

#### 4-2-2 因子分析

多変量によって表わされる変動の特徴を、少数の代表的・仮設的な変動によって説明し、これによって科学的に単純性を見出すための解析法として因子分析が有効である。

今回得られた113試料、6成分をコンピューターを使用して因子分析(バリマンタ法)を実施した。この結果、二つの因子が抽出された。

因子は因子変量0.5以上のもので特徴づけられるが、因子-1はMn-Co-Ni-Zn、因子-2はCu-Pb-Znで特徴づけられる(Table I-7)。

各試料毎の因子-1、因子-2の得点はTable A-8に示す通りで、これらより各因子図では、Perau 鉍床母岩(A11s)および角閃岩(A1am)の分布と一致して因子得点の高いゾーンが分布し、因子-2(Cu-Pb-Zn)の因子図では、Perau 鉍床胚胎層準(A11s)に沿ってLine EからLine Lまで因子得点の高いゾーンが分布する。

現在稼行中のPerau 鉍床は、因子-2の因子得点が高いゾーンの中心に位置しており、鉍化作用と因子-2とは密接な関連性があり、Cu、Pb、Znの鉍化作用は同一鉍化作用によってもたらされたものと考えられる。

従って今後Perau 鉍床層準(A11s)を採鉍する場合、Cu-Pb-Zn因子の因子得点の高い所が有望と考えられる。



## II. 物理 探 查



## 第 1 章 概 説

第 2 年次の物理探査として、重力探査、I P 法電気探査、スペクトル I P 法電気探査および空中磁気探査資料解析が実施された。

Perau 鉱山周辺の約 100km<sup>2</sup>の地区の地質構造を究明することを目的として、São Paulo 大学の協力を得て、274 点の重力点を配置し、重力探査が実施された。

I P 法電気探査は、Perau 鉱山の鉱床胚胎層準の分布を明らかにするために、12 測線（測線延長 30.2km）を設定して実施された。

さらに、I P 法電気探査で興味ある結果が得られた 2 測線（測線 G、K、測線延長 5km）で、当該鉱山の鉱床特性を把握し、鉱床胚胎層準の分布を解明するために、スペクトル I P 法電気探査が、金属鉱業事業団物理探査技師の協力を得て実施された。

空中磁気探査資料解析は、第 1 年次にひきつづき、調査地域北東部地区（B 地区、3250km<sup>2</sup>）の地下（磁気）構造を解明するために行なわれた。



## 第 2 章 重 力 探 査

本調査は，Perau 鉱山周辺の約  $100\text{km}^2$ （東西  $8\text{km}$ ，南北  $12.5\text{km}$ ）の調査地区内の地下構造を究明するために，調査地域内に平均測点間隔  $400\text{m}$  で  $274$  点配置し，実施されたものである。

### 2-1 調 査 方 法

#### 2-1-1 測 点 配 置

測点配置は PL. II-2,3 のブーケ異常図に示すとおりである。計画測点は  $260$  点であったが最終的には  $274$  点を実測することができた。全点について水準測量を実施し，測点高度を求めた。測点番号は途中欠番があるが， $102$  から  $380$  までで，Adrianópolis の重力基準点  $9000$  は含まれていない。

調査面積は約  $100\text{km}^2$  で，測点間隔は  $400\text{m}$  を基準とした。測点は主要幹線道路および尾根道に配点したが，地形が急峻のため，調査地区内に均等な測点密度で配点することができなかつた。測点の位置は， $1$  万分の  $1$ （一部， $2$  万  $5$  千分の  $1$ ）地形図上の道路や山道から迎え，測点の経緯度を決定した。

#### 2-1-2 重 力 計

重力測定には，São Paulo 大学および Parana' 大学所有の La Coste & Romberg 社の G 型重力計を  $2$  台使用した。その仕様は次の通りである。

	São Paulo 大学	Parana 大学
型 式 ・ 番 号	G - 454	G - 372
観測範囲 (mgal)	0.00 ~ 7372.41	0.00 ~ 7476.48

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にかわからず，略々  $3,000\text{mgal}$  ~  $4,000\text{mgal}$  の範囲にあるが，本地域のように低緯度の地域では  $2,300\text{mgal}$  ~  $2,700\text{mgal}$  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。

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  $1$  日当り  $0.1\text{mgal}$  以下， $1$  箇月当り  $0.5\text{mgal}$  以下い言われている。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ことができる。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 Table II-2-1 に示す重力計定数を使用した。

### 2-1-3 重力値の基準

本調査の重力基準値は，São Paulo大学の重力観測結果を使用し，これと閉塞することによって決定した。

São Paulo大学の重力観測点は，調査地域北東方160Kmの Itapetininga にあり，これを基準点として採用した。

本調査の重力基準点は，調査隊の基地として使用した Adrianópolis の教会(900)に設置したが，Itapetininga と Adrianópolis 間を2往復観測して，9000の重力基準値を決定した。

