

第2章 地化学探査

2-1 地化学探査の目的と方法

本調査はブギアス地区の過去・現在の地熱徴候を調べ、地熱流体の化学・温度の推定を行なうことを目的とした。

地熱流体は、現在の地表における地熱徴候として温泉・温泉沈殿物・地熱変質帯・高地熱流量帯を形成するので、1 m 深の地温測定、温泉水の化学分析などを行ない、地熱流体の化学・温度の考察を行うと共にその活動の中心の推定を行った。

○ 1 m 深地温測定；ブギアスセントラル地区の温泉湧出地区周辺について、1 m 深の地中温度測定を83孔について実施した。本地区の温泉が人家密集地域からアグノ川にかけて東西に分布するので、これらに直交するように南北の測線を設定し、測線間隔を200 mないし400 mとした。測定間隔は約50 mとしたが、地形および水田の影響を避けるよう測定を選んだ。そのため、測線は必ずしも正確に等間隔・直線に配置されていない測点の位置はプラントコンパスと間縄とによって簡易測量された (Fig II-2-1)

測定孔はハンドオーガーにより深さ1 mまで穿孔し (Fig II-2-2)、穿孔後、タカラ工業製 Model A-600のサーミスターを使用し、地温測定を行った。

○ 熱水分析；

温泉水の温度・pHを測定し、3000 mlポリ容器に採取したものおよび塩酸を加えpHを約2.0としたものを9ヶ所から採取し、温泉水が混入していない河川水を温泉水と同様に1試料採取し、計10試料を日本に持ち帰って大手開発株式会社試験所において分析した。

分析測定成分はpH、電導度、TSM、Li、B⁺、Na⁺、K⁺、Ca⁺²、Mg⁺²、Total Fe、Al⁺²、F⁻、HCO₃⁻、SO₄⁻²、As、SiO₂、*SiO₂の17成分について行った。この分析・測定方法は以下の通りである。

pH ; ガラス電極法のJIS Z 8802 (pH測定法) に基づく日立掘場F-7型のpH計を用いた。

導電率；断面1 cm²、長さ1 cmの液体が25℃におけるその液体の比抵抗 (Ω cm) の逆数を導電率 (v / m) と呼び、液体中のイオンに解離している塩類の量を定性的に知るために実施する。この測定にあたり、東亜電波CM-2A電導度計を使用した。

Li⁺ ; HCl処理を行い、炎光分析により定量した。

B⁺ ; 試料0.01 mlを白金皿にとり、硝酸クロクミン溶液2 ml~1 ml加え、加熱し、蒸発・乾固させる。冷却後、エチルアルコール20 mlを加え、溶解させ比色法を用いて定量する。

Na⁺ ; 炎光光度法を用いて定量した。使用機器は日立-518型の原子吸光分析計を使用

した。

K^+ ; Na^+ の分析法と同様である。

Ca^{++} ; 試料を pH12 以上にし、指示薬として 2・ヒドロキシ-1 (2・ヒドロキシ-4', 4'・スルホ-1', ナフチルアゾ)-3・ナフトエ酸を加え、EDTA を滴定してカルシウムを定量した。

Mg^{++} ; 試料を pH 約 10 として、指示薬として EBT を加え EDTA を滴定し定量したものをから Ca 量を引いて計算した。

Total Fe ; 鉄イオンをアンモニア水により水酸化第二鉄として沈澱分離し、これを塩酸に溶かして塩酸ヒドロキシルアミンで第一鉄に還元し、フェナントロリンを加えて鉄錯塩の吸光度を平間 6 B 型の分光光度計を用いて測定・定量した。

Al^{+++} ; 試料に塩酸を加え蒸発乾固させ、これに塩酸と水を加えて、加温溶解させる過するろ液を NH_4OH で弱酸にし、緩衝液を加えて、更にアラビアゴム・アルミノン溶液を加えて加温し、平間 6 B 型分光光度計を用いて測定・定量した。

F^- ; カセーソーダでアルカリ性とし濃縮して、リン酸と過塩素酸を加えて蒸溜する。この蒸溜した溶液にカセーソーダで微アルカリに調整し、この溶液にドータイトアルフッソ・アセトンを加えて、規正・振盪し、平間 6 B 型分光光度計を用いて比色・定量した。

HCO_3^- ; 試料を N/20 HCl 標準溶液で滴定し定量する。

Cl^- ; 試料を pH3.1 に調整し、硝酸第二水銀標準液で滴定・定量した。

SO_4^{--} ; 硫酸イオンを硫酸バリウムとして沈澱させ、硫酸バリウムの重量を、ザートリウス製直極分析天秤にて測定・定量した。

As ; ひ素をひ化水素として発生させ、ジエチルジチオカルバミン酸銀のピリン溶液に吸収させ、その溶液の吸光度を平間 6 B 型分光光度計で測定し定量した。

SiO_2 ; 試料を塩酸酸性で蒸発乾固し、塩酸および水を加えて可溶性塩類を溶出し、ろ過する。この沈澱物を強熱し、 SiO_2 としてザートリウス製直示分析天秤にて定量する (重量法による SiO_2 量)。

* SiO_2 ; モリブデン酸アンモニウムにより、全シリカを比色法を用いて定量した。

Temp (C) ; 温度は現地タカラ製 Model A-6000 のサーミスターを用いた。

2-2 1m 深地温調査

1 m 深地温は一般に高度・気温・日照時間・地表への天水の浸透などの地表条件により大きな影響を受ける。従って、今回の 83 (Table II-2-1) 孔は、測定条件を一定にするように次の点に留意して位置選定を行った。



Fig. II-2-1 Photograph
(Geochemical Survey of Traverse Survey)



Fig. II-2-2 Photograph
(Geothermal Survey of 1 m Depth)

- 日照時間が均一であるように平坦地、或いは南西緩斜面に測定点を選定する。
- 林地、或いは人工建築物の日陰となる地点を避け、草地或いは低灌木疎林地に選定する。
- 地表水浸透の影響をさけるため、灌漑用水路の山側に選定する。それが不可能な場合は少くとも水路から10 m以上離れた地点に選定する。
- 散水の影響をさけるため、数ヶ月間散水されていないとみられる休耕地あるいは収穫直前の畑地に極力選定する。

更に、本地域のような低緯度高地においては、1 m深の地温が気温などに大きく影響される可能性も考えられるので、No 13孔を基準孔として、調査期間内の地中温度の日変化を記録した (Fig. II-2-3 日変化図)。この結果は、1 m深地温は常にほぼ一定で、23.2℃であり、測定値に日変化補正を加える必要はないと判断された。

また、測定点の範囲で標高差が大きい場合には、高度補正を施す必要があるが、今回の範囲での標高差が100 m程度なので、高度補正を加える必要はないと判断される。

尚、日本における高度1,000 m付近の高度補正値は、100 mの高度差につき-0.4~-0.5℃である。

測定された1 m深地中温度83個の頻度分布図を描くと、おおむね正規分布に近い形状が得られる (Fig. II-2-4)。

頻度分布図より、27.0℃以上の高温を示す6個の測定値は明らかに、何らかの要因による異常値と見做される。これら6個の異常値を除く平均値は20.8℃、標準偏差は2.0℃である。

以上の結果に基づき、地温を5段階に区分して等地温曲線図を描いた (Fig. II-2-5)。等地温線図より以下の現象を読み取ることができる。

- i) 地温は温泉湧出地とその近傍で全体として高く、調査地の北部・南部・東部では低い。
- ii) 4帯の高温部があり、それらは東西に伸長する形状を示す。
- iii) しかし、個々の高温帯はE測線まで延長せず、高温帯の東方への延長は、道路或いは、道路のやや東側をその東限としている。高温帯の東限を連らねる線はおおむね標高1,400 mの等高線に一致する。

以上の現象は、以下のような熱機構で説明できる。

- i) 東西に伸長する高温帯は、地表近くの温泉水の湧出とその流動方向を示唆する。
- ii) 調査地内北部・南部・東部の低地温域は、この地区の定常的地温を示すと考えられ、且つ、この低地温域では1 m深地温に影響を及ぼす熱源が、かなり遠くに存在することを示している。
- iii) 従って、調査地の北部および南部では、温泉水の流れがないか、流れがあってもかなり深部に存在すると考えられる。
- iv) 高温帯の東限が標高1,400 mの等高線にほぼ一致する現象は、温泉滞水層の地下水面

が標高 1,400 m であることを示唆する。即ち、調査地は西方に傾斜する斜面であるから東方に向いて従って地表面と地下水面との垂直距離は大きくなり、1 m 深地温に対する温泉水層からの熱的影響は小さくなる。

以上のことから、当地区で深部探査孔を掘削する場合、標高 1,400 m 以上の地点では、少くとも予想される地下水面以深に充分な深さを掘削しなければならず、他方標高 1,400 m 以下の地点では、温泉水の湧出或いは地熱流体の暴噴に対する対策を充分施さなければならない。

2-3 温泉水の地球化学

調査地域内に分布するすべての地熱徴候地について、簡易測量を行い、その位置を基準点 (BM-1) に結んだ。

Fig. II-2-3 に示すように、地熱徴候地はすべて、プギアセントラルおよびその近傍で、アグノ川の西岸と東岸とに分布する。

地熱徴候は、一部温泉ガスを伴う温泉水の湧出で特徴づけられるもので、温泉湧出地点およびその近傍には炭酸石灰を主とする温泉沈殿物が分布する。

各地点の温泉水湧出状況は Table II-2-2 に記載する通りであり、このうち、No 1, 3, 4, 5, 6, 9, 10, 13 の 8 地点で温泉水を採取し、No 1, 5, 7, 10 の 4 地点で温泉ガスを採取した。このほか、河川水 (No 15) および自然湧出地下水 (No 14) を各々 1 ケプギアセントラル東方の沢で採取した。

温泉水は、現地温度をアルコール温度計およびサーミスタ (宝工業製 A-600 モデル) で測定し水素イオン濃度を簡易 pH 計 (東亜工業 HM-1K モデル) で測定したのち、約 300.0 ml のポリエチレン容器に採取するとともに、一部は HCl を加え pH = 2 に調整し分取した。試料は日本に持ち帰り分析に供した。

温泉ガスはガス捕収びんに採取したのち、BED の分析所に送付された。

温泉水は、地層の割れ目 (No 1) および温泉沈殿物中より湧出しており、温度は 40 ~ 71 °C、採水直後に測定した pH は 6.1 ~ 8.1 である。

温泉は多くの場合温泉ガスを伴って湧出しており、No 1, 2, 5, 7, 9, 10 の各地点でガスの噴出を観察した。現場における温泉ガスの簡易分析によると、北川式検知管法で H₂S は 1.5 ppm 程度で、KOH 溶液への吸収率から CO₂ は体積比で 97% 以上と見積られた。

温泉水および河川水の分析結果を Table II-2-3 に、また、主要成分のアニオン比・カチオン比を Fig. II-2-6 に示す。さらに、これらの温泉水の化学組成から求めた地熱貯留層の推定温度を Table II-2-4 に示す。なお、この地球化学温は、Truesdell A.H. (1977) および Fournier R.O. et. al (1979) の方法によったものであり、以下にその算出式を示す。

Table II-2-1

One Meter Gradient Holes

	Temp. Time	Date	Location/Remarks
1.	21.5 2:26	3-2-81	Starting point. Uphill north from camp. Located near a big pine tree.
2	22.0 2:32	3-2-81	Around 25 meters WWS from Bug - 1.
3	18.5 2:41	3-2-81	Shallow hole, loose stony formation down east of No. 1 along a dried creek shaded with shrub vegetations.
4	17.5 2:45	3-2-81	Shaded with grass and a small tree. Located a few meters uphill SSE of No. 3.
5	21.0 2:50	3-2-81	A few meters down west from the road after the creek going to camp partly shaded by banana plants.
6	21.5 2:54	3-2-81	Near mud pool covered with weeds.
7	20.5 3:00	3-2-81	Wet bottom hole of probably the same geology as of No. 6.
8	20.5 3:04	3-2-81	A few meters uphill east from the road near the blind curve.
9	20.0 3:08	3-2-81	50 meters south of No. 8.
10	20.5 3:10	3-2-81	
11	23.0 3:32	3-2-81	
12	20.0 1:45	2-28-81	A few meters from camp along the road.
13	23.2 8:20	3-2-81	Reference Point gradient hole. Located a few meters down the south wing of the Barrangay Captain Iguado's residence.
14	21.0 2:05	2-26-81	A few meters up the road near the north boundary of the school.
15	19.0 2:25	2-26-81	A few meters away from a thermal manifestation.
16	25.0 2:35	2-26-81	Opposite bank of Bug-1 near the Man-Along Bridge shaded partly by banana plants.
17	21.0 3:10	2-26-81	Located uphill at the back of the school.
18	20.0 3:20	2-26-81	Uphill 50 meters away from No. 17 going south.
19	25.0 8:50	2-27-81	Further south of No. 18. Hole covered with soil after a day visibly by termite activity.
20	22.0 8:53	2-27-81	Down hill south of No. 19.
22	28.0 9:27	2-27-81	A few meters uphill of Bug-10.
23	31.0 9:40	2-27-81	A few meters after the Asinan-Sedel Bridge south and located near the road.
24	27.0 9:50	2-27-81	Located further south of No. 23 not far from the road.
25	33.0 10:05	2-27-81	Along the road, a few meters west of warm spring (Bug. 12) which was sampled.
26	24.0 10:10	2-27-81	
27	19.0 10:30	2-27-81	
28	18.0 10:35	2-27-81	
29	19.0 10:55	2-27-81	
30	23.0 11:10	2-17-81	
31	18.0 11:15	2-17-81	
32	19.0 11:25	2-27-81	Slightly wet bottom hole.
33	19.5 11:30	2-17-81	
34	21.0 11:45	2-17-81	Located along the road overlooking Bugtias Creek

	Temp. Time	Date	Location/Remarks
35	22.0 1:45	2-27-81	
36	23.0 2:00	2-27-81	
37	23.5 2:05	2-27-81	
38	24.0 2:20	2-27-81	
39	50.0 2:24	2-27-81	
40	24.0 2:50	2-27-81	
41	20.5 3:05	2-27-81	
42	18.0 2:42	2-27-81	Colder temperature may be due to the effect of irrigation water.
43	27.0 3:28	2-27-81	
44	22.5 3:55	2-27-81	
45	20.0 3:45	2-27-81	
46	20.0 3:57	2-27-81	
47	21.5 4:05	2-27-81	
48	21.5 4:15	2-27-81	The hole is drilled near the house. The bottom hole is slightly moist.
49	21.5 8:45	2-28-81	
50	22.0 8:48	2-28-81	
51	18.5 8:57	2-28-81	Shaded cite.
52	17.5 9:37	2-28-81	Shaded cite.
53	21.5 10:16	2-28-81	
54	21.5 10:19	2-28-81	
55	22.5 10:23	2-28-81	
56	24.0 10:38	2-28-81	
57	22.0 10:55	2-28-81	
58	18.5 10:52	2-28-81	
59	21.5 11:50	2-28-81	
60	19.5 1:46	2-28-81	
61	20.0 2:09	2-28-81	
62	23.5 2:18	2-28-81	
63	18.5 2:24	2-28-81	
64	23.5 2:31	2-28-81	
65	21.0 2:45	2-28-81	
66	21.0 2:41	2-28-81	
67	22.0 3:17	2-28-81	
68	22.5 3:25	2-28-81	
69	18.0 3:44	2-28-81	
70	20.0 3:40	2-28-81	
71	21.5 3:52	2-28-81	
72	21.0 4:02	2-28-81	
73	23.0 9:38	2-28-81	
74	22.0 10:36	3-1-81	
75	18.0 11:00	3-1-81	
76	17.0 11:05	3-1-81	
77	18.0 11:09	3-1-81	
78	20.0 11:30	3-1-81	
79	19.5 11:37	3-1-81	
80	21.0 12:08	3-1-81	
81	17.0 12:15	3-1-81	
82	20.5 12:30	3-1-81	
83	17.5 12:36	3-1-81	Shallow hole (hard soil formation)

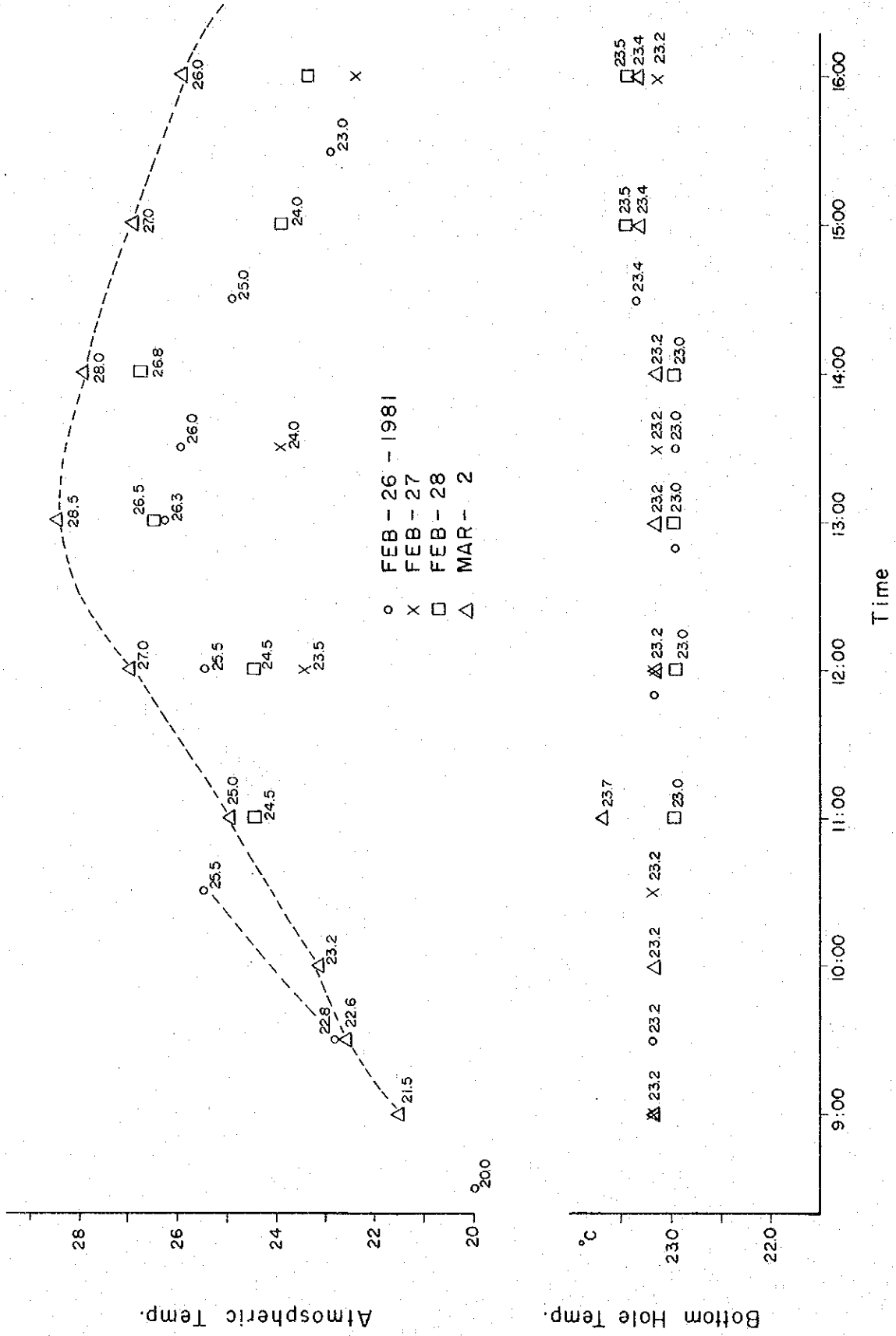


Fig. II-2-3 Daily Variation for Geothermometry of 1 m Depth

$\bar{X} = 20.83$ $\bar{X} = 21.32$
 (including anomaly over 27.0 C)

