

### 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 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。

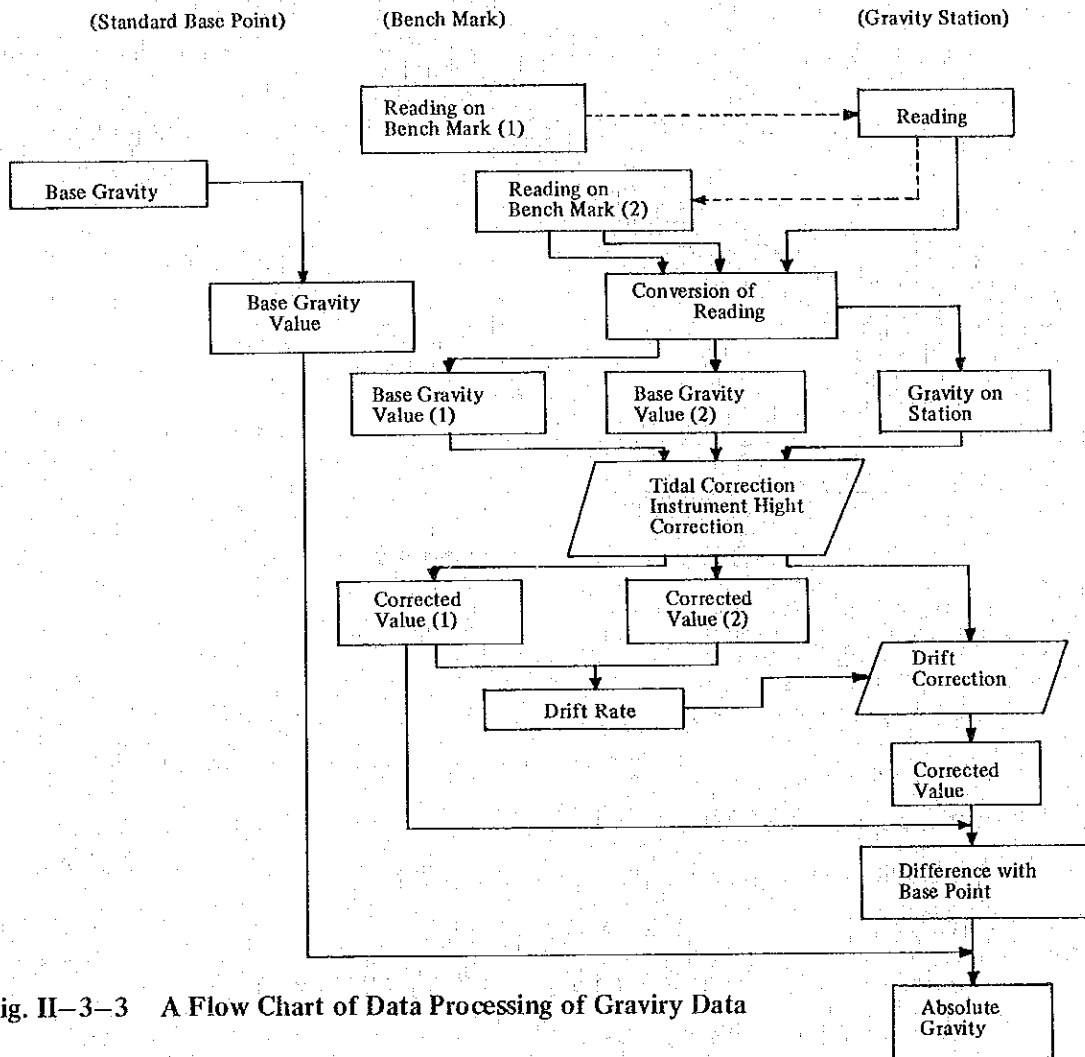


Fig. II-3-3 A Flow Chart of Data Processing of Graviry Data

#### (1) 観測重力値への換算

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D型重力計は個々に固有の重力計定数Kをを有しており、本調査で用いたD75の重力計定数Kは1.3701である。ラコステD型重力計はダイヤル読取値  $V_r$

に K を単純に乗算するだけで観測重力値  $V_{rk}$  (mgal) を得ることができる。

$$V_{rk} = KV_r$$

## (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。

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

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

$V_{et}$  : 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

$\delta$  : 天体の赤緯(赤道から南北に測った角度)

$\varphi$  : 観測点の緯度

$\theta$  : 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-3-4 は、1982年11月8日12時38分から9日2時42分までの約14時間におよぶ重力の定点観測結果で、1つのピークと2つのボトムを観測している。観測重力値と潮汐補正值の周期は極めてよく一致し、ピークで+0.0721mgal、ボトムで-0.1495mgal の変化が認められるにもかかわらず、その誤差は最大でも14μgal程度である。なお、Fig. II-3-4 では見易さのために潮汐補正值の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。

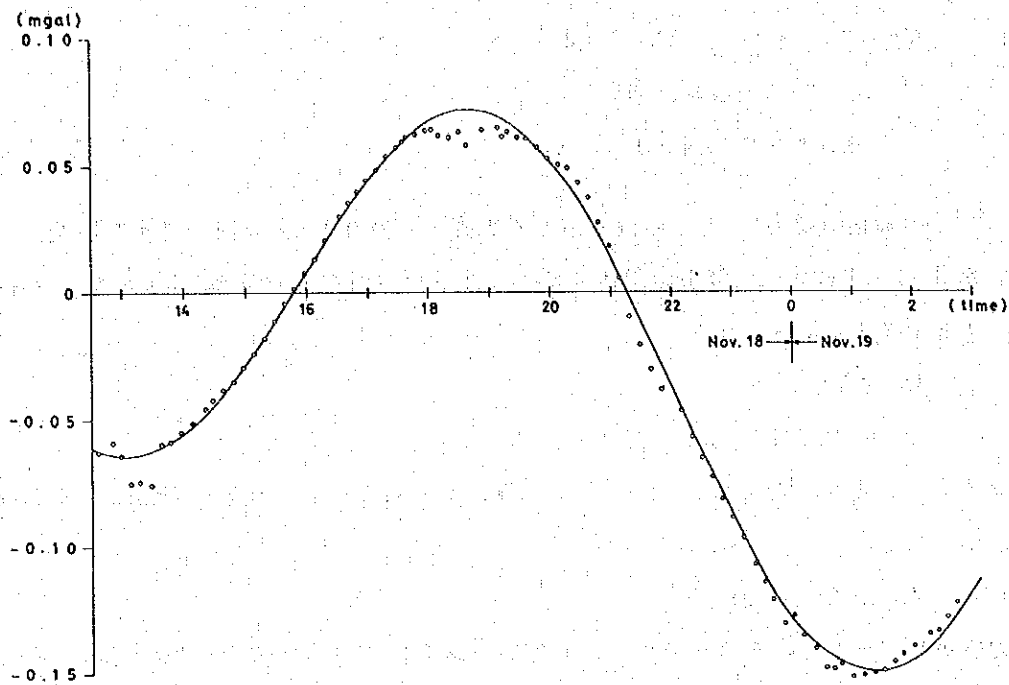


Fig. II-3-4 Diurnal Variation at Gravity Station

(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は長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) 絶対重力値

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

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

$V_c$  : 補正済観測重力値

$V_d$  : ドリフト補正值

この補正済重力値  $V_c$  と観測基点（本調査では № 900）の補正済重力値  $V_g$  との差  $D_g$  を 3-2-4 に述べた算出過程により求めた基点の絶対重力値  $B_g$  に加えたものが測点の重力値  $g$  である。すなわち

$$D_g = V_c - V_g$$

$$g = B_g + D_g$$

であらわされ、この値は、ポツダム系重力値と同じ基準の絶対重力値として取扱うことができる。

### 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。

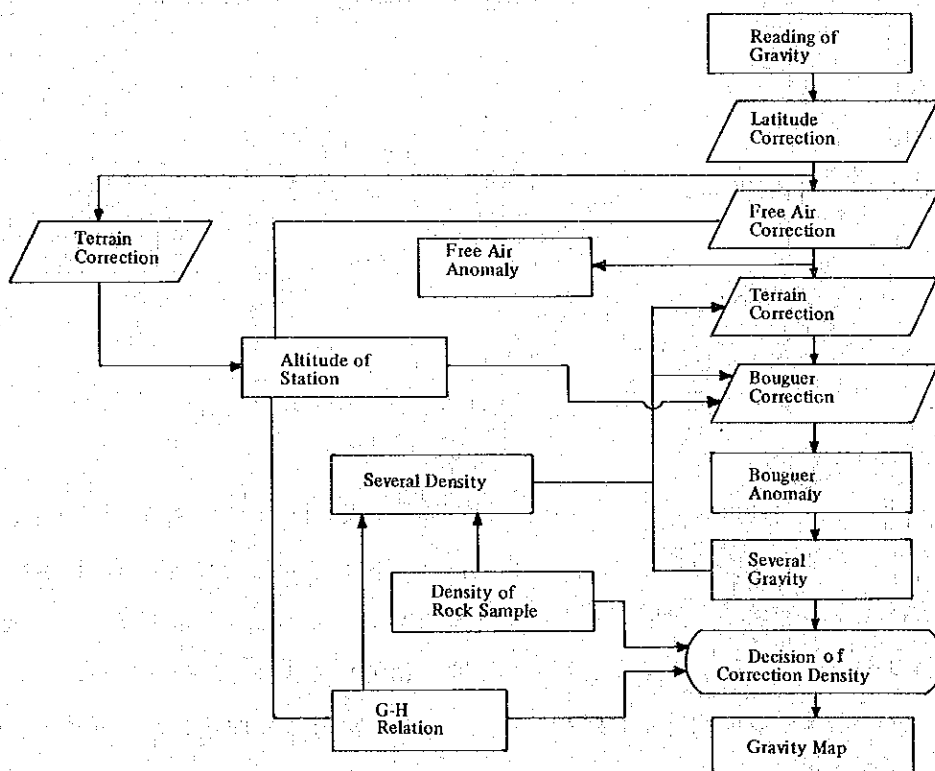


Fig. II-3-5 A Flow Chart of Various Corrections

地球上の異なる位置において測定された重力を比較するためには、同じ基準に基づいた重力分布を得る必要がある。即ち、遠心力による影響、高度の違いによる影響、地形の起伏による影響および測点と基準面との間に存在する地殻が重力場に与える影響を補正しなければならない。これらの補正は各々緯度補正、フリー・エア補正、地形補正およびブーゲー補正と呼ばれ、これらの補正を施した同一基準の重力値をブーゲー異常値という。

(1) 緯度補正

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で最小値を示す。この影響を補正するのが緯度補正である。

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。

$$\gamma_{1390} = 978.0490 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi)$$

$\gamma_{1390}$  : 国際重力値 (gal)

$\varphi$  : 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

$\gamma_E$  : 赤道における標準重力 978.03184558 gal

$\gamma_P$  : 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、

$$\gamma_{1967} - \gamma_{1390} = 17.2 + 13.6 \sin^2 \varphi \text{ (mgal)}$$

である。

(2) 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・エア補正值は次の式であらわされる。

$$\delta g_o = \beta \cdot H_m$$

$\delta g_o$  : フリー・エア補正值

$\beta$  : フリー・エア補正係数で通常は 0.3086。緯度・標高により変化がみられる。

$H_m$  : 測点高度 (m)

(3) 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 5 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-3-2 のとおりである。

Table II-3-2 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	7,122 (4)	7,379 (4)	1/200,000
Middle	4.00	16.00	1,781 (1)	1,845 (1)	1/50,000
Near	1.00	4.00	445.1 (0.25')	461.2 (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-3-6 に示す円板を使用している。補正值は、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值としている。

(b) 極近傍地形補正

極近傍地形補正には、Fig II-3-7 に示す半径  $20\text{ m}$  ~  $1,000\text{ m}$  の範囲を 66 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值を算出した。補正值の算出式には前述の式を用いた。

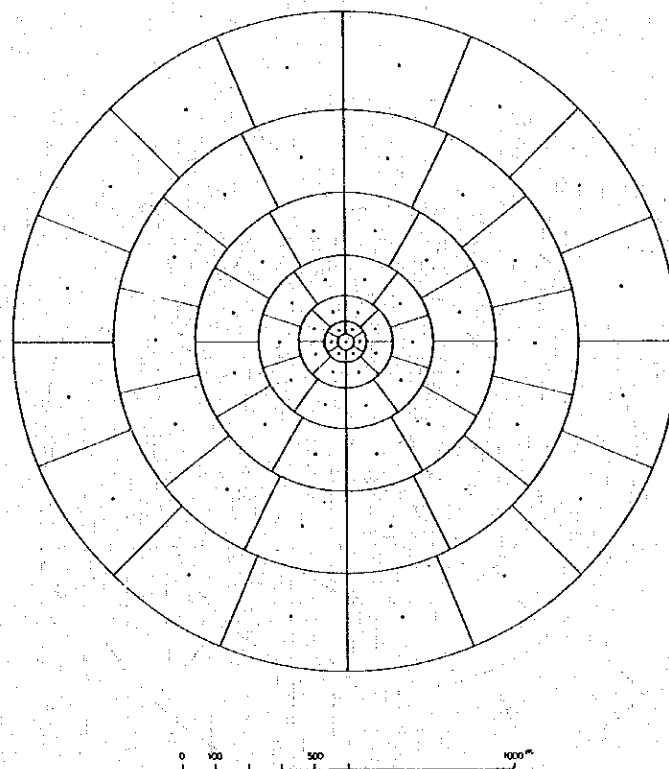


Fig. II-3-6 Disk Used for Topographic Correction (Far, Middle and Near)