### 2-1-4 水準測量

水準測量は，全測点(274点)について実施され，測器社製B-2型自動レベルによる直接水準測量である。

#### (1) 基準点

水準測量の基準点としては，調査地域南東端の Serra da Anta Gorda に CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) により標高基準点(V3)が設置されているので，これを採用した。

B.M. №	標高 (m)	位置
V3	110803	Serra da Anta Gorda

#### (2) 路線区分

直接水準測量の測定281点について精度(閉塞差を(cm))  $\leq 10\sqrt{D}$ ，但し D = 閉塞距離)を保つため，調査地域の地形，道路を検討した結果，後述の閉塞路線を設定した。

測量路線は，Anta Gorda 付近の №109~№120~№125~№129~№130~ №203~№141~№157 (Perau)~№171~№178~№109 を結ぶ水準環を第1次路線とし，また Adrianópolis と Tunas を結ぶ幹線道路を利用した， №203~ №218~ №233~№157 を結ぶ環を第2次路線とした。この2つの路線は作業終了後，野帳点検，検算を行ない許容精度を確認し閉塞差は距離比例にて各重力点に配分した。



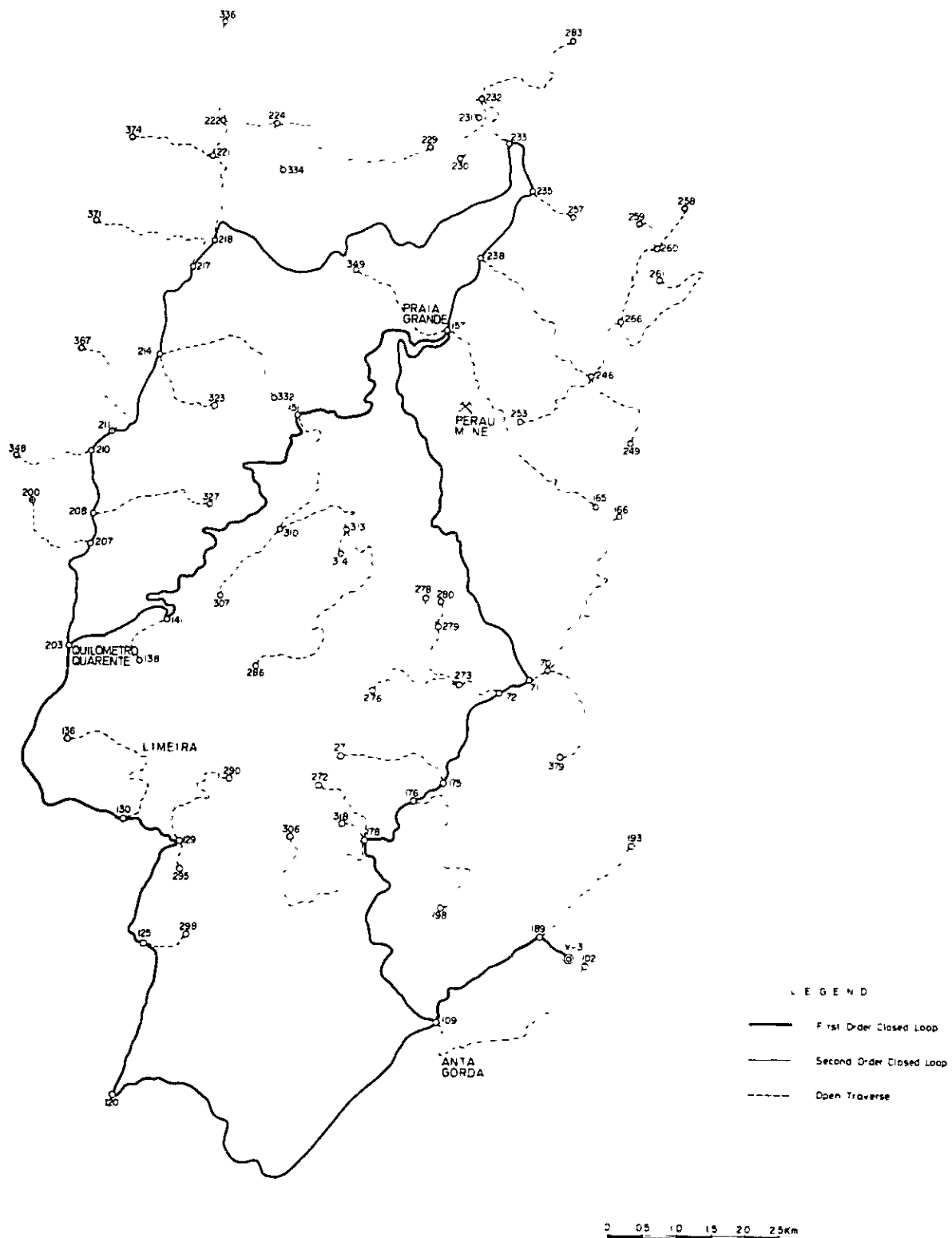


Fig. II-2-2 Route Map of Levelling Survey



Table II-2-1 Milligal Value for Model G Gravimeter #372 and #454

Counter Reading	#372		#454	
	Value in Milligal	Factor for Interval	Value in Milligal	Factor for Interval
2100	2243.35	1.06780	2204.69	1.05125
2200	2350.13	1.06782	2309.81	1.05142
2300	2456.91	1.06785	2414.95	1.05159
2400	2563.70	1.06788	2520.11	1.05179
2500	2670.49	1.06791	2625.29	1.05199
2600	2777.28	1.06794	2730.49	1.05218
2700	2884.07	1.06797	2835.71	1.05238

Table II-2-2 Gravity Standard Values

	# 372		# 454			
	Itapetininga (40138B)	Adrianapolis (9000)	Itapetininga (40138B)	Itapetininga (40138B)	Adrianapolis (9000)	Itapetininga (40138B)
Latitude	23°35'57"S	24°40'27"S	23°35'57"S	23°35'57"S	24°40'27"S	23°35'57"S
Longitude	48°02'49"S	48°59'88"S	48°02'49"S	48°02'49"S	48°59'88"S	48°02'49"S
Date of Observation	1981.7.23	1981.7.23	1981.7.23	1981.7.23	1981.7.23	1981.7.23
Time of Observation	11h35m	16h11m	21h34m	11h41m	16h17m	21h40m