$S_x = 1.99$

$\sigma_x = 1.97$

$n = 77$

$\sum x = 1604$

$\sum x^2 = 33715.5$

\bar{X} ↓

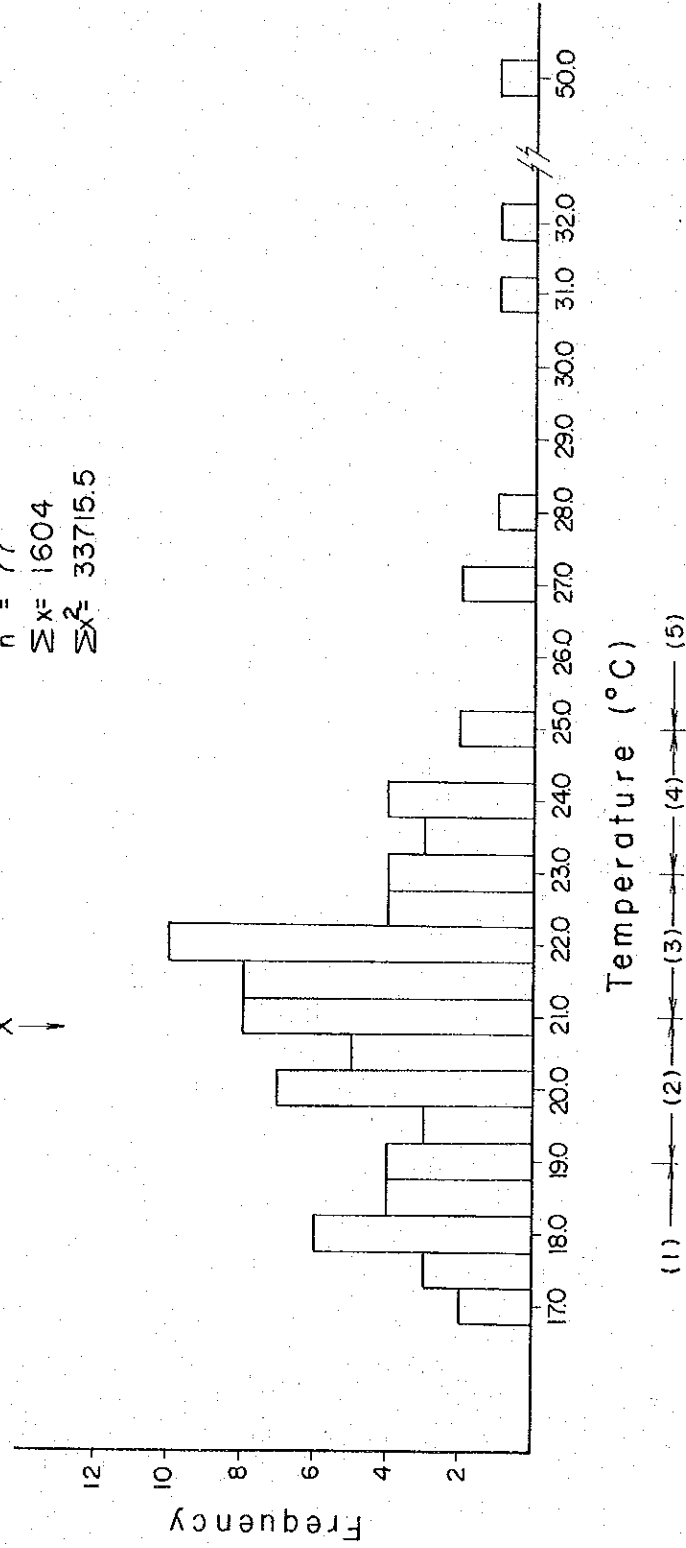
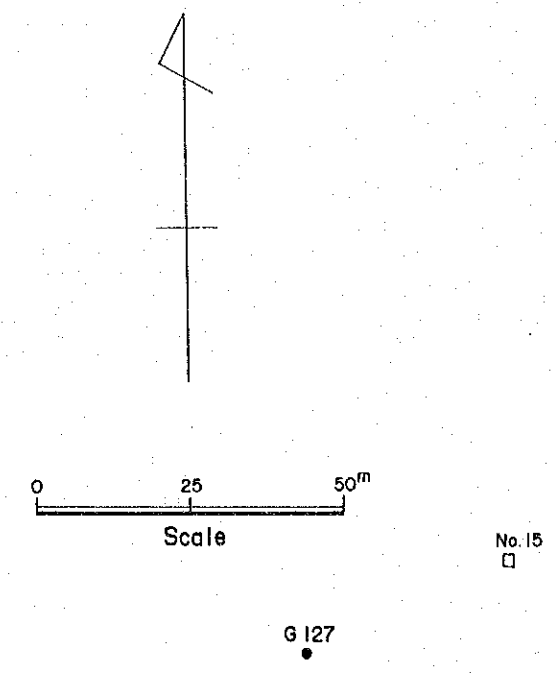
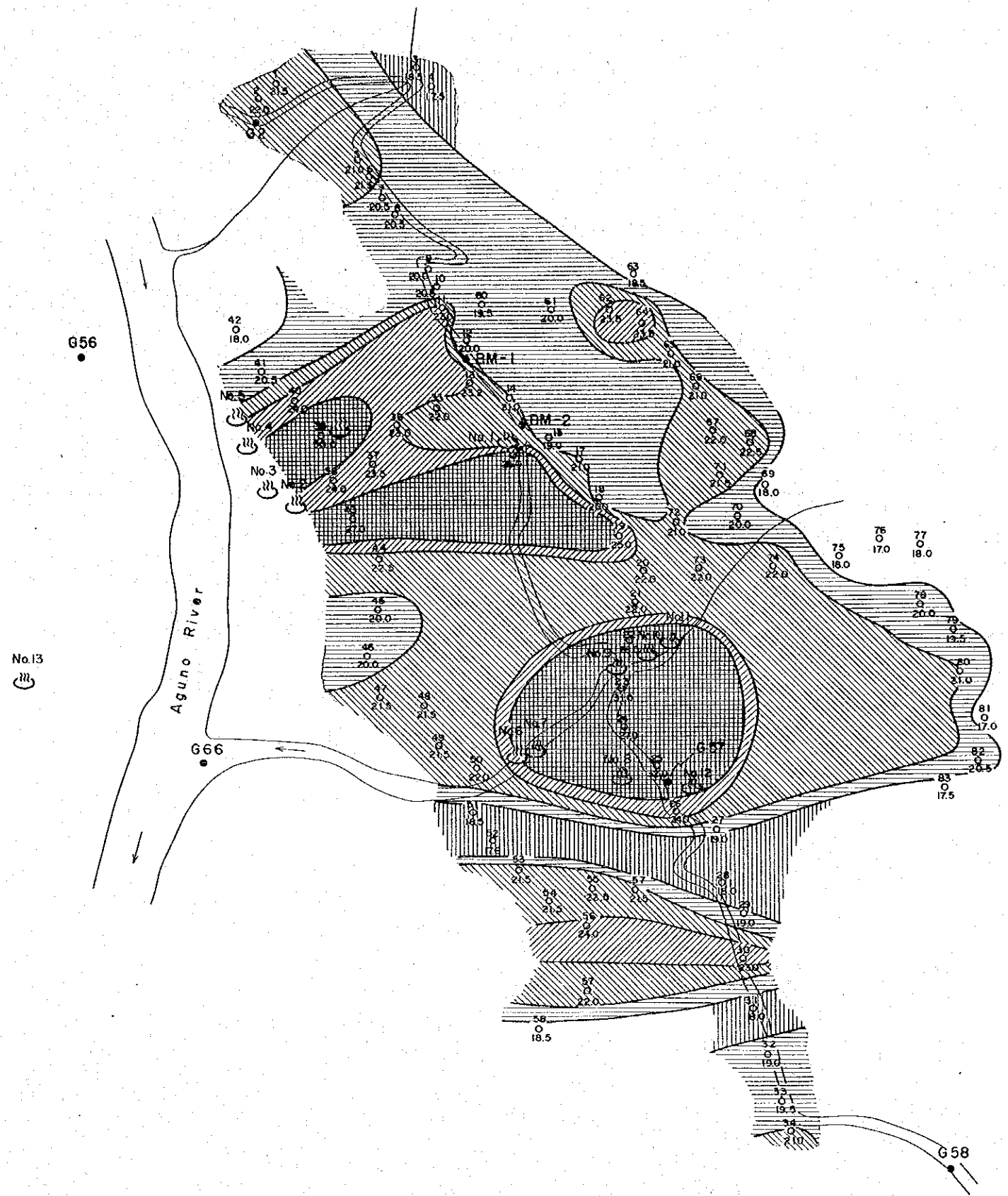


Fig. II-2-4 Frequency of Temperature



LEGEND

- 73 Hole No. > 25.0°C
- o 1m depth hole
- 22.0 Measured temperature (°C)
- G Gravity observation point 23.0~24.9°C
- BM Bench mark 21.0~22.9°C
- Hot spring 19.0~20.9°C
- No. Collected sample < 18.9°C

Fig. II-2-5 Isothermal Map

Table II-2-2 Water and Gas Samples in Buguias

Sample	Temp. °C	pH	Remarks/Location
No 1	62.0	6.10	Hot water flow out from cracks trending N-S with moderate gas bubbling and flow. Extensive iron oxide coating of surrounding rocks. Located a few meters downstream from Man-atong bridge. ***** Gas sample taken for analysis.
No 2	56.0	6.60	Nearest to Man-atong creek terminal along Agno. River trending S-N. Surrounded with other thermal manifestation and vegetation common to hot springs habitat. One water sample was taken solely for Manila laboratory.
No 3	55.0	6.20	Approximately 40 meters WN of No. 2 almost located along the bank of the river but of higher elevation. Thermal water flow out from recent clastics into the river in a horizontal travertine platform into the river.
No 4	58.0	6.40	Hot water flow out from the recent detrital deposit. Located along the bank of the river down north from Bug - 3.
No 5	55.0	6.20	Hot water flow out from travertine cementing the river clastics with moderate gas bubblings. ***** Gas sample taken for analysis.
No 6	60.0	6.20	Hot water flow out from travertine along the upper bank of mid-portion of Asinan Creek. Found above the big plunge of big boulders.
No 7	54.0	6.40	Hot water with moderate bubbling of CO ₂ gas flow out on circular cracks of travertine on the opposite but lower bank and few meters upstream from Bug - 6. ***** Gas sample taken for analysis.
No 8	52.0	6.80	Not recommended for sampling. Located a few meters away from the bank of Kapangan Creek to the south.
No 9	71.0	6.35	High pressure spouting spouting flow out due to small opening in a travertine-domestic-like formation located at the junction of Sedel-Asinan Creeks located below the Asinan Bridge.
No 10	70.0	6.45	Hot water flow out from loose pebble formation near the Asinan bridge. Located a few meters away from the terminal of Sodel Creek. ***** Gas sample taken for analysis.
No 11	19.0	7.07	Lower Sodel Creek sample. Not recommended for sampling and analysis.
No 12	40.0	NA	Not recommended for sampling.
No 13	46.0	8.10	Taken in the western side of River Tutu-o around 100 meters elevation. Thermal water use for drinking purpose. Hot water flow out from unsolidified recent clastics.
No 14	17.0	6.60	Cold spring with intense iron oxide stainings at upper Sodel Creek. Located a few meters downstream of the Sodel water source.
No 15	20.0	8.0	Water taken from the upper Sodel upstream of No. 14.

Table II-2-3 Chemical Composition of Hot Springs and River Water

Chemical Component Sample No.	Temp. °C	PH	CON μS/cm	TSM	Li+	B+	Na+	K+	Ca+	Mg+	Total Fe	Al ⁺	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	As	SiO ₂	* SiO ₂
Bug- 1	62	6.20	12200	7850	7.4	45	2270	315	321	38.6	2.96	0.05	0.12	715	3902	205.8	0.853	123.0	125.4
3	55	6.36	14100	9490	8.3	48	2680	378	418	35.2	3.59	0.06	0.19	848	4583	215.5	1.130	130.5	129.2
4	58	6.42	12800	8380	7.6	48	2350	332	360	36.2	2.44	0.08	0.14	784	4055	198.6	1.049	125.0	125.5
5	55	6.44	13550	9020	7.8	51	2580	345	366	36.2	3.04	0.06	0.22	867	4238	230.9	0.978	130.0	132.2
6	60	6.32	14100	9540	8.1	53	2590	358	404	37.2	8.65	0.10	0.16	2318	4431	230.9	1.969	123.5	121.7
9	71	6.52	16600	11190	9.7	61	3150	422	404	56.0	3.29	0.06	0.18	811	5315	243.5	1.146	142.0	142.0
10	70	6.60	14500	9620	8.5	52	2650	380	358	44.4	2.84	0.09	0.15	741	4563	217.9	0.944	132.5	129.8
13	46	7.42	782	585	<0.1	<1	108	4.4	60.8	3.1	0.10	0.02	0.25	68.6	16.26	293.1	0.020	38.0	44.3
14	17	6.70	897	655	<0.1	<1	15.5	1.6	102.5	21.9	1.28	0.03	0.05	642	2.64	3.3	0.000	39.0	46.4
15	20	7.32	180	125	<0.1	<1	7.0	0.8	24.9	6.3	0.09	0.01	0.02	104.1	3.25	7.4	0.000	22.5	29.9

*SiO₂ : colorimetric analysis

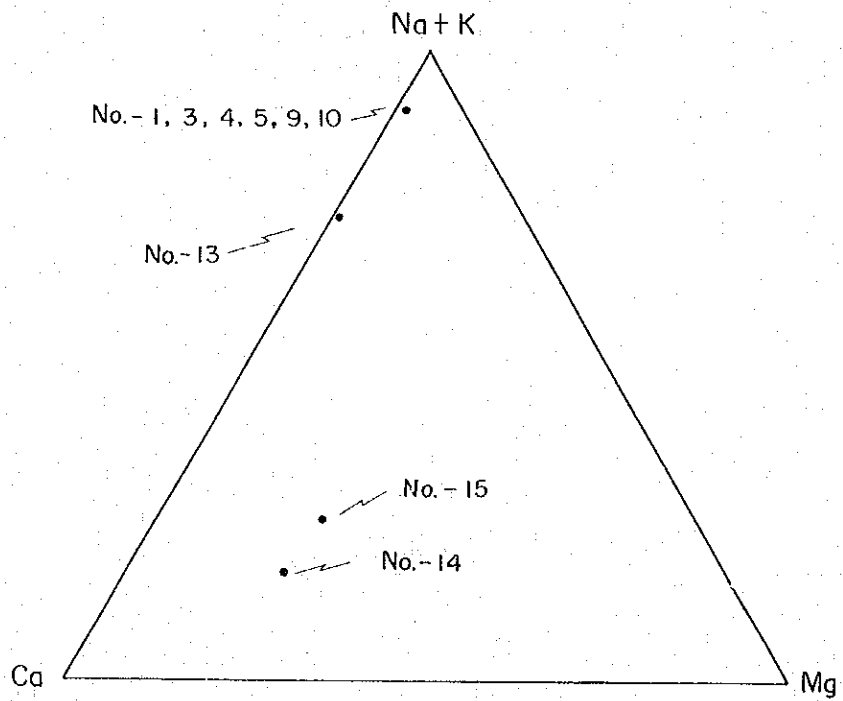
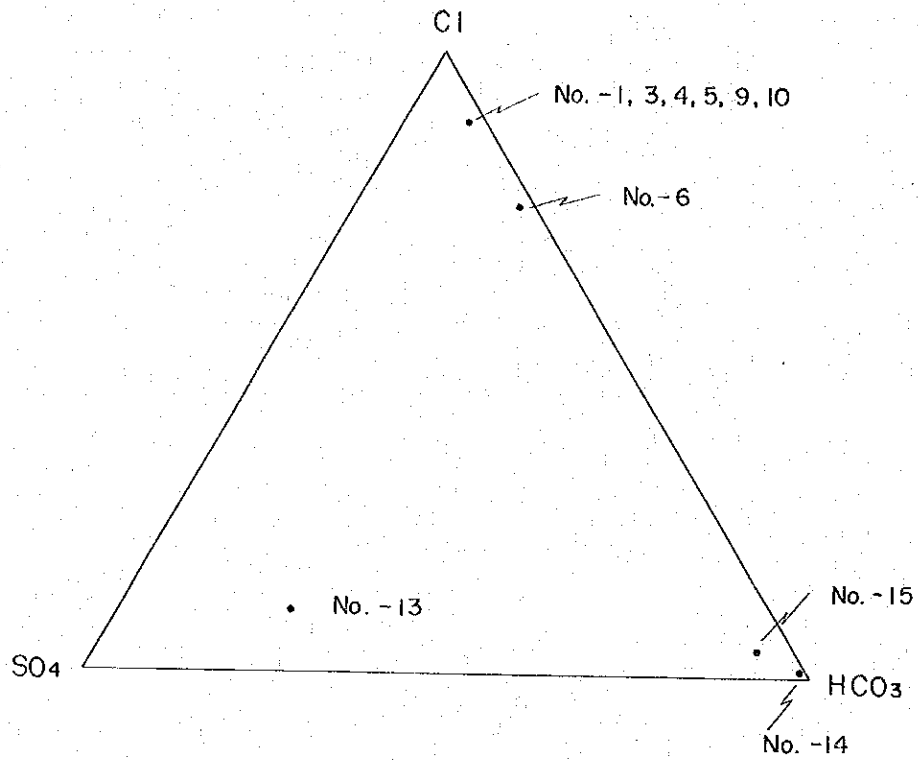


Fig. II-2-6 Diagram of Anion and Cation

$$T_{\text{SiO}_2} (\text{°C}) = (1315 / 5.205 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15$$

ただし, $\text{SiO}_2 = \text{mg} / \ell$

$$T_{\text{Na/K}} (\text{°C}) = (855.6 / \log(\text{Na/K}) + 0.8573) - 273.15$$

ただし $\text{Na}, \text{K} = \text{mg} / \ell$

$$T_{\text{Na-K-Ca}} (\text{°C}) = \frac{1647}{\log(\text{Na/K}) + \frac{4}{3} \log(\text{Ca/Na}) + 2.24} - 273.15$$

ただし, $\text{Na}, \text{K}, \text{Ca} = \text{mol} / \ell$

$$T_{\text{Mg}} (\text{°C}) = T_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}}$$

ここで Δt_{Mg} は $R = \{ \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}) \} \times 100$ が $5 \sim 10$ の場合次式で求められる。

$$\begin{aligned} \Delta t_{\text{Mg}} (\text{°C}) &= 10.66 - 4.7415R + 325.87(\log R)^2 \\ &\quad - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / T - \\ &\quad - 1.968 \times 10^7 (\log R)^2 / T^2 + 1.605 \times 10^7 (\log R)^3 / T^2 \end{aligned}$$

以上の手法によって得られた当地区の温泉水の地化学的特性は以下の通りである。

- 1) 温泉水の化学組成は, Bug. - 13を除き, いずれも NaCl型に属する。この型の温泉水は, 海水の混入のない条件では, 一般に深部地熱水と信じられているものである。
- 2) Bug. - 13の温泉水は, 他の温泉水とやや異なり, NaClにやや乏しく, SO_4 に相対的に富んでいる。温泉水の温度は他の温泉水とほぼ同じであるから, この温泉水には, 地表水のほかに H_2S 温泉ガスを伴った蒸気の凝縮水がかなり多く混入していると推定される。
- 3) 他の多くの地熱水と比べ, 温泉水の Mg・Caの含有量はかなり高い。一般に高温地熱流体では, Mg・Caの溶解度は低いと考えられている (Ellis 1971) ので, 当地の温泉水は, 地表への湧出の過程で, CaおよびMgに富む地層を通過し, その過程において Ca・Mgを溶解したと解すのが妥当であろう。なお, 地質調査の項で述べたように当地区内に発達するプギアス層には石灰岩, あるいはMgに富む玄武岩質火山岩類や, 石灰岩質の薄層が多数狭在されており, それらがCa・Mgの起源となった可能性が高い。
- 4) 温泉水の化学組成から計算された地化学温度は, SiO_2 温度で最も低く, Na-K-Ca温度で最も高い。
- 5) SiO_2 温度計は, 地熱流体が地熱貯留層から直接に, かつ, 早い速度で地表に湧出する場合に適用されるもので, 当地の温泉水のような地表水の混入, あるいは, 地熱貯留層から地表付近のある経路をへて地表に湧出したとみなされる温泉水には本来適用されない。

