田 駿・住友則彦（1979）：ELF帯自然雑音を用いた活断層周辺でのMT探査——山崎断層——，九十九地学，14，21—31。
- 半田 駿・玉田 攻・住友則彦（1980）：ELF帯自然雑音を用いた活断層周辺でのMT探査——花折断層（I）——，九十九地学，15，50—56。
- 鍵山恒臣・小山悦郎・行田紀也・下鶴大輔（1978）：草津白根火山の地熱調査，地震研究所彙報，53，581—605。
- 気象庁（1984）：全国の火山活動状況（1983年7月～12月），火山噴火予知連絡会会報，第29号，70—85。
- 前橋地方气象台（1983）：1982年10月26日，12月29日の草津白根山の噴火，駿震時報，48，69—76。
- 三品正明・田中和夫（1984）：ELF-MT法による秋田駒ヶ岳における比抵抗観測，火山，第2集，29，156（講演要旨）。
- 村上 裕・小野吉彦（1978）：人工電位法による山崎断層及びその周辺の比抵抗構造について，CA研究会論文集，5—17。
- Research Group for Crustal Resistivity Structure, Japan (1983) : Preliminary Report on a Study of Resistivity Structure beneath the Northern Honshū of Japan, J. Geomag. Geoelectr., 35, 589—608。
- 笹井洋一・歌田久司・中川一郎（1984）：電磁気観測から見た1983年三宅島噴火，地球，6，716—724。
- 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・河村 謙・大地 洸・小池捷春・O. A. V. Castillo・田中良和・三品正明（1982）：三宅島における電気抵抗測定，三宅島集中総合観測報告（昭和55年），43—53。
- 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・河村 謙・大地 洸・水野喜昭・小池捷春・小菅正裕（1981）：吾妻山浄土平周辺の電気抵抗ならびに地磁気測定，震研彙報，56，223—244。

8. 草津白根火山の地上赤外線映像による地表温度異常域の調査

京都大学防災研究所 西 潔・中村 貞美
京都大学理学部 須藤 靖明
東京工業大学工学部 平林 順一

GEOHERMAL SURVEY OF VOLCANO KUSATSU-SHIRANE BY LAND BASED INFRARED IMAGERY

Kiyoshi NISHI¹⁾, Sadami NAKAMURA¹⁾, Yasuaki SUDO²⁾ and Junichi HIRABAYASHI³⁾

¹⁾ Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

²⁾ Faculty of Science, Kyoto University

³⁾ Faculty of Engineering, Tokyo Institute of Technology

1. はじめに

草津白根火山の第2回集中観測に際し，地上赤外線走査装置を用いて地表温度異常域の調査を実施した。筆者等は1982年5月に同様の調査を実施しているが（西他，1982）その後1982年10月・12月，1983年7月・11月・12月と噴火活動が続いた。そこで熱異常域にどのような影響が表われたかを明らかにすること主目的として今回の調査を実施した。悪天候のため湯釜の測定が今回は不可能となり水釜内壁と山体斜面の熱異常域の比較にとどまったが，水釜北西内壁に於ける熱異常は放熱量で1/5に低下していること等が明らかとなった。

2. 測定点と測定方法

1982年5月の測定と今回の測定のうち共通の測定点を図1に示した。測定点1は山体の南斜面，測定点2は山体の北斜面，測定点3は水釜の内壁をそれぞれ測定の対象域としている。

測定に使用した機器の主な仕様を表1に示す。1982年5月は富士通インフラアイ550，今回は日本アビオニクス TVS-4500を使用した。

測定系の較正は40℃の黒体炉によって測定の前後に行った。

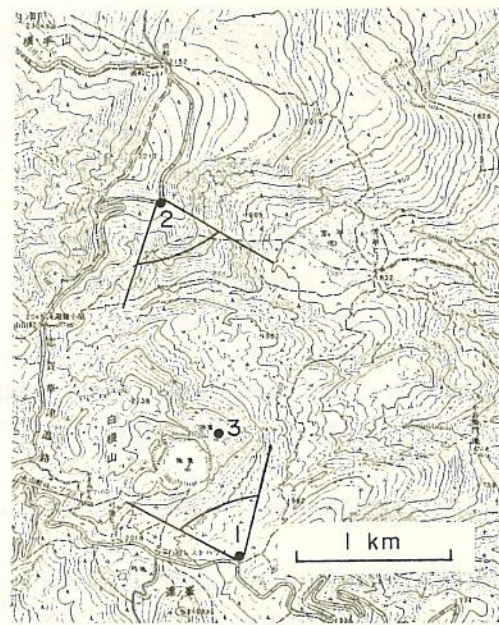


図1 測定点の位置

表1 使用した装置の主な仕様

装置名 項目	インフラアイ550 (1982年5月の測定に使用)	TVS-4500 (1984年10月の測定に使用)
角度分解能	2m rad	2.2m rad
観測視野	水平25° × 垂直25°	水平15° × 垂直7.5°
温度分解能	0.2°C (27°Cに於いて)	0.5°C (-40~20°Cに於いて)
測定温度範囲	-20~1500°C	-40~2000°C
検出素子	CdHgTe	インジウムアンチモン
検出波長	8~14μ	3~5.4μ
フレーム数	1/4秒	20/秒
記録方式	デジタル 10ビット	デジタル 4ビット

3. 測定結果

(1) 測定点1

測定点1からの測定範囲は図1で実線で示した山体の南斜面である。

図2には図3, 図4の熱映像の範囲を点線で示した。図3は1982年5月, 図4は1984年10月の測定結果である。表2に測定条件と結果の1部を示す。

1982年5月の測定の際は水釜の山頂部南東斜面に周囲より最高で1.6°C 高い弱い地熱異常のパターンが見い出されていたが, 今回そのパターンは消滅していた。測定点1から

表2 水釜山体南東斜面の測定条件と結果の1部

測定点	1	
測定対象地域	水釜山体の南東斜面	
測定年月日 時刻	1982年5月24日 01 ^h 10 ^m	1984年10月17日 22 ^h 37 ^m
気温	3.3°C	4.6°C
湿度	89%	50%
測定距離	760m	760m
最高温度	5.8 ~ 6.2°C	3.8 ~ 4.8°C
周囲温度	4.2 ~ 4.6°C	2.8 ~ 3.8°C
最高温度-周囲温度	1.6°C	1.0°C
画素の面積	2.3m ²	2.8m ²

測定可能な範囲の中には1932年, 1942年の噴火口が存在するが, 地熱異常は見られない。

地熱異常のパターン検出の目安として, 周囲より2 digit 以上大きい画素が3~4個以上連続して存在する場合を考えると, 測定点1の場合1 digit=0.5°C, 1画素は2.8m²の面積であるから8.4~11.2m²以上の面積が周囲より1°C以上高温であることになるが今回このような地熱異常は存在しない。

熱収支法 (Sekioka and Yuhara, 1974) による放熱量 (ΔG HFU) と地表面温度差 (ΔQ °C) の関係式

$$\Delta G = K \cdot \Delta Q \quad (1)$$

において測定時の状態を考慮し, 気象条件と steamy condition による係数の値 (Sekioka, 1983) を $K=990$ HFU/°C とすると, 測定点1における検出の限界は9.9 cal/m²・sec の異常が8~11m²の範囲に存在することになり全体として約100 cal/sec の地熱異常となる。即ち山体南斜面においては, 強度が10 cal/m²・sec 以上で広さが10m²以上にわたり全体で100 cal/sec をこえる地熱異常は存在しないと結論される。