Reading Value	2,352.547	2,537.053	2,352.525	2,228.201	2,415.550	2,228.152
Milligal Value	2,513.020	2,710.058	2,512.000	2,339.461	2,536.465	2,339.410
Earth Tide Correction (mgal)	-0.056	+0.071	+0.018	-0.057	+0.073	+0.016
Instrument Correction (mgal)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Corrected Value (mgal)	2,512.964	2,710.129	2,513.017	2,339.404	2,536.538	2,339.426
Drift Correction (mgal)	0.000	-0.024	-0.053	0.000	-0.010	-0.022
Corrected Value (mgal)	2,512.964	2,710.105	2,512.964	2,339.404	2,536.528	2,339.404
Gravity Value (mgal)	978,634.31	978,831.45	978,631.31	978,631.31	978,831.43	978,631.31

Table II-2-3 Error and Correction Value of Closed Leveling Loop

Order	Route	Observed Elevation (m)	Closed Error (m)	Decided Elevation (m)	Distance of Closed Loop (D, km)	Correction Value (m)	Precision Required $\sqrt{D}$ (m)
First	109 - 120 - 125 - 129 - 130 - 203 - 141 - 157 - 171 - 178 - 109	865.817	1.639	864.178	27.5	-1.639	1.936
Second	203 - 218 - 233 - 157	329.610	0.674	328.936	17.0	+0.674	1.303



第1次および第2次路線上の測点を基準点とし、閉塞することのできない路線を開放路線とした。精度保持のため1回観測した後、レベルを多少移動して2回目の観測を行ない、都度較差の点検をして測定精度の向上につとめた。

以上の結果をまとめて、Table II-2-2に示す。これは、仕様書指定の精度を満たしている。

## 2-2 整理・解析方法

### 2-2-1 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。

#### ○ 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Fig. II-2-3に示す通りである。

#### (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いる。

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

- $V_{rk}$  : 重力観測値
- $V_r$  : 重力計読取値
- $V_{ro}$  :  $V_r$ の10位以下を切り捨てた数値
- $K$  :  $V_{ro}$ 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。