(c) 周辺地形補正

周辺地形補正值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值  $\delta_{go}'$  は, 重力計から崖までの距離をD, 崖の傾斜角を  $\beta$ , 重力定数をG, 崖を構成する物質の密度を  $\rho$  とすると

$$\delta_{go}' = G\rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \int_0^{H+(X-D)\tan\beta} \frac{ZdXdYdZ}{(X^2+Y^2+Z^2)^{3/2}}$$

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

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

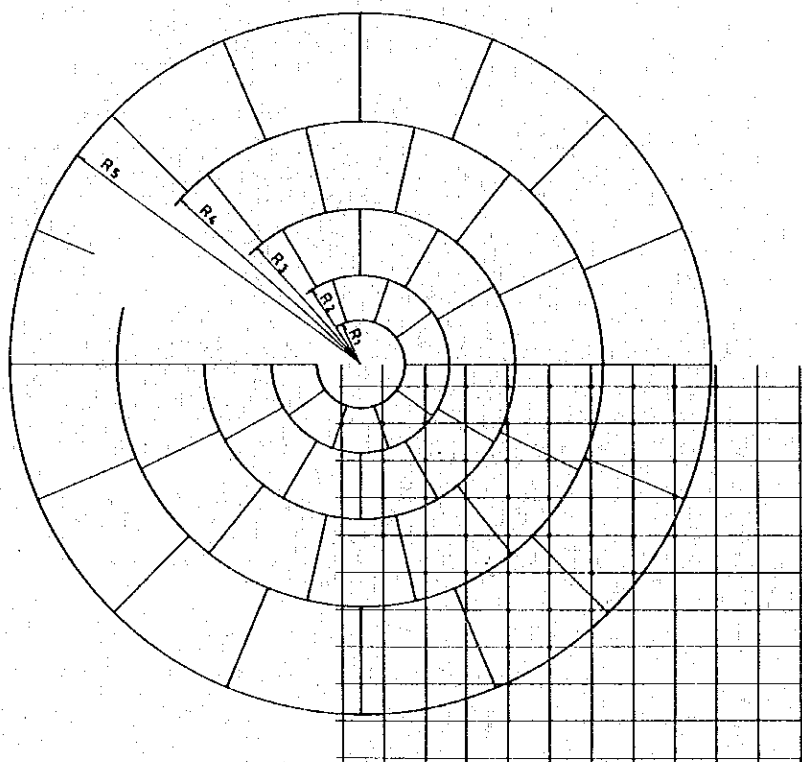


Fig. II-3-7 Disk Used for Topographic Correction (Neighbour)

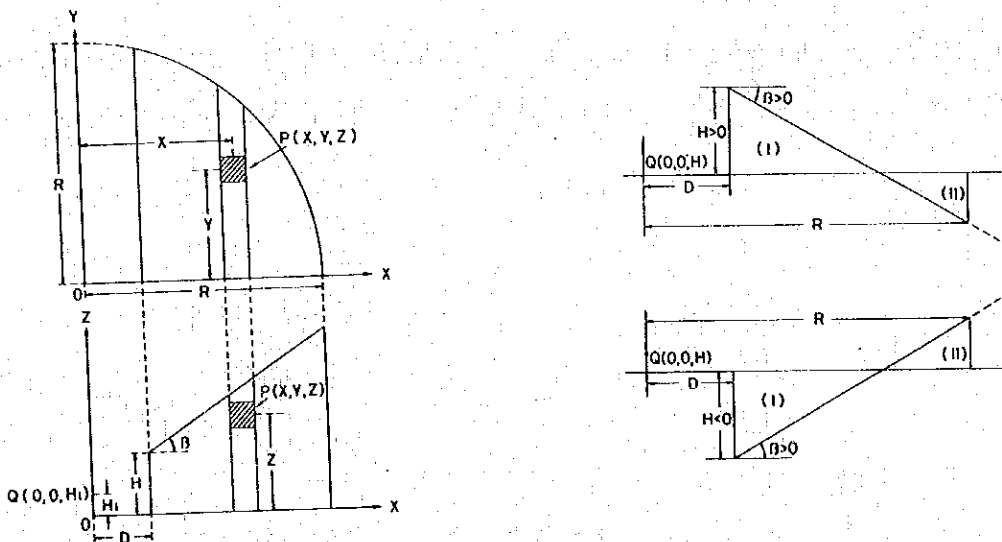


なお、緯度および経度の格子間隔は最小の扇形内に必ず1点の格子点が含まれるように設定した。

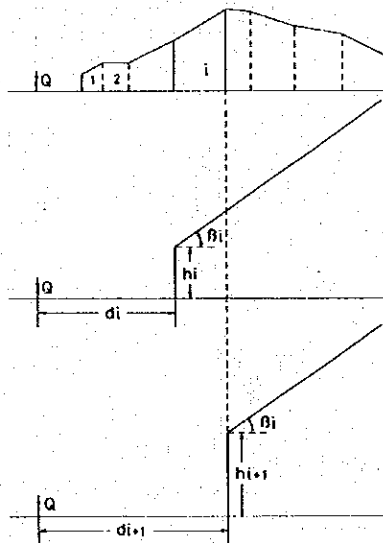
$$= 2G\rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \left( \frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2}} - \frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2+(H-D\tan\beta+X\tan\beta)^2}} \right) dXdY$$

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

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、ブロック毎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。



#### (4) 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面上の重力値に換算するとき、測点と平均海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。

$$\delta g_{go}'' = -2\pi G\rho Hm = -0.0419\rho Hm$$

$\delta g_{go}''$  : ブーゲー補正值

$\rho$  : 補正密度

#### 3-3-3 ブーゲー異常値

観測重力値より正規重力値を差し引いた値に、以上に述べたフリー・エア補正、地形補正およびブーゲー補正を施したものがブーゲー異常値  $\Delta g_{go}$  であり、次式であらわされる。

$$\Delta g_{go} = g - \gamma + \delta g_{go} + \sum \delta g_{go}' + \delta g_{go}''$$

$\Delta g_{go}$  : ブーゲー異常値

ブーゲー異常値は、地形補正およびブーゲー補正を施す際の補正密度  $\rho$  によって異なる。本調査では、岩石試料より測定された岩石密度、 $g-H$  関係および相関法によって補正密度  $\rho$  を決定した。

##### (1) 岩石試料の密度測定

本調査では、地表の岩石183個を採集して、これらの岩石の密度を測定した。Table II-3-3は、岩石密度の平均および密度分布を示したものである。

Table II-3-3 Average Density and Distribution of Rock Samples

Period	Formation	Rock (Number of Sample)	Average		Density				
					2.2	2.4	2.6	2.8	3.0
Quaternary	Terrace Dep.	Gravel	Unmeasured						
	Balatoc Plug	Dacitic Pyroclastic Rock (9)	2.47						
Tertiary	Klondyke	Conglomerate, Pyroclastic R., Tuff, Sand S. & Mud S. (26)	2.58	2.68					
	Zigzag	Andesitic Pyroclastic Rock (3)	2.72						
	Pugo	Metavolcanic Rock & Metasedimentary Rock (23)	2.78						
Upper Cretaceous	Dalupirip	Schist (14)	2.83						
Intrusive Rock	Andesite Porphyry (12)		2.69						
	Intermediate Volcanic - Plutonic Complex	Northern Part (12)	2.74	2.70					
		Southern Part (10)	2.65						
	Pyroxene Andesite Porphyry (8)		2.73						
	Acidic to Intermediate Volcanic - Plutonic Complex (4)		2.68						
	Granodiorite (8)		2.82						
	Gabbroic Diorite (3)		2.76						
	Quartz Diorite	Southern Part (30)	2.66	2.71					
Northern Part (21)		2.79							

この表をみると、岩種別および岩層別の平均密度は、2.47 から 2.83 の範囲に分布している。しかし、最も低密度を示した Balatoc プラグはごく限られた狭い範囲にしか分布していないため、実際には 2.58 から 2.83 の範囲に分布しているといえる。この差 0.25 が示すように、本調査地域は非常に密度差の小さい種々の岩石から構成されているといえる。また、全岩石資料の平均密度は、2.70 であるが、実際には亀裂、変質および風化など密度を低下させる要素を考慮し、この値は数%割引いて考えるべきである。

Table II-3-3 の中で、中性の火山岩および深成岩類を 2 種に分けたのは、北部に分布するものと南部に分布するものとは密度的に変化がみられたためである。石英閃緑岩類については、Binga (ビンガ) ダムの西方に分布するものと他とは密度変化がみられたため、これも南北に分割した。また、Zigzag 層についても、南西部のものは高密度であるのに対し、Acupan 周辺のものとは低密度である傾向があったが、試料数が少ないため分割はしなかった。

(2) g - H 関係

重力値は、測点高度が増すに従って減少する。測点高度 H を横軸に、g - γ を縦軸にとれば、重力値は直線のまわりにばらつくはずである。そこで、最小 2 乗法により直線

$$g - \gamma = \Delta g_0 - H(\beta - 2\pi G\rho)$$

を求め、その勾配を $-(\beta - 2\pi G\rho)$ に等しいものとすれば $\rho$ を決定することができる。

本調査における $g-H$ 関係図をFig. II-3-8に示す。この結果得られた直線の勾配より求めた $\rho$ は、2.86であつた。

\*\*\* DG/DZ CORRELATION \*\*\*

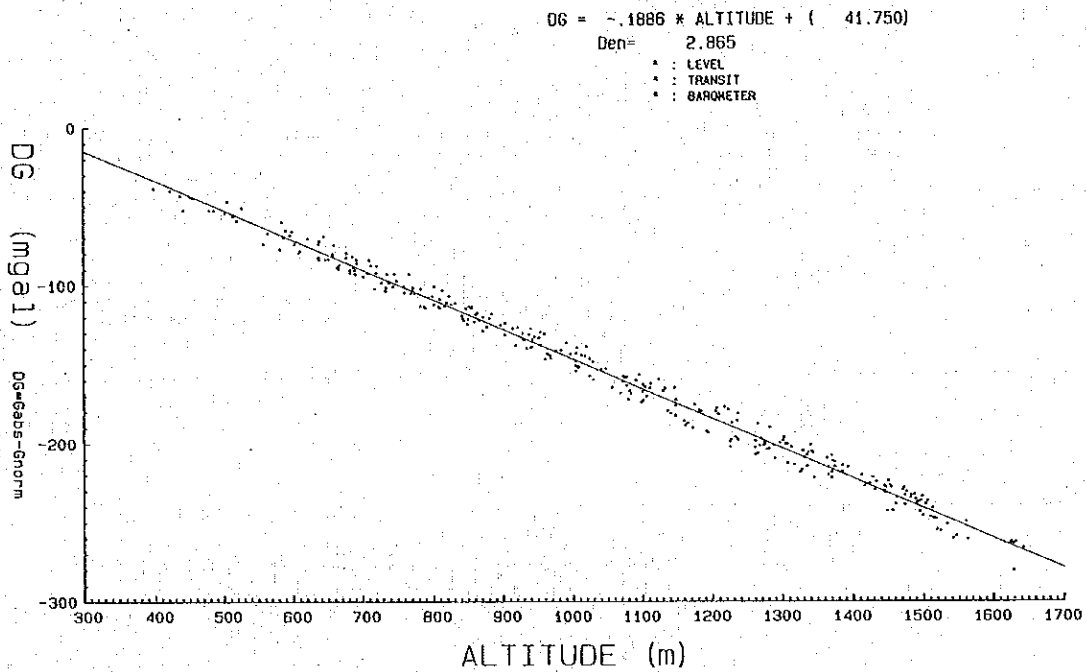


Fig. II-3-8 G-H Correlation Map

(3) 相関法

一般に、ブーゲー異常図において山でブーゲー異常が大きく、谷で小さい値をとるときには、地形補正とブーゲー補正の補正密度のとり方が小さく、その反対の場合には大きい。この特性を利用し、数種類の補正密度におけるブーゲー異常図を作成し、地形との相関が最も小さなブーゲー異常図の補正密度を最適の補正密度とする。

本調査では、(1)、(2)の結果を考慮し、補正密度 2.4, 2.5, 2.6, 2.7 および 2.8 の 5 種類のブーゲー異常図を作成し、最終的には(3)の方法により、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 2.6 のブーゲー異常図を選んだ。Fig. II-3-9, 10, 11 にそれぞれ補正密度 2.5, 2.6, 2.7 のブーゲー異常図を示す。

### 3-4 解析方法

地表で観測される重力異常は、種々の深度、形状および密度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、また解析するために、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、分割された余剰重力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 余剰重力

ブーゲー異常図から特定周波数帯域の重力異常を選択的に検出する目的から、2種類のハイカット・フィルター処理を施し、その残差を算出して余剰重力図を算出した。

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。

$$F(u, v) = \sum_{m,n} G(x, y) \cdot \exp(-i(ux+vy)) \cdot dx dy$$

$$G(x, y) = \sum_{m,n} F(u, v) \cdot \exp(i(ux+vy)) \cdot du dv$$

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、 $\lambda$  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  $\lambda = 0.25, 2.1, 10.2$  の3種類のフィルターを使用し、 $\lambda_{0.25 \sim 2.1} = (G_{0.25} - G_{2.1})$ ,  $\lambda_{2.1 \sim 10.2} = (G_{2.1} - G_{10.2})$  および  $\lambda_{10.2} = (G_{10.2})$  の3種類の余剰重力構造を求めた。これらを Fig. II-3-12, 13, 14 に示す。

#### 3-4-2 鉛直2次微分

重力異常の鉛直2次微分を  $G_v(x, y)$  とすると、これは次式で示される。

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

鉛直2次微分は異常岩体の分布形状や断層その他の地質構造を良く反映するために広く利用されている。調査地域には貫入岩体が多く分布するため、これらの形状を捕えるためにこれを実施した。この結果を Fig. II-3-15 に示す。