それにもかかわらず、 SiO_2 温度は 150°C 前後の地化学温度を示しており、地熱貯留温度はより高温であろうと推定される。

- 6) 当地の温泉水では、Ca 含有量が比較的大きいので Na-K-Ca 温度計が適用される。この温度はおおむね 250°C の温度を与える。
- 7) 同時に Mg 含有量も大きいので、Mg 補正を加える必要がある。Mg 補正後の温度は $180\sim 190^\circ\text{C}$ である。
- 8) 当地の温泉水は地熱流体が直接に地表湧出したものではないので、ここで適用された地化学温度は地熱貯留層温度を正確には指示しない。そのような要因を考慮しても、地熱貯留層温度は 200°C を超すであろうと推定される。
- 9) 温度徴候地の分布範囲はブギアスセントラル周辺に限られ、しかも、その温泉水の化学組成はおおむね同一であるので、地表地熱徴候の観察からだけでは地熱貯留層の分布とその高温位置を推定することは困難である。一方、地表地質調査によると、第四紀の石英安山岩質火山体が温泉分布地の東方約 5 km に位置しており、この火成活動がブギアスの温泉の熱源と考えられる。

以上のことから、地熱貯留層の探査は、ブギアスセントラルの東方地区で、極力第四紀火山体に近い地点で実施されるべきであると考察する。



Table II-2-4 Computed Chemical Geothermometry

Sample No.	T SiO ₂ (°C)	T Na-K (°C)	T Na-K-Ca (°C)	T Na-K-Ca-Mg (°C)
Bug - 1	149	226	250	180
3	153	228	252	197
4	150	228	251	189
5	153	221	249	191
6	149	225	250	192
9	158	221	255	175
10	153	230	255	183

第 3 章
重 力 探 查

第3章 重力探査

3-1 調査目的

地質構造の概要を地層および岩石の密度差から解析しようとする重力探査法は、石油資源の探査に始まり、現在では金属鉱床、地熱資源の探査法として広く活用されている。即ち、適切な密度分布を仮定することによって、基盤構造、断層、地溝帯、隆起帯、貫入岩類の潜在などを解析することが可能である。

さらに、地質調査や他の物理探査によって推定された地質構造を確認する目的にも活用されている。一般に、等重力線図は、地質構造や地質の分布と良く一致し、調査地域を規制する大規模な構造運動を読みとることが可能である。このため、重力探査は地熱探査の初期の段階における概査法の一つとして利用されているものである。

日本の温泉地帯における重力探査の結果を見ると多くの温泉が規模の大きな低重力異常の中およびその縁辺部に位置している。同様に、地熱発電の行なわれている大沼、葛根田、鬼首、八丁原等の地熱帯もなんらかの形で規模の大きな低重力異常に関連しており、地熱流体の貯留に適した構造が低重力異常に対応する地溝帯や陥没構造と深い関係があることが判明している。

本調査では、地熱貯留構造に適した低重力の盆状構造又は陥没構造を検出するとともに、熱源を地表近くにもたらず断層構造を見出す目的で重力探査を実施した。

3-2 調査方法

3-2-1 重力概論

地球の重力は地球の質量に関する引力と、自転によって生じる遠心力の合力である。ここで引力は地球が完全な球で、質量分布も球対称と仮定すると、地球上のすべてについて同一の数値をとる。これに対して遠心力は赤道で最大、南北両極で0を示し、ベクトルの的に引力に対して常に反対方向に作用する。したがって、重力は南北両極で「引力=重力」となり最高値を示し、赤道で「引力-遠心力=重力」となり最低値を示すことになる。これは、重力が緯度によって変化することを意味するが、遠心力は最大でも引力の約0.3%にすぎないから、近似的には遠心力を無視してもさしつかえない。

ここで重力は本来、力として定義するが、物体の質量を1として加速度で取扱うことが多く、 1 cm/sec^2 の加速度を1 gal (ガル)と称している。1 galの1/1,000が1 mgal (ミリガル)で地球物理学や測地学の分野では、この単位が多く使われ、重力探査における重力異常はすべてこの単位で扱われる。なお、重力の大きさは g で表わされ、前述した地表における重力値 g は略々980 galである。

これまでは地球を完全な球と仮定していたが、実際には赤道半径6,378,140 m, 偏平率1/

298.257の扁平な回転楕円体である。したがって、地表から中心までの距離は、赤道が最も大きく南北両極が最も小さい。引力は距離の二乗に反比例するから、緯度によって変化することになる。これは遠心力と同様の方向に作用するから、いずれにしても重力は南北両極で最大、赤道で最小となる。ここで地表というのは理論上、重力の等ポテンシャル面を意味するもので、これをジオイドと称する。ジオイド面は地球の全表面を水でおおったときの水面がとる形に近似され、地球楕円体に近い形をしている。最近の人工衛星測地学によると、ジオイドは西洋梨型をしているといわれている。

これまでのことから、緯度によって異なる遠心力や引力を計算することによって、地球の重力を理論的に算出することができる。そして、地球の質量分布が完全に球対称なら、実測した重力と理論的な重力は一致しなければならない。地球は略々成層構造をしているが、かならずしも球対称ではなく、質量分布の不均一も存在する。したがって、実測した重力と理論的な重力は一致しないのが普通で、その差異が重力異常として表現されるのである。重力探査は重力異常から質量分布の不均一、すなわち密度構造を推定し、地質構造を解明するものである。

なお、実測された重力値から重力異常を求めるためには潮汐、ドリフト、フリーエア、ブーゲー、地形、緯度などの各種補正が必要であるが、これについては本報告書で後述する。

3-2-2 測点計画

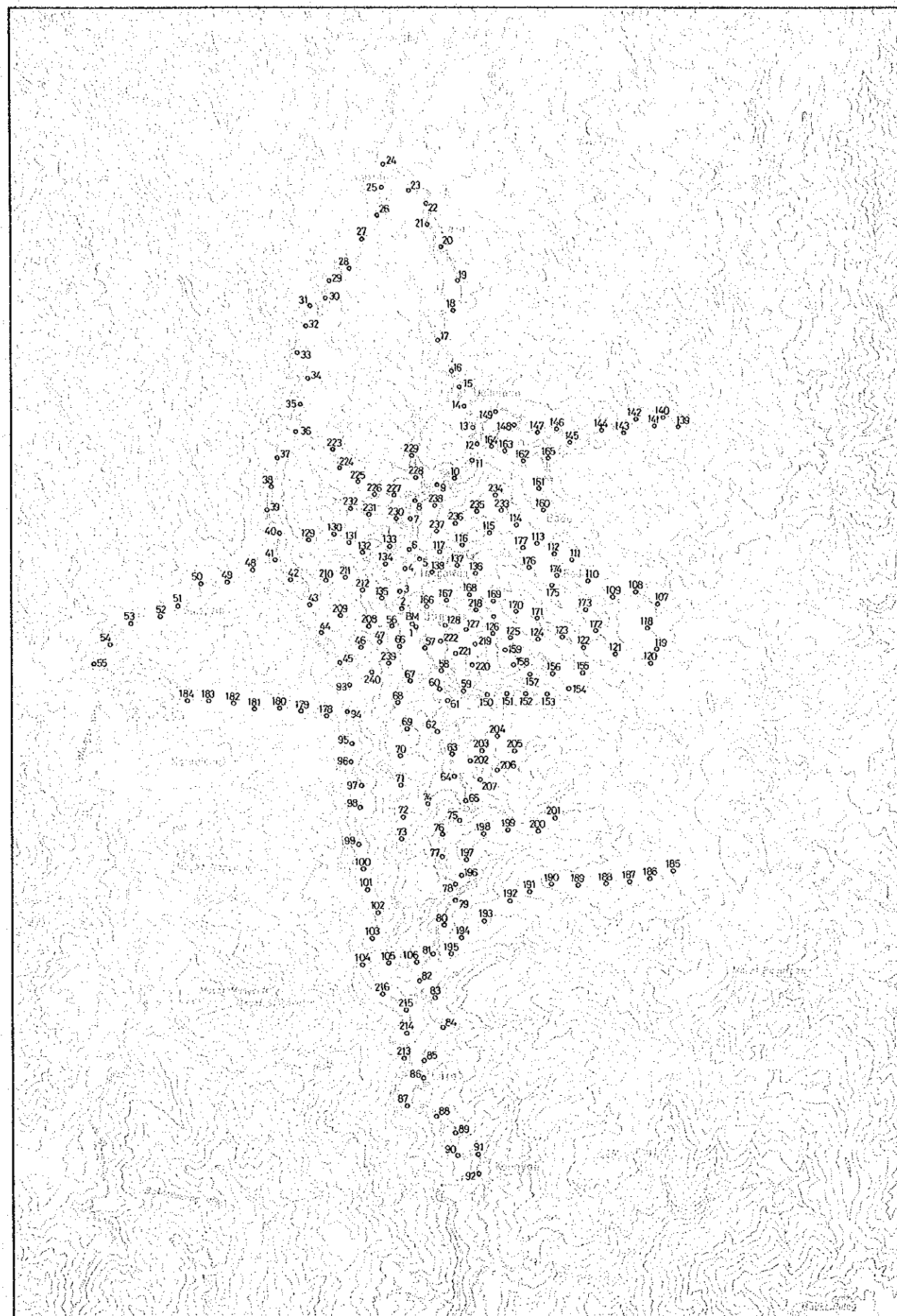
測点配置はFig. II-3-1の測点位置図に示すとおりで、国際協力事業団と本調査団が協議立案した計画に従っている。計画測点は240点であったが最終的には241点を実測する事ができた。このうち132点について水準測量、8点についてトラバース測量を実施し、残りの101点については精密気圧高度計を使用して測点高度を求めている。測点Noは欠番なしの1から240で、その他に重力基準点900が含まれている。

調査面積は約140km²で、測点間隔は50.0mを標準にした。測点はブギアス村を中心として配点したが、地形が急峻であったため、測点は沢、および尾根沿いに選点せざるを得ず、調査地域内に均等な測点密度にて配点することができなかつた。測点の位置は、トランシット、ポケットコンパスによる測量にプラントコンパスによる簡易測量を併用して、道路、山路の位置をおさえ、測点の経緯度を明らかにした。

3-2-3 重力計

重力測定には、La Coste & Romberg社のG型重力計を使用した。その仕様・性能は次のとおりである。

型式・番号	G-236
観測範囲(mgal)	0.00~7440.76
恒温槽温度(℃)	47.5
リーディングライン	2.60



Buguias Geothermal Development Survey
 the Republic of the Philippines

LOCATION OF GRAVITY
 OBSERVATION POINTS

0 1000 6000 km

Jan ~ Feb, 1981 Fig. II-3-1

製作年月日 1970年7月
 本体寸法 (cm) 14×15×20
 本体重量 (kg) 8.6

ラコステ重力計の特徴は、観測範囲が極めて広いことで、リセットなしで地球上全地域の重力観測が可能である。ラコステ重力計の重力観測値は、日本のような中緯度地域では測点高度のいかんにかかわらず、略々3,000 mgal～4,000 mgalの範囲にあるが、本地域のように低緯度の地域では1,800 mgal～2,100 mgal程度に低下する。ラコステ重力計は、こうした広範囲の重力観測値をリセットなしで観測できるため、後述するように日本＝フィリピン＝日本のような往復観測が可能であった。

また、ドリフト率が小さいこともラコステ重力計の特徴で、通常1日当たり0.1 mgal以下、1箇月当たり0.5 mgal以下と言われている。従って、閉塞観測が通常1日1回で十分なため、高精度の重力観測を能率的に実施する事ができる。ラコステ重力計の重力計定数は、重力計個々の特性によって異なり、それぞれの重力計について個々に用意されている。使用する定数の範囲は、調査地域の測点高度および緯度によって異なるが、本調査では次の重力計定数を使用した。

Table II-3-1 Milligal Value for LaCoste & Romberg, Inc.
 Model G Gravity Meter #236

Counter Reading	Value in Milligals	Factor for Interval
1,600	1,701.202	1.06352
1,700	1,807.554	1.06357
1,800	1,913.911	1.06360
1,900	2,020.271	1.06367



3-2-4 重力値の基準

当初は重力値の基準となる既知重力点を本調査地域付近に確認するのは困難と予想されたので、日本国内に所在する既知重力点と閉塞することによって、本調査に使用する重力値を決定する予定であった。しかし、マニラ市郊外のモンテンルバ (Muntinglupa) に国際重力点が確認されたため、この重力点を含めた閉塞観測を実施した。Table II-3-2が閉塞観測の結果で、プギアス宿舎に設定した重力基準点No 900の重力値を算出したものである。本調査では、No 900の重力値をモンテンルバの重力値との比較測定により決定したが、この値は国際重力基準網1971 (IGSN71)* に基づく日本国内の重力点より算出した値よりも約

1.9 mgal 大きい。これはモンテンルパの重力値がポツダム系重力値であるためと考えられ、本来なら IGSN71 に基づいた重力値を採用すべきであるが、今後フィリピン国所有の重力探査結果との結合の可能性を考慮してモンテンルパの重力値に基づく重力値 978,216.057 mgal を基準として、すべての重力計算を実施した。

なお、Table II-3-2 中の 13159C は東京都目黒区の旧国土地理院内に位置する国際重力点で国際重力基準網 1971^{*} に属し、BM6642 は栃木県塩谷郡鬼怒川温泉に所在する水準点のベンチマーク番号である。閉塞時間は 123 日間にも及ぶが、ドリフトは 0.233 mgal にすぎず、単純なドリフト率は 0.0027 mgal/day である。また、ブギアス 900 と BM6642 との間には約 1,600 mgal に及ぶ重力値の差異が認められるが、こうした大きな重力差をリセットなしで観測できることおよび前述したドリフトが小さいことなどがラコステ重力計の長所である。

* 従来のポツダム系重力値に代るものとして、1971年、国際測地学地球物理学連合 (IUGG) は世界中の重力測定の大集大成として、1854 点の重力測定点の新重力値を決定した (IGSN71)。これらの点の中には日本国内の測定点も 39 点含まれていて、東京都目黒区の旧国土地理院内の 13159C は日本国内で最も高精度に新重力値が決定された。13159C TOKYO の値は 979,763.19 mgal である。

即ち、この点の重力値は世界各地の重力測定点と連結されていて、測地学、地球物理学的に大切なものである。(1966年にはマニラとも連結されているが、モンテンルパの値は、従前のポツダム系の値しか入手することが出来なかった。)

3-2-5 水準測量

水準測量は、全測点の 241 点のうち、132 点について実施されたもので、測器舎製 B-2 型自動レベルによる直接水準測量である。測量の基準には、ギナオアン (Guinaoang) の既知標高点 (北緯 $16^{\circ}49'30''77$ 、東経 $120^{\circ}49'0''04$ 、高度 1503.55 m) を採用した。

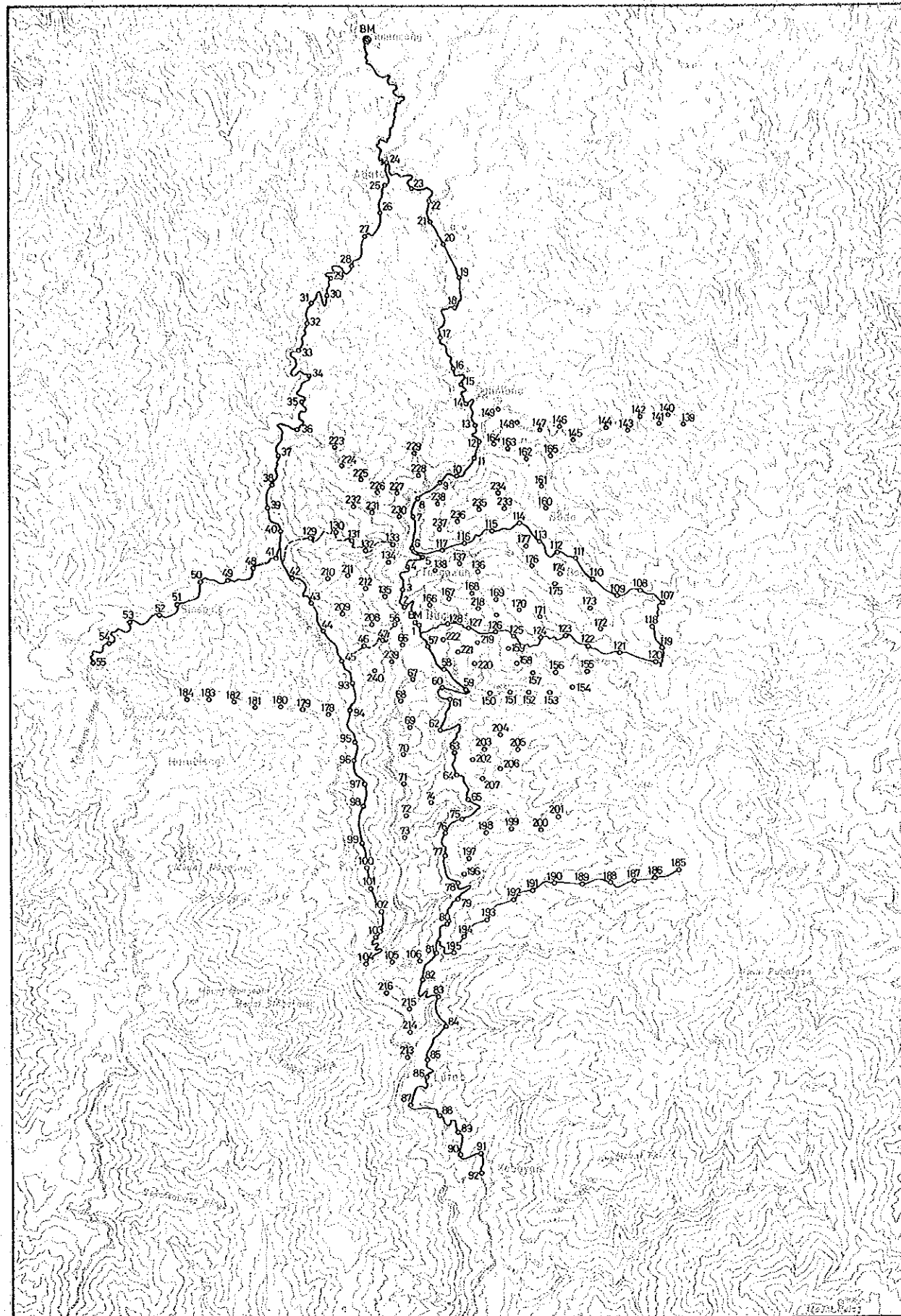
水準測量網としては主要道路を幹線ルートとして、全体的に閉合するように配慮した。

また、閉合ルート中、地形の特に急峻な区間の 8 点については、測器舎製 GT60 型トランジット・コンパスによりトラバース測量を実施し測点高度を決定した。

3-2-6 精密気圧高度計による測量

水準測量およびトラバース測量を実施することの出来た測点を除く 101 点については American Paulin System 社製 Model MDM-5 精密気圧高度計 2 台を使用して測点高度の測量を実施した。1 台は水準測量により高度が決定されている測点に設定して連続測定を実施し、他の 1 台により移動観測を実施した。

測定値に対しては次に示す温度、気圧および閉塞差の各補正を施している。



Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

ROUTE MAP OF LEVELLING
SURVEY



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II-3-2

(1) 温度補正

温度補正は高度計の読取値に対するもので、下記の式から算出される。

$$\delta H_T = 0.00204 \cdot \Delta H (F - 50.0)$$

δH_T : 2点間における温度補正值

ΔH : 2点間の高度読取値の差

F : 2点間の平均気温(°F)

δH_T は2点間の高度読取値の差に対する補正值であるから、高度計による測点が連続する場合の補正值は、その測点にいたるまでの各2点間の温度補正值 δH_T の和 $\Sigma \delta H_T$ であたえられている。