$$V_{e1} = -\Sigma 1.16 u$$

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





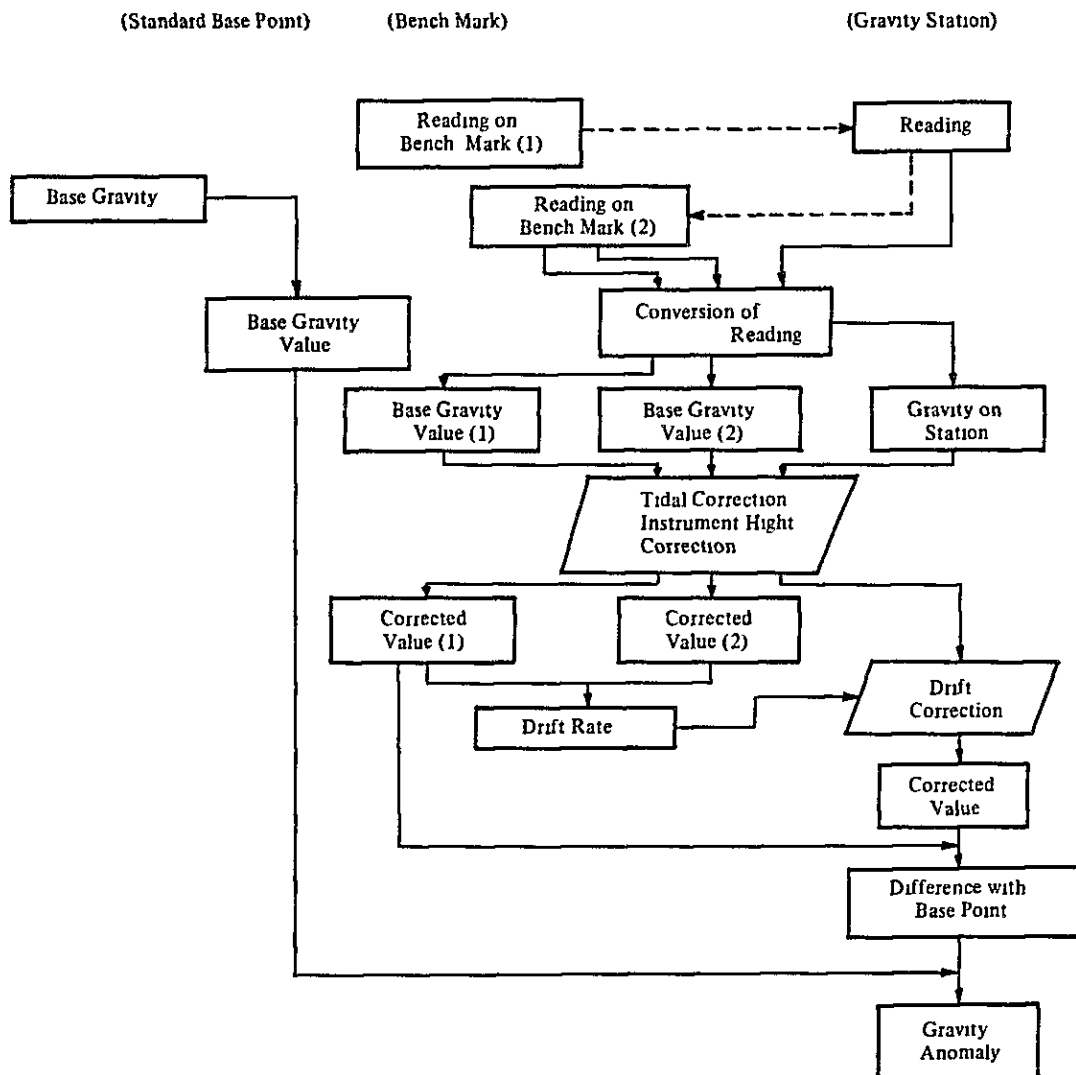


Fig. II-2-3 Flow Chart of Gravity Data Arrangement



- $V_{et}$  : 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）  
 $\phi$  : 観測点の緯度  
 $\theta$  : 天体の時角（天体と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球が変形し、それによって重力が小さくなるための定数である。

### (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行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、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 ( $D_g$ ) を基点重力値 ( $B_g$ ) 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



$$Dg = Vc - Vg$$

$$g = Bg + Dg$$

であらわされ、 $Vc$ が測点における観測値で、 $Vg$ 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。

○ 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 Fig. II-2-4 に示す通りである。

(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。

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

$\delta g_0$  : フリー・エア補正值

$H_m$  : 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-2-4 のとおりである。

Table II-2-4 Range and Size of Grid for Topographic Corrections

Kinds of Correction	Range radius (km)	Grid Interval		Topographic Map Used
		X (m)	Y (m)	
Far	16.00 - 64.00	6736 ( 4' )	7384 ( 4' )	1/50,000
Middle	4.00 - 16.00	1684 ( 1' )	1846 ( 1' )	1/50,000
Near	0.5 - 4.00	281 ( 10" )	308 ( 10" )	1/25,000
Neighbour	0.02 - 0.5			1/10,000 and 1/25,000
Close	0.00 - 0.02			sketch