### 3-5 解析結果

#### 3-5-1 ブーゲー異常図

本調査では、前述したように補正密度 2.60 のブーゲー異常図を解析対象とした。Fig. II-3-10 をみると、ブーゲー異常値は 49mgal から 77mgal の範囲で変化している。等重力線の傾向は N-S 系のもが多く、中央部から南へのびる低重力異常を大小さまざまな高重力異常がとり囲む形で表現されている。さらに、中央の低重力異常は、北方および北西方へのびる傾向を示している。中央部の低重力異常の周囲には、断層構造を示唆するような顕著な等重力線のパターンは認められず、これは、南北に長く分布する低密度岩体 (Itogon 石英閃緑岩,  $\bar{\rho} = 2.66$ ) による異常と考えられる。Acupan 鉱山の東方にみられる小規模な低重力異常は、低密度岩体 (Balatoc プラグ,  $\bar{\rho} = 2.47$ ) によるものである。また、Itogon より飛行場へ、および Lucbuban (ルクブバン) から Kias Creek (カィアス沢) へのびる非常に弱い連続性の低重力異常は、弱い構造線を反映している可能性がある。

北西にみられる高重力異常、Antamok (アンタモック) および Batuang (バトゥアン) 付近にみられる弱い高重力異常は、各々高密度の貫入岩体による異常と思われる。

南西部にみられる高重力異常は、比較的高密度 ( $\bar{\rho} = 2.72$ ) の安山岩類からなる Zigzag 層による異常と考えられる。

北東の高重力異常は、Itogon 石英閃緑岩の分布域であるが、この付近で採取された岩石試料の密度は高く、平均で 2.79 を示すため、この影響と思われる。

南東の高重力異常は、Dalupirip 変成岩類 ( $\bar{\rho} = 2.83$ ) の分布域にあたり、これを反映したものである。

東縁部の高重力異常は、平均密度 2.78 の Pugo 層を反映したものである。

#### 3-5-2 余剰重力図

$\lambda = 0.25$  (波長 1 km) によるフィルターは、本調査での測点間隔が約 500m であることから、各測点での測点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、本文ではこれを割愛した。

Fig. II-3-12 は  $\lambda = 0.25 \sim 2.1$  (波長 1 ~ 2.9 km) の余剰重力図であり、深度約 1,500m 程度までの構造を表現していると考えられる。この図では、ブーゲー異常図に比べより岩体の分布形状が明確となっており、Acupan 周辺に弱い高重力異常が出現している。これは、この辺りに分布する Virac 花崗閃緑岩 ( $\bar{\rho} = 2.82$ ) や Antamok 閃緑岩および斑レイ岩 ( $\bar{\rho} = 2.76$ ) 等の貫入岩類を反映したものである。また、南東の低重力異常と高重力異常の間には南北に約 15 km、断層を示唆するような等重力線のパターンがみられる。

Fig. II-3-13 は  $\lambda = 2.1 \sim 10.2$  (波長 2.9 ~ 6.4 km) の余剰重力図であり、深度約 3 km 程度までの構造を表現すると考えられる。この図によると、Itogon の北方に中心を持つ低重力



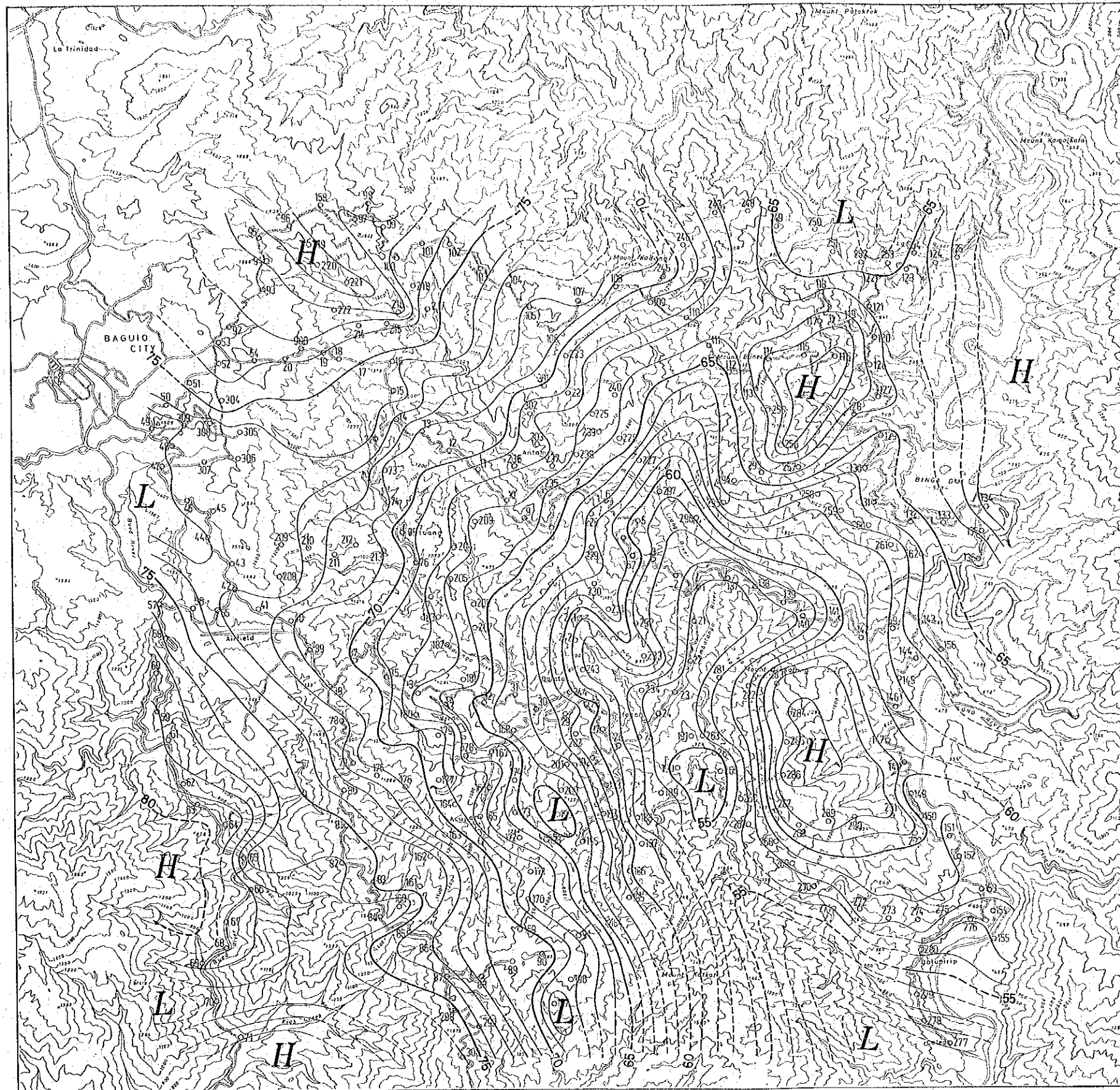


Fig. II-3-9 Bouguer Anomaly Map( $\rho=2.5$ )



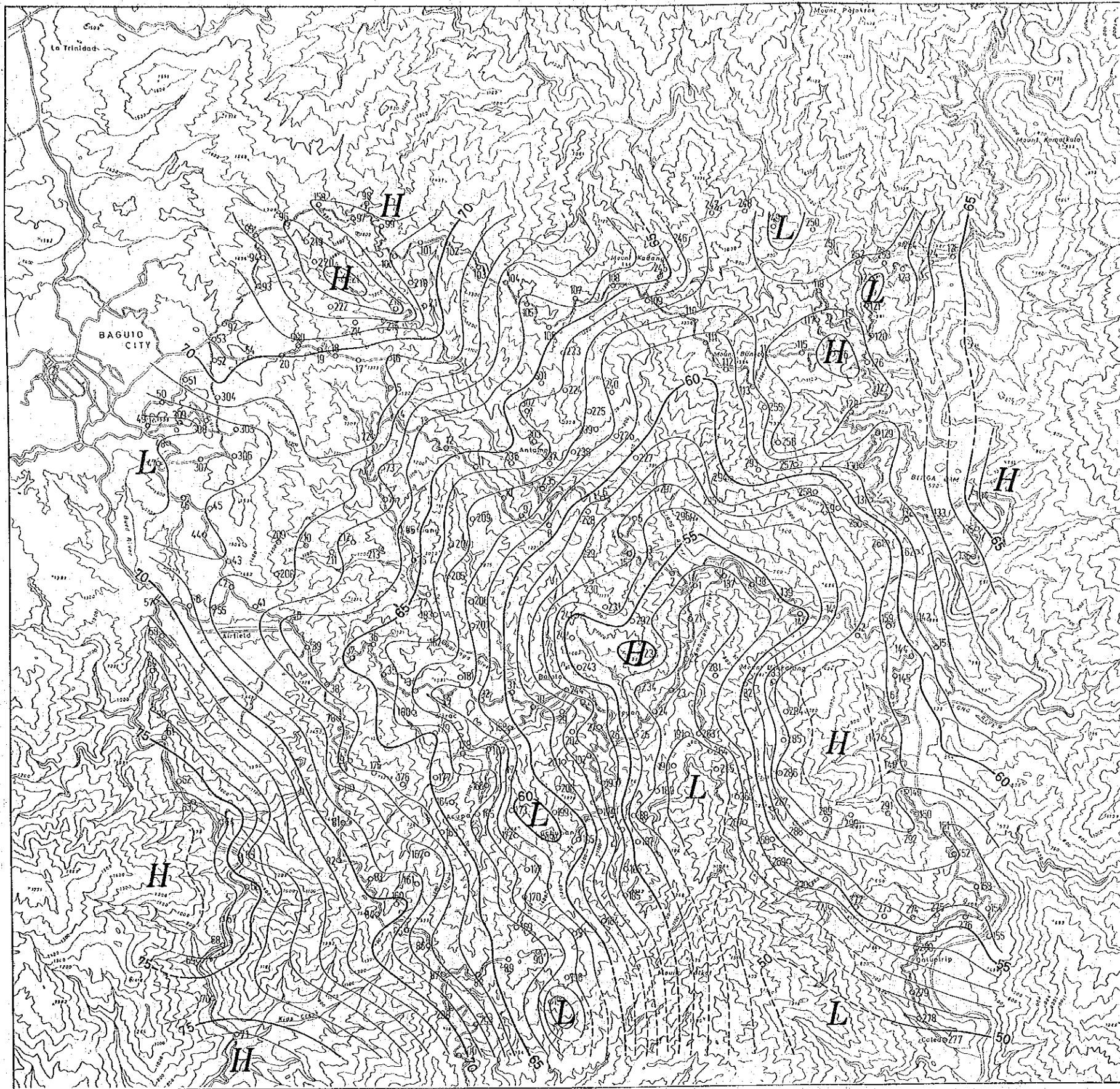


Fig. II -3-10 Bouguer Anomaly Map( $\rho=2.6$ )

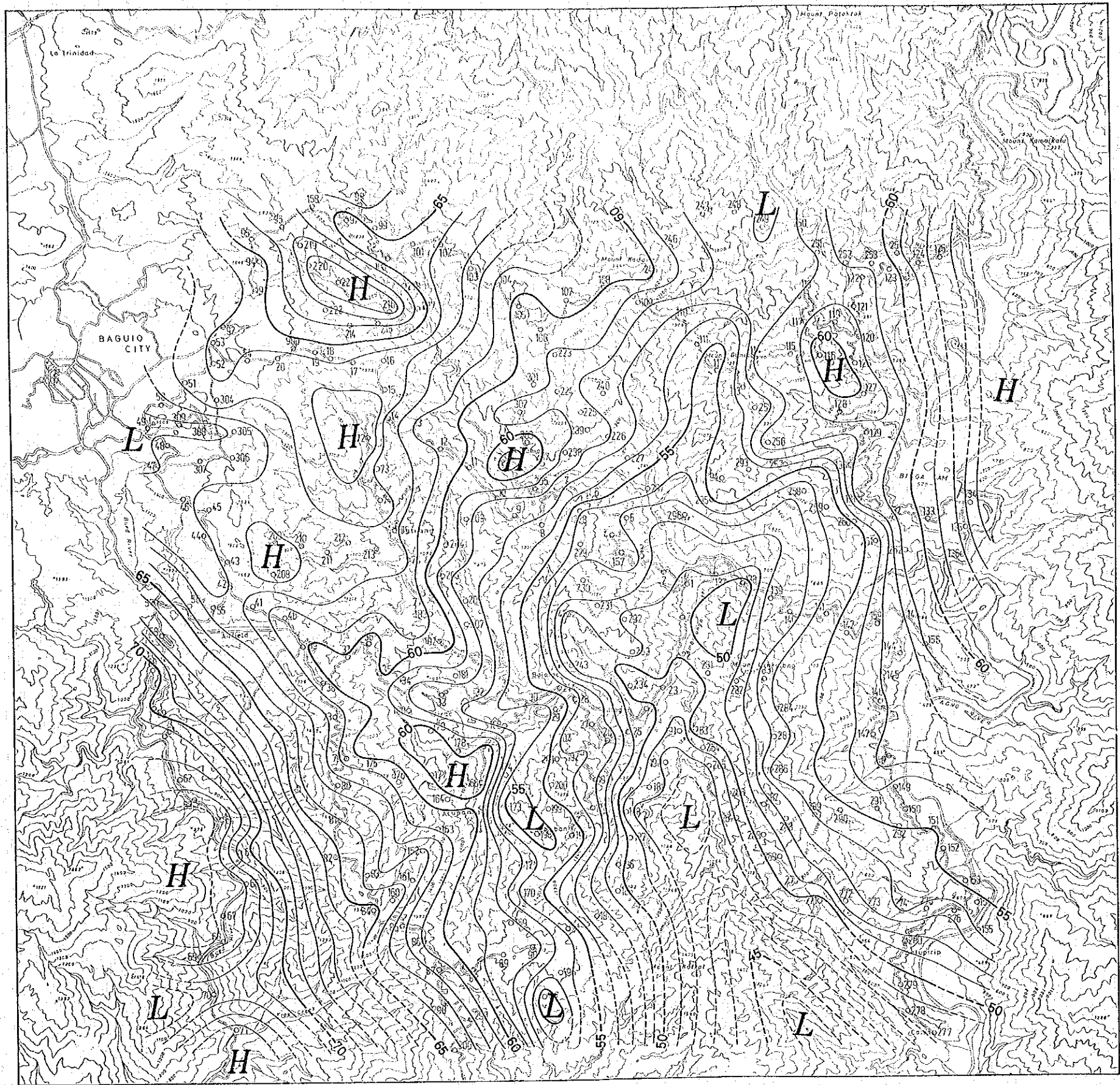


Fig. II-3-11 Bouguer Anomaly Map( $\rho=2.7$ )