(2) 測定点2

測定点2は山体の北斜面が測定範囲でこの中には現在活動している噴気地帯が含まれる。

熱異常は大きく分けると山頂に近い上方の噴気地帯と山麓の部分になる。図5には図6~図9の熱映像の範囲を点線で示した。山頂に近い噴気地帯の測定条件とその結果の1部を表3に, 又1982年5月と今回の熱映像をそれぞれ図6と図7に示した。図6と図7の縮尺の相違を考慮すれば, 30ヶ月後もほぼ同じパターンの地熱異常が存在していることがわかる。ただし, 表3と図6, 図7からわかるように最高温度と熱異常のない周囲温度との差が15°C から11°C に降下し, また, 熱異常を示す面積も縮小しているようである。

1982年5月と今回の測定について, 異常域の面積と, 放熱量の変化を求めるために基準温度 (熱異常のない周囲の温度) との差 ΔQ_i °C 毎の画素数 N_i 及び ΔQ_i °C・ N_i を表4, 表5に示した。

異常域の面積, 放熱量を求めるためには1画素毎に傾斜面等の補正を行い実際の面積に

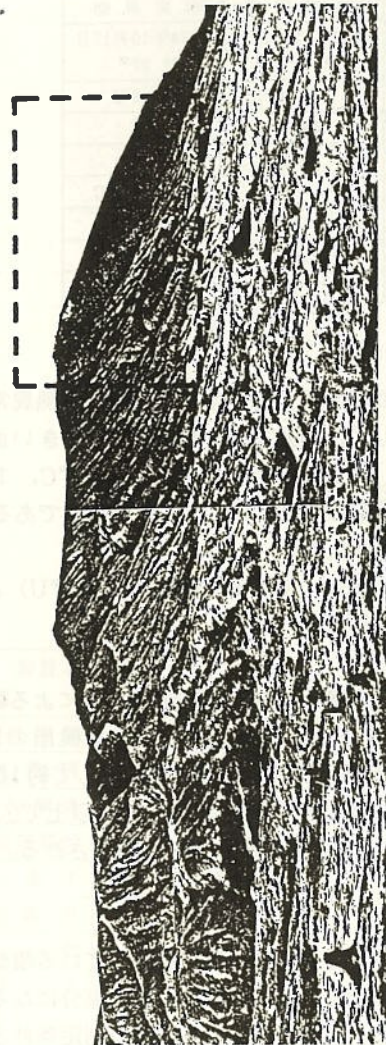


図2 図3および図4に示した熱映像の範囲（点線内）

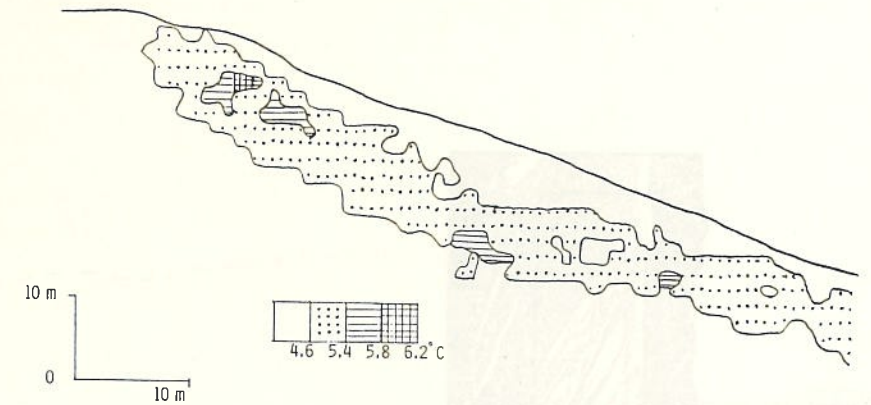


図3 1982年5月の測定点1からの熱映像

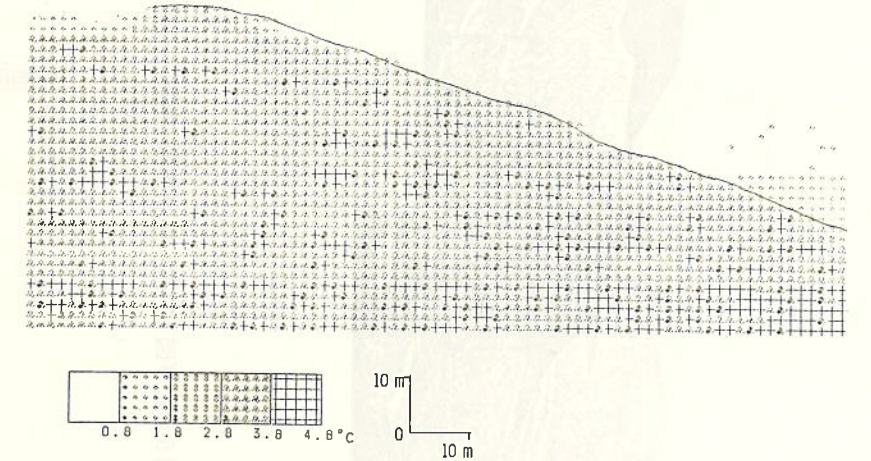


図4 1984年10月の測定点1からの熱映像

表3 山体北斜面上方の噴気地帯の測定条件と結果の1部

測定点	2	
測定対象地域	山体北斜面上方の噴気地帯	
測定年月日	1982年5月24日	1984年10月17日
時刻	02 ^h 15 ^m	21 ^h 35 ^m
気温	4.0℃	5.0℃
湿度	53%	74%
測定距離	1500m	1500m
最高温度	17~18℃	15.5~16.5℃
周囲温度	2~3℃	4.5~5.5℃
最高温度-周囲温度	15℃	11℃
一面素の面積	9m ²	11m ²