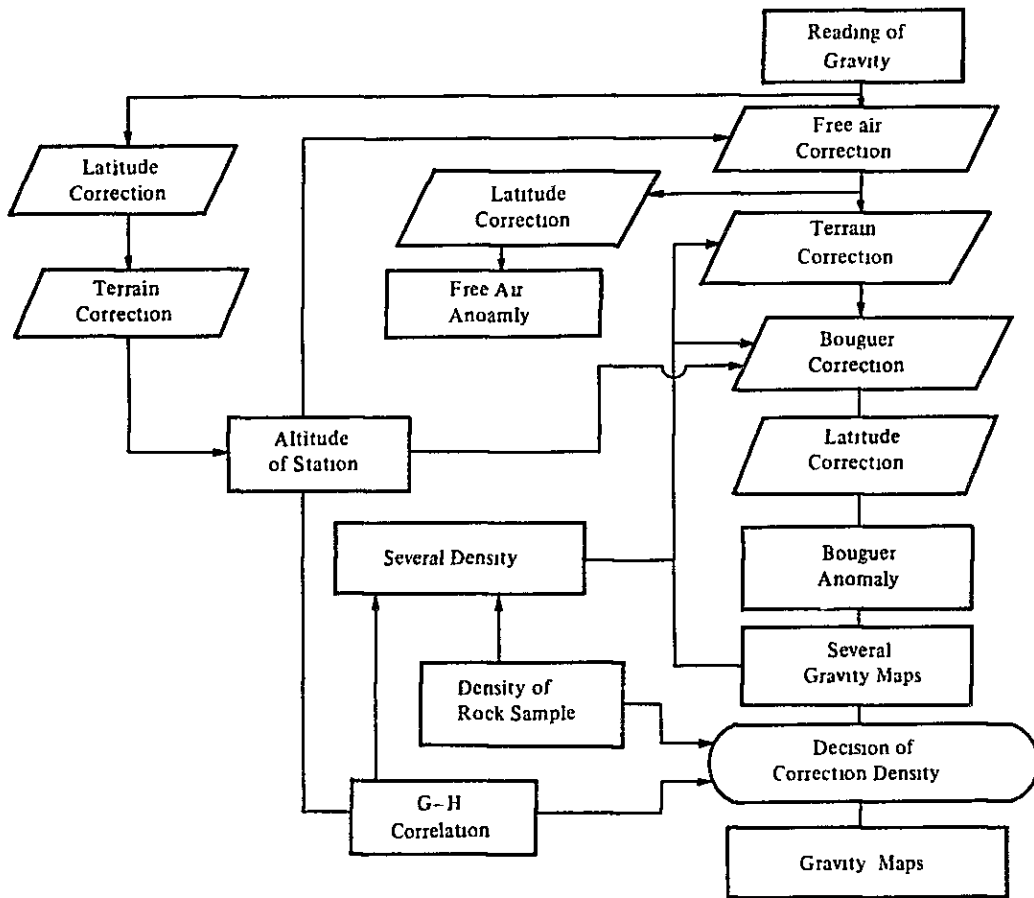


Fig. II-2-4 Flow Chart of Gravity Data Processing





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-2-5 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。

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

- $\delta g_o'$  : 地形補正値
- $n$  : 環の分割数
- $\pi$  : 円周率
- $G$  : 万有引力定数
- $\rho$  : 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

(b) 極近傍地形補正

極近傍地形補正には、Fig. II-2-6 に示す半径 20 m ~ 500 m の範囲を 66 個の扇形に区分した円板を使用した。1 万分の 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。

(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。

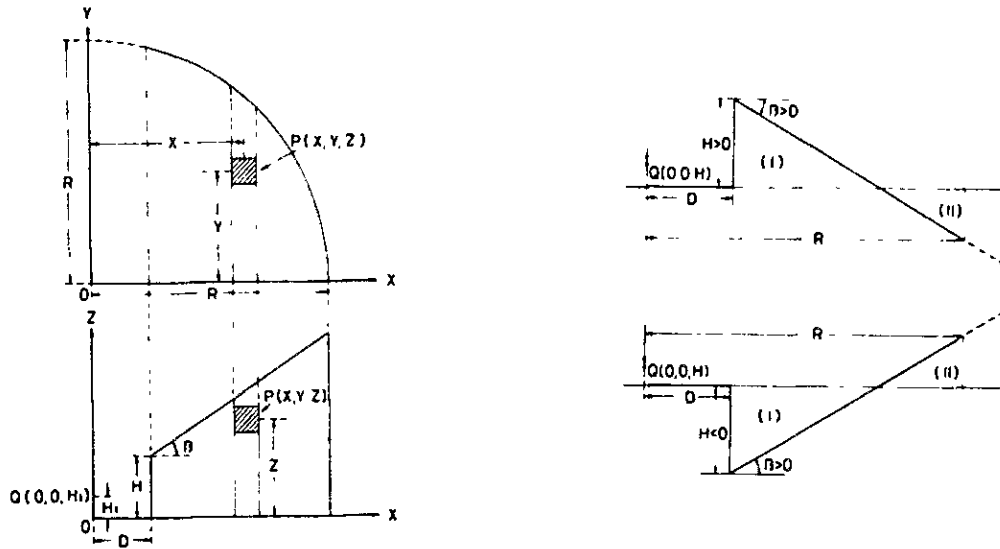
重力計の位置を O，半径 R の半円内の傾斜崖の地形補正値  $\delta g_o'$  は，重力計から崖までの距離を D，崖の傾斜角を  $\beta$ ，重力定数を G，崖を構成する物質の密度を  $\rho$  とすると

$$\begin{aligned} \delta g_o' &= G \rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \int_0^{H+(X-D)\tan\beta} \frac{Z dX dY dZ}{(X^2+Y^2+Z^2)^{3/2}} \\ &= 2G \rho \int_D^R \int_{-\sqrt{R^2-X^2}}^{\sqrt{R^2-X^2}} \left( \frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2}} - \frac{1}{\sqrt{X^2+Y^2+(H-D\tan\beta+X\tan\beta)^2}} \right) dX dY \end{aligned}$$