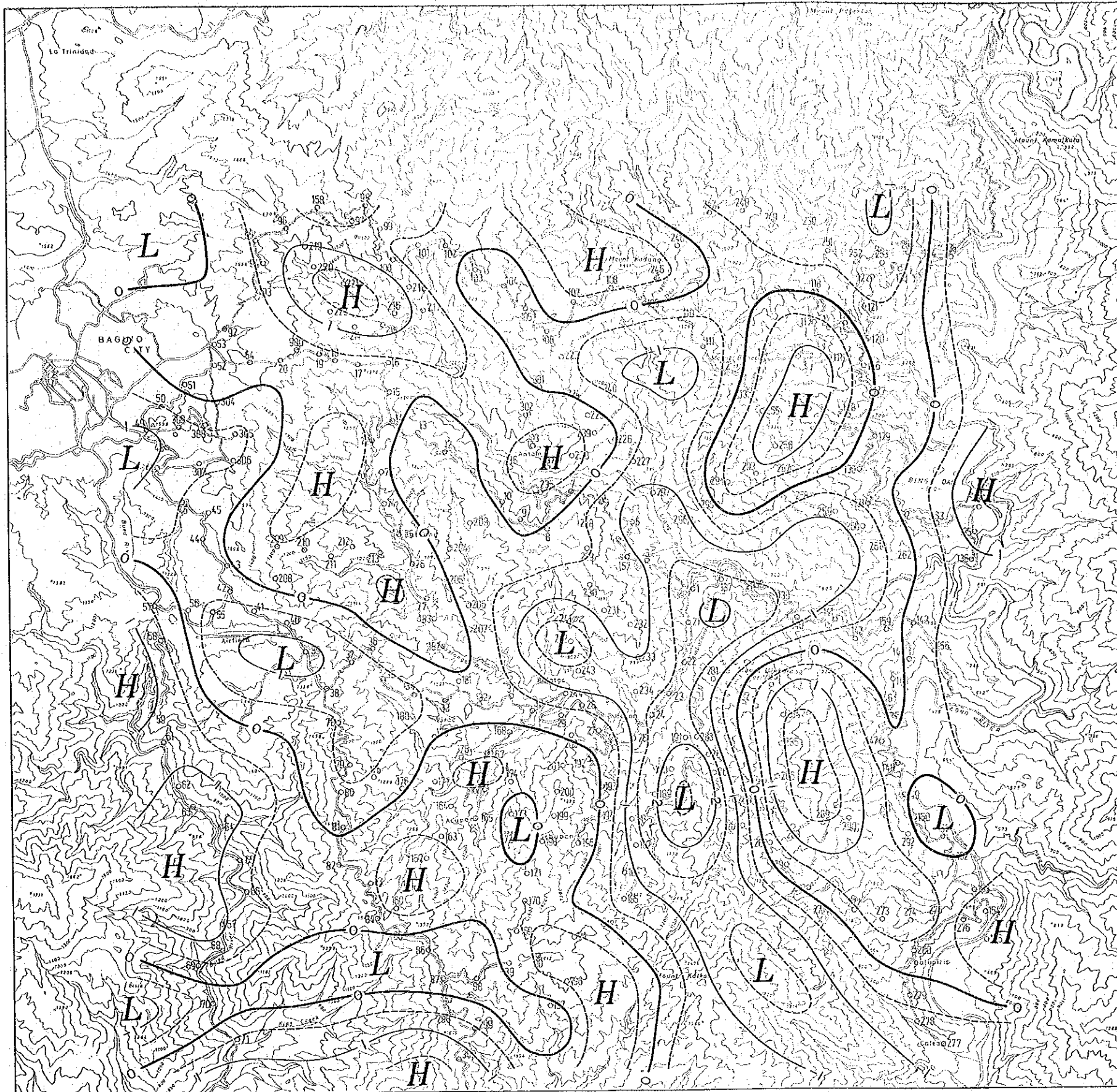


Fig. II-3-12 Residual Map( $\lambda=0.25\sim 2.1$ )



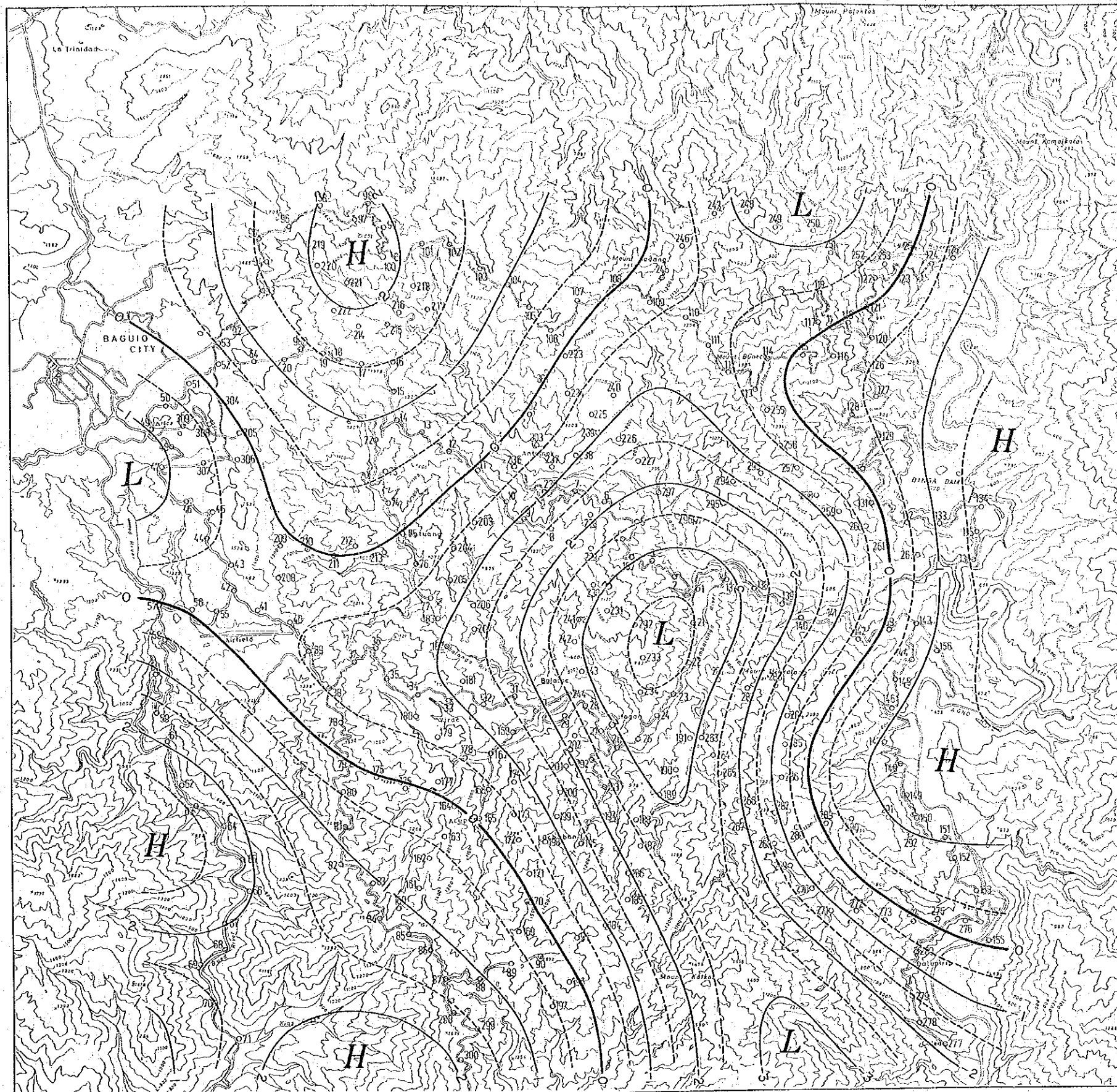


Fig. II -3-13 Residual Map( $\lambda=2.1\sim 10.2$ )

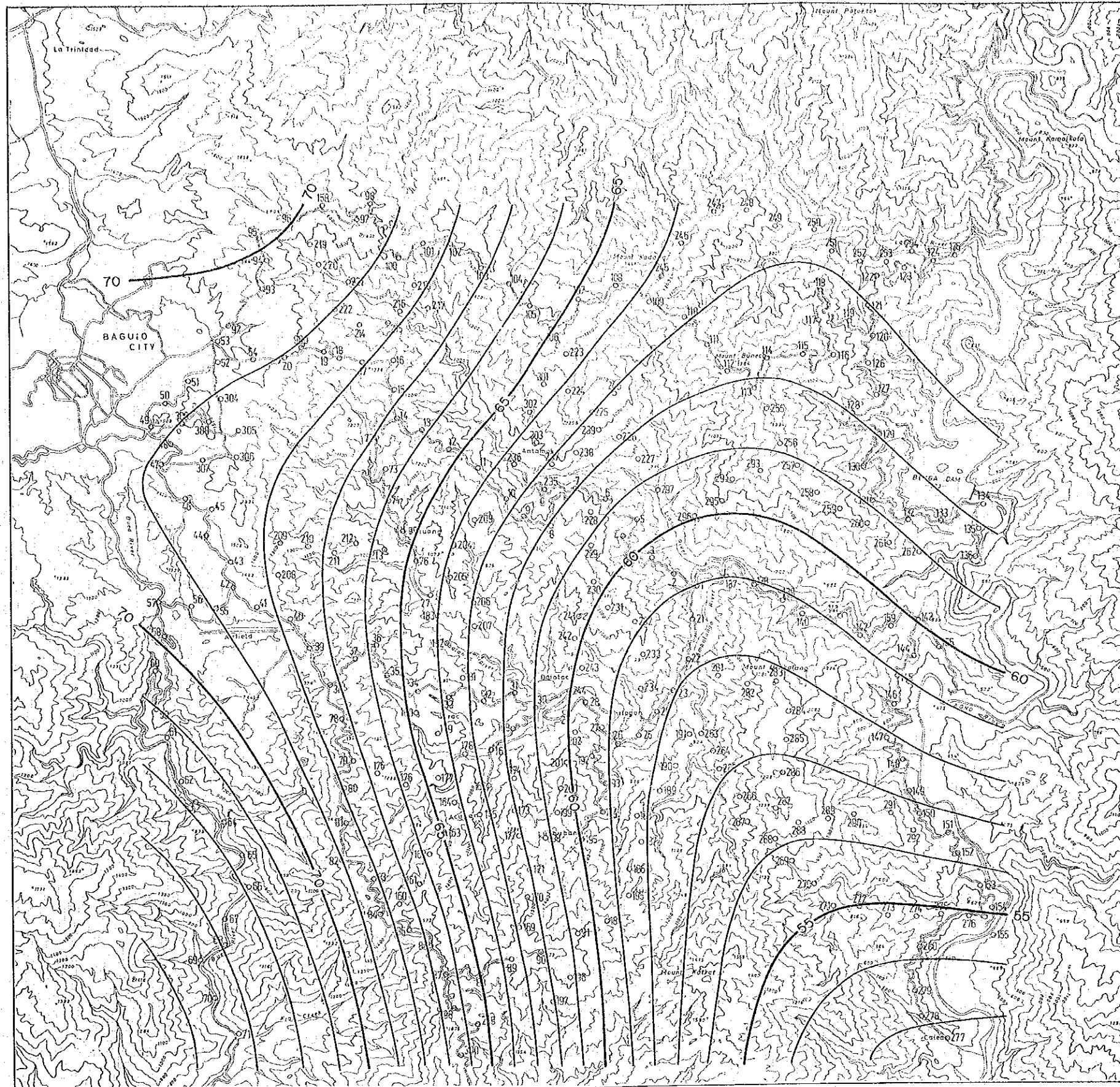


Fig. II -3-14 Regional Map( $\lambda \geq 10.2$ )



異常がみられ、これより、低重力異常が北方と南方にのびる傾向を示している。これは、Ito gon石英閃緑岩の分布と類似していることから、この岩体が地下深部まで分布していると考えられる。また、南西の高重力異常と東縁の高重力異常は、それぞれ、この深度までZigzag層、Pugo層が分布していることを示唆している。さらに、北西部の高重力異常は、Fig. II-3-12にもみられた貫入岩体が地下深くまで分布していると考えられる。

Fig. II-3-14は $\lambda = 10.2$  (波長6.4 km)のハイカット・フィルター図であり、深度約3 km以深の構造を表現していると考えられる。この図で等重力線は、西側で高重力で南東に向って除々は低くなっていく傾向を示しているが、地熱貯留に適していると考えられる基盤の陥没状構造は認められない。また、地熱構造を規制するような断層は、一般に、浅部構造を示す余剰重力図から深部構造を示す図まで一貫して、その傾向を等重力線に示すものであるが、本調査で得られた各種の等重力線図からは、そのような傾向は認められない。