(2) 気圧補正

気圧補正は気圧の変化に伴う指示高度の変化を補償するもので、本調査では、定点用記録計の連続測定結果に基づいて補正している。

(3) 閉塞差補正

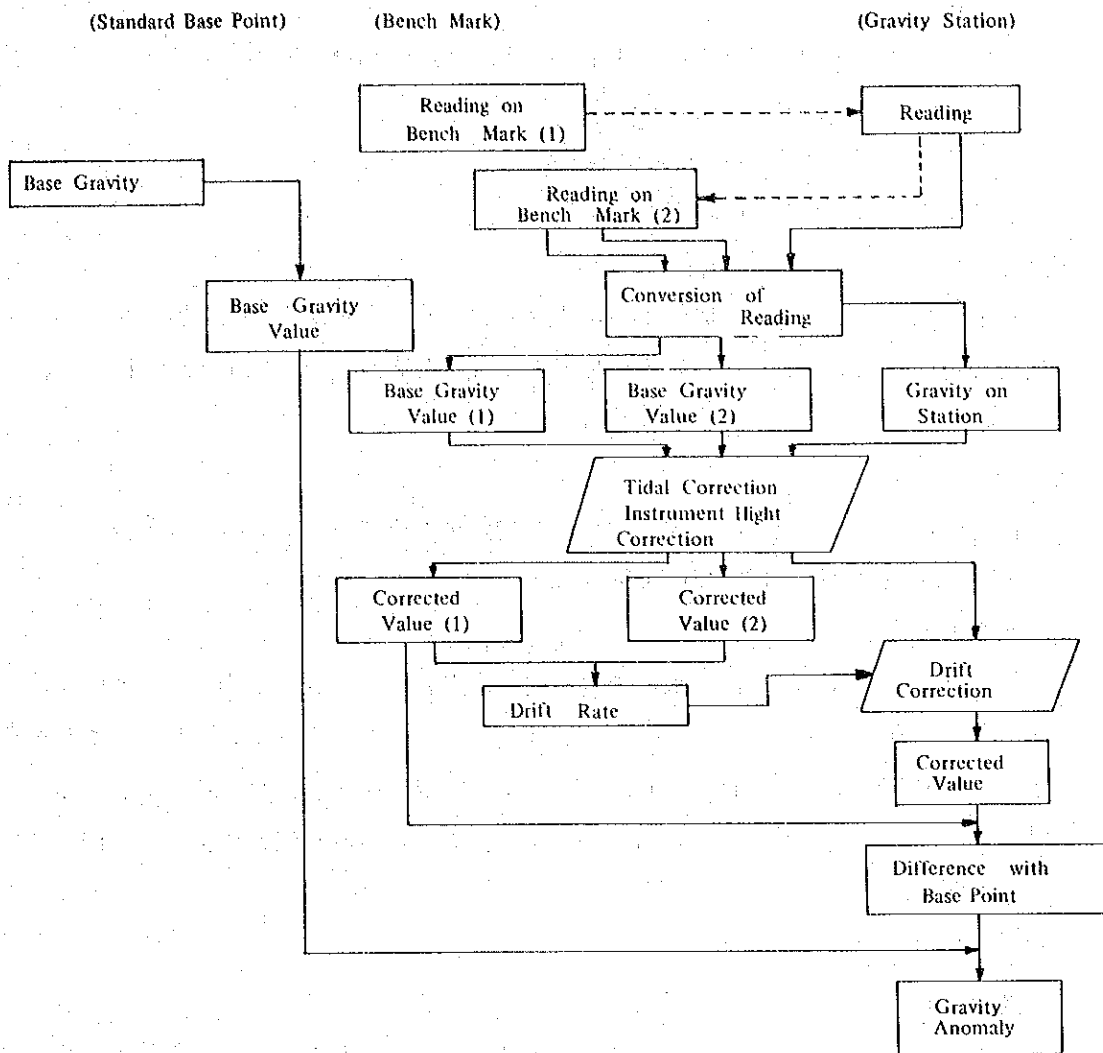
高度計による高度測定は、水準測量と同様に高度既知点から出発し高度既知点に閉塞させるが、一般には閉塞した既知点の高度測定値と既知高度が一致しない。これを補償するのが閉塞差補正で、閉塞した高度既知点の高度計読取値に温度補正および気圧補正をほどこした補正済み高度と既知高度の差を、出発点からの時間に比例して各測点に配分している。

3-3 重力補正

重力補正とは重力計による観測値から等重力線図の作成に必要なブーゲー異常値を算出する計算過程である。この計算は通常、観測値から重力値までと重力値からブーゲー異常値までに分割して実施する。

3-3-1 重力観測値の処理

重力計による観測値から重力値を算出するまでの過程は次に示すとおりである。



(1) 観測値の換算

重力計のダイヤル読取値は一般に無名数なので、これを重力の単位に換算する必要がある。ラコステ重力計におけるダイヤル読取値から重力観測値 (mgal 単位) への換算は次の式によって行われる。

$$V_{rk} = K + k (V_r - V_{r0})$$

V_{rk} : 重力観測値

V_r : 重力計読取値

V_{r0} : V_r の 10 位以下を切り捨てた数値

K : V_{r0} に対応する重力計定数

k : 換算係数

ここでKおよびkは重力計固有の数値で、本調査の観測範囲におけるKおよびkを重力計の項に記載している。

(2) 潮汐補正

潮汐補正は月、太陽などの天体の位置の変化が重力計におよぼす影響を除去する補正で、年、月、日、時、分および緯度、経度によって変化する。本調査では月と太陽による潮汐力を次式から各測点ごとに算出し潮汐補正值とした。

$$V_{et} = -\Sigma 1.16 u$$

$$u = -\frac{3}{2} \cdot G \cdot M \cdot \frac{a}{r^3} \left\{ 3 \left(\sin^2 \delta - \frac{1}{3} \right) \cdot \left(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3} \right) + \sin 2\delta \cdot \sin 2\varphi \cdot \cos \theta \right. \\ \left. + \cos^2 \delta \cdot \cos^2 \varphi \cdot \cos 2\theta \right\}$$

V_{et} : 潮汐補正值

u : 天体の潮汐力

G : 万有引力定数

M : 天体(月、太陽など)の質量

a : 地球の中心からの距離

r : 天体と地球との距離

δ : 天体の赤緯(赤道から南北に測った角度)

φ : 観測点の緯度

θ : 天体の時角(天体の子午面と測点の子午面との角度)

[注] 定数1.16は地球が完全な剛体でないため、天体の起潮力によって地殻が変形し、それによって重力が小さくなるための定数である。

なお、本調査では潮汐補正值を検定する目的から、重力の定点観測を実施した。定点における重力観測値は潮汐力のみによって変化するから、12時間以上の定点観測を実施すれば潮汐補正值の検定が可能である。

Fig. II-3-3は、1981年3月5日午前6時00分から3月6日午前6時00分までの24時間におよぶ重力の定点観測結果で、2つのピークとボトムを観測している。重力観測値と潮汐補正值の周期は極めて良く一致し、ピークで+0.102 mgal、ボトムで-0.197 mgalの変化が認められるにもかかわらず、その誤差は10数μgalにすぎない。なお、Fig. II-3-3では見易さのために符号を変えて同相成分にしているが、実際には「定点観測値-潮汐補正值=0」となる。

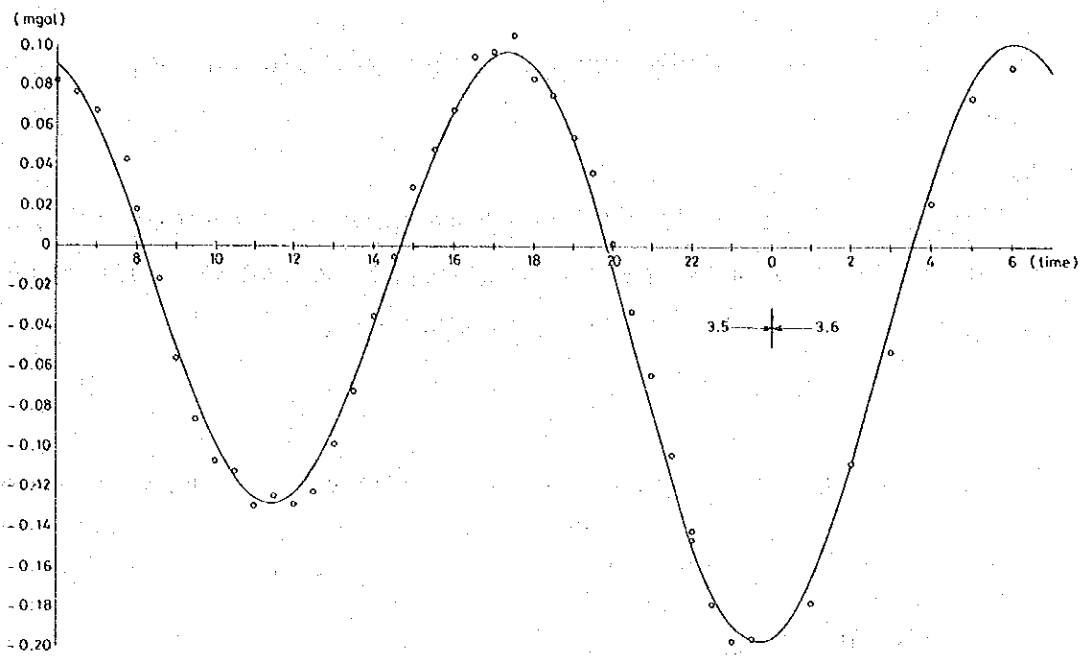


Fig. II-3-3 Diurnal Variation at Gravity Station

(3) 器械高補正

器械補正は観測された重力値を水準測量した測点高度の重力値に換算するための補正で、次の式による。

$$V_{hi} = 0.3086 \cdot h_i \times 10^{-2}$$

V_{hi} : 器械高補正值

h_i : 水準測量した測点から重力計上面までの高さ (cm)

(4) ドリフト補正

ドリフトは重力計に固有する誤差でほぼ時間に比例して変化する。この誤差を補償するためにおこなうものがドリフト補正で、ドリフトの変化率は重力計の固有特性、気温および気圧の変化、取扱方法などによって異なり、必ずしも一定でない。本調査では閉塞誤差をドリフトによるものと見なし時間に比例して各測点に配分した。

なお、本調査のドリフトおよびドリフト率は重力計の項に前述したように、いずれも仕様を充分満足している。

(5) 重力値

重力観測値 (V_{rk}) に対するすべての補正の過程は次式であらわされる。

$$V_c = V_{rk} + V_{hi} + V_d$$

V_c : 補正済重力観測値

V_{rk} : 重力観測値

V_d : ドリフト補正值

この補正済重力値 (V_c) と観測基点の補正済重力観測値 (V_g) との差 (Dg) を基点重力値 (Bg) に加えたものが測点の重力値 (g) で、これは国際標準重力値と同じ基準の重力値である。すなわち

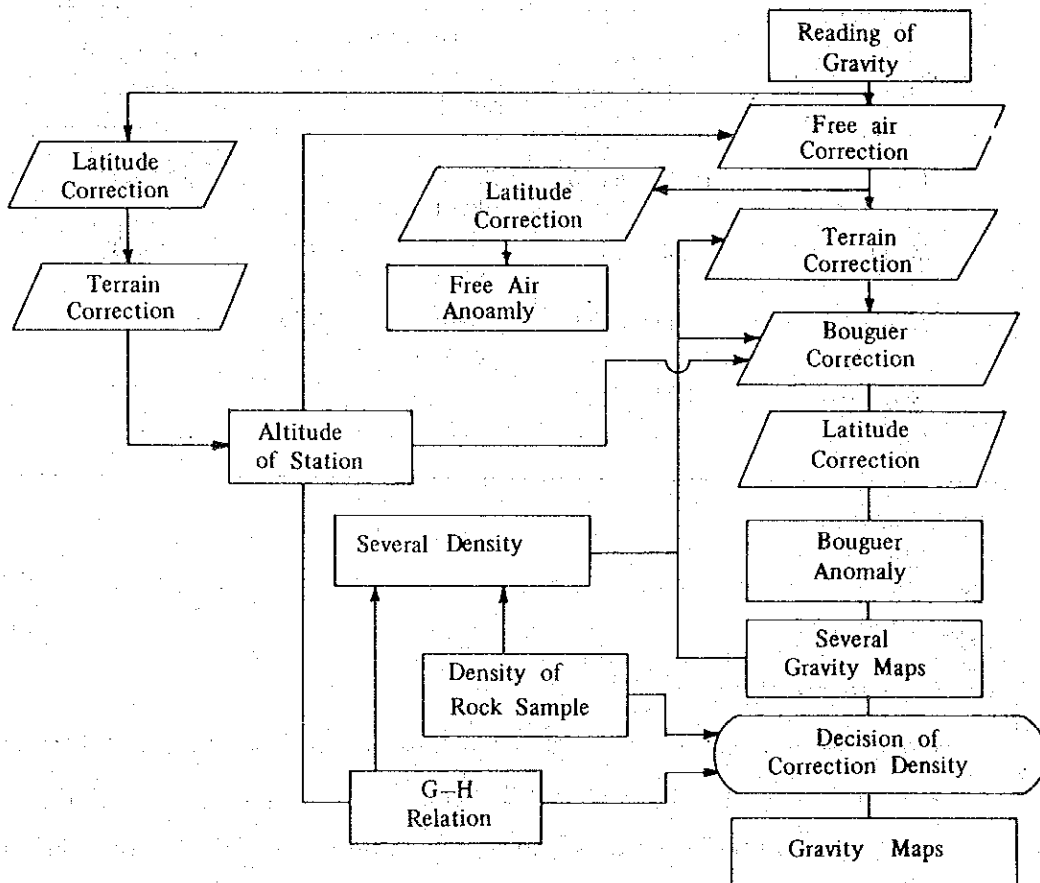
$$Dg = V_c - V_g$$

$$g = Bg + Dg$$

であらわされ、 V_c が測点における観測値で、 V_g がその閉塞に際して得られる観測基点の観測値である。また、基点重力値 Bg の算出過程は、重力値の基準の項に前述した。

3-3-2 重力値の補正

重力値からブーゲー異常値を算出し、等重力線図を作成するまでの過程は次に示すとおりである。



(1) フリー・エア補正

フリー・エア補正は、任意の高度の測点で観測された重力値を平均海水面（ジオイド面）上の重力値に換算する補正で、ブーゲー補正と合わせて高度補正と呼ばれている。フリー・エア補正値は次の式であらわされる。

$$\delta g_0 = 0.3086 \cdot H_m$$

δg_0 : フリー・エア補正値

H_m : 測点高度 (m)

(2) 地形補正

地形補正は、測点の周囲の地形の凹凸が重力計に及ぼす影響に関するもので、地形の凹凸を測点高度に等しい平面に換算する補正である。補正は測点から遠い順に、遠方、中間、近傍、極近傍、および周辺の種類に分割しておこない、測点に近いほど影響が大きいため、それに応じて地形高度読取りの格子間隔を狭めて精度を高めている。

各補正の範囲、格子間隔等は Table II-3-3 のとおりである。

Table II-3-3 Range and Size of Grid for Topographic Corrections

Kinds of Correction	Range radius (km)	Grid Interval		Topographic Map Used
		X (m) (min)	Y (m) (min)	
Far	16.00 - 64.00	7,108 (4')	7,376 (4')	1/200,000
Middle	4.00 - 16.00	1,777 (1')	1,844 (1')	1/ 50,000
Near	1.00 - 4.00	444.3 (0.25')	461.0 (0.25')	1/ 50,000
Neighbour	0.02 - 1.00			1/ 25,000
Close	0.00 - 0.02			sketch

ここで、補正の範囲を示す数値は測点を中心とする円の半径を意味するもので互いに重複することはない。

(a) 遠方・中間・近傍地形補正

遠方、中間および近傍地形補正はいずれも緯度、経度の座標系による地形高度をデータとし、Fig II-3-4 に示す円板を使用している。補正値は、各扇形に含まれる地形高度の平均値を各扇形の地形高度とし、下式により求め、これを累計したものを各々遠方、中間および近傍地形補正値としている。

Table II-3-2 Gravity Standard Values

	13159C Tokyo	Muntinglupa	Buguias 900	BM 6642
Latitude	N 35° 38.6'	N 14° 22.5'	N 16° 43.4'	N 36° 50.6'
Longitude	E 139° 41.3'	E 121° 0.9'	E 120° 49.5'	E 139° 43.9'
Date of Observation	1981. 1. 16	1981. 1. 23	1981. 1. 30	1981. 5. 19
Time of Observation	14 h 39 m	18 h 6 m	8 h 2 m	9 h 12 m
Reading Value	3349.406	2020.060	1878.652	3421.386
Instrument Height (m)	0.21	0.27	0.23	0.26
Milligal Value	3562.851	2147.976	1997.565	3639.484
Earth Tide Correction (mgal)	- .073	- .035	- .0007	.072
Instrument Correction (mgal)	0.065	0.083	0.071	0.080
Corrected Value (mgal)	3562.843	2148.024	1997.629	3639.636
Drift Correction (mgal)	0.000	- 0.019	- 0.037	- 0.233
Corrected Value (mgal)	3562.843	2148.005	1997.692	3639.403
Gravity Difference (mgal)	0.000	(976218.464) 1414.838	(976218.465)	76.560
Gravity Value (mgal)	979763.190	978366.470	978216.057	979839.750

$$\delta g_o' = \frac{2}{n} \pi G \rho (R_1 - R_2 - \sqrt{R_1^2 + (H - H')^2} + \sqrt{R_2^2 + (H - H')^2})$$

- $\delta g_o'$: 地形補正值
- n : 環の分割数
- π : 円周率
- G : 万有引力定数
- ρ : 密度
- R_1 : 扇形の小円弧の半径
- R_2 : 扇形の大円弧の半径
- H : 中心点の高度
- H' : 扇形の平均高度

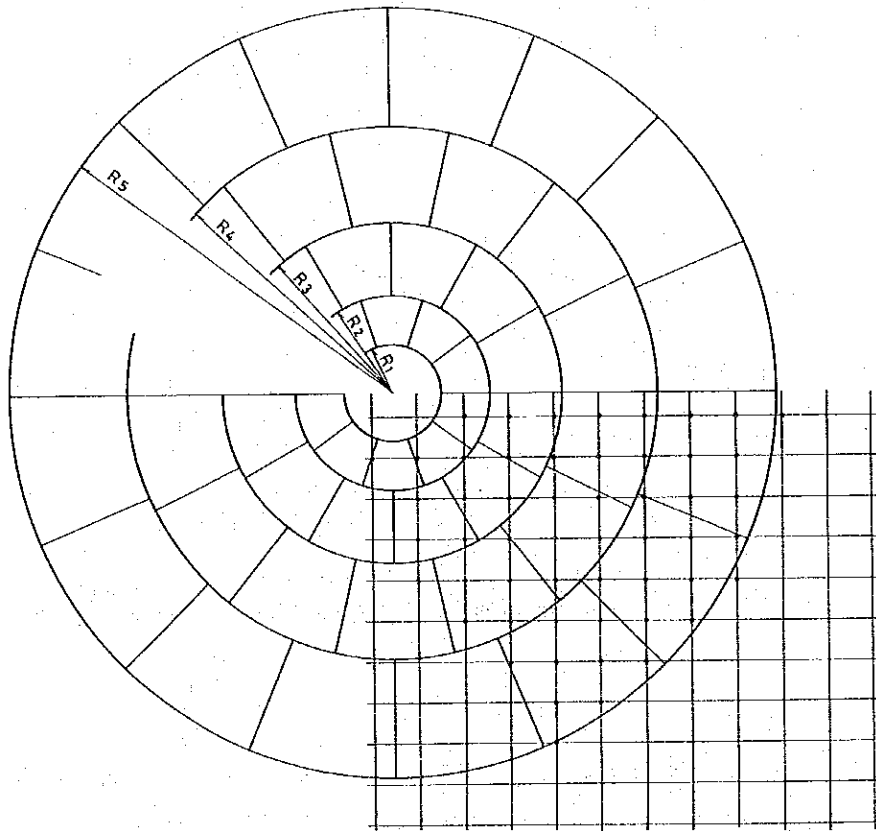


Fig. II-3-4 Disc Used for Topographic Correction (Far, Middle and Near)