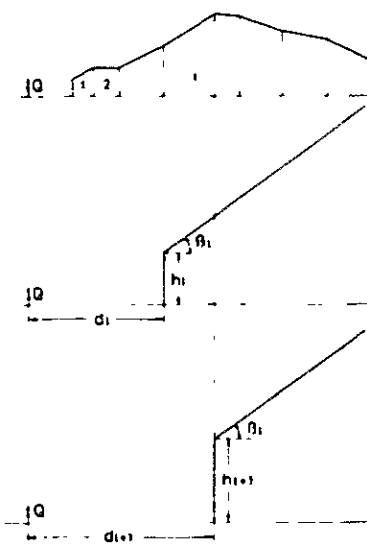


$$= 2G\rho \int_D^R \left( \log \left| \frac{R - \sqrt{R^2 - X^2}}{R + \sqrt{R^2 - X^2}} \right| - \log \left| \frac{\sqrt{R^2 + (H - D \tan \beta + X \tan \beta)^2 - \sqrt{R^2 - X^2}}}{\sqrt{R^2 + (H - D \tan \beta + X \tan \beta)^2 - \sqrt{R^2 - X^2}}} \right| \right) dX$$

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值を算出し、これらを累計して周辺地形補正值とした。





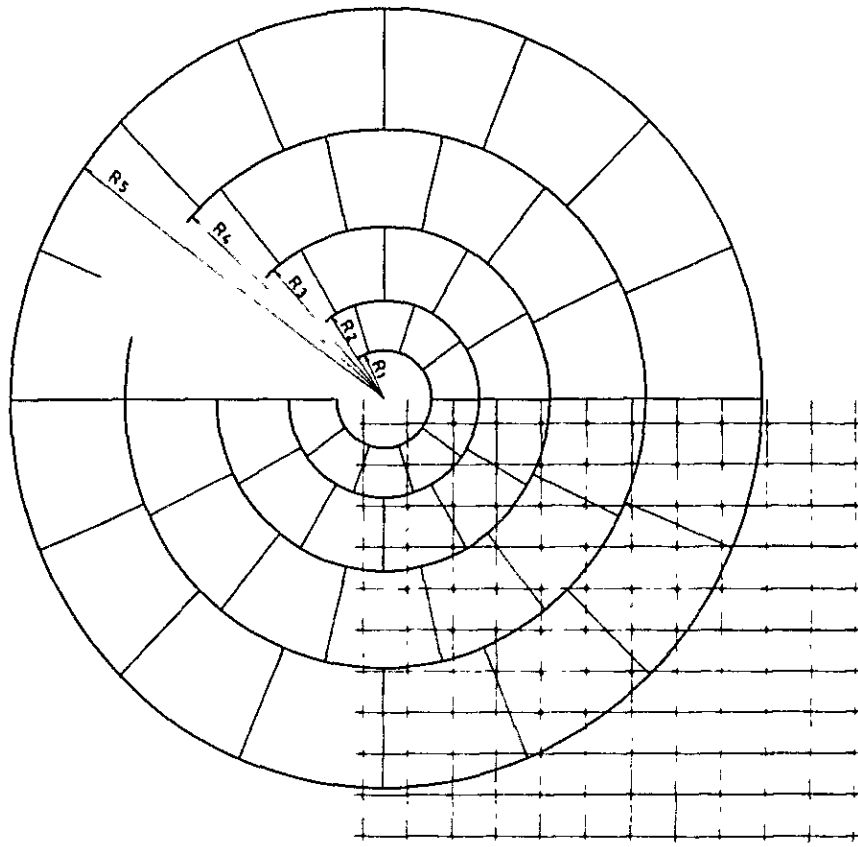


Fig. II-2-5 Disc used for Terrain Correction(Far, Middle and Near)