図5 図6および図7に示した熱映像の範囲（点線内）

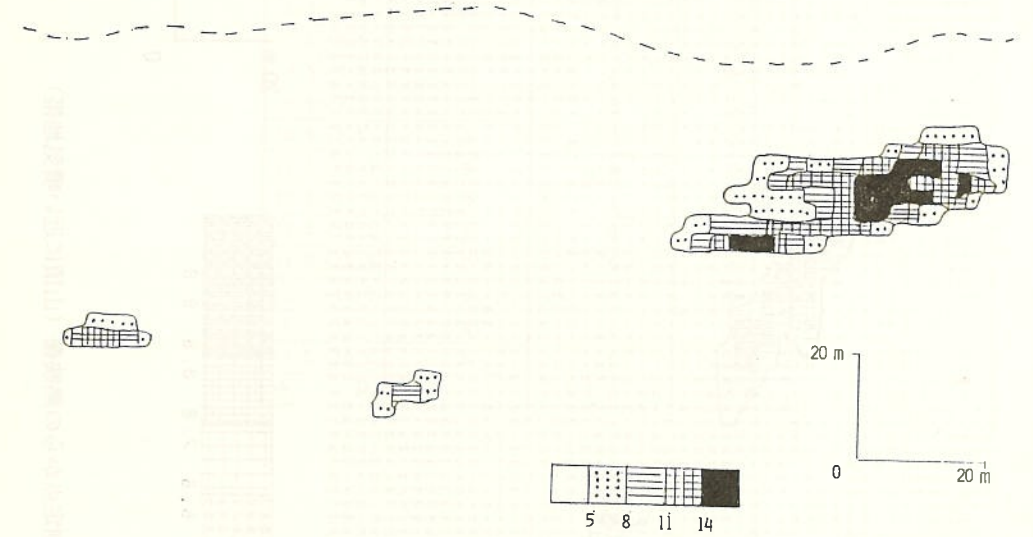


図6 1982年5月の測定点2からの熱映像（山頂に近い噴気地帯）

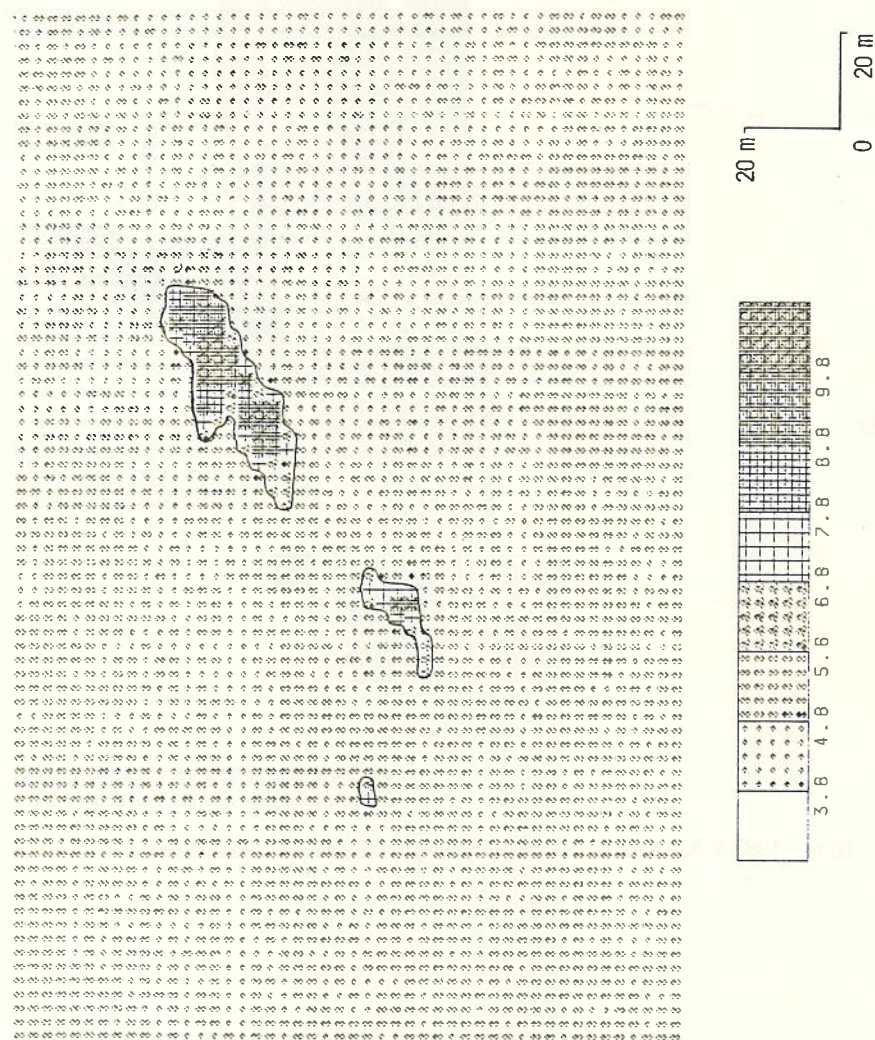


図7 1984年10月の測定点からの熱映像（山頂に近い噴気地帯）

表4 1982年5月の山体北斜面上方の噴気地帯について基準温度との差 ΔQ_i 毎の画素数 N_i と $\Delta Q_i \cdot N_i$

温度℃	基準温度との差 $\Delta \theta_i$ °C	画素数 N_i	$\Delta \theta_i \cdot N_i$
3.5-4.5	1	32	32
4.5-5.5	2	9	18
5.5-6.5	3	11	33
6.5-7.5	4	5	20
7.5-8.5	5	8	40
8.5-9.5	6	8	48
9.5-10.5	7	5	35
10.5-11.5	8	3	24
11.5-12.5	9	10	90
12.5-13.5	10	4	40
13.5-14.5	11	8	88
14.5-15.5	12	5	60
15.5-16.5	13	7	91
16.5-17.5	14	1	14
17.5-18.5	15	1	15
合計		117	648

表5 1984年10月の山体北斜面上方の噴気地帯について基準温度との差 ΔQ_i 毎の画素数 N_i と $\Delta Q_i \cdot N_i$

温度℃	基準温度との差 $\Delta \theta_i$ °C	画素数 N_i	$\Delta \theta_i \cdot N_i$
6-7	1	26	26
7-8	2	16	32
8-9	3	4	12
9-10	4	8	32
10-11	5	4	20
11-12	6	8	48
12-13	7	5	35
13-14	8	2	16
14-15	9	2	18
15-16	10	1	10
16-17	11	2	22
合計		78	271

変換しなければならないが、両測定の結果を比較するためには同一地点からの測定であるので、面積については $\sum N_i$ の比、放熱量については $K \sum 4Q_i \cdot N_i$ の比をとればよいであろう。 K は(1)式の K と同じ意味である。

まず、面積比を求めると1982年5月と1984年10月の測定に於ける1画素の面積比は1.2を考慮して

異常域の面積比 (1984年10月/1982年5月) = $(78/117) \times 1.2 = 0.8$ となる。

放熱量の変化については

放熱量の比 (1984年10月/1982年5月) = $(K_2 \cdot 271 / K_1 \cdot 684) \times 1.2 = 0.5 K_2 / K_1$

となる。 K_1, K_2 は、1982年5月と1984年10月に於ける K の値である。 $K_1 = K_2$ であれば放熱量は1/2になったことになる。しかし、 K の値は風速にも依存し、風速が大のとき K の値も大となる (Sekioka, 1983)。1984年10月の測定時の方が風速は大であり $K_2 > K_1$ となるから放熱量の比0.5は下限を与える。

次に下方の噴気地帯について同様の処理をほどこした。測定は上方の噴気に続いて行い測定条件は測定距離が1350mに変化するだけであるので測定条件の表3に相当するものは省略した。また、煩雑になるので下方の噴気地帯については表4と表5に相当する表は省略した。

図8、図9に1982年5月と今回の測定によるそれぞれの熱映像図を示した。地熱異常のパターンはほとんど変化していないが、最高温度と周囲温度との差が減少している。

上方の噴気地帯の場合と同様にして地熱異常域の面積比と放熱量の比を求めると次のようになる。

異常域の面積比 (1984年10月/1982年5月) = $(223/352) \times 1.2 = 0.8$

放熱量の比 (1984年10月/1982年5月) = $(K_2 \cdot 241 / K_1 \cdot 905) \times 1.2 = 0.3 K_2 / K_1$

この場合も $K_2 > K_1$ であるので放熱量の比0.3は下限である。

(3) 測定点3

測定点3は水釜の火口底中央の北寄りの位置で水釜内壁が測定対象域である。水釜内壁北西の地熱異常域について1982年5月と今回の測定結果を図11、図12に示した。図10に図11、図12の熱映像の範囲を点線で示した。又、測定条件と結果の1部を表6に示した。

熱異常のパターンに大きな変化はないが、全体に温度が低下している。最高温度と周囲温度との差は表6に示すように45°Cから16°Cに低下している。

熱異常域の地形が単純であり又測定点から異常域の全域を測定していることは明らかなので傾斜補正を行って、画素を実面積に変換して熱収支法により放熱量を求めると、1982年5月と今回の値はそれぞれ 1.4×10^4 cal/sec と 2.7×10^3 cal/sec になる。この場合の K の値は、風速等の気象条件を考慮して共に $K = 800$ を採用している。