### 3-5-3 鉛直2次微分

本調査地域は、断層により地熱が地表近くまでもたらされているタイプの地熱地帯ではなく、貫入岩体による地熱地帯である可能性が強い。このため本調査では、岩体の形状を良く表現するといわれている鉛直2次微分法による解析を試みた。Fig. II-3-15は、ブーゲー異常図 Fig. II-3-10 に対して鉛直2次微分を実施したもので、図中太線で示した $G_v = 0$ の等重力線が示す傾向は非常に良く地質図に一致する。この図によると、地質ではBalatoc・プラグをとり囲んでいる貫入岩類が、ENE-WSW系とWNW-ESE系の2本線で分割されているのが判読出来る。

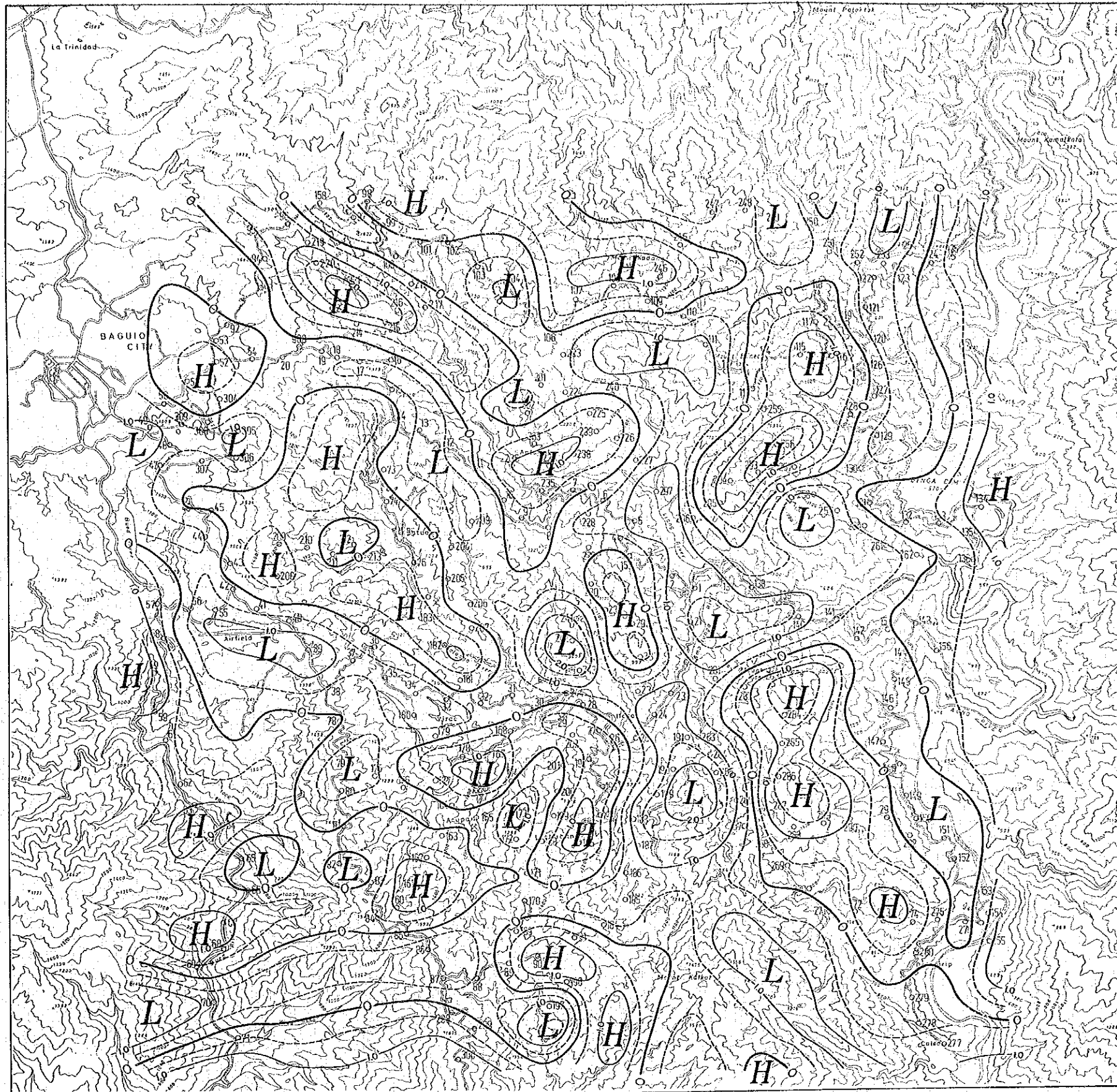


Fig. II-3-15 Second Derivative Map





## 第4章 電氣探査



## 第 4 章 電 気 探 査

### 4-1 調査の目的

地熱資源探査法の中でも、電気探査（比抵抗法）の占める割合は最も高く、ことにフィリピンでは探査の初期の段階で必ず利用されている物理探査法である。

一般に岩石は電気的には不良導体であるが、孔隙や割れ目に良導性の地熱流体が満されているときは、良導体となる。従って、電気探査を実施することによって、地表に地熱徴候が少ない地域でも、地下に賦存する高温で多孔質の熱水貯留層をみつけ、また、変質帯、クラックの多い地層、および地熱貯留構造として適した地質構造などを解明することなどが可能となる。

この方法で求められる物理量は、岩石の比抵抗であり、岩石の比抵抗は強い温度特性をもっているため、地熱資源の探査に適している。即ち、地層の比抵抗  $\rho_f$  は温度が上昇すればおよそ次式に従って減少する。

$$\rho_f = \frac{\rho_{f18}}{1 + 0.025(t - 18)} \phi^{-m}$$

ただし、

$\rho_f$  : 地層の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$\rho_{f18}$  : 18℃の地層の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$\phi$  : 空隙率

$m$  : 膠結係数 (1.3 ~ 2.2)

$t$  : 温度

地層の比抵抗は、実際には空隙率と温度の関数ばかりではなく、孔隙水の塩濃度と比抵抗の関係は Fig. II-4-1 に示す通りである。

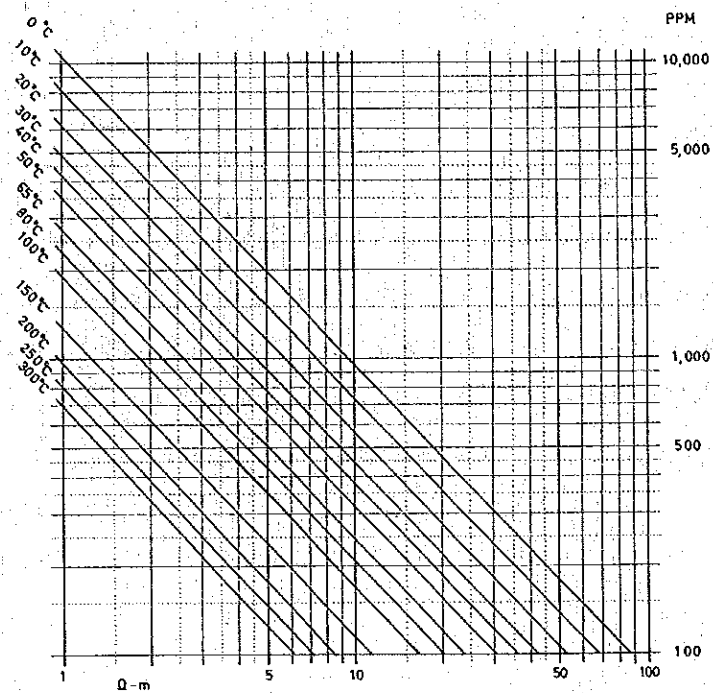


Fig. II-4-1 Resistivity Graph for Salinity and Temperature of NaCl Solution

一般に、堅硬緻密な結晶質岩や珪化帯は高比抵抗であり、逆に孔隙率に富む岩石、粘土層、粘土変質は低比抵抗である。岩石固有の比抵抗はその地域により特有の値を示すため、岩石サンプルの物性測定や比抵抗検層により、おおよそその変化を知る必要がある。本地域で採取されたサンプルの物性測定結果は4-3-1に詳述する。

アクパン・イトゴン地区には、Benguet CorporationのAcupan 鉱山、Antamok 鉱山をはじめ Itogn 鉱山社の Itogon-Suyoc 鉱山など数多くの金鉱山が稼働している。従って、鉱山の坑内には、鉱石輸送のための坑内電車が錯走しており、これによる電氣的ノイズが顕著である。このため、通常のシュランベルジャー法による比抵抗探査は実施することが出来ず、本調査用に特別設計された受信機 (Signal Enhanced DC Resistivity Meter) にて測定することになった。調査の方法は次項に詳述する。

#### 4-2 調査方法

比抵抗法は、地表に設置された電流電極と電位電極の位置関係によって、シュランベルジャー法、ダイポール・ダイポール法、ポール・ダイポール法、バイポール法などに分類され、共に各電極系の相互距離を拡大することによって深部情報を得ようとするものである。しかし、電極系の相互距離を拡大すると入力電位が小さくなり、S/N比が悪くなって測定が困難となる。このため、本調査では、電極間隔を2種類に固定し、水平方向に移動することによって可

能を限り広範囲に比抵抗を測定することにした。電極配置および表示点は Fig. II-4-2 の通りである。

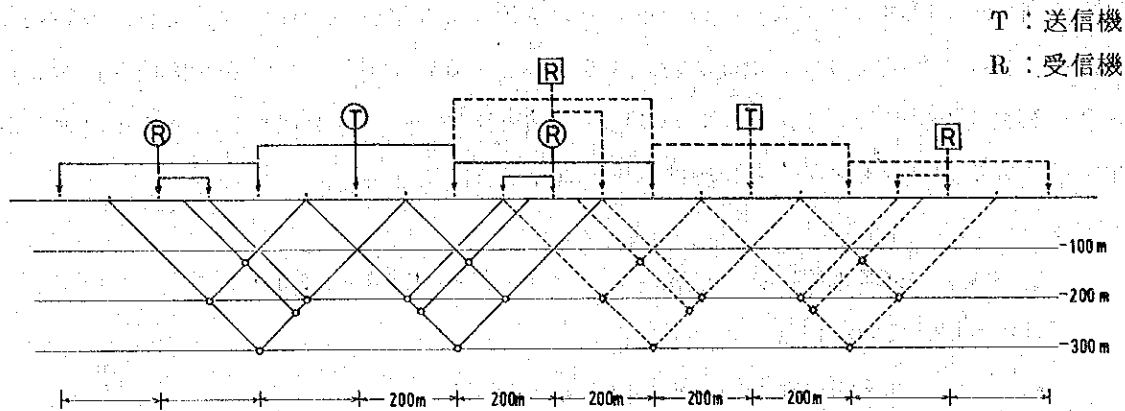


Fig. II-4-2 Electrode Configuration and Pseudo Section

即ち、基本的にはダイポール・ダイポール電極配置により、電極間隔  $a = 200m$  として、隔離係数  $n = 1, 2$  について測定した。これによる可探深度は  $-200 \sim -400m$  である。これ以上に電極を隔離すると距離に反比例して入力電位が減少し、 $S/N$  比が悪化して測定不能となる。

本地域は地形が急峻で、測線を直線状に設定することは困難であるため、すべての測定は道路沿いに実施された。電流電極の座標を  $C_1(x_1, y_1), C_2(x_2, y_2)$  とし、電位電極の座標を  $P_1(x_3, y_3), P_2(x_4, y_4)$  とすれば、比抵抗  $P$  は次式により算出される。

$$\rho = K \times \frac{V}{I} \quad (\Omega \cdot m)$$

$$K = 2\pi / \left( \frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} - \frac{1}{C_2 P_1} + \frac{1}{C_2 P_2} \right)$$

$$= 2\pi / \left( \frac{1}{\sqrt{(x_1 - x_3)^2 + (y_1 - y_3)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_1 - x_4)^2 + (y_1 - y_4)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_2 - x_3)^2 + (y_2 - y_3)^2}} + \frac{1}{\sqrt{(x_2 - x_4)^2 + (y_2 - y_4)^2}} \right)$$

ここに、 $K$  : 電極係数

$V$  : 測定電位

$I$  : 電流

各測点の  $x, y$  座標値をコンピューターに入力し、測定された電位  $V$  と大地に供給された電流  $I$  より見掛比抵抗  $\rho$  が算出される。

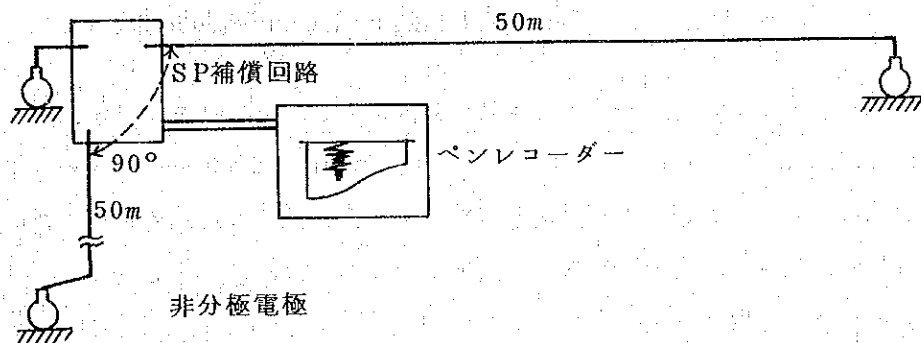
#### 4-2-1 ノイズ測定

測定に先だち、本地域のノイズレベルを知るため、調査地域内の数点でノイズ測定を実施した。(Fig. II-4-4 参照)ノイズはそのノイズ源の位置により強い方向性をもつため、各測点ではほぼ直交方向に測線を設け、電極間隔を50mとして測定を実施している。接地された2点間には自然電位が生じているため、必要に応じ補償回路によりこれを相殺し、ノイズ変動のみを測定している。測定システムと配線は以下の通りである。