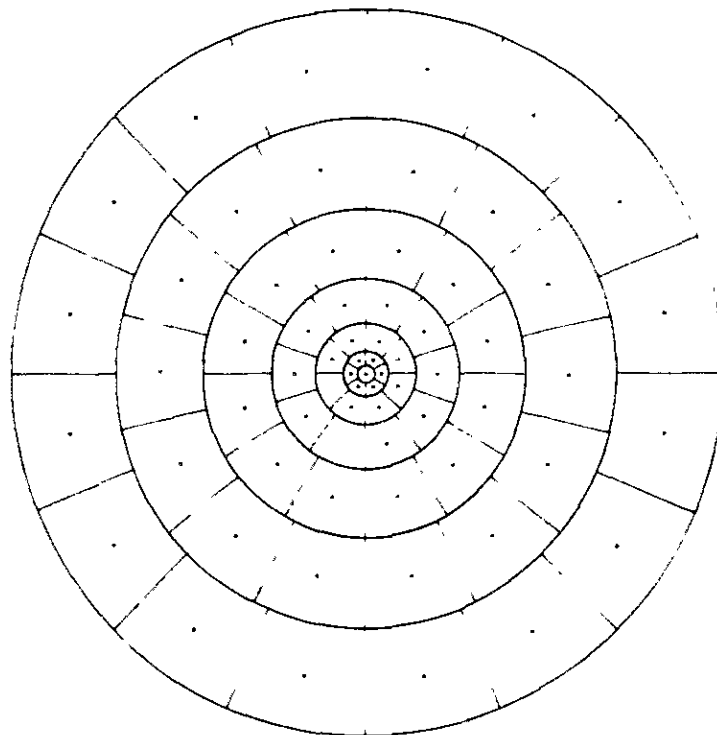


Fig. II-2-6 Disc used for Terrain Correction(Neighbour)



Table II-2-5 Density of Rock Samples

	Sample No	Rock Name	Density (gr/cm <sup>3</sup> )			
			Dry	Wet	Average	
Setuva Formation	Gneiss Group	1	Mica Schist	2.68	2.60	2.73
		2	Mica schist	2.67	2.67	
		3	Mica schist	2.83	2.82	
		4	Gneiss	2.61	2.60	
		5	Amphibolite	2.87	2.86	
		6	Mica schist	2.63	2.59	
		7	Gneiss	2.84	2.83	
		8	Gneiss	2.73	2.72	
		9	Gneiss	3.11	3.11	
		10	Gneiss	2.77	2.77	
		11	Gneiss	2.83	2.84	
		12	Gneiss	2.66	2.65	
Acungui I Formation	Quartzite Group	13	Quartzite	2.65	2.65	2.63
		14	Quartzite	2.63	2.60	
		15	Quartzite	2.64	2.61	
		16	Quartzite	2.65	2.65	
		17	Quartzite	2.55	2.56	
		18	Quartzite	2.64	2.64	
		19	Quartzite	2.54	2.55	
		20	Quartzite	2.63	2.64	
		21	Quartzite	2.54	2.55	
		22	Amphibolite	2.77	2.75	
		23	Mica schist	2.77	2.76	
	24	Mica schist	2.94	2.94		
	Calco-Silicate Rock Group	25	Calc-schist	2.91	2.92	2.82
		26	Calco-Silicate rock	2.94	2.97	
		27	Mica schist	2.72	2.71	
		28	Mica schist	2.79	2.83	
		29	Phyllite	2.57	2.62	
	Mica Schist	31	Sericite schist	2.43	2.41	
		32	Sericite schist	2.46	2.50	
	Amphibolite Group	34	Limestone	2.80	2.80	2.86
		36	Mica schist	3.09	3.08	
		37	Amphibolite	2.77	2.63	
		38	Amphibolite	3.10	3.07	
		39	Mica schist	2.54	2.51	
40		Amphibolite	3.02	3.01		
41		Amphibolite	2.68	2.61		
42		Amphibolite	3.06	3.01		
43		Mica schist	3.01	3.00		
44		Mica schist	2.77	2.77		
45	Mica schist	2.86	2.86			
46	Mica schist	2.97	2.95			
Mica Schist	30	Limestone	2.84	2.84	2.65	
	33	Graphite schist	2.42	2.42		
	35	Phyllite	2.69	2.68		
Intrusive Rock	Granite Group	47	Granite	2.65	2.65	2.64
		48	Granite	2.68	2.67	
		49	Granite	2.64	2.65	
		50	Granite	2.65	2.63	
		51	Granite	2.62	2.64	
		52	Granite	2.62	2.61	
	53	Granite	2.62	2.62		
	Syenite Group	54	Syenite	2.68	2.66	2.68
		55	Syenite	2.76	2.74	
		56	Syenite	2.64	2.65	
Gabbro	57	Gabbro	2.93	2.93	2.93	
	58	Bante	4.21	4.20		
Average					2.73	









(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、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。

$$\delta g_0'' = -2\pi G\rho H_m = -0.0419\rho H_m$$

$\delta g_0''$  : ブーゲー補正值  
 $\rho$  : 補正密度  
 $H_m$  : 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、赤道上の最大値を示し、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。

$$r_{1930} = 9780490(1 + 0.0052884\sin^2\phi - 0.0000059\sin^2 2\phi)$$

$r_{1930}$  : 国際重力値(gal)  
 $\phi$  : 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。

$$r_{1967} = \frac{a r_E \cos^2\phi + b r_P \sin^2\phi}{\sqrt{a^2 \cos^2\phi + b^2 \sin^2\phi}}$$