なお、緯度および経度の格子間隔は最小の扇形内に必ず1点の格子点が含まれるように設定した。

(b) 極近傍地形補正

極近傍地形補正には、Fig II-3-5に示す半径20m~1,000mの範囲を6.6個の扇形に区分した円板を使用した。2万5千分の1地形図上に測点を中心としてこの円板を重ね、各扇形について読み取った平均地形高度より補正値を算出した。補正値の算出式には前述の式を用いた。

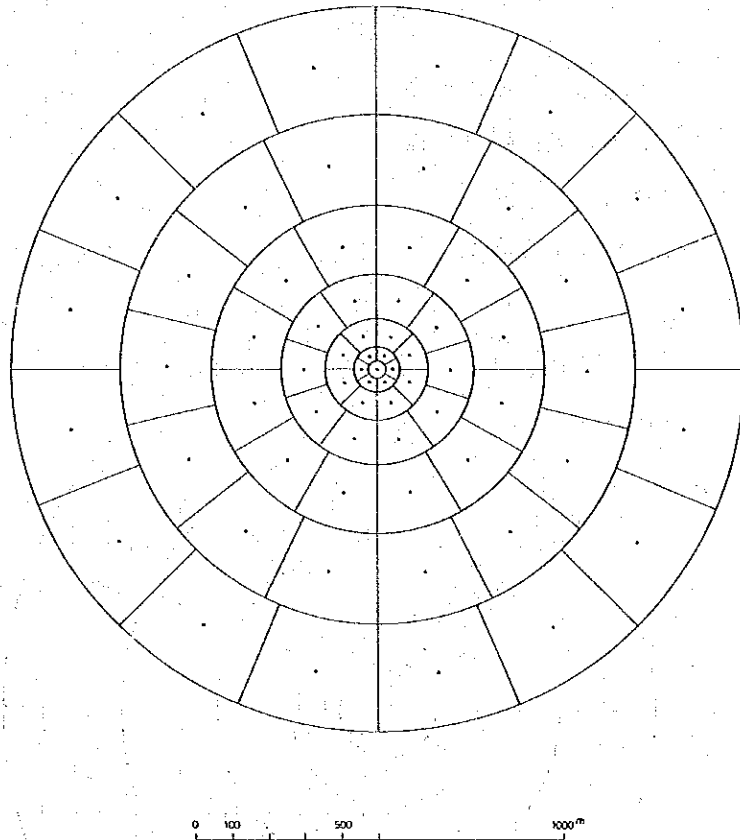


Fig. II-3-5 Disc Used for Topographic Correction (Neighbour)

(c) 周辺地形補正

周辺地形補正値は最大地形断面のスケッチより後述する方法により算出した。

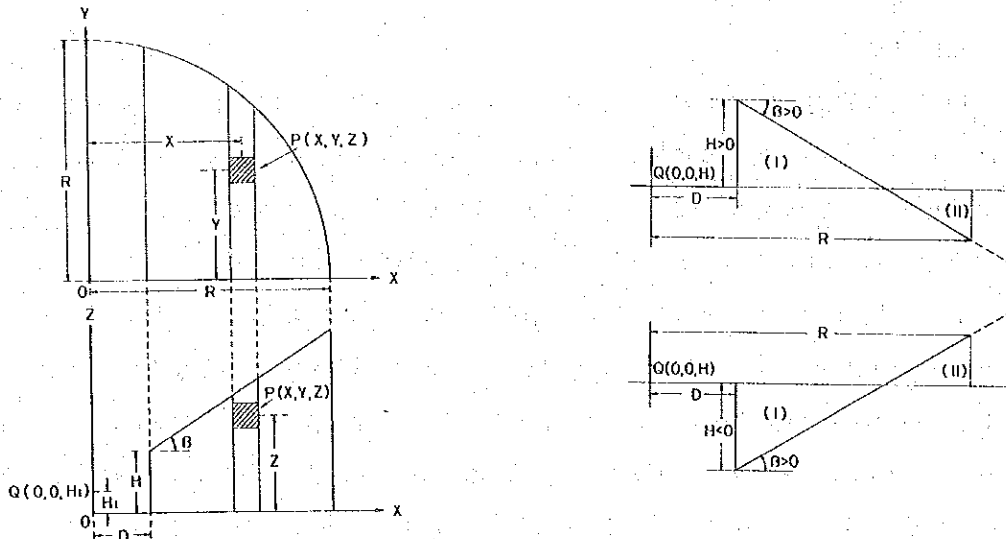
重力計の位置をO, 半径Rの半円内の傾斜崖の地形補正値 $\delta g_o'$ は、重力計から崖までの距離をD, 崖の傾斜角を β , 重力定数をG, 崖を構成する物質の密度を ρ とすると

$$\delta g_o' = G\rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \int_0^{H+(X-D)\tan\beta} \frac{Z dX dY dZ}{(X^2+Y^2+Z^2)^{3/2}}$$

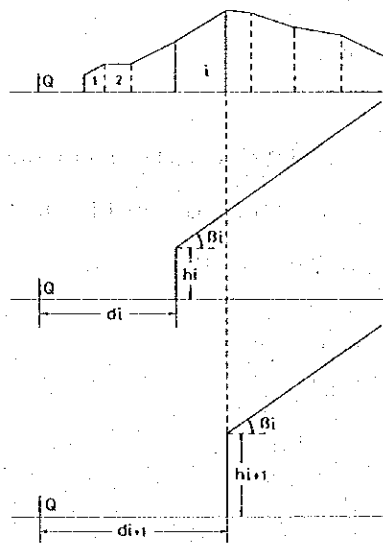
$$= 2G\rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \left(\frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2}} - \frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2+(H-D\tan\beta+X\tan\beta)^2}} \right) dX dY$$

$$= 2G\rho \int_D^R \left(\log \left| \frac{R-\sqrt{R^2-X^2}}{R+\sqrt{R^2-X^2}} \right| - \log \left| \frac{\sqrt{R^2+(H-D\tan\beta+X\tan\beta)^2}-\sqrt{R^2-X^2}}{\sqrt{R^2+(H-D\tan\beta+X\tan\beta)^2}+\sqrt{R^2-X^2}} \right| \right) dX$$

この積分式は初等関数で書き表すことができないので、Simpson 1/3 則を使って数値積分によって求める。



地形断面が複雑な場合には下図に示すように地形をブロック化し、ブロック各に地形補正値を算出し、これらを累計して周辺地形補正値とした。



(3) ブーゲー補正

ブーゲー補正は高度補正の1つで、測点の重力値を平均海水面上の重力値に換算するときに、測点と平均海水面との間に存在する岩石等の影響を取り除く補正である。ブーゲー補正值は次の式であらわされる。

$$\delta g_0^g = -2\pi G\rho Hm = -0.0419\rho Hm$$

δg_0^g : ブーゲー補正值

ρ : 補正密度

Hm : 測点高度

(4) 緯度補正

地球上の観測重力値(絶対重力値)は赤道上で小さく両極に向って大きくなる。これは、観測重力値に地球の自転による遠心力の影響が含まれているからである。この影響を補正するのが緯度補正である。地球上での遠心力は緯度によって変化し、赤道上で最大値を示し、両極に向って減小し両極点で最小値を示す。

重力の絶対異常値を求める際に、絶対重力値より標準重力値を差し引くため、自づから緯度補正を施したことになる。従来、標準重力の算出には国際重力式(International Gravity Formula)を用いていたが、今日ではこの式は廃止され、正規重力式(Normal Gravity Formula)が標準的な地球重力を与えるものとして公認されている。従って、本調査では標準重力値の算出に正規重力式を用いた。

国際重力式とは1930年のIUGG(International Union of Geodesy and Geophysics)の会議において認められたものであり、これを次式に示す。

$$\gamma_{1930} = 978.0490(1 + 0.0052884\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi)$$

γ_{1930} : 国際重力値 (gal)

φ : 緯度

正規重力式とは国際測地学協会 IAG (International Association of Geodesy) で採択された測地基準系 1967 (Geodetic Reference System 1967) に基づき定義された式で、これを次式に示す。

$$\gamma_{1967} = \frac{a\gamma_E \cos^2\varphi + b\gamma_P \sin^2\varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2\varphi + b^2 \sin^2\varphi}}$$

a : 赤道半径 6,378,140 m

b : 極半径 6,356,755 m

γ_E : 赤道における標準重力 978.03184558 gal

γ_P : 極における標準重力 983.21772792 gal

この式を国際重力式にならってあらわせば、

$$\gamma_{1967} = 978.03185 (1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi)$$

となり国際重力式との差は、

$$\gamma_{1967} - \gamma_{1930} = -1.72 + 1.36 \sin^2 \varphi \text{ (mgal)}$$

である。

(5) ブーゲー異常値

観測重力値に対して以上に述べたフリー・エア補正、地形補正、ブーゲー補正を施したもののより標準重力値を差し引いたものがブーゲー異常値で、次式であらわされる。

$$\Delta g_o'' = g + \delta g_o + \delta g_o' + \delta g_o'' - \gamma$$

$\Delta g_o''$: ブーゲー異常値

ブーゲー異常値は、地形補正值およびブーゲー補正值の補正密度 ρ によって異なるが本調査では地形補正とブーゲー補正の補正密度を同一にして $\rho = 2.00, 2.40, 2.50, 2.60, 2.67, 2.70$ の6種類について算出した。

3-4 解析方法

地表で観測される重力異常は、種々の深度、種々の形状をもった地下構造による重力異常が重畳したものである。従って、目的とする地下構造を的確にしかも容易に表現し、また解析するため、ブーゲー異常に対してフィルター処理を施してこれを分割し、分割された余剰ブーゲー図について構造解析を実施する。本調査ではフーリエ変換を利用したハイカット・フィルターによりブーゲー異常の分割処理を実施した。

3-4-1 密度仮定

重力探査における密度仮定はほとんど唯一の推定事項である。しかし、実際には地下構造を密度構造として表現することは極めて難かしく、いくつかの資料から仮定することになる。

(1) 岩石試料の密度測定

本調査では地表の岩石136個を採取してこれら岩石の密度を測定した。Table II-3-4は、岩石密度の平均および密度分布である。第四紀の火山岩類は主として軽石凝灰岩からなり非常に脆く、密度を測定することはできなかったが、経験的に2.2前後と推定される。第三紀上位の火山岩類が2.39、下位の火山岩類および堆積岩類が2.57また貫入岩類が2.60の平均密度を示した。従って、上位より2.2、2.4、2.6の3層構造を2.6の貫入岩が貫くという密度構造モデルが仮定された。なお、全平均密度は

2.56であった。また、先新第三系の平均密度は2.8と推定される。

Table II-3-4 Average Density of Rock Sample

Period	Formation	Rock (Number of Sample)	Average		Density					
					2.0	2.2	2.4	2.6	2.8	3.0
Quaternary	Bodo	Pumice Tuff			Unmeasured					
Tertiary	Lo-o	Andesite (7)	2.50	2.39	2.32		2.72			
		Tuff (9)	2.31		2.02		2.62			
	Buguias	Andesite (24)	2.65	2.57	2.25		2.90			
		Basalt (5)	2.72		2.39		2.98			
		Tuff (43)	2.52		1.89		2.94			
Mud St., Limestone (3)	2.57	2.39			2.65					
Intrusive Rock		Andesite (21)	2.62	2.60	2.26		2.86			
		Diorite (13)	2.67		2.40		2.86			
		Dacite (3)	2.47		2.40		2.61			
		Rhyolite (6)	2.40		2.04		2.70			
		Granite (2)	2.83				2.78 2.88			

(2) G-H関係

重力値は測点高度が増すに従って減少するが、その減少率は、フリー・エアおよびブーゲー補正の和 $0.3086 - 0.0419\rho$ に等しくなければならない。従って、測点高度を横軸に、重力値を縦軸にとって各測点での緯度および地形補正済重力値をプロットすれば、各測点のつくる直線の勾配が調査地域の平均的な岩石密度 ρ を表現することになる。

こうした測点高度と重力値の関係を表現するものが、Fig. II-3-6 のG-H関係図であり、本調査では、最小二乗法から求めた各点のつくる直線の勾配は2.56であった。(Fig. II-3-6 参照)

*** DG/DZ CORRELATION ***

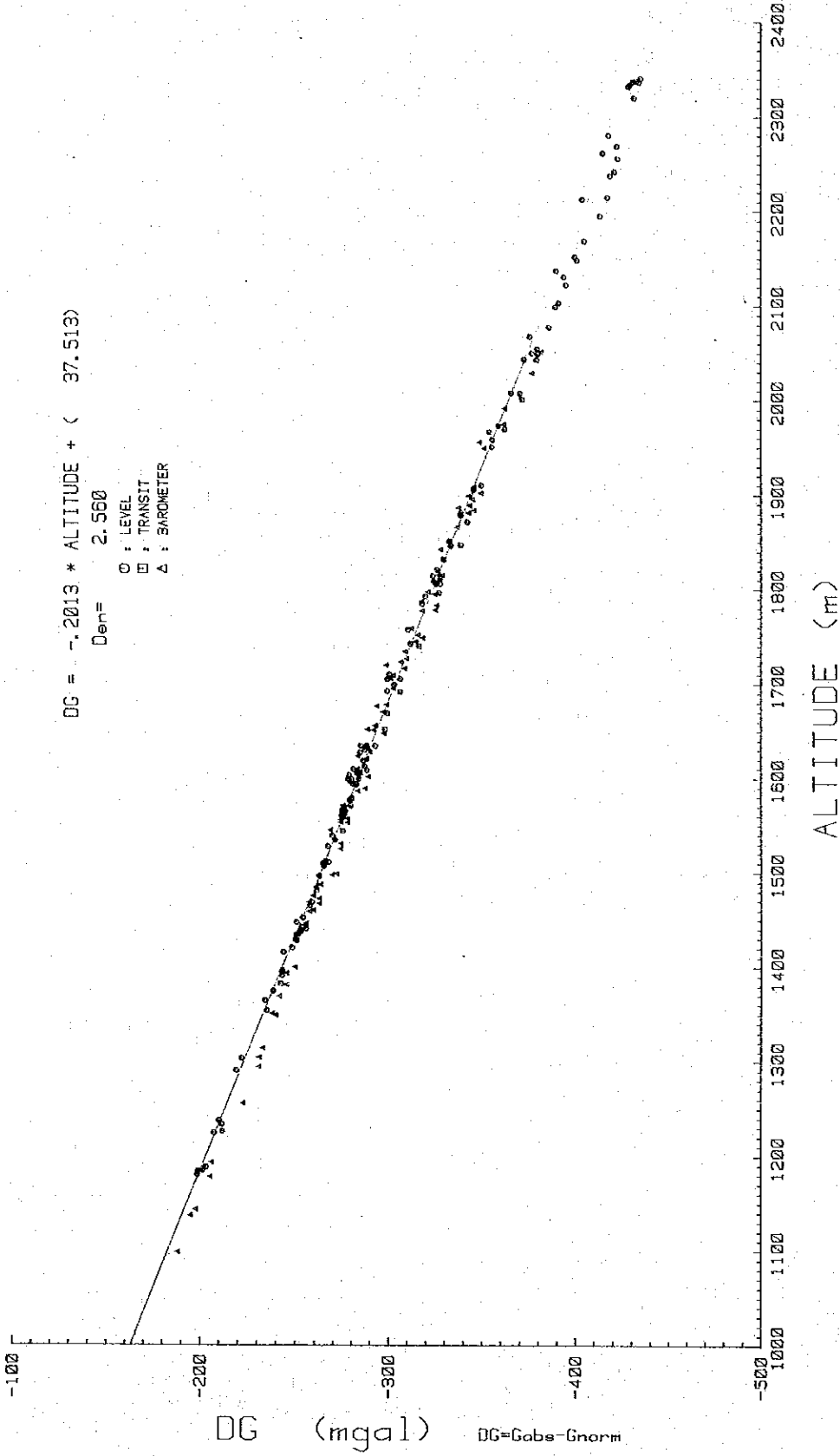


Fig. II-3-6 G-H Correlation Map

(3) 補正密度の決定

岩石試料の平均密度およびG-H関係図による密度はともに2.56を示した。また、補正密度2.50と2.60の等重力線素図を作成し比較検討した結果、補正密度2.60の等重力線素図の方が地質図との相関性にすぐれていることが確認されたため、解析用の補正密度を2.60と決定し、この等重力線図を解析に用いた。

3-4-2 余剰重力

等重力線図から特定波長の重力異常を選択的に検出する目的から、ハイカット・フィルター処理を施し、余剰重力値を算出した。

重力ポテンシャル $G(x, y)$ を複素フーリエ変換したものを $F(u, v)$ とし、 x 方向と y 方向の格子数をそれぞれ m, n とすると、この変換は次式で示される。

$$F(u, v) = \sum_m \sum_n G(x, y) \cdot \exp(-i(ux + vy)) \cdot \Delta x \Delta y$$

$$G(x, y) = \sum_m \sum_n F(u, v) \cdot \exp(i(ux + vy)) \cdot \Delta u \Delta v$$

この関数式を簡単に $G(x, y) \equiv F(u, v)$ と表記すれば、ハイカット・フィルターの演算は次式で示される。

$$G_\lambda(x, y) \equiv F(u, v) \cdot \exp(-\lambda(u^2 + v^2))$$

ここで、 λ はハイカットする波長により定まる係数であり、本調査では $\lambda = 0.25, 1.8, 9.5$ の3種類のフィルターを使用し $\lambda 0.25 = (G - G_{0.25})$ 、 $\lambda 0.25 \sim 1.8 = (G_{0.25} - G_{1.8})$ 、 $\lambda 1.8 \sim 9.5 = (G_{1.8} - G_{9.5})$ および $\lambda 9.5 = (G_{9.5})$ の4種類の余剰重力構造を求め、このうち後者の3種類を用いた。

3-4-3 断面解析

あるポテンシャル分布に対してこれと同じポテンシャル分布を与える解は無限に存在する。このうちで最も現地の状況に対応するとみられる解が採用される。

重力分布に対しては、この重力異常を発生する地下構造が、

- (1) 種々の密度差を持った多角岩体の集合である。
- (2) 地下の密度変化が深度の関数であるとした堆積構造である。
- (3) 一様な密度の堆積層と基盤岩とからなる2層構造である。

というような種々の仮定が採用される。

種々の余剰重力に対して、また調査地域の地質状況に応じてこれらの解法を種々組合せて解析するのが一般的である。これらの解法のうち成層構造と考えられる地域に対する解析結果は比較的よく地質構造を説明出来るため良く利用されており、この場合の解析法にも種々の手法

が考案されている。友田・安芸の Fourier - Kerner 法，坪井の $\sin X/X$ 法等は 3 次元分布に対しても計算が容易であるため広く利用されている。本調査の解析には，上記の方法をさらに改良したフーリエ変換の手法と従来から一般的に利用されている Talwani の方法を採用した。

(1) フーリエ変換法

ブーゲー重力分布 $g(x)$ をフーリエ変換して $F(w)$ とする。地下深度 D までは密度変化がないとすれば，地下深度 D における重力分布はポテンシャルの下方接続により $\exp(Dw) \cdot F(w)$ で表示することができる。この重力異常は深度 D にある凝縮密度 $\rho(w)$ によって生じた重力異常 $2\pi G\rho(w)$ と同等である。ここで G は万有引力定数である。 $\rho(w)$ は深度 D に密度変化が凝縮したと考えるものであるが，2 層構造の場合には，上層と基盤との密度差 $\Delta\rho$ を与えれば $\rho(w) = \Delta\rho H(w)$ とおくことができる。ここで $H(w)$ は周波数領域における基盤深度の変化である。従って， $H(w)$ をフーリエ逆変換することにより基盤の深度変化 $h(x)$ を求めることができる。