放熱量の比は $2.7 \times 10^3 / 1.4 \times 10^4 = 0.2$ となり1982年5月の測定時に比較して地熱活動は1/5に低下したと結論される。

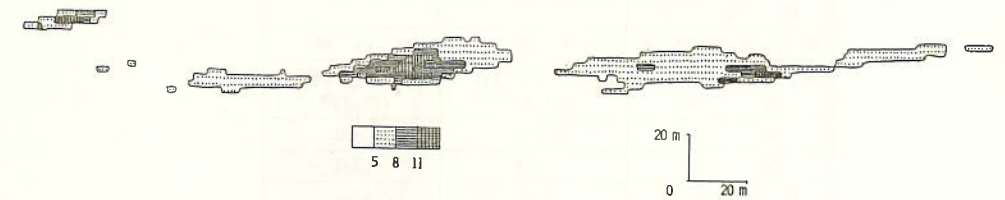


図8 1982年5月の測定点2からの熱映像 (山麓の噴気地帯)

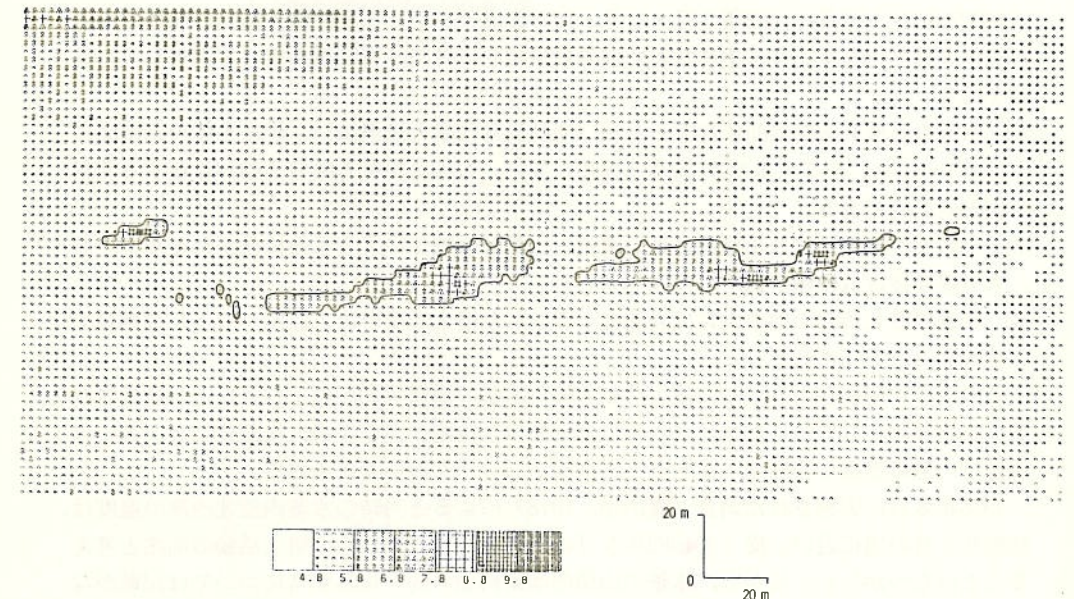


図9 1984年10月の測定点2からの熱映像 (山麓の噴気地帯)

表6 水釜の北西内壁の測定条件と結果の1部

測 定 点	3	
測 定 対 象 地 域	水 釜 の 北 西 内 壁	
測 定 年 月 日	1982年 5月24日	1984年10月18日
時 刻	06 ^h 40 ^m	16 ^h 35 ^m
気 温	8.4℃	6.4℃
湿 度	28%	86%
測 定 距 離	50 m	50 m
最 高 温 度	82.5℃	28℃
周 囲 温 度	17.5℃	12.0℃
最高温度-周囲温度	45℃	16℃
一 画 素 の 面 積	0.01m ²	0.01m ²
放 熱 量	1.4×10^4 cal/sec	2.7×10^3 cal/sec

4. まとめ

1982年10月・12月、1983年3月・11月・12月の湯釜を中心とした噴火活動の前後である1982年5月と1984年10月に主に水釜の地熱異常域を赤外線走査装置を用いて調査し次の結論を得た。

- (1) 水釜の山頂部南東斜面に存在した弱い地熱異常は噴火後消滅し、現在山体の南斜面には100 cal/sec をこえる地熱異常は存在しない。これは現在も噴気活動が存在する北斜面と対照的である。
- (2) 北斜面の地熱異常は山頂部に近い噴気と山麓部の噴気によるものに分かれるが、どちらも噴火後は放熱量が低下の傾向を示した。
- (3) 水釜内壁北西部の地熱異常は湯釜を中心とした噴火活動の後で温度が低下し放熱量で比較すると1/5に低下した。

このように湯釜を中心とした噴火活動の後、水釜の地熱活動が低下したことが結論される。この原因としては、熱水、ガス等による熱の供給路が湯釜の噴火後変化した、或いは湯釜での熱の放出が容易になり水釜への供給が減少した等が考えられる。

1976年8月に実施された調査（鍵山他、1978）によると当時の水釜内壁北西部の温度は、1982年5月の値に近い。従って1982年5月の異常を5ヶ月後からの噴火活動の前兆と考えることはむづかしい。しかし、水釜の山頂部南東斜面の弱い地熱異常については記載がないので、1976年と比較した1982年の水釜が、熱的に活発化していた可能性を否定できない。