受信機 東亜電波工業(株)製 ペンレコーダー EPR-200A

自然電位補償回路使用

電極 硫酸銅溶液～銅の非分極素焼つぼ電極



この方法により観測されたノイズレベルはその最大が200～400mVとなり、実際の測定では電極間隔がさらに広いため、通常の方法では電気探査が実施出来ないことが判明した。鉾山側の情報により日曜日の夕方より電車が停止する時間帯にもノイズ測定を実施したが、全体のノイズレベルは低下するものの、なお数10mVのノイズが観測された。ノイズ波形を Fig. II-4-3 に示す。これは坑内電車の起動時に生じる直流ノイズが卓越している他は、鉾山機械による高周波ノイズも含まれている。

本ノイズ測定により、地熱地帯で通常実施されている直流法電気探査の実施は不可能であり、鉾山施設に起因する交流ノイズも強い。従って、直流成分と高周波の交流成分をバンドパスフィルターにより除去し、特定の周波数(3Hz)の信号のみを受信する方式により、信号を送受信することとなった。これによると、ノイズレベルは急激に減少し、深さ400m程度までの信号は観測出来ることが判明した。

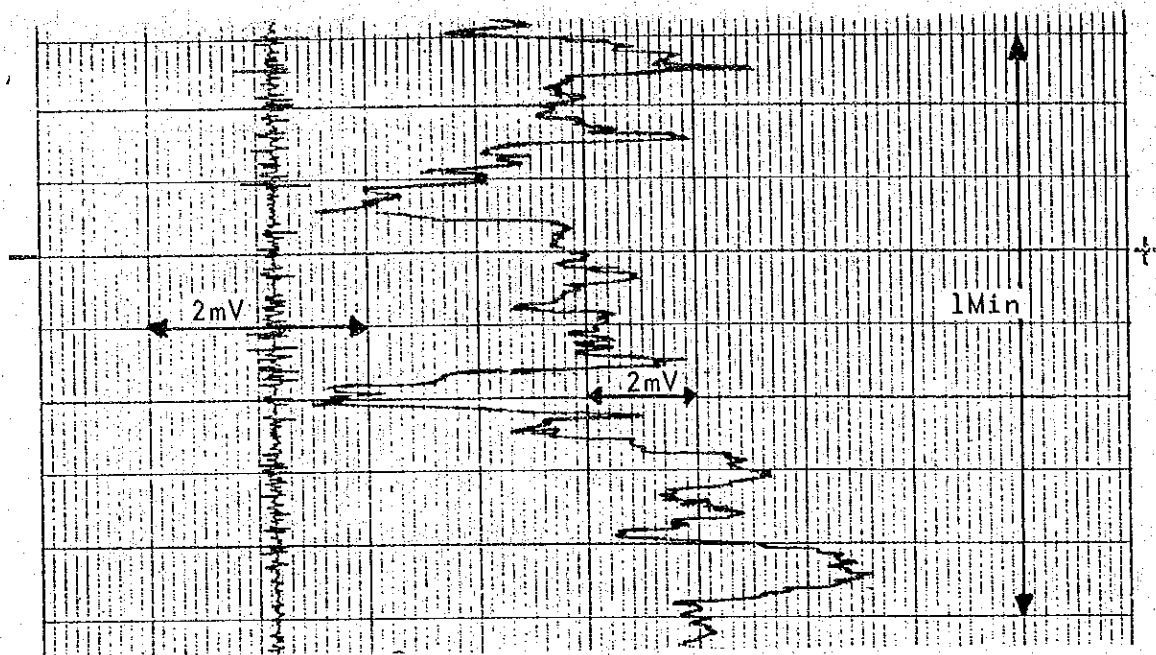


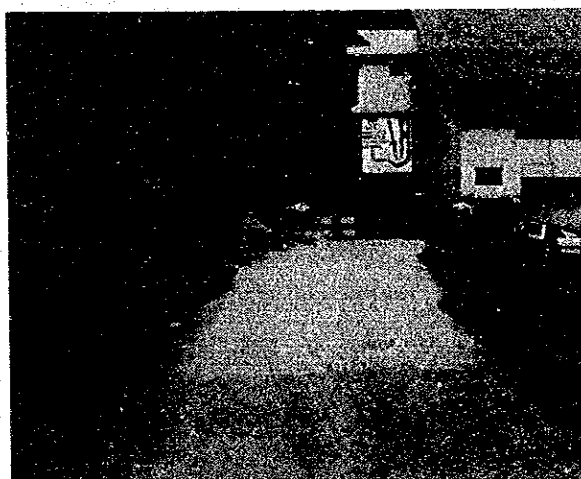
Fig. II-4-3 Noise Wave Form

4-2-2 測 線

比抵抗法はすべて道路沿いに実施された。出来る限り広い地域について比抵抗変化を調査するため、調査地域をほぼ東西に横断するBaguio市-Twin River Junction — Agno 川への道路を、また南北の変化をみるため、Baguio空港 — Philex 鉱山道路と Agno 川沿いの道路を用いた。Acupan 鉱山周辺の道路は、写真の如くすべてコンクリートで舗装されているうえ、埋設鉄管、送電線が多く電気探査を実施することは不可能であった。



比抵抗測定風景



Acupan 鉱山への道



測線平面図を Fig. II-4-4 に示す。測点は道路沿い 100m 毎に連続番号を附した。測線名と測線長は以下の通りである。

測線名	測線長 (km)	経 由
A	2 0.0	Baguio市東端～Aguo 川
B	1 6.0	Baguio 空港北方～Philex 道路沿
C	8.4	Tank～Balatoc～Itogon
D	4.0	Tuding～Baco, Kelly
E	5.9	Twin River Junction～Itogon 鉱山
F	7.3	Aguo 川沿, Dalupirip へ
G	4.0	PLDT 中継所尾根沿い
H	2.0	Acupan 南東方尾根沿い
I	2.0	Acupan 南西方尾根沿い
合 計	6 9.6	

また, Dalupirip (ダルピリツブ) では, シュランベルジャー法とダイポール・ダイポール法の比抵抗電気探査を実施するため, 1000m の測線を設定したので合計測線延長は 70.6 km となった。

#### 4-3 解析方法

結果の解析は, 断面と平面により行った。断面には, 双極子法による測定値を Fig. II-4-2 の如く記入し, 50, 100, 200, 500  $\Omega\text{m}$  のコンターを引くことにより, 異常帯の形を推定した。即ち, 低比抵抗層が浅く, 局所的な場合には, 八の字型の異常を呈し, 深部にのびる場合には, 地質の境界部を解析することが可能である。

本調査は道路沿いに実施されたため, 各測線の相互間隔が広く, 検出された異常帯のひろがりをとらえることは出来なかったが, 通常電気探査においては, 変質帯の平面的ひろがりをとらえるため, 平面図を深度別に解釈することが行われている。

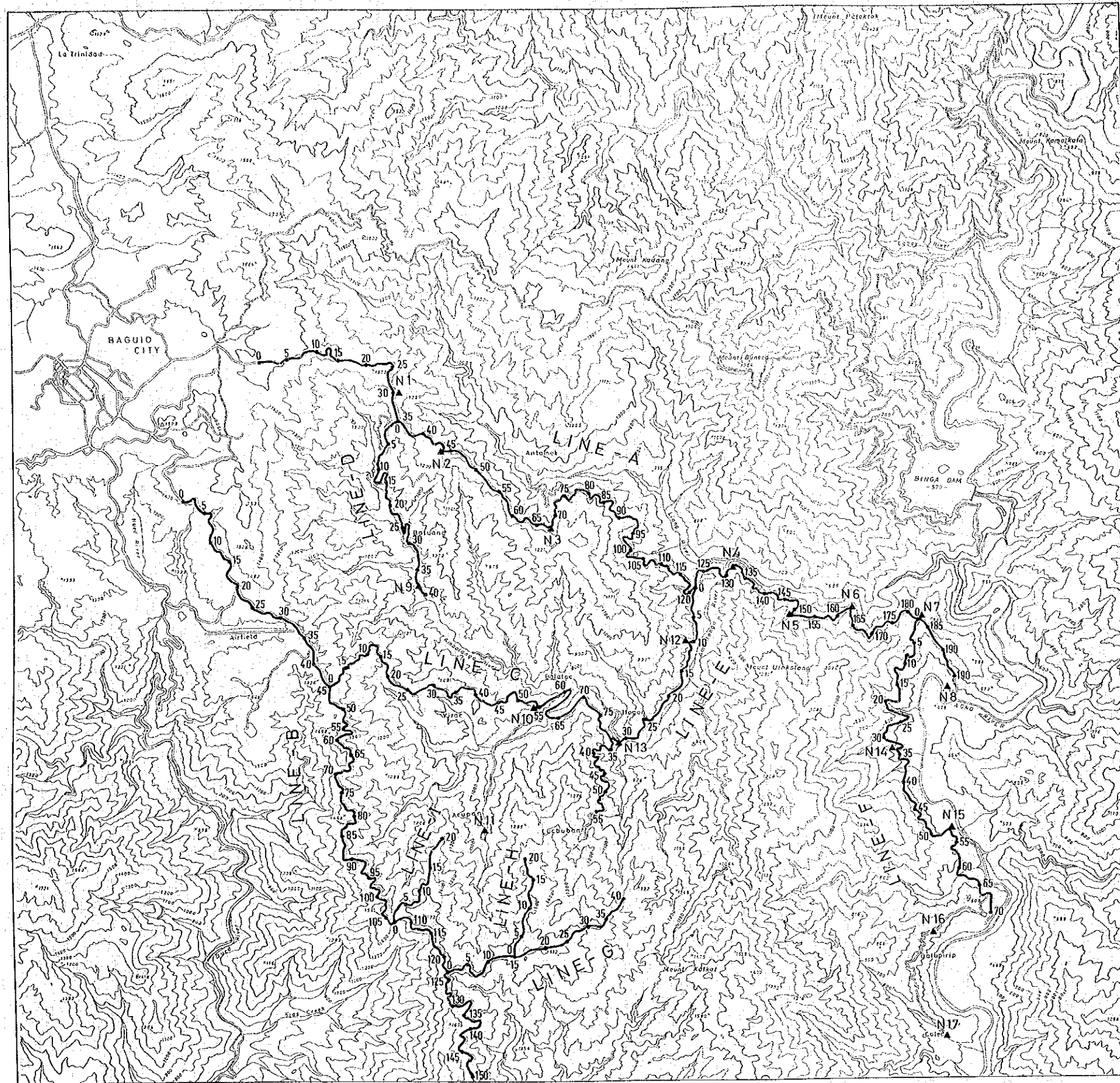
##### 4-3-1 岩石の比抵抗

調査地域の代表的な岩石の比抵抗を測定するため, 採取された岩石サンプルについて, 比抵抗を測定した。岩石サンプルは, Table II-4-1 に示す如く, 53 個の代表的サンプルを, 直方体に整形し, その断面積を長さ, およびサンプルに通電された微弱電流とその電位差より算出される。

即ち, 岩石の抵抗  $R$  は, そのサンプルの長さ  $l$  に比例し, 断面積  $S$  に反比例することより,

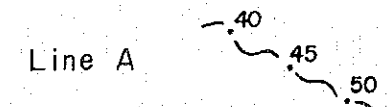
$$R = \rho \times \frac{l}{S}$$



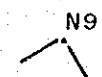


**LEGEND**

Resistivity Survey Line



Noise Monitoring Point



**Fig. II -4-4 Location Map of Resistivity Survey**



Table II-4-1 Resistivity Measurement of Rock Samples

No.	Sample Name	Section (cm <sup>2</sup> )	Length (cm)	Current ( $\mu$ A)	Potential (mV)	Resistivity ( $\Omega$ m)
1	H-1	4,733	2,430	0.1071	93.00	16,906
2	H-1A	4,657	2,580	0.3500	22.05	1,137
3	H-2	4,600	2,490	0.1786	74.00	7,656
4	H-2A	4,634	2,660	0.2750	41.50	2,630
5	H-3	4,675	2,550	0.3036	33.00	1,992
6	H-3A	4,638	2,500	0.2857	42.00	2,727
7	H-4A	4,657	2,580	0.2786	45.00	2,916
8	H-5	4,695	2,540	0.2857	42.00	2,717
9	HUG-5	4,638	2,385	0.1500	78.75	10,209
10	H-6	4,695	2,345	0.2321	54.50	4,700
11	H-7	4,734	2,260	0.3857	15.75	855
12	H-8	4,657	1,980	0.3857	13.45	820
13	H-9	4,676	2,400	0.3570	20.50	1,118
14	H-11	4,657	2,370	0.1786	70.00	7,703
15	H-11a	4,676	2,200	0.1679	75.25	9,528
16	H-12	4,657	2,270	0.2460	52.25	4,350
17	H-15	4,638	2,340	0.3607	18.50	1,016
18	H-18	4,657	2,215	0.2571	44.25	3,311
19	H-19	4,119	2,290	0.1460	80.25	9,857
20	H-21	4,380	2,295	0.2893	33.90	2,236
21	H-24	4,600	2,160	0.4214	1.29	65
22	H-25	4,657	2,430	0.2893	39.00	2,584
23	H-27	4,695	2,455	0.2786	44.00	3,020
24	H-31	4,657	2,300	0.1643	74.75	9,213
25	H-32	4,695	2,405	0.1785	72.50	7,925
26	H-33	4,657	2,445	0.2786	43.00	2,940
27	H-34	4,714	2,360	0.4000	5.95	297
28	H-35	4,695	2,255	0.1821	69.25	7,915
29	H-36	4,695	2,320	0.2036	65.00	6,461
30	H-38	4,676	2,250	0.2460	19.80	1,669
31	H-39	4,714	2,040	0.2250	57.50	6,000
32	H-41	4,676	2,295	0.2821	39.20	2,823
33	H-42	4,714	2,215	0.2214	58.75	5,646
34	H-43	4,695	1,870	0.2321	52.50	5,678
35	H-46	4,676	2,390	0.2429	52.00	4,189
36	H-47	4,695	2,330	0.2430	53.75	4,459
37	H-49	4,712	2,190	0.1786	68.00	8,208
38	H-51	4,695	2,360	0.3285	25.00	1,513
39	H-52	4,714	2,265	0.2500	50.00	4,162
40	H-53	4,714	2,280	0.2000	65.00	6,719
41	HUG-1	4,695	2,290	0.3640	6.40	331
42	HUG-6	4,695	2,130	0.1071	89.75	18,464
43	H-29	4,695	1,970	0.4214	26.20	148
44	1	23,414	6,915	0.1000	95.00	32,167
45	2	13,756	6,765	0.0714	102.00	29,037
46	3	23,586	6,310	0.2143	60.00	10,466
47	4	6,426	6,575	0.2679	44.40	1,620
48	5	13,469	5,300	0.4286	1.08	63
49	7	4,849	3,790	0.2143	61.25	3,657
50	8	45,068	9,295	0.3750	14.25	1,842
51	10	13,854	4,030	0.3929	5.75	503
52	11	23,586	3,215	0.2679	45.00	12,324
53	12	4,700	3,050	0.4286	1.80	65