(2) Talwani の方法

Talwani の方法による二次元断面解析は，密度モデルによる計算ブーゲー異常値と観測ブーゲー異常値を対比させながら，最も近似する計算ブーゲー異常値が得られるまで，密度構造モデルをトライアル・アンド・エラーによって求める手法である。計算は次に示す Talwani の基本式に従った。

$$\Delta g = 2G\Delta\rho \sum Z_i$$

$$Z_i = \frac{(X_{i+1} - X_i) \cdot \{ Z_i (X - X_{i+1}) - Z_{i+1} (X - X_i) \}}{(X_{i+1} - X_i)^2 + (Z_{i+1} - Z_i)^2} \\ \times \left\{ \tan^{-1} \frac{Z_i}{X_i - X} - \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{X_{i+1} - X} + \frac{1}{2} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{X_{i+1} - X_i} \right. \\ \left. \cdot \log \frac{(X_{i+1} - X)^2 + Z_{i+1}^2}{(X_i - X)^2 + Z_i^2} \right\}$$

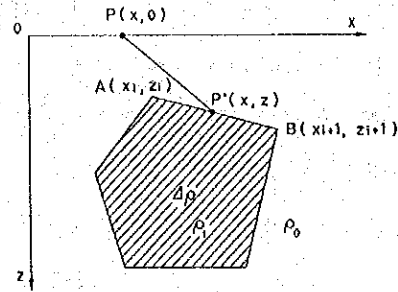
ただし，多角形の一辺が垂直 ($X_i = X_{i+1}$) の場合には，

$$Z_i = \frac{X_i - X}{2} \log \frac{(X_i - X)^2 + Z_{i+1}^2}{(X_i - X)^2 + Z_i^2}$$

また，多角形の一辺が水平 ($Z_i = Z_{i+1}$) の場合には

$$Z_i = -Z_i \left(\tan^{-1} \frac{Z_i}{X_i - X} - \tan^{-1} \frac{Z_i}{X_{i+1} - X} \right)$$

Δg : 重力異常値
 G : 万有引力定数
 $\Delta \rho$: 密度差



3-5 解析結果

重力探査の解析はブーゲー異常値から作成される等重力線図を基本に実施されるが、本調査では、さらに特定の波長域についてフィルター処理を施し、余剰重力図を作成すると共に、興味ある構造に対しては二次元断面モデル解析を実施して、定性的、定量的に地下構造を解析した。解析に使用したコンピューターは、IBM 360 Model 168 である。

3-5-1 等重力線図からの解析

仮定密度 2.00~2.70 のうち、4 種類の密度について高度補正を施し、ブーゲー異常図を作成した。調査地域は地形急峻のため、測点標高の変化が激しく、補正密度を 0.1 変えることによって等重力線図のパターンが大きく変化する。このため、4 種の等重力線を比較検討し、最も良く地下構造を反映するものを選択する。Fig II-3-7, Fig II-3-8, Fig II-3-9 にはそれぞれ補正密度 2.50, 2.60, 2.70 のブーゲー異常図を示した。この中から、最も地形の影響が少なく、地下構造を良く反映しているものとして、補正密度 2.60 の Fig II-3-8 を選んだ。

ブーゲー異常値は 39 mgal から 53 mgal の範囲で変化している。等重力線の傾向は、概して南北にのびるものが多く、N-S 系の構造が卓越していることがわかる。相対的に 46 mgal 以上を高重力異常、42 mgal 以下を低重力異常とすると顕著な高重力異常は、調査地域西部、シネブシブ (Sinepsip) 周辺、南東部、ルタブ~カバヤン (Lutab ~ Kabayan) 周辺、および、北東部、タンガワン (Tangawan) から北東にのびる地域にみられる。一方、低重力異常はこれらにとり囲まれ、概して調査地域中央にみられるが、ブリボ峯からハルンマ道路に沿う南北系の低重力異常帯が優勢である。このほか、ブギアス村の南部から東にのびる低重力異常が捕捉され、さらにイフガオ州に拡がる可能性が考えられる。

これらの異常のうち、顕著な南北系の低重力異常は、ブリボ峯西方にある東落しの断層と向斜軸を顕著に反映しており、大規模な陥没構造の西縁をなすものと思われる。

また、トッキン沢に沿う高重力異常はダリモナからポドを通る東落しの断層によって切られ

ているが、さらに北東に延びて調査地域東北の基盤の隆起につながると思われる。

調査地域南方のルタブ〜カバヤンについては、他の陥没構造の検出を期待して測線を延長したが、逆に基盤の隆起が確認されている。

地熱構造上興味深い低重力異常は、ブギアス村の東方にあり、ボドアンから東南にのびる低重力異常帯が興味深い。調査地域を東に拡大することによって、この異常のイフガオ州側への拡がりを知り、地熱構造の概要を把握することが可能となろう。

3-5-2 余剰重力図

Fig II-3-10, 11, 12 は余剰重力図であり、前述の如くフーリエ変換による手法を用いてフィルターリングを実施したため、従来のフィルターリングのような縁辺部での欠損はない。フィルターの波長の係数 λ は、スペクトル分布をとることにより0.25, 1.8および9.5の3種を用いた($\lambda=1$ は4 kmに相当)。

$\lambda=0.25$ によるフィルターは、本調査での測点間隔が約500 mであることから、各測点での測定値のバラツキを知り、ノイズと考えられる小さな構造を除去するのが目的であったため、この余剰重力図は本文には割愛した。

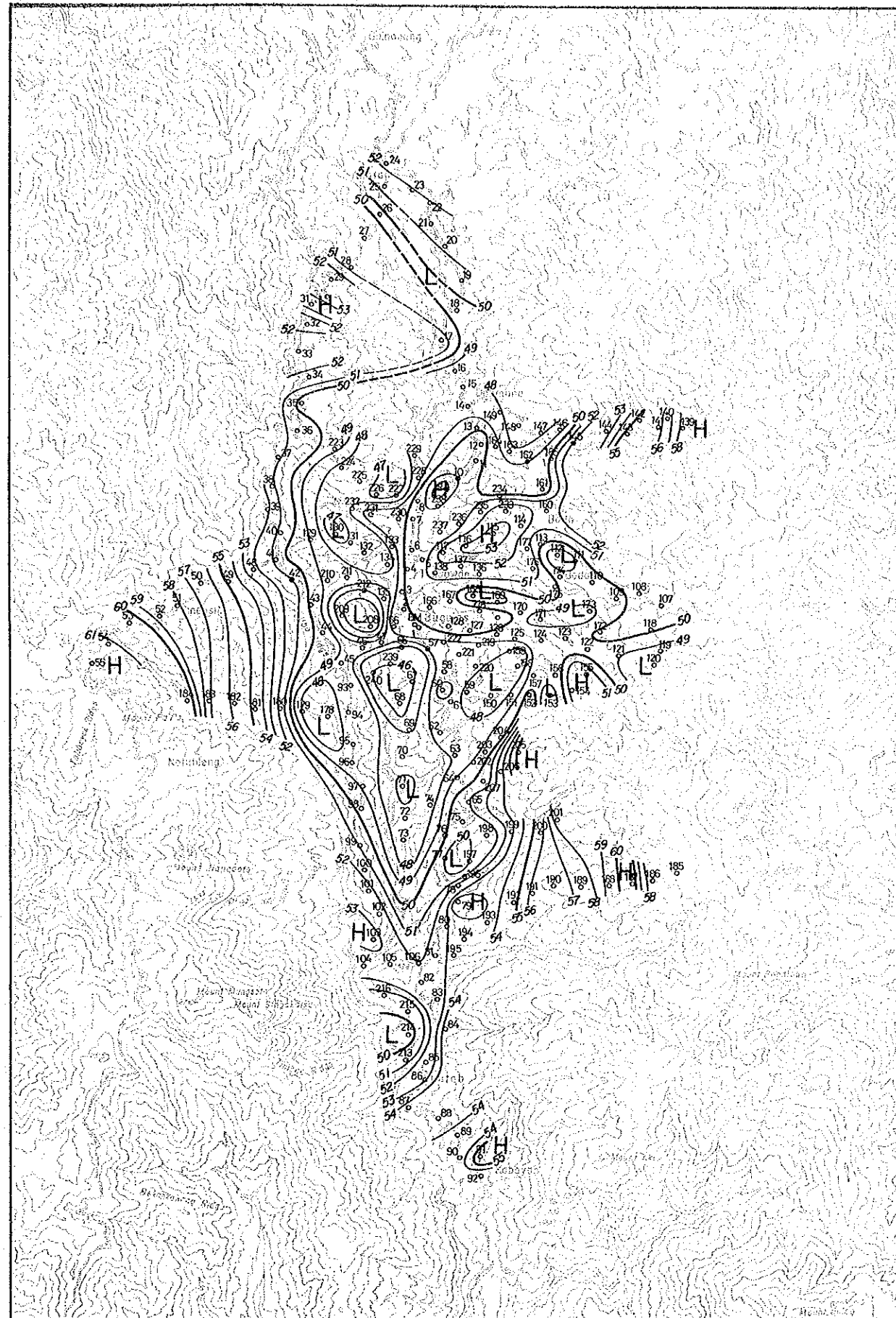
Fig II-3-10 は $\lambda=0.25 \sim 1.8$ の余剰重力図であり、従来の瀬谷の移動平均法による正規構造に相当する深度約1.5 km程度までの構造を表現していると考えられる。この図からは、アグノ川の西側の褶曲構造、アバタンの南からダリモナ、ボドにかけてのNW-SE系の断層、ダリモナの南側を横切るE-W系の断層、ブギアスの南東方のNE-SW系の断層およびダリモナとブギアスの間の貫入岩体等の分布を読みとることが出来る。

Fig II-3-11 は $\lambda=1.8 \sim 9.5$ の余剰重力であり、深度3~4 kmまでの構造を表現すると考えられる。この図によると、ローの南側のE-W系、調査地域の西側、北東部および南東部のN-S系の構造およびアグノ川西側のN-S系の断層および向斜構造が強調されている。

Fig II-3-12 は $\lambda=9.5$ のハイカット・フィルター図で、従来の倍構造に相当する。この図によると本地域には、タンガワンを中心とした直径5~7 kmの基盤の陥没構造があり、深部において地熱貯留に適した構造を呈していると考えられる。また、東部イフガオ側に低重力の拡がりが見られることより、同様の貯留構造が潜在することが期待される。

3-5-3 断面解析図

本調査では、N-S系の地質構造が支配的であり、ブーゲー異常図にもその傾向が見られたので、シネプシブからボドアンを通る東西断面について断面解析を行なった。岩石試料の平均密度等から密度モデルを仮定すれば、第1層の第四紀火山岩類($\rho_1=2.20$)、第2層の第三紀上位の火山岩類($\rho_2=2.40$)および第3層の第三紀下位の火山岩、堆石岩類、また、貫入岩類($\rho_3=2.60$)が仮定されたが、この断面周辺には ρ_1 、 ρ_2 の分布はほとんどみられない。また、本地域には重力基盤の露出域がなく、試錐資料もないため断面解析の境界面深

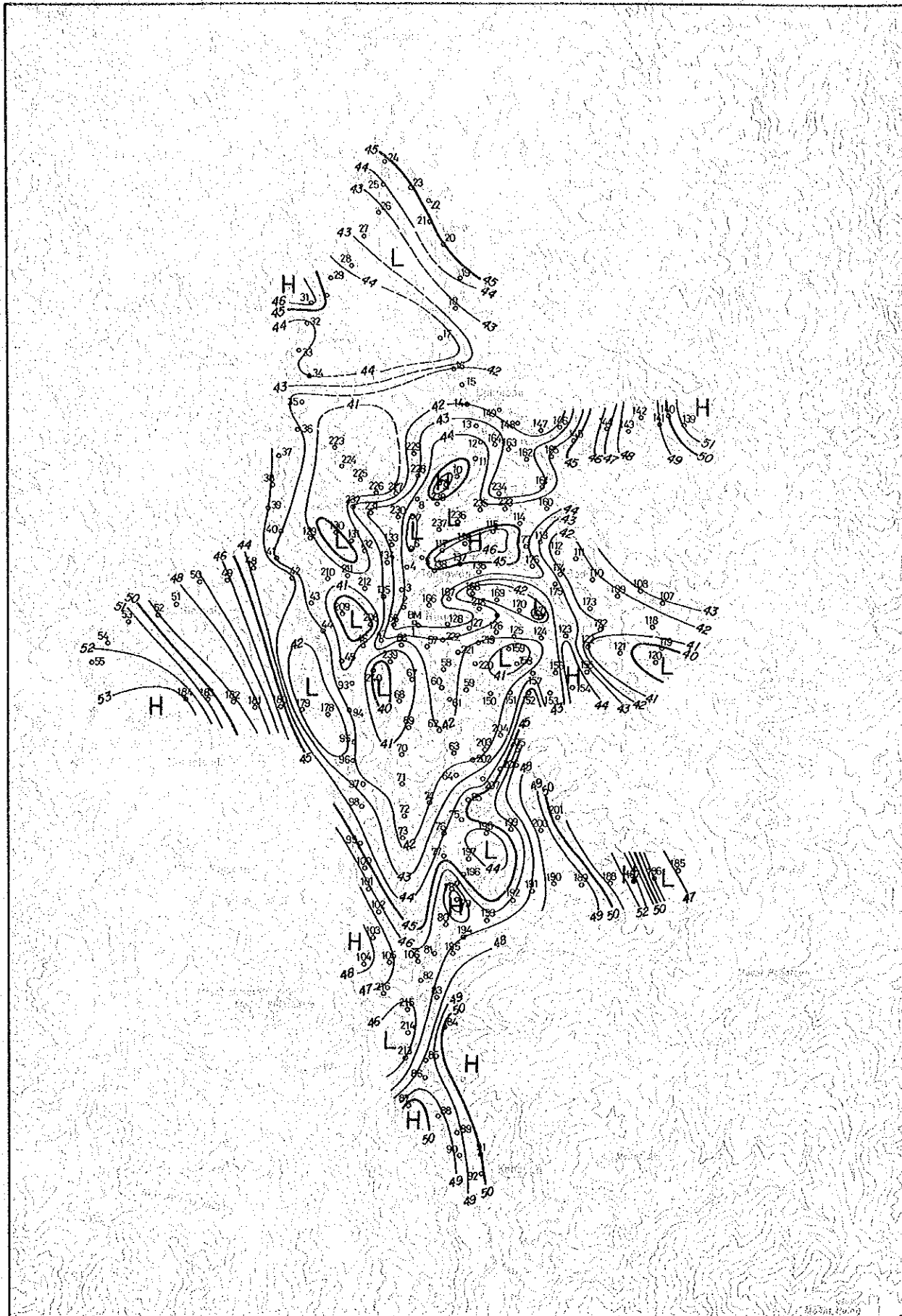


Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

BOUGUER ANOMALY MAP
($\rho = 2.5$)



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II-3-7

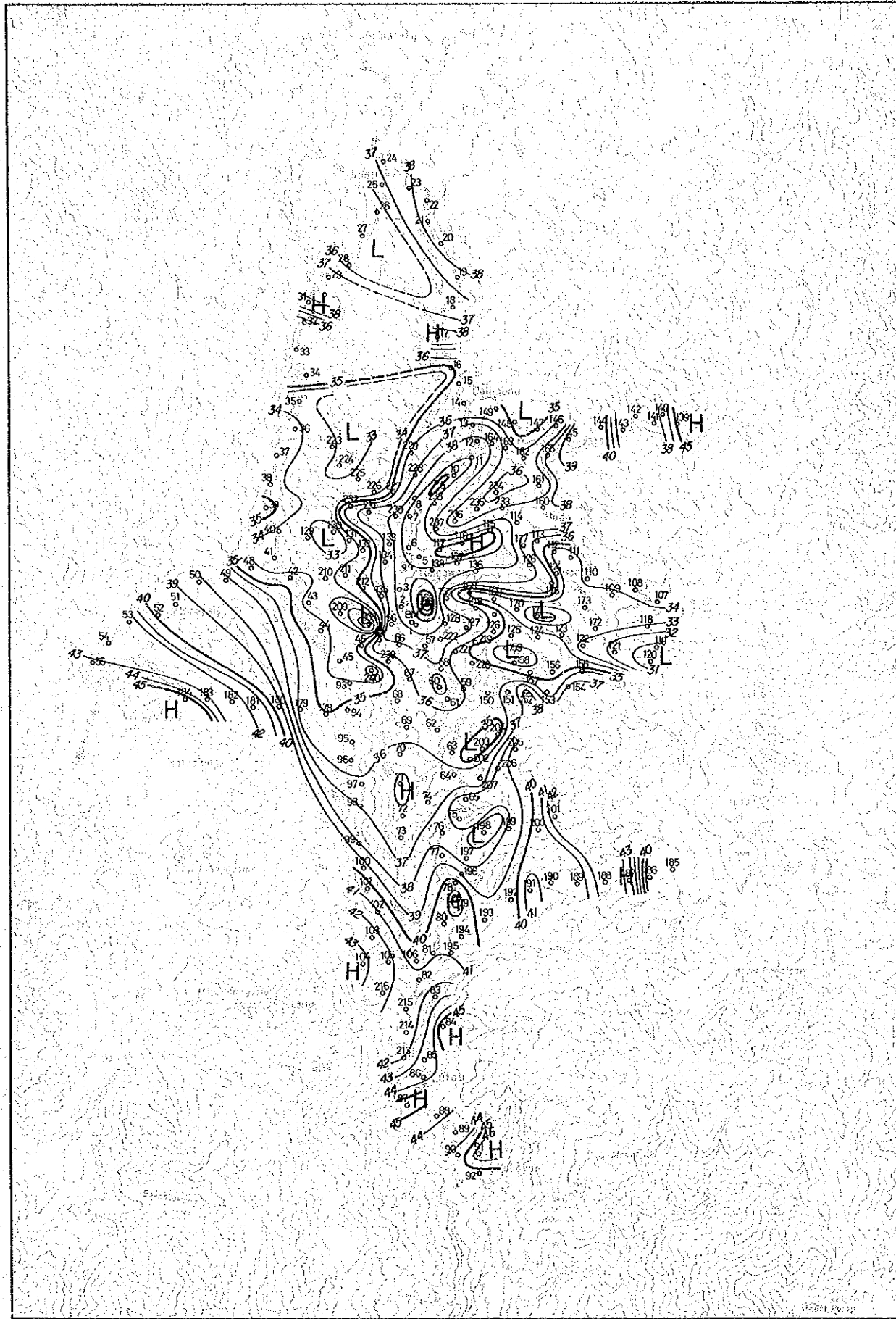


Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

BOUGUER ANOMALY MAP
($\rho = 2.6$)



Jan ~ Feb, 1981. Fig. II-3-8



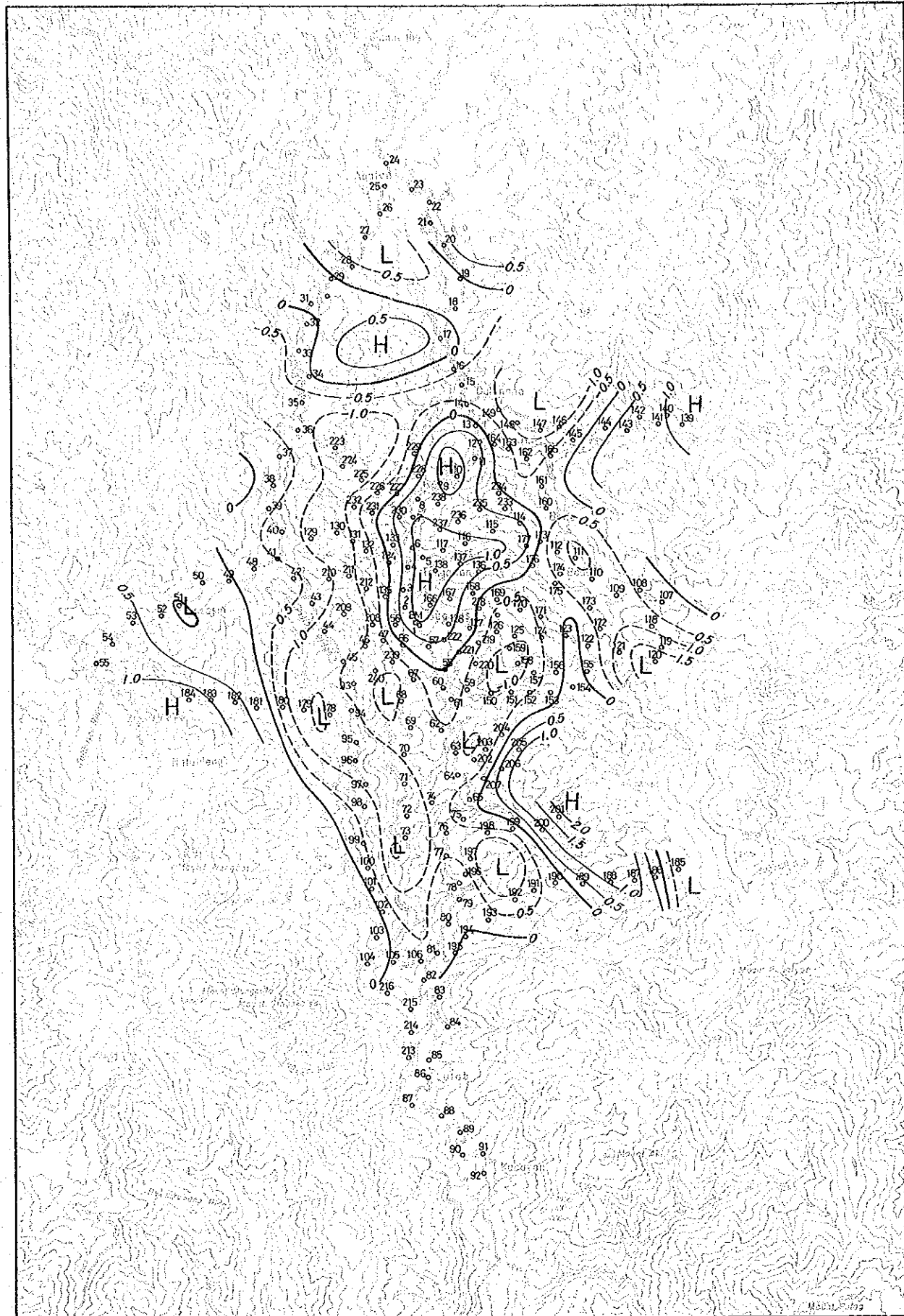
Buguios Geothermal Development Survey
 the Republic of the Philippines