いずれにしても、噴火前後の変化から考えて、水釜の地温異常域は噴火活動との関連のうえで今後共注目すべきであろう。

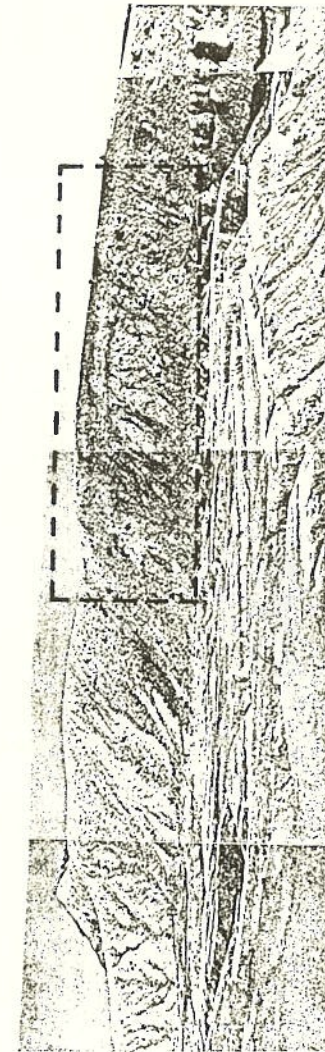


図10 図11および図12に示した熱映像の範囲（点線内）

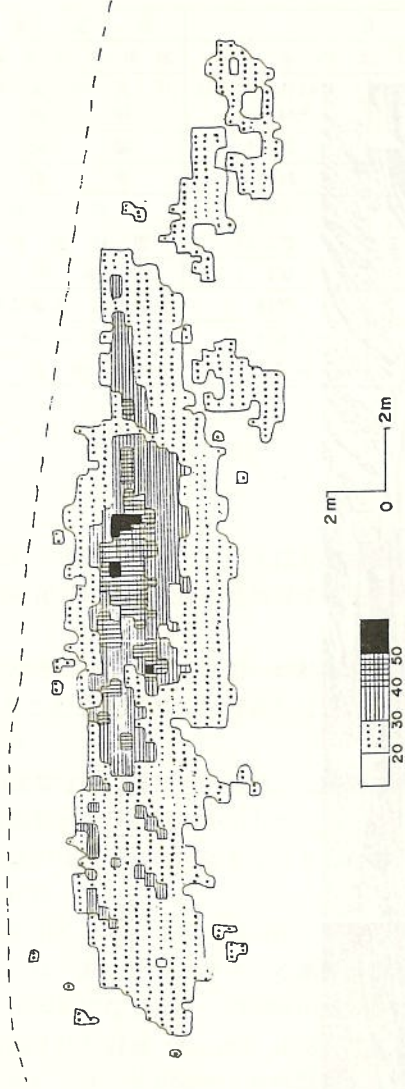


図11 1982年5月の水釜内壁北西の熱映像

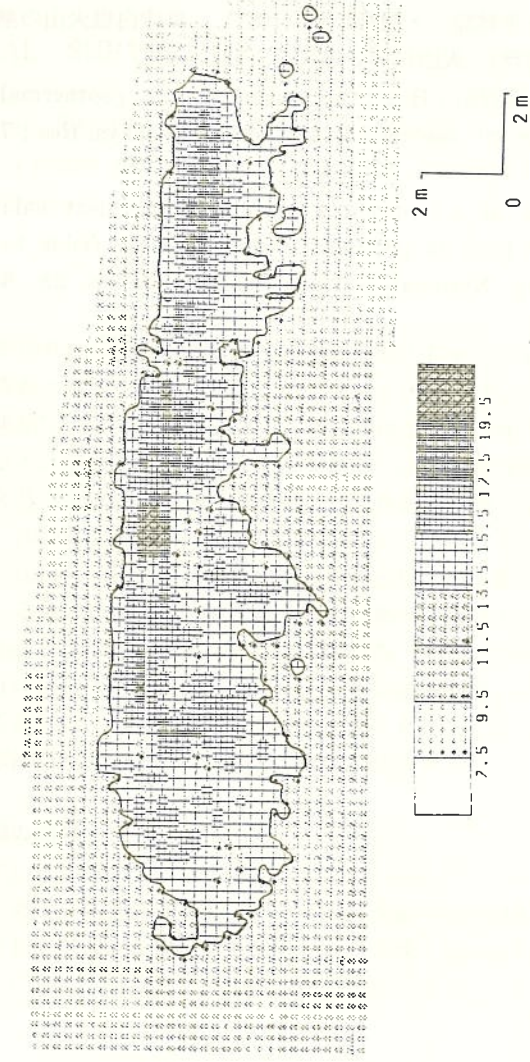


図12 1984年10月の水釜内壁北西の熱映像

引用文献

- 鍵山恒臣・小山悦郎・行田紀也・下鶴大輔 (1978): 草津白根火山の地熱調査. 地震研究所彙報, 53, 581—605.
- 西 潔・井口正人・高山鉄朗・平林順一・須藤靖明 (1982): 草津白根火山の熱的狀態——1982年5月——(講演要旨). 火山, 第2集, 27, 321—322.
- Sekioka, M. and Yuhara, K. (1974): Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface, *J. Geophys. Res.*, 79, 2053—2058.
- Sekioka, M. (1983): Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing. *National Defense Academy Japan*, 23, No 2, 95—103.

9. 草津白根火山の熱的調査

東京大学地震研究所浅間火山観測所

鍵山 恒臣・辻 浩

THERMAL SURVEY OF THE VOLCANO KUSATSU-SHIRANE

Tsuneomi KAGIYAMA and Hiroshi TSUJI

*Asama Volcano Observatory, Earthquake Research Institute,
The University of Tokyo*

1. はじめに

1984年10月に草津白根集中火山観測の一環として火口および火口周辺の熱的調査を実施した。調査は地上赤外映像装置 (パナサーモ MG-IR12, 松下技研製, 検出波長8~14 μ , 撮像範囲36°, 視野角約35 mrad.), 赤外放射温度計 (松下製, 視野角1°) による表面温度分布測定と, 熱電対温度計による噴気および湖水の温度測定を行った。草津白根火山は, 1976年2月 (あるいは3月) に噴火して以来静穏を保っていたが, 1982年10月26日, 同12月29日, 1983年7月26日, 11月13日, 12月21日にそれぞれ噴火している (東工大工・上智大理工, 1984)。火口周辺の熱的調査は, 前橋地方気象台により噴気温度が定期的に測定されている他, 1976年に実施された第1回草津白根集中火山観測の際に鍵山他 (1978), 1982年10月および1983年7月に気象庁観測部 (1983, 1985) の調査がある。また, 1982年10月12日には国土地理院 (1983) により空中赤外映像による表面温度分布調査が行われている。ここでは, 今回の測定結果を示すとともに, これまでに報告された結果もあわせて最近の草津白根火山の熱的活動度の推移を報告する。

2. 観測の結果

1984年10月1日, 2日および5日にM1~M4, Y1~Y4, Sの各点から水釜, 湯釜, 酒釜の三火口, 湯釜北方斜面, および水釜北東方の地熱異常地の表面温度測定を行った。観測対象および観測条件等は表1に, S点を除く観測点の位置は, 図1に示す。また図1に示す点において噴気および水温の測定もあわせて行った。それぞれの結果は以下の通りである。

2-1. 水釜

水釜の赤外映像はM1点から火口内壁を360°にわたり撮像し, M2点から1976年の噴火により生成された火口を, M3点から火口底全体と火口内壁南東部を撮像した。これらの映像の解析では, 内壁北部以外には有意な熱異常は検知されなかった。

図2a, bは, M1点から見た火口壁北部およびその表面温度分布である。温度の面積頻

度の統計処理により、熱異常のない一般的な表面温度 T_0 は 25.0°C 、標準偏差 σT は 0.60°C であるから、熱異常を検出できる限界は $T_0 + 3\sigma T$ から 26.8°C と計算され、これ以上の温度を示す部分は有意な熱異常である。表2は、有意な熱異常についてその面積頻度を映像上の画素数で示したものである。観測点から熱異常地までの距離は、ほぼ 100m であるから、地表面の角度を考慮すると1画素はおおよそ 0.3m^2 に相当し、熱異常の面積 700m^2 程度となる。また、Sekioka (1983) の方法で熱エネルギー放出率を求めると 0.08MW となる。

図2cは、1976年4月に測定された（視野角 5mrad ）同じ内壁北部の表面温度分布であり、熱エネルギー放出率は 0.26MW と求められる。視野角の違いを考慮しても、温度の低下、熱異常域の縮小がわかる。

この地域の噴気温度は、最高で 70°C と測定され、1978年5月に測定された 93°C に比べて著しい低下である。この低下は、前橋地方気象台の噴気温度の測定結果では徐々に起こったものではなく、1981年末から1982年半ばの間に起こっており（気象庁観測部、1985）、1982年の噴火前に水釜の熱的活動が低下した事をうかがわせている。1976年の噴火によって生成された火口は、図3に示すように堆積物で埋められ、一部に水がたまった状態となっており、有意な熱異常は検知されなかった。