この比例定数  $\rho$  が比抵抗であり、

$$\begin{aligned}\rho &= \frac{S}{L} \times R \\ &= \frac{S}{L} \times \frac{V}{I} \quad (\Omega m)\end{aligned}$$

で表現される。

本地域で採取された岩石サンプルは、一般的に堅硬緻密で高比抵抗であった。

#### 4-4 解析結果

一般に、地熱貯留層は、比抵抗値が  $10 \Omega m$  以下の強変質帯の下位に存在し、その比抵抗はやや高く  $50 \sim$  数百  $\Omega m$  とされている。

本調査では、貯留層の上位に位置する  $10 \Omega m$  以下の低比抵抗を捕捉することを目的として、出来る限り広い地域について比抵抗法の概査を実施した。

この結果、顕著な低比抵抗帯は検出されなかったが、地質、殊に変質作用を反映した比抵抗変化を確認することが出来た。各測線についての解釈は以下の通りである。

##### 4-4-1 断面解析

###### A 測線 (Fig. II-4-5)

Baguio 市郊外の Mansion House より、Antamok 鉱山の南および Twin River Junction を経て、Agno 川に至る  $2.0 \text{ km}$  の測線である。

概して、測線中央より西方へ比抵抗が低くなり、測線東方では比抵抗が高い。これは、地質を良く反映しており、低比抵抗は新期堆積岩およびその変質帯に、また高比抵抗は石英安山岩にそれぞれ対応している。

$5.0 \Omega m$  以下の低比抵抗は、Mansion House 周辺の No. 0 ~ 1.0 に広くみられ、また No. 2.4 ~ 5.6 の浅部にも表層として検出されている。

Twin River Junction より西側では低比抵抗帯が浅所にみられるが、東側では  $500 \Omega m$  以上の比抵抗が卓越しており、構造的に Twin River Junction 付近を境界として東西に二分されているのが判読出来る。

###### B 測線 (Fig. II-4-6)

Baguio 市の米軍キャンプ、John Hay の南方より Baguio 空港を経て、Philex (フィレックス) 銅鉱山に至る道路沿い  $1.6 \text{ km}$  について実施した。

B-4 ~ B-3.0 には、 $50 \Omega m$  以下の広い低比抵抗帯が検出されている。ここでは、地表から強い変質がみられ、深部に変質帯がのびていることが確認された。

一方、B-9.0 ~ B-10.5 と測線南端の B-15.0 以南には、 $500 \Omega m$  以上の高比抵抗帯が

みられる。これらは、変質を受けていない貫入岩体（安山岩斑岩）に対応すると思われる。

その他の地域は、 $100\Omega\text{m}$ 以上 $500\Omega\text{m}$ 以下の平均的な比抵抗を示し、これは本地域を広く覆う安山岩の比抵抗を反映している。

#### O測線 (Fig. II-4-7)

Virac, Balatoc を経て Itogon に至るほぼ東西の  $8.4\text{ km}$  の測線である。

この測線で検出された低比抵抗帯は C-55 ~ C-68 であり、Balatoc の鉍化変質を反映している。

また、Itogon 橋に近い C-80 にも  $50\Omega\text{m}$  以下の低比抵抗が確認されており、地熱徴候の深部への伸展が期待される。

C-70 付近には、 $500\Omega\text{m}$  以上の高比抵抗岩体があり、安山岩斑岩を反映していると思われる。

#### D測線 (Fig. II-4-7)

Tuding より Baco-Kelly 鉍山に下る  $4\text{ km}$  の測線である。測線南半分は比抵抗が低く、殊に Kelly 鉍山の D-30 以南では、鉍化変質による  $30\Omega\text{m}$  以下の低比抵抗帯が検出されている。

#### E測線 (Fig. II-4-8)

Twin River Junction から Itogon 村を通り、Itogon-Suyoc 鉍山に至る  $5.9\text{ km}$  の測線である。D測線と交る Itogon 橋を北限として、E33 ~ E44 に比較的低い比抵抗帯がみられる。このうち、E-38 ~ E-40 は特に低く、地熱徴候のみられる D82 の南方に位置していることから、地熱変質に関係の深い低比抵抗帯と思われる。

#### F測線 (Fig. II-4-8)

Agno 川沿いに Dalupirip に至る  $7.3\text{ km}$  の測線である。特筆すべき異常はなく、全域に  $200 \sim 1,000\Omega\text{m}$  の比抵抗を示している。F-30 と F-52 付近はやや低比抵抗であるが、規模は小さい。Dalupirip にも特に低比抵抗帯は検出されていない。

#### G測線 (Fig. II-4-9)

調査地域南部の Acupan-Itogon 鉍山の南にある尾根に沿い、フィリピン電電公社 (PLDT) の中継局を通る  $4\text{ km}$  の測線である。

G-6 ~ G-24 に  $200\Omega\text{m}$  以下の低比抵抗帯があり、G-6 ~ G-8 では  $100\Omega\text{m}$  より小さい。ここは Acupan 鉍山の南方に位置し、安山岩が強く鉍化変質を受けたところである。この異常は H測線、I測線にも見られる。

#### H測線 (Fig. II-4-9)

Balatoc のプラグに出来るだけ接近するため、尾根沿いに測線を設けたが、鉍山のノイズが北部ほど強く、地形も急峻となるため、 $2.0\text{ km}$  まで測定した。全域に抵抗が低く、変質を受けていることが判る。



### I 測線 (Fig. II-4-9)

I-5の地表には低比抵抗な被りがあるが、ここには集落があることより、住民の雑排水の影響による可能性がある。Acupan 鉱山西南方にも $200\Omega m$ 以下の低比抵抗異常が確認された。

#### 4-4-2 平面解析

本調査では、電極の間隔を変えることにより、およそ $100m$ 、 $200m$ および $300m$ の3種の深度につき比抵抗を測定している。これらの値は断面図から判読することが出来るが、平面的ひろがりを知るため、Fig. II-4-10比抵抗平面図にその分布域を図示した。各測線の間隔があまりにも広すぎるため、連続したコンターをひくことは出来ないが、以下の地域で比抵抗の異常を確認することが出来た。

- 1) Baguio市東部のMansion House周辺の地表から、A測線№15の深部に $50\Omega m$ 以下の低比抵抗帯が検出された。ここにはKlondyke formationの凝炭岩、泥岩が厚く、これらが粘土化変質を受けたためと思われる。
  - 2) Baguio空港周辺には、浅所から深部に広い低比抵抗帯が捕捉されている。ここは、1)と同様の地質であるが、モンモリロナイトの粘土化が強く、広く変質が認められる。金の鉱化帯として注目される場所である。
  - 3) Balatoc周辺のC-50~C-70には $50\Omega m$ 以下の低比抵抗があるが鉱床の中央部であり、坑内からの鉱さいの影響が大きいと思われる。
- この異常は深部で東へひろがる傾向があり、Itogon橋周辺の低比抵抗と一体となる可能性が高い。Itogonの地熱徴候の周辺の深部比抵抗は、 $40\sim 80\Omega m$ である。
- 4) D測線南端のBaco Kelly 鉱山にも低比抵抗がみられる。A-50~A-60の低比抵抗帯からAntamok 鉱山に連なるものと思われ、鉱化変質に対応されるものである。
  - 5) 小規模な低比抵抗異常がAcupan 鉱山西方に見られるが、鉱山周辺、ことにBalatoc プラグ周辺へ顕著な低比抵抗帯が連続するものと思われる。

H, I 両測線は尾根沿いに測定したため、地形のLateral Effectにより、真の比抵抗より高く観測されている。

#### 4-4-3 Dalupiripにおける電気探査 (Fig. II-4-11)

F測線南端のAgo 川岸には温泉徴候があるため、その地熱変質帯のひろがりを知るため、Dipole-Dipole法(ダイポール・ダイポール、又は双極子法)によりその分布を調べるとともに、Schlumberger法(シュランベルジャー法)により、鉛直方向への比抵抗変化を測定した。

測線は、Dalupiripの吊り橋より $100m$ 北方を基点0とし、南北に各 $500m$ 、計 $1,000m$ とした。測点は $100m$ 間隔に-5, -4, 0, 4, 5とした。

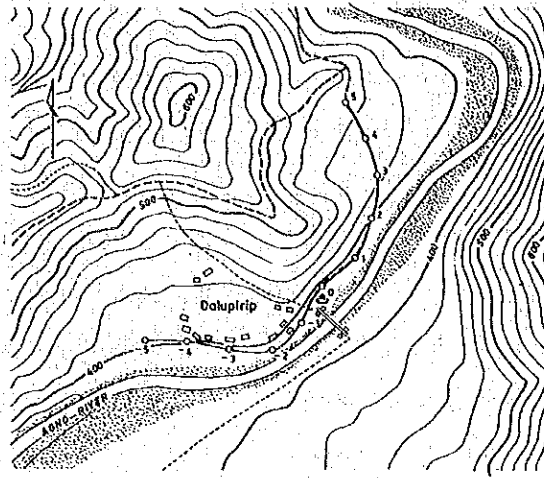


Fig. II-4-11 Location Map of Dalupirip Line

双極子法 (Fig. II-4-12)

電氣的ノイズのため深度250mまでの見掛比抵抗を測定するにとどまったが、3Hzの電流による見掛比抵抗は7~260Ωmまで変化しており、測線中央部に顕著な低比抵抗が検出された。温泉変質の強い低比抵抗の中心は測点0~1にあり、深度はおよそ100mと考えられる。地表の低比抵抗の中心はさらに北方にあり、測点2の周辺にみられる。温泉をもたらした弱線帯がN-S~NNW-SSEにある可能性が強い。

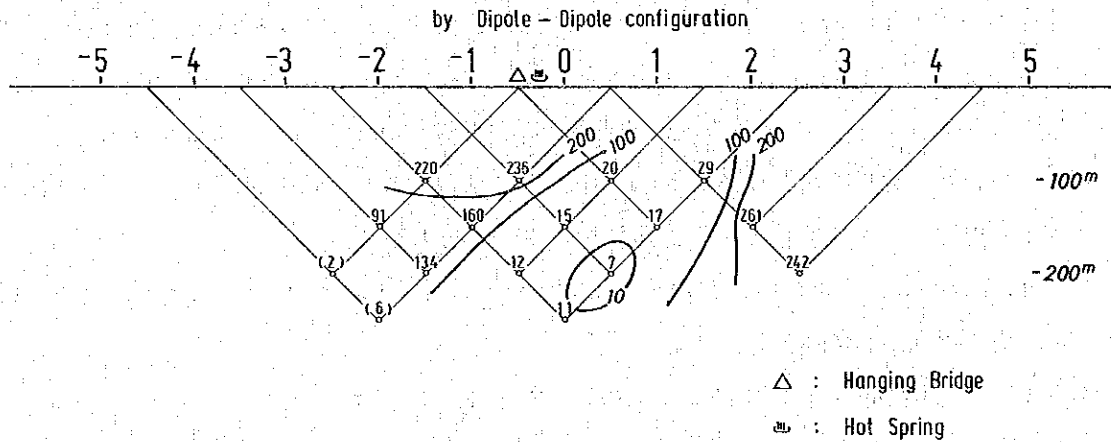
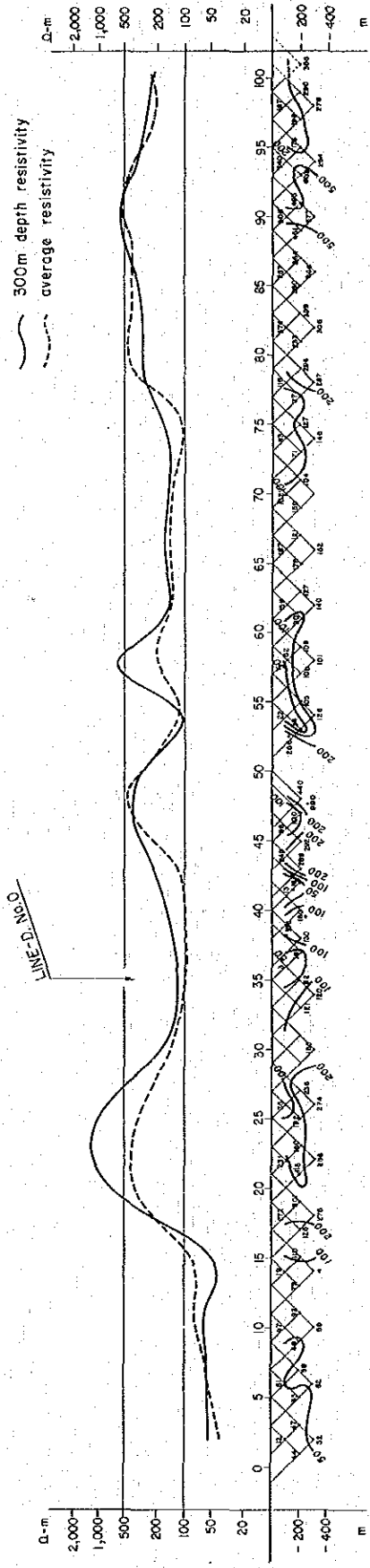