BOUGUER ANOMALY MAP
 ($\rho = 2.7$)



Jan ~ Feb, 1981

Fig. II-3-9



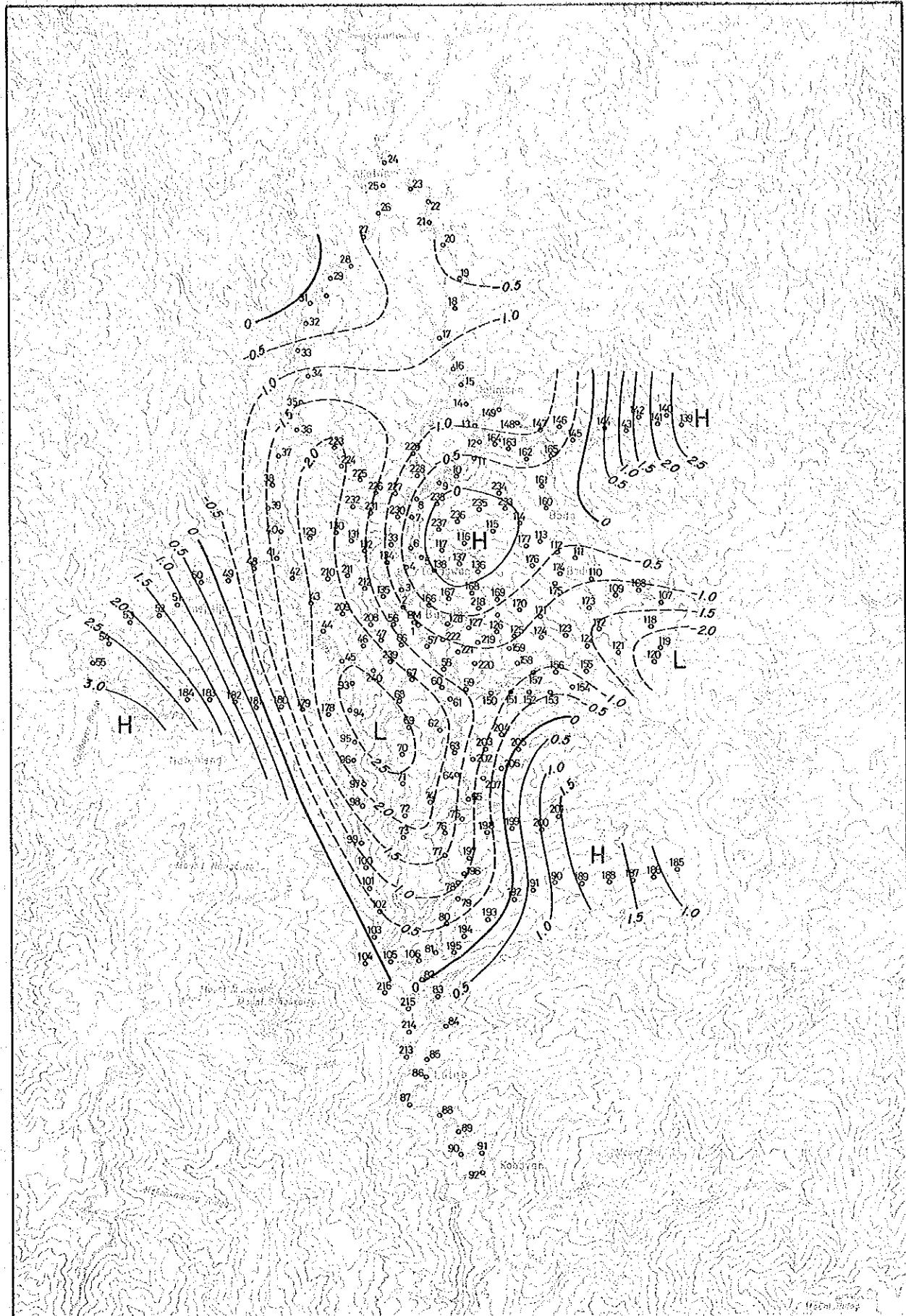
Buguios Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

RESIDUAL GRAVITY MAP
($\lambda = 0.25 \sim 1.8$)



Jan ~ Feb, 1981

Fig. II-3-10

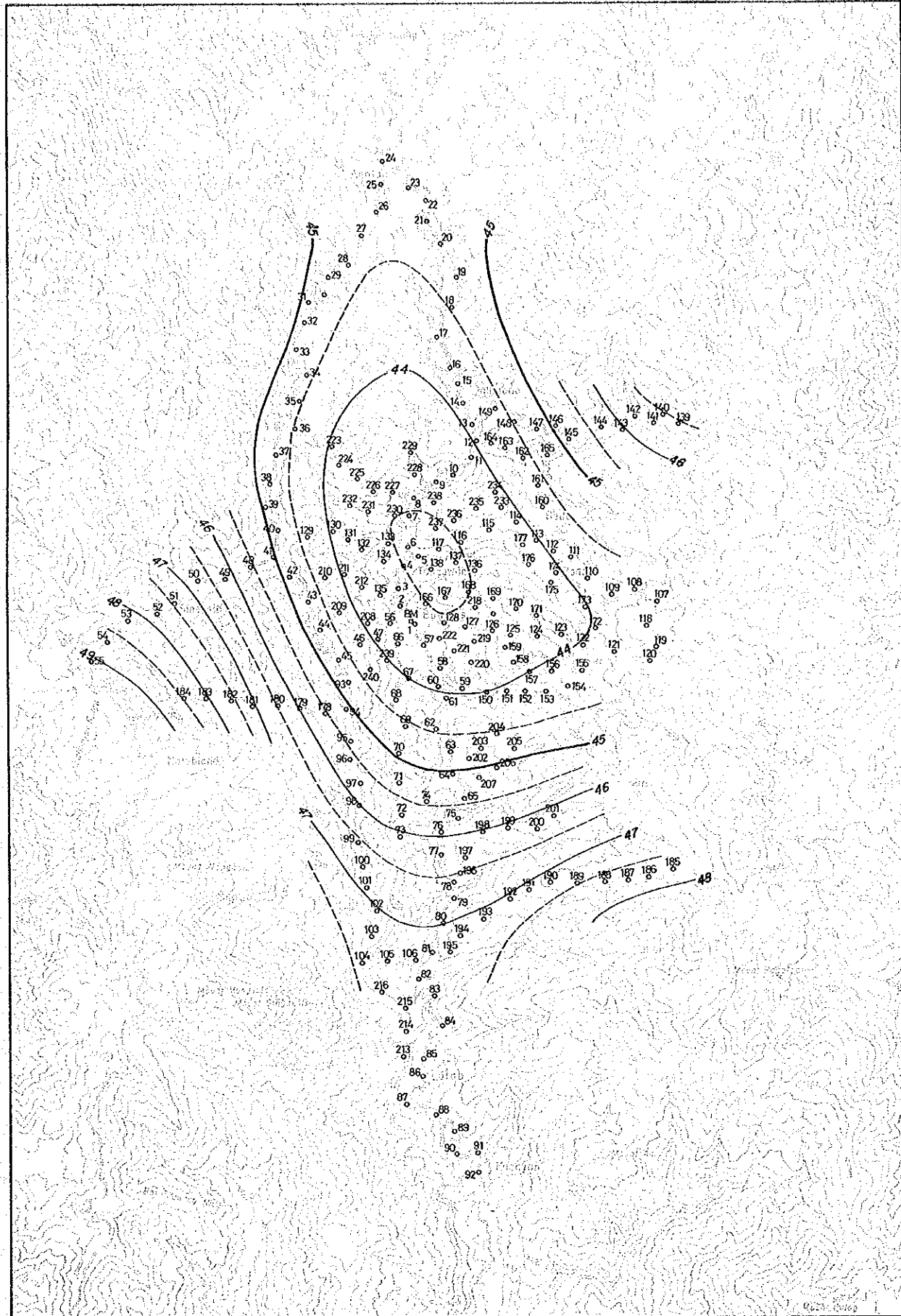


Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

RESIDUAL GRAVITY MAP
($\lambda = 1.8 \sim 9.5$)



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II-3-11



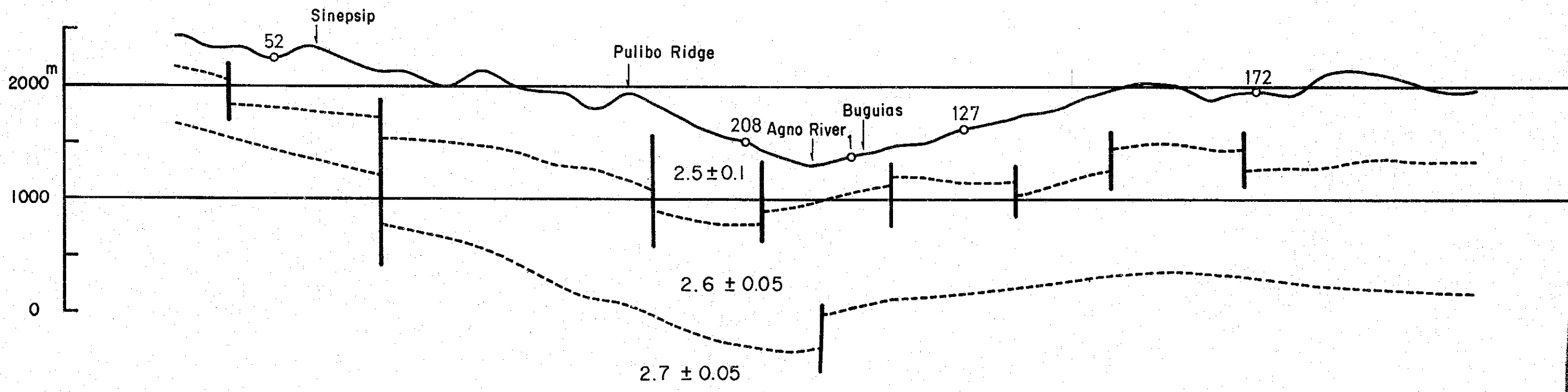
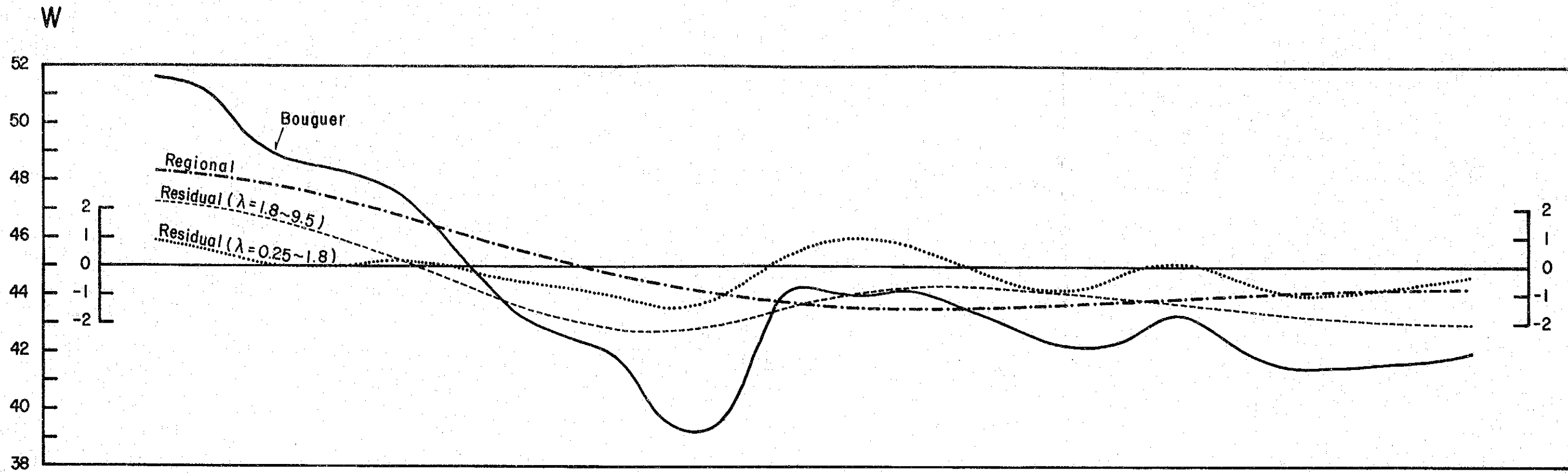
Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

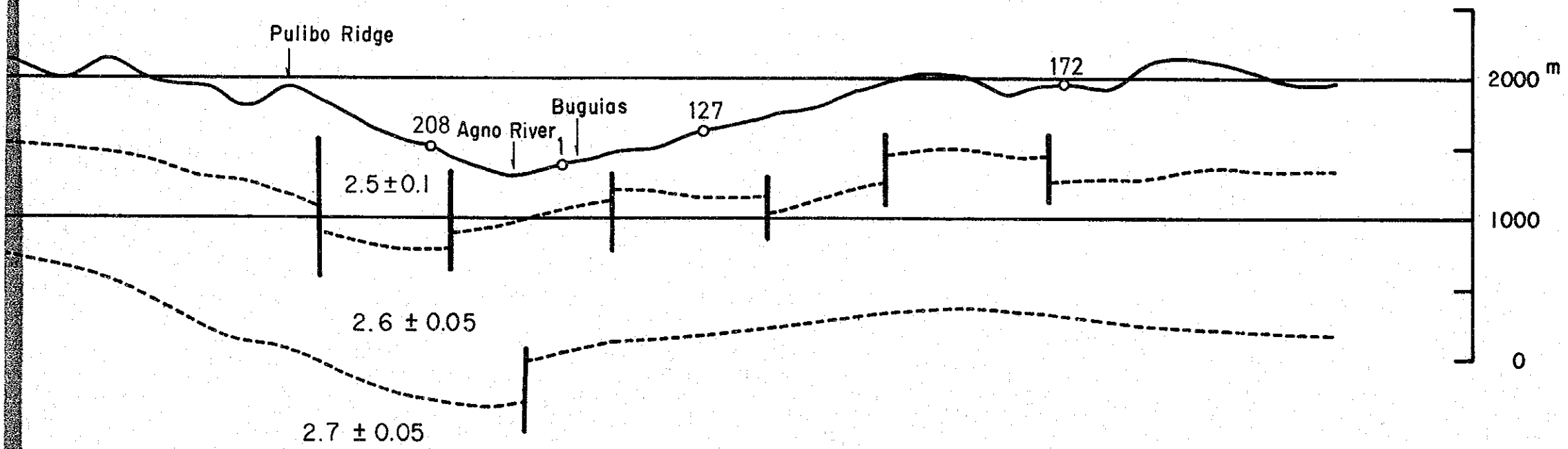
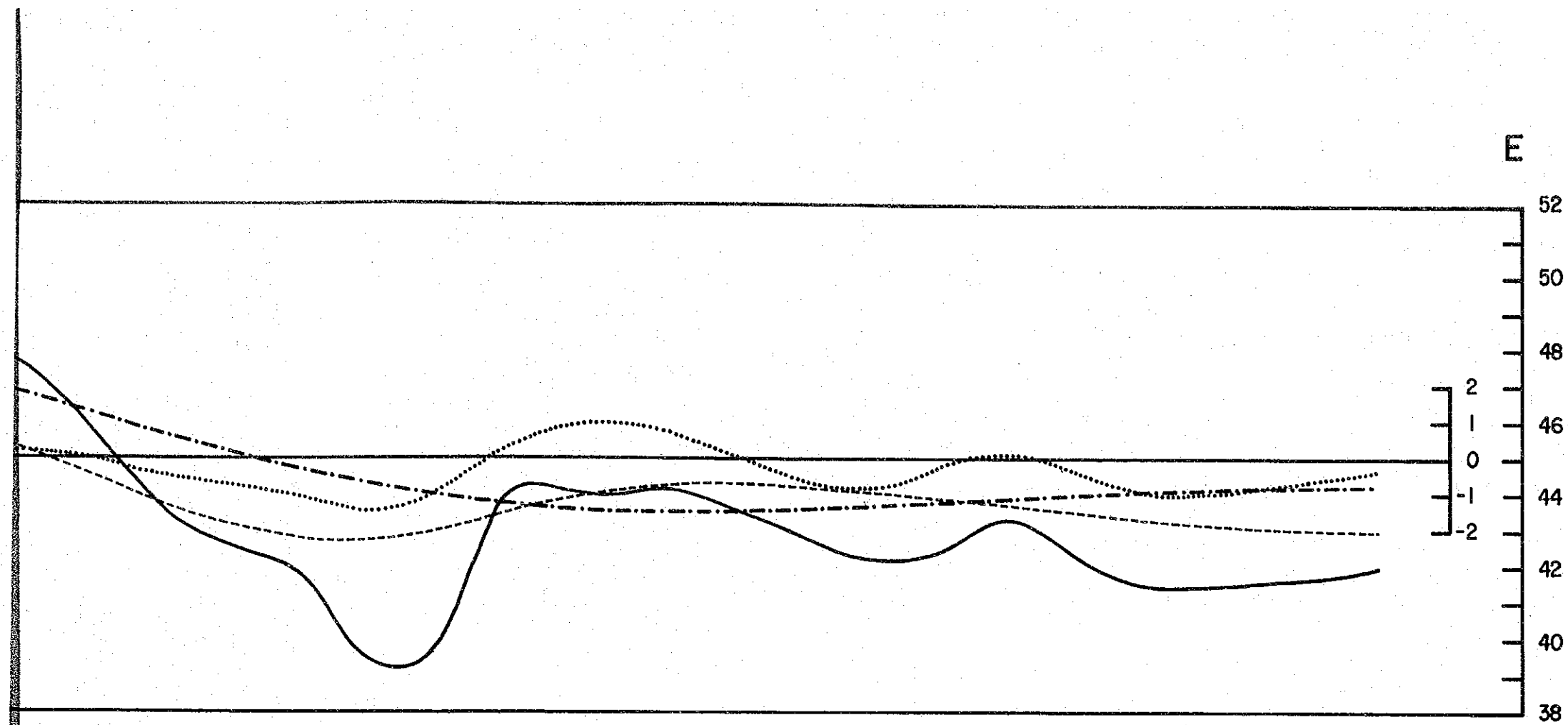
RESIDUAL GRAVITY MAP
($\lambda = 9.5$)