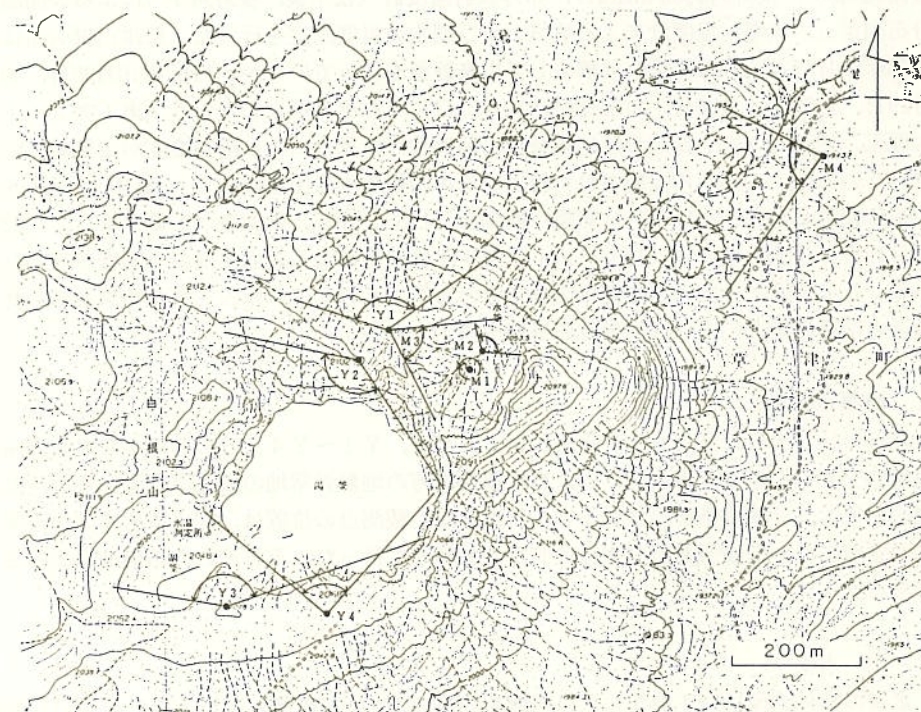


図1 観測点の位置

表1 地上赤外映像装置による撮像範囲

観測点	対象	日 時	天気	気温
M1	水釜内壁	10月1日 13:40 14:20	くもり	14°C
M2	1976年火口	10月1日 14:25 14:40	くもり	13°C
M3	水釜	10月1日 15:00 15:10	くもり	12°C
Y1	湯釜北方斜面	10月1日 15:10 15:30	くもり	12°C
Y2	湯釜	10月1日 15:40 16:00	くもり	12°C
M4	水釜北東方	10月2日 09:40 09:55	晴れ	13°C
S	湯釜北方斜面	10月5日 13:35 13:45	晴れ	9°C
Y3	酒釜・湯釜	10月5日 14:20 14:50	晴れ	6°C
Y4	酒釜・湯釜	10月5日 15:00 15:10	晴れ	5°C

表2 水釜内壁北部の面積頻度

温度 ($^{\circ}\text{C}$)	画素数
30.0 - 30.5	11
29.5 - 30.0	67
29.0 - 29.5	178
28.5 - 29.0	359
28.0 - 28.5	305
27.5 - 28.0	958
27.0 - 27.5	281

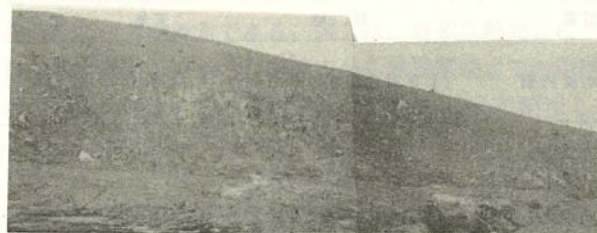


図2a M1点から見た水釜内壁北部

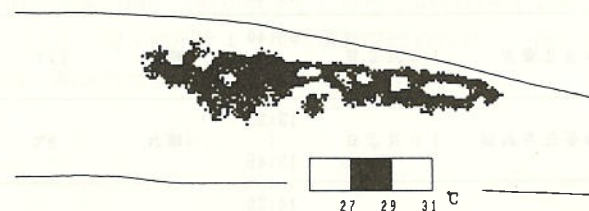


図2b 水釜内壁北部の表面温度分布

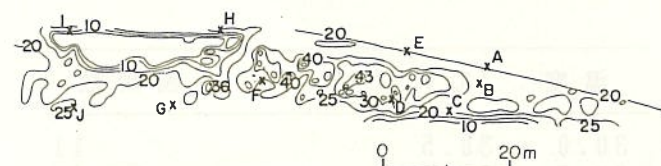


図2c 水釜内壁北部の表面温度分布 (1976年4月27日)

2-2. 湯釜北方斜面

湯釜の北側斜面には1942年の噴火 (Minakami et al., 1942) 以来噴気活動が継続している。この地域の熱映像は、S点 (波峠付近の展望台) およびY1点から撮像した。S点からの映像は、周囲よりも1°C程度高い温度が測定された程度で細かな解析には適していない。

図4a, bにY1点から見た湯釜北方斜面の上部および下部を示す。図4cは、図4bに対応する範囲の表面温度分布である。温度の面積頻度の統計処理により、 T_0 は18.7°C、標準偏差 σT は0.45°Cと計算されるので、20°C以上の温度を示す部分は有意な熱異常である。表3は、有意な熱異常を4つの地区に分けてその面積頻度を映像上の画素数で示したものである。観測点から熱異常地までの距離、地表面の角度を考慮してそれぞれの地区ごとに1画素が代表する面積を推定すると、熱異常の面積は図のCからE地区についてはおよそ9300m²程度となり、熱エネルギー放出率は1.1MWと求められる。なお、図のB地区については尾根の陰になる部分が多いため映像上の画素数を示すにとどめる。

この地域の詳細な表面温度分布が得られるのは初めてであるので過去の熱的状态との比較は困難であるが、1976年に測定された1m深地中温度分布や1982年10月に測定された空中赤外映像による地表面温度分布の高温部のパターンとはよく対応しており、大きな変化は見られない。

噴気温度は、多くの噴気孔で95°Cから97°C程度であったが、D地区の噴気孔では106°Cを記録した。この噴気温度は、1979年には93°Cが測定されている。気象庁観測部 (1985) によれば、この上昇は、1982年以降の一連の噴火活動に入ってから起こっているようである。

一方、図4aに対応した斜面上部の熱映像には有意な熱異常は検知されず、図中にAで示される熱変質地に対応した温度異常も見出せなかった。また、現場での熱電対温度計による調査でも温度異常は検出できなかった。1976年の地中温度分布調査では、この付近において56°Cが測定されており、活動が低下したものと思われる。

表3a 湯釜北方斜面の面積頻度 (図中Bの異常)

温度 (°C)	画素数
24.5 - 25.0	1
24.0 - 24.5	6
23.5 - 24.0	6
23.0 - 23.5	6
22.5 - 23.0	0
22.0 - 22.5	12
21.5 - 22.0	7
21.0 - 21.5	5
20.5 - 21.0	10
20.0 - 20.5	15

表 3b 湯釜北方斜面の面積頻度 (図中Cの異常)

温 度 (℃)	画 素 数
28.5 - 29.0	5
28.0 - 28.5	0
27.5 - 28.0	2
27.0 - 27.5	6
26.5 - 27.0	15
26.0 - 26.5	23
25.5 - 26.0	18
25.0 - 25.5	0
24.5 - 25.0	32
24.0 - 24.5	61
23.5 - 24.0	81
23.0 - 23.5	91
22.5 - 23.0	0
22.0 - 22.5	96
21.5 - 22.0	154
21.0 - 21.5	304
20.5 - 21.0	288
20.0 - 20.5	225

表 3c 湯釜北方斜面の面積頻度 (図中Dの異常)