Fig. II-4-12 Apparent Resistivity Section at Dalupirip

シュランベルジャー法 (Fig. II-4-13)

直流法電気探査として0.1HZの矩形状電流を用い、ペンレコーダーで記録された電位より比抵抗を計算した。見掛比抵抗は40~150Ωmと変化しているが、50mより深いところでは増加傾向にあり、温泉徴候が深部に及んでいないことを示唆している。

LINE A (No. 0~100)



LINE A (No. 100~195)

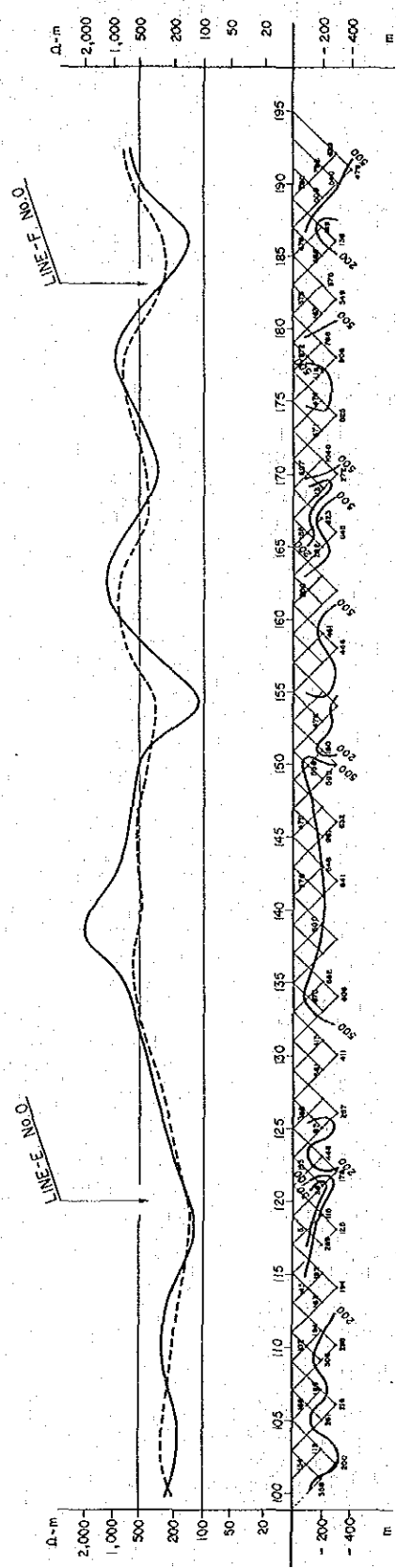
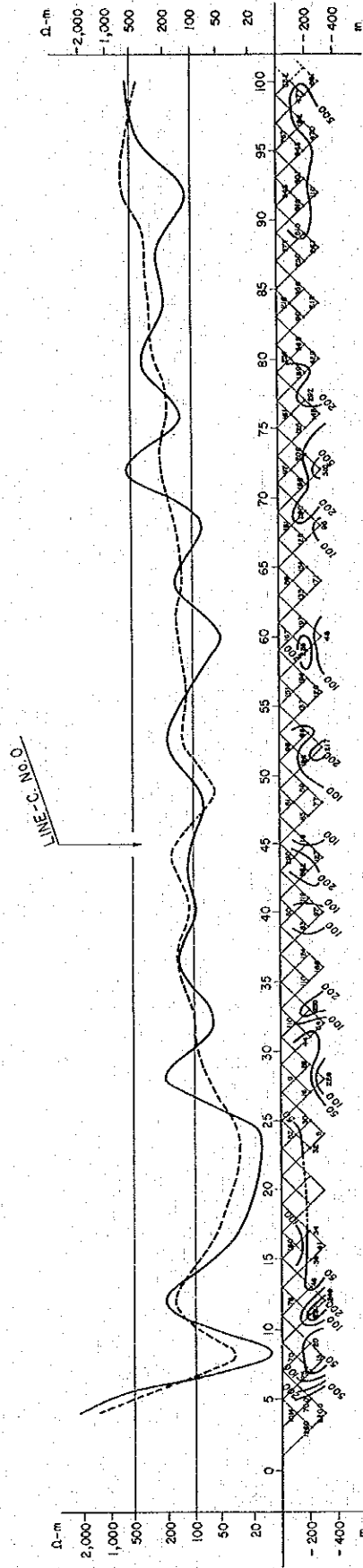


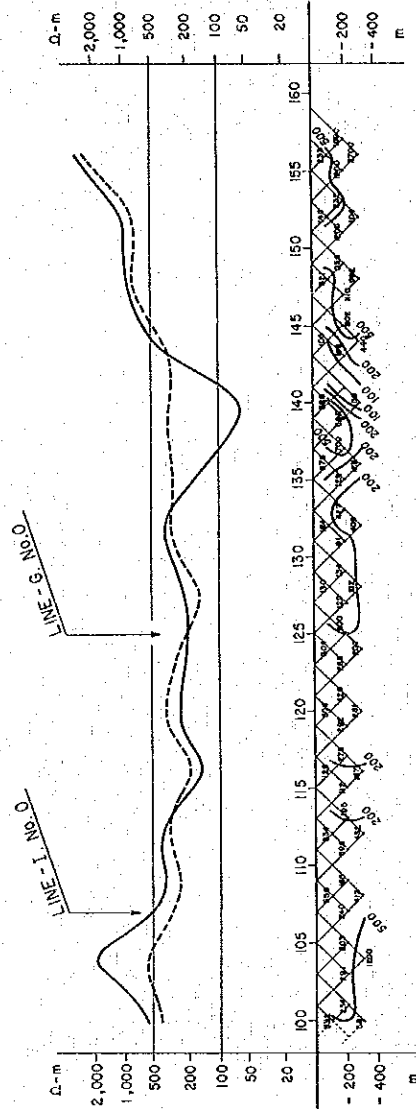
Fig. II-4-5 Apparent Resistivity Section Line A



LINE B (No. 0~100)



LINE B (No. 100~160)



LEGEND

- 300m depth resistivity
- average resistivity

Fig. II-4-6 Apparent Resistivity Section Line B

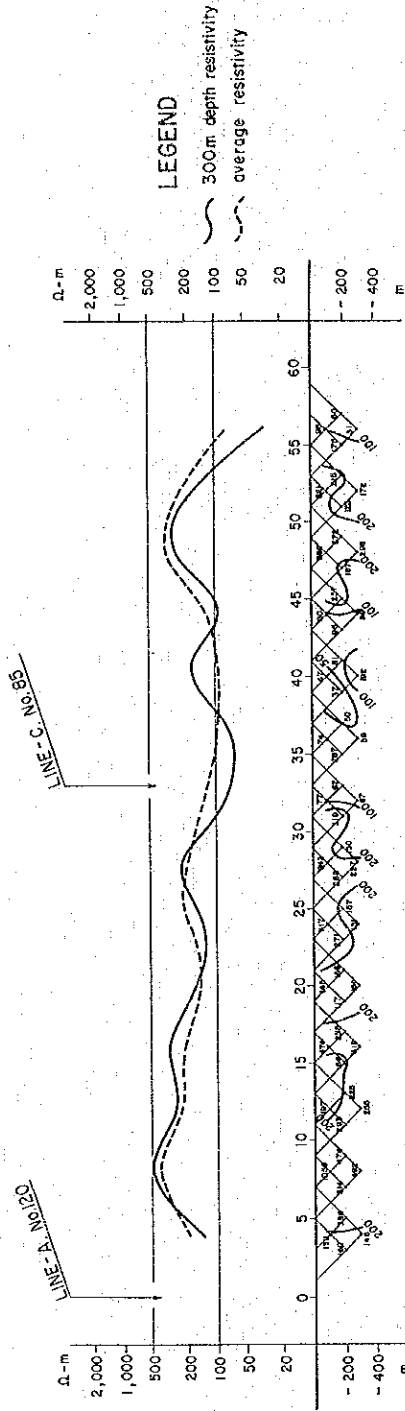








# LINE E



# LINE F

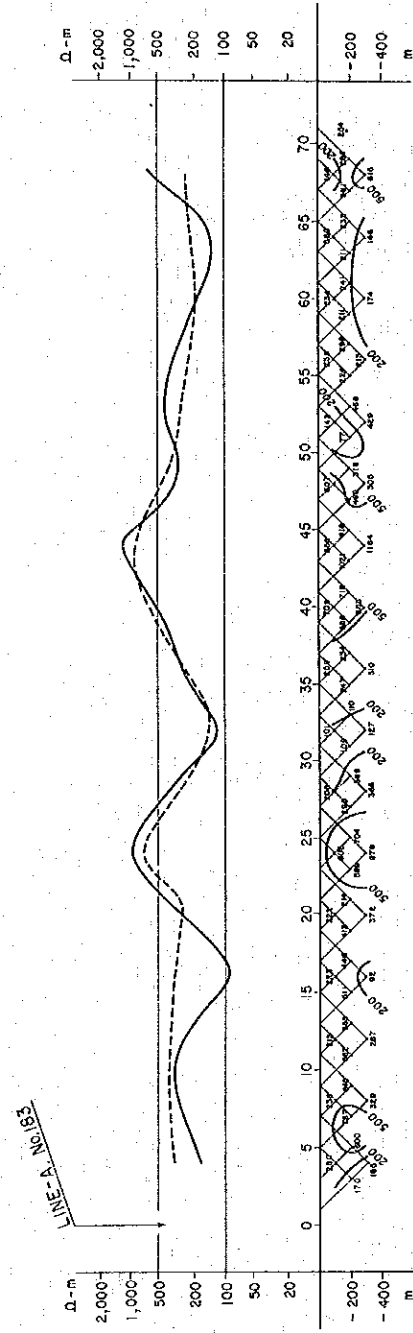
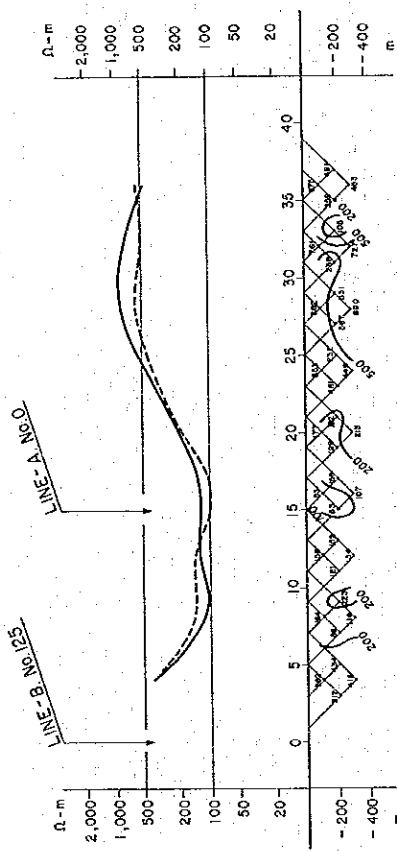


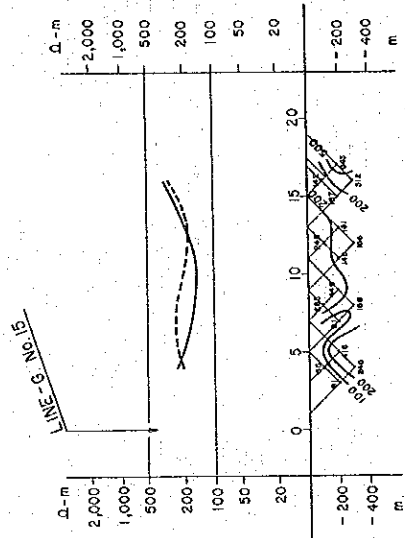
Fig. II-4-8 Apparent Resistivity Section Line E & F



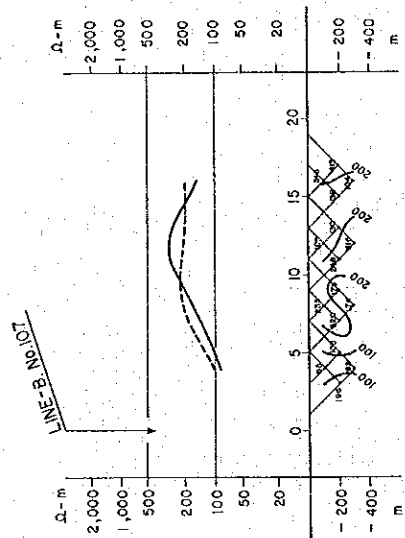
LINE G



LINE I



LINE H



LEGEND  
 — 300m depth resistivity  
 - - - average resistivity

Line G, H & I

Apparent Resistivity Section

Fig. II-4-9