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II - 3 - 12

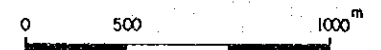
度を規制するコントロールポイントがない。従って、解析にあたっては、仮に各層の密度を 2.5 ± 0.1 , 2.6 ± 0.05 , 2.7 ± 0.05 として相対的な境界面深度を求めた。最下位層の起伏は Residual ($\lambda = 1.8 \sim 9.5$) と Regional により、また、第1層と第2層の境界面は Regional ($\lambda = 0.25 \sim 1.8$) と Bouguer を用いて決定した。この結果を Fig II-3-1-3 に示す。これによれば、深部に続く断層構造を仮定したのは、シネブシブ東方の東落しの断層であり、本地域の大規模陥没構造の西縁をなすものと思われる。第1層、第2層の境界には多くのブロック運動を仮定したが、これらには地表附近にみられる重質な貫入岩や、軽質な堆積層による異常はフィルター処理により除去されている。これらのうち、ポドアン付近を通る東落しの構造は、これより東方に起源をもつ地熱流体の比較的浅い貯留構造を規制するものとして注目される。尚、これらの構造線の位置は、おおむね地表の地質構造と一致しているが、一部地層の褶曲と重力異常が逆になる地域がある。背斜構造上で低重力異常が検出される場合は、下位に低密度層がある場合であり、この場合も、上位の高密度層の欠如による低重力異常を考えられる。





Buguias Geothermal Development Survey
 the Republic of the Philippines

CROSS SECTION (E-W)
 AND STRUCTURAL MODEL



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II-3-13

第 4 章

磁 气 探 查

第 4 章 磁気探査

4-1 調査目的

地熱地帯における磁気探査は、主に地質構造を知るためのものと地熱流体による磁性の変化を知るためのものに大別出来る。前者は、空中磁気探査法により、広く地球磁場の変化を観測することにより、又後者は、主に地表磁気探査によって行なわれている。

一般に、磁気異常は、火山を構成する玄武岩や安山岩などの岩石が、磁鉄鉱など強い磁性を示す鉱物を含むためである。これは、現在の地球の磁界によって誘導されたものであるが、火山に伴う磁気異常は、岩石が過去の地球磁界の中で冷却する過程において得た特殊な残留磁気による影響が大きい。

一方、高温の地熱流体が潜在する地熱地帯周辺では、磁性鉱物が熱変質により磁性を失うために、地域的な低磁気異常帯を示すのが特徴的である。

本調査では、これらの諸現象を高精度の磁力計により観測し、地下構造を推定して地熱との関連を究明しようとするものである。

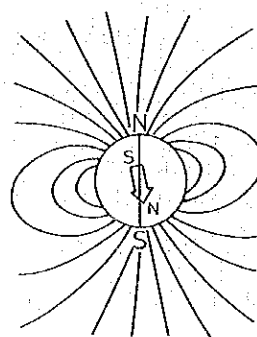
4-2 調査方法

4-2-1 磁気探査概論

地球の磁場は、巨大な双極子をもつ磁石、又は、均質に磁化された球体による磁場に類似している。磁場の方向は、磁極では鉛直、磁気赤道では水平である。また、その強さは磁力線の密度できまり、磁極では磁気赤道でのその約2倍、即ち、アラスカ北部では約0.6 Gauss、又は、 $60,000 r$ (ガウマ)、ルソン島では約0.4 Gauss、又は、 $40,000 r$ 程度である。

世界の全磁力値は、Fig II-4-1に示す。地球は単純な双極子磁石ではなく、未知の地球磁場発生機構のために、多くの極をもつ複雑な形を示している。

しかし、ここでは本地域の標準的な磁場を定め、それからの変化を知ることによって、磁性岩体の地域的な変化やその他の磁場の乱れを知るのが目的である。磁気は、2種類の異なった性格を有しており、誘導磁気と残留磁気と呼ばれている。誘導磁気は、その物質に働く外部磁場によって、それ自体が磁気をもったものであり、外部磁場の強さとその物質の帯磁率に比例するものである。



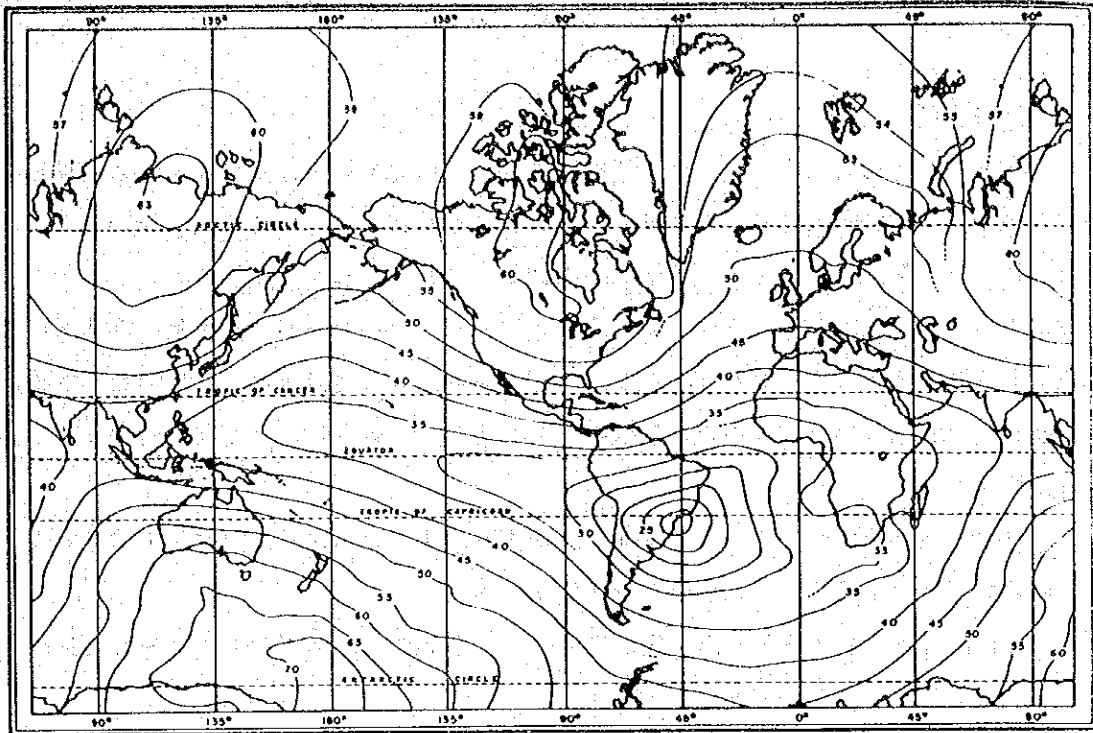


Fig. II-4-1 Total Intensity of the Geomagnetic Field

即ち、帯磁率 K と外部磁場の強さ F の積が感応磁気 I_i である。

$$I_i = K \cdot F$$

I_i は、c.g.s.e.m.u で F はガウス ($G = 10^{-5} \times r$) である。

帯磁率は、ほとんど磁鉄鉱の含有量と比例している。磁鉄鉱以外にも磁性をもつものは多いが、磁鉄鉱が最も一般的に見られる磁性鉱物であり、その重量パーセント ρ と帯磁率 K の間には

$$K = 0.3 \rho$$

の関係があると言われている。

帯磁率の変化はおおむね次のとおりである。

超塩基性岩	$10^{-4} \sim 10^{-2}$	c.g.s.
玄武岩	$10^{-4} \sim 10^{-3}$	
斑れい岩	10^{-4}	

花崗岩	$10^{-5} \sim 10^{-3}$
安山岩	10^{-4}
流紋岩	$10^{-5} \sim 10^{-4}$
頁岩	$10^{-5} \sim 10^{-4}$
片岩等変成岩	$10^{-4} \sim 10^{-6}$
堆積岩	$10^{-6} \sim 10^{-5}$
石灰岩チャート	10^{-6}

一般に、暗黒色の塩基性火成岩は、酸性火成岩より高く、変成岩・堆積岩は極めて低い帯磁率を示す。ほとんどの場合、磁気異常は岩石が今日の磁場の方向に磁化されているのかの如く解析することが出来るが、残留磁気と呼ばれているものの如く、今日の磁場の方向とは全く異なる方向——かつての地質時代の磁場の方向——に磁化されていることも多い。しかし、この磁化の方向は一定ではなく、磁気構造の解析に大きな支障をきたすものではない。

・ 全 磁 力

測定された地球磁界の強さは、方向に無関係な地球磁場ベクトルの大きさ（スカラー量）であり、その点での標準磁力と真の磁気異常とのベクトル合成を意味している。特に、地表磁気探査の場合、磁気異常が測定器に近く、且つ強い場合には全磁力の偏倚は全磁力の異常に対応しないが、磁気異常岩体による非対称アノマリーの解析により、十分に分布形態を考察することが出来る。異常波長の長短により、異常源の深度、形態、帯磁率の差を算出することが出来る。

4-2-2 測線及び測点

本調査では、調査地域の広域的な磁気構造をとらえるため、原則としてブギアス村を中心とする東西12km、南北15kmについて、重力測点とその中間点（3～4点）を測定することにした。測点間隔は歩測によりほぼ150mとし、重力測点で位置を確認した。基準点はブギアス村に設け、始業時と終業時に観測を行ない、定点観測記録と併せ磁気嵐の検証を行なった。測点には1番より1000番までの通し番号を付した。測点位置図をFig. II-4-2に示す。

4-2-3 磁力計

使用した磁力計は下記の通りであり、このうちバリンジャーリサーチGM-122磁力計は、日本政府よりフィリピン政府に機械供与されたものである。

様式	携帯用プロトン核磁力計
型式	G-816 米国Geometrics社製 2台
	GM-122 カナダ国Barringer Research社製 1台
感度/分解能	±1γ (各レンジ デジタル表示)
測定範囲	20,000～100,000γ (全世界)

磁場傾斜特性 150 r / ft (但し, GM-122は1900 r / m)

観測は, スタッフマン1名, 読みとり1名, 記帳1名の3名1チームとし, すべてフィリピン側で実施された。尚, G-816とGM-122は比較測定の結果, スタッフの高さの違いによる差の他は, ほぼ同じ読取値を得たので, 測定にはGM-122を用いた。

尚, 定点観測システムは以下の通りであり, G-816によりサンプリングタイム5分にて実施した。

様式	定点観測用記録計
型式	CH-811
サンプリング	1, 2, 5, 10 min
出力	6 デジタル印字ディスプレイ 1.0 mV アナログ端子付



・ プロトン磁力計の原理

地球磁場の測定に核磁気共鳴型磁力計が用いられるようになって久しいが, 近年計器の小型化, デジタル化表示などにより, 野外調査に好能率で利用されるようになった。核磁気共鳴型磁力計は, 水素の原子核 (Proton) の磁気回転特性を利用したものであり, プロトンが地球磁場の中でコマのような動き (自由才差運動) をするときの周波数を測定することによって, 地球磁場の強さを測定しようとするものである。

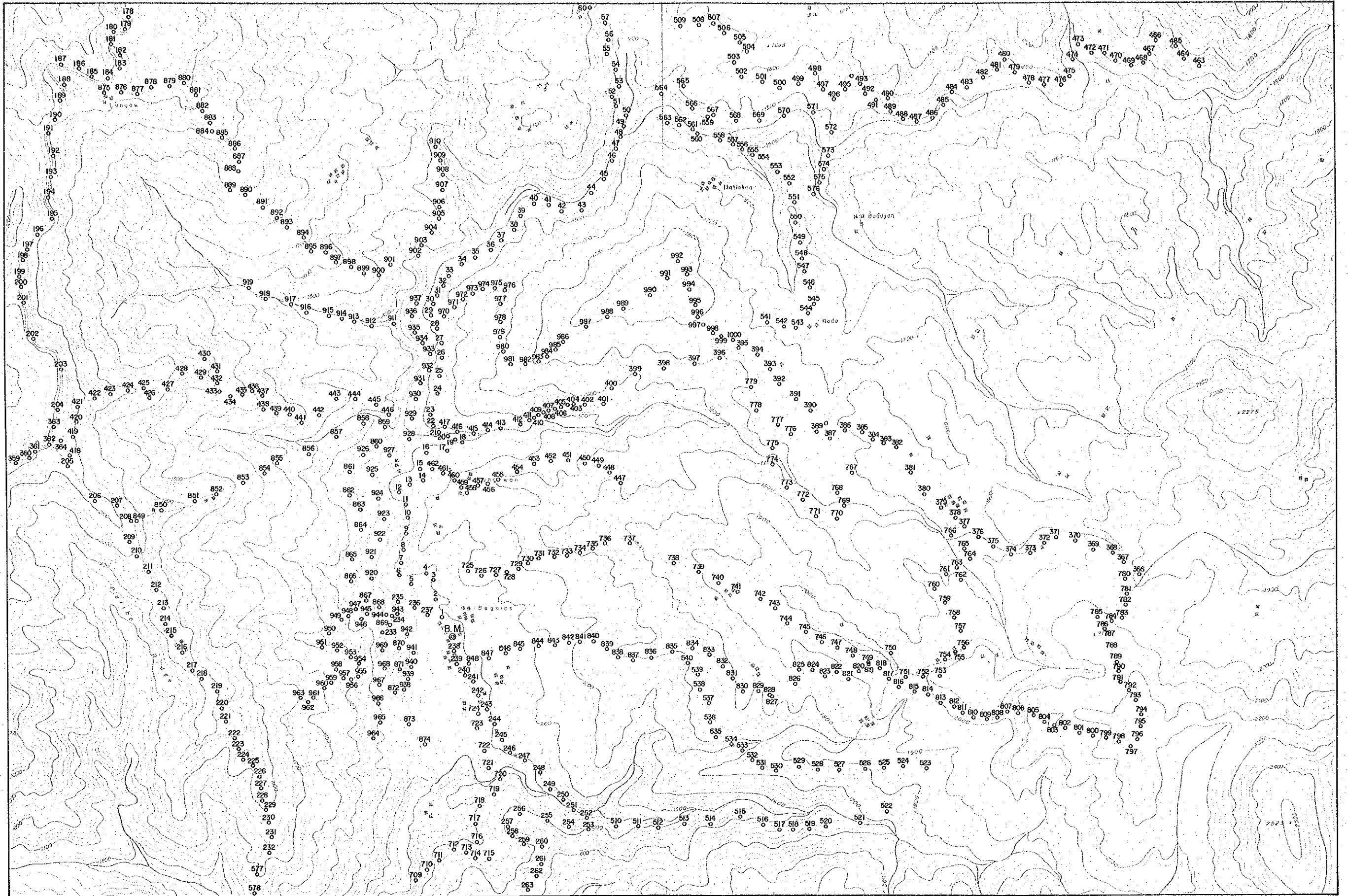
プロトンは水, ケロシン, アルコールなどに豊富に存在するため, これを封入した容器にコイル (検出素子又は励起コイル) を巻き, 一時的な地球磁場より大きな磁場 (励起磁場) を加えるとプロトンは励起磁場の方向に整列する。次に電流を切り, 励起磁場を取り去ると地球磁場の中で才差運動を行なう。この時の才差運動の周波数 f と外部磁場の強さ H_0 との間には次の式が成り立つ。

$$H_0 = 2\pi f / \gamma$$

ここに, γ は磁気回転比 (Gyro-magnetic ratio) と呼ばれ, 核の種類によって決まる物理定数である (プロトンでは $0.267528 \pm 0.00006 \times 10^4 \text{ sec}^{-1} \text{ gauss}^{-1}$)。このようにして, 同一の励起コイルにより地球磁場に比例した周波数を測定することが出来, これによって磁場の強さを直読することが出来る。

4-2-4 補正

地球磁場の強さはいつも一定ではない。磁気変化の周期は, 数秒の短いもの (Micro Pulsation) から数時間に亘る長いもの (Magnetic Storm) まであり, 主に地上100 km程度の電離層 (E層) に流れる電流系に起因すると考えられている。これらの変化磁場は, もとはすべて太陽面における磁気変化に起因しており, 地球と太陽の位置関係にも深い関係をもつ

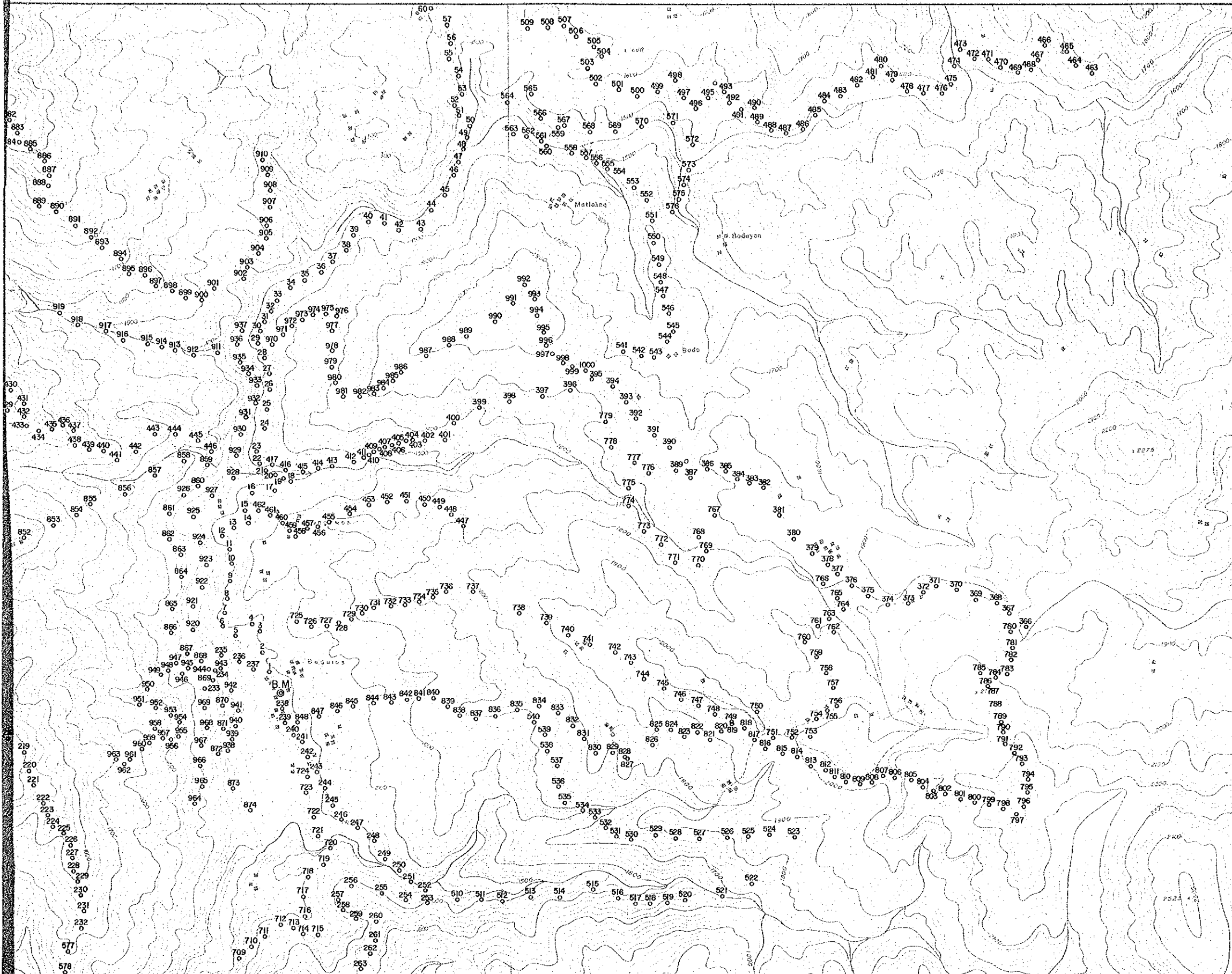


Buguias Geothermal Development Survey
the Republic of the Philippines

LOCATION OF MAGNETIC STATION



Jan ~ Feb, 1981 Fig. II - 4 - 2



ている。太陽表面の活動は約11年の周期で活発となり、今年1981年はその活動周期に一致している。このため、定点における日変化をとることは、その変化が激しい時だけに重要である。測定期間の1981年1月31日より3月4日までの日変化をFig. II-4-3に示す。