温 度 (℃)	画 素 数
29.0 - 29.5	2
28.5 - 29.0	0
28.0 - 28.5	8
27.5 - 28.0	16
27.0 - 27.5	26
26.5 - 27.0	28
26.0 - 26.5	41
25.5 - 26.0	58
25.0 - 25.5	153
24.5 - 25.0	246
24.0 - 24.5	289
23.5 - 24.0	0
23.0 - 23.5	292
22.5 - 23.0	285
22.0 - 22.5	292
21.5 - 22.0	299
21.0 - 21.5	357
20.5 - 21.0	425
20.0 - 20.5	491

表 3d 湯釜北方斜面の面積頻度 (図中Eの異常)

温 度 (℃)	画 素 数
22.5 - 23.0	2
22.0 - 22.5	30
21.5 - 22.0	88
21.0 - 21.5	90
20.5 - 21.0	118
20.0 - 20.5	154

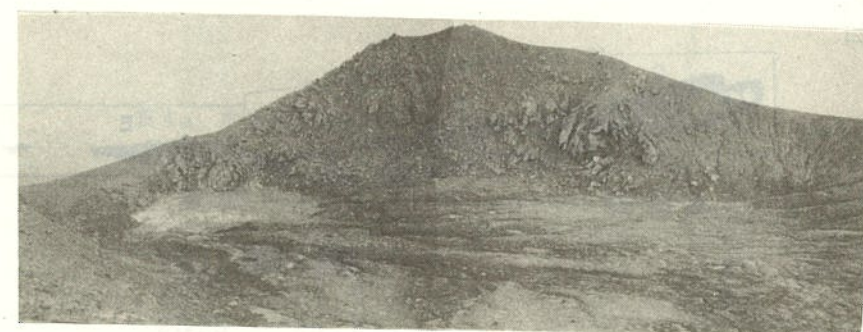


図 3 M 3 点から見た水釜

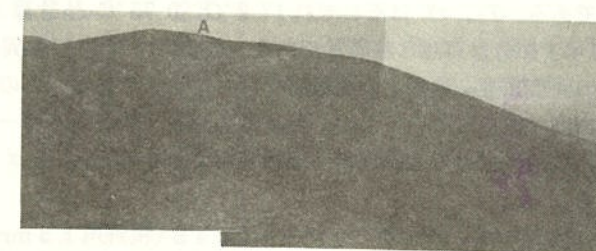


図 4a Y 1 点から見た湯釜北方斜面 (上部)

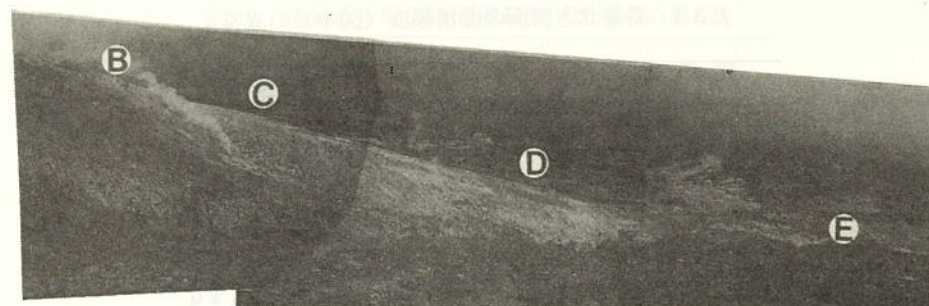


図4b Y1点から見た湯釜北方斜面（下部）

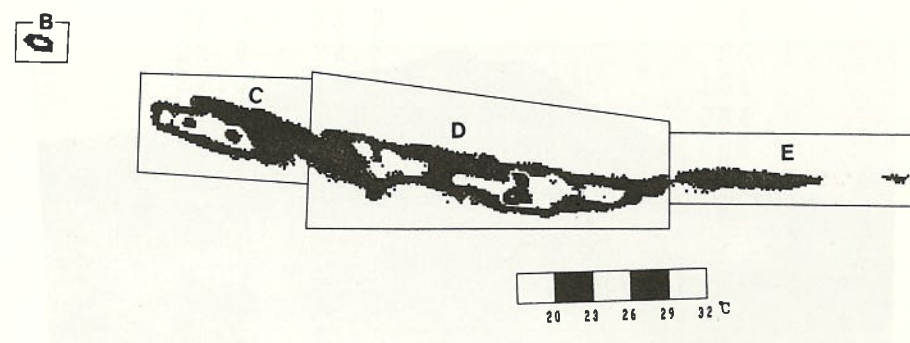


図4c 湯釜北方斜面（下部）の表面温度分布

2-3. 水釜北東方の地熱異常地

この地域の熱映像は、M4点から撮像した。図5a, bは同地点から見た水釜北東斜面および表面温度分布である。 T_0 , σT はそれぞれ 17.2°C , 0.75°C と計算されるので、 19.5°C 以上の温度を示す部分は有意な熱異常である。表4は、有意な熱異常について2つの地区に分けてその面積頻度を映像上の画素数で示したものである。この観測点からの映像は観測対象を低角度で撮像しているため、熱異常の面積、熱エネルギー放出率を求めるのは困難であるが、試みに求めると熱異常の面積はおよそ 6700m^2 、熱エネルギー放出率は 1.7MW と求められる。

図5c, dは、1976年8月にキャノンサーモカメラ CT 4B（視野角 1.3mrad. ）によって測定された同じ地域の表面温度分布であるが、熱異常域の形状、周囲との温度差、異常域の範囲など、ほぼ同じ程度であり、大きな変化は見られない。

なお、噴気温度は、2つの地区でそれぞれ最高 96°C を記録した。

2-4. 湯釜・涸釜

湯釜および涸釜の赤外映像はY2, Y3, Y4点から主に1982年から1983年にかけての噴火により生成された割れ目と湯釜火口湖内の湧き出しに注目して撮像したが、Y2点からの映像では噴火割れ目（図6）が低い温度で測定された以外には注目すべき結果は得られなかった。割れ目が低い温度で測定されたのは、水の浸込みのためと思われる。なお、湯釜の水温は南西の湖岸において $18\sim 19^\circ\text{C}$ 、涸釜の水温は南岸において 13°C と測定され、湯釜の水温が $5\sim 6^\circ\text{C}$ 高い。この温度差は、1976年8月の測定結果、 8°C とほぼ同じである。

3. まとめ

1984年集中火山観測の一環として火口および火口周辺の表面温度分布、噴気温度測定を行った。その結果以下の事が明らかになった。

- 1) 今回の観測の結果明らかにされた地熱異常の分布は、これまでの観測で既に知られているものであり、新しい異常は検知されなかった。

表4a 水釜北東方の地熱異常地の面積頻度（左側の異常）

温度 (°C)	画素数
29.5 - 30.0	6
29.0 - 29.5	23
28.5 - 29.0	17
28.0 - 28.5	20
27.5 - 28.0	26
27.0 - 27.5	41
26.5 - 27.0	59
26.0 - 26.5	47
25.5 - 26.0	58
25.0 - 25.5	47
24.5 - 25.0	66
24.0 - 24.5	77
23.5 - 24.0	0
23.0 - 23.5	82
22.5 - 23.0	93
22.0 - 22.5	95
21.5 - 22.0	129
21.0 - 21.5	140
20.5 - 21.0	135
20.0 - 20.5	140
19.5 - 20.0	146

2) 第1回の集中観測の結果と比較して、次のような変化が明らかとなった。

- i) 水釜の熱的活動は低下している。この低下は1981年末から1982年半ばの間にかけて起きている。
- ii) 湯釜北方斜面の熱的活動は、上部(図のA)において低下したが、中部から下部においてはやや活発化している。
- iii) 水釜北東方の熱的活動には大きな変化は見られなかった。

表4b 水釜北東方の地熱異常地の面積頻度(右側の異常)

温度 (°C)	画素数
35.0 - 35.5	1
34.5 - 35.0	13
34.0 - 34.5	41
33.5 - 34.0	55
33.0 - 33.5	103
32.5 - 33.0	150
32.0 - 32.5	130
31.5 - 32.0	142
31.0 - 31.5	88
30.5 - 31.0	103
30.0 - 30.5	96
29.5 - 30.0	73
29.0 - 29.5	82
28.5 - 29.0	68
28.0 - 28.5	104
27.5 - 28.0	102
27.0 - 27.5	118
26.5 - 27.0	0
26.0 - 26.5	96
25.5 - 26.0	97
25.0 - 25.5	78
24.5 - 25.0	85
24.0 - 24.5	115
23.5 - 24.0	119
23.0 - 23.5	117
22.5 - 23.0	142
22.0 - 22.5	184
21.5 - 22.0	0
21.0 - 21.5	263
20.5 - 21.0	281
20.0 - 20.5	276
19.5 - 20.0	300



図5a M4点から見た水釜北東方斜面

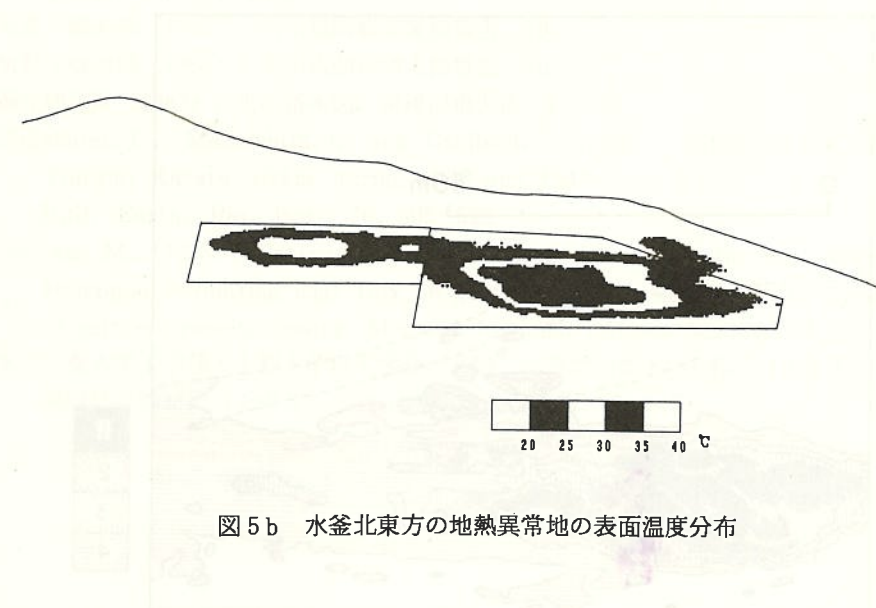


図5b 水釜北東方の地熱異常地の表面温度分布

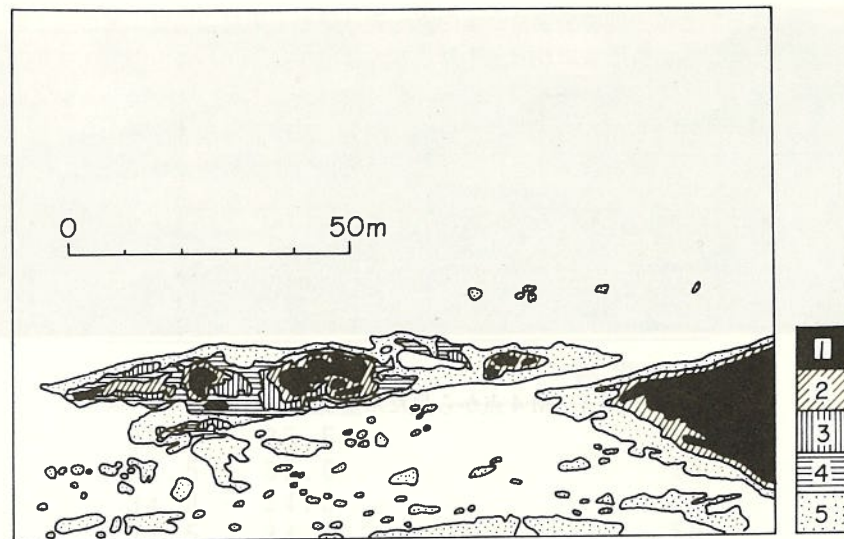


図5c 水釜北東方の地熱異常地の表面温度分布 (1976年8月1日)
 1: 34.0-31.6°C 2: 31.6-29.2°C 3: 29.2-26.8°C
 4: 26.8-24.4°C 5: 24.4-22.0°C

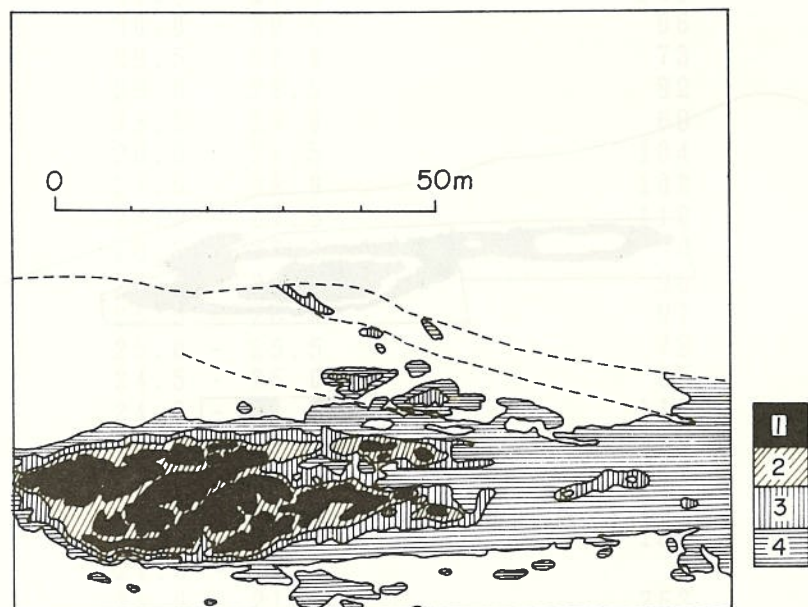


図5d 水釜北東方の地熱異常地の表面温度分布 (1976年8月1日)
 1: 38.0-35.6°C 2: 35.6-26.0°C 3: 26.0-24.8°C 4: 24.8-20.0°C



図6 Y2点から見た湯釜火口壁北西部の噴火の割れ目

文 献

- 鍵山恒臣・小山悦郎・行田紀也・下鶴大輔 (1978): 草津白根火山の地熱調査. 地震研究所彙報, 53, 581-605.
- 気象庁観測部 (1983): 火山機動観測実施報告, 19.
- 気象庁観測部 (1985): 火山機動観測実施報告, 20.
- 国土地理院 (1983): 火山基本図, 草津白根火山 1/5000.
- Minakami, T., Matsushita, K. and Uchibori, S. (1942): Explosive activities of Volcano Kusatsu-sirane during 1938 and 1942 (Part II). Bull. Earth. Res. Inst., 20, 505-526.
- Sekioka, M. (1983): Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing. Memoirs National Defense Academy, 23, 95-103.
- 東京工業大学工学部・上智大学理工学部 (1984): 草津白根火山1982-1983年の活動と地球化学的研究 (その3). 火山噴火予知連会報, 30, 6473.