$a$  : 赤道半径 6,378,140 m  
 $b$  : 極半径 6,356,755 m  
 $r_E$  : 赤道における標準重力 97803184558 gal  
 $r_P$  : 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、

$$\gamma_{1967} = 97803185(1+00053024 \sin^2 \phi - 00000059 \sin^2 2\phi)$$

となり国際重力式との差は、

$$\gamma_{1967} - \gamma_{1930} = -17.2 + 13.6 \sin^2 \phi \text{ (mgal)}$$

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。

$$\Delta g_0'' = g + \delta g_0 + \delta g_0' + \delta g_0'' - \gamma$$

$\Delta g_0''$  : 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  $\rho$  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  $\rho = 200, 240, 250, 260, 267, 270, 280, 290$  の8種類について算出した。

以上の重力補正はすべてコンピュータで処理し、使用したコンピュータは São Paulo 大学所有のパロース 6700 である。

### 2-2-2 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かつ容易に表現し、また解析することが必要である。このために、ブーゲー異常図に対してフィルタ処理を施して異常を分解する。本調査では、5次多項式回帰法により、長波長異常と短波長異常に分類して実施した。

#### (1) 密度仮定

ブーゲー異常図を作成するには、密度を仮定することが必要であるが、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困難で、いくつかの資料から仮定することになる。

##### a. 岩石試料の密度測定

本調査では、地表の岩石58個を採取し、乾燥および湿潤の2状態の密度を測定した。各試料の測定結果を Table II-2-5 に掲げ、岩石別の平均密度および密度の分布を Table II-2-6 にまとめた。なお、斑レイ岩などの貫入岩類等については、調査地区外で採取した。試料採取位置を PL. II-1 に示す。



本調査地域には、先カンブリア系が広く分布しており、岩石密度は地質を反映して  $2.5 \sim 3.1 \text{ gr/cm}^3$  と高い値を示している。全試料の平均密度は  $2.73 \text{ gr/cm}^3$  である。

地質の層序区分によって分類すると、上位より、Açunguil 層の(1)千枚岩類グループ ( $2.56 \text{ gr/cm}^3$ )、(2)角閃岩および石灰珩酸珩酸塩グループ ( $2.85 \text{ gr/cm}^3$ )、(3)珩岩グループ ( $2.63 \text{ gr/cm}^3$ )、(4)最下位層のSetuva層の片麻岩類 ( $2.73 \text{ gr/cm}^3$ )、および(5)貫入岩類の花崗岩類 ( $2.64 \text{ gr/cm}^3$ )、閃長岩 ( $2.68 \text{ gr/cm}^3$ )、斑レイ岩 ( $2.93 \text{ gr/cm}^3$ ) の4グループに分けられる。

岩石別の平均密度分布から予測される重力異常分布としては、(1)花崗岩類、閃長岩の分布する地区では低重力異常が、(2)角閃岩類及び石灰珩酸珩酸塩グループ分布域では高重力異常がそれぞれ期待され、また、他の堆積岩類分布域では比較的高重力値であろう。

しかしながら、堆積岩類の密度差がそれ程大きくないために、定量解析では密度モデル仮定が困難となることが予想される。時に、最下位層の片麻岩類を重力基盤と仮定すると、上位層との密度差が  $0.03 \text{ gr/cm}^3$  であるため、密度モデル仮定には細心の注意が必要とされる。

#### b. G - H 関係

重力値は測点標高が増すにしたがって減少するが、その減少率は、フリー・エアおよびブーゲー補正の和  $0.3086 - 0.0419 \cdot \rho$  に等しい。したがって、測点標高を横軸にとり、縦軸に重力値をとって緯度補正済み重力値をプロットすれば各点のつくる直線の勾配から、調査地域の平均的な岩石密度  $\rho$  が推定できる。

測点標高と重力値の関係を表現するものが、Fig. II-2-7のG-H関係図であり、最小自乗法によって決められた直線の勾配から、平均的密度は280と求められた。

#### c. 補正密度の決定

補正密度は、岩石試料の平均密度が273であり、G-H関係図による密度が280を示すことから、 $\rho = 280$ と決定した。また、補正密度  $\rho = 270$  と  $\rho = 280$  の2種の等重力線素図を作成して比較検討した結果、 $\rho = 280$ の等重力線図が地質に対する相関性がすぐれていることが判ったため、解析には  $\rho = 280$ の等重力線図を採用した。

#### (2) 傾向面回帰解析

傾向面解析は、重力分布の大局的な傾向を抽出するもので、調査地区およびその周辺を含めた深部かつ大規模な構造に起因する重力異常を表現し、残差は局部的、浅所の地下構造を反映していると考えられる。

観測重力値  $G(x, y)$  から最小自乗法により傾向面  $g(x, y)$  の係数  $A_{ij}$  を求め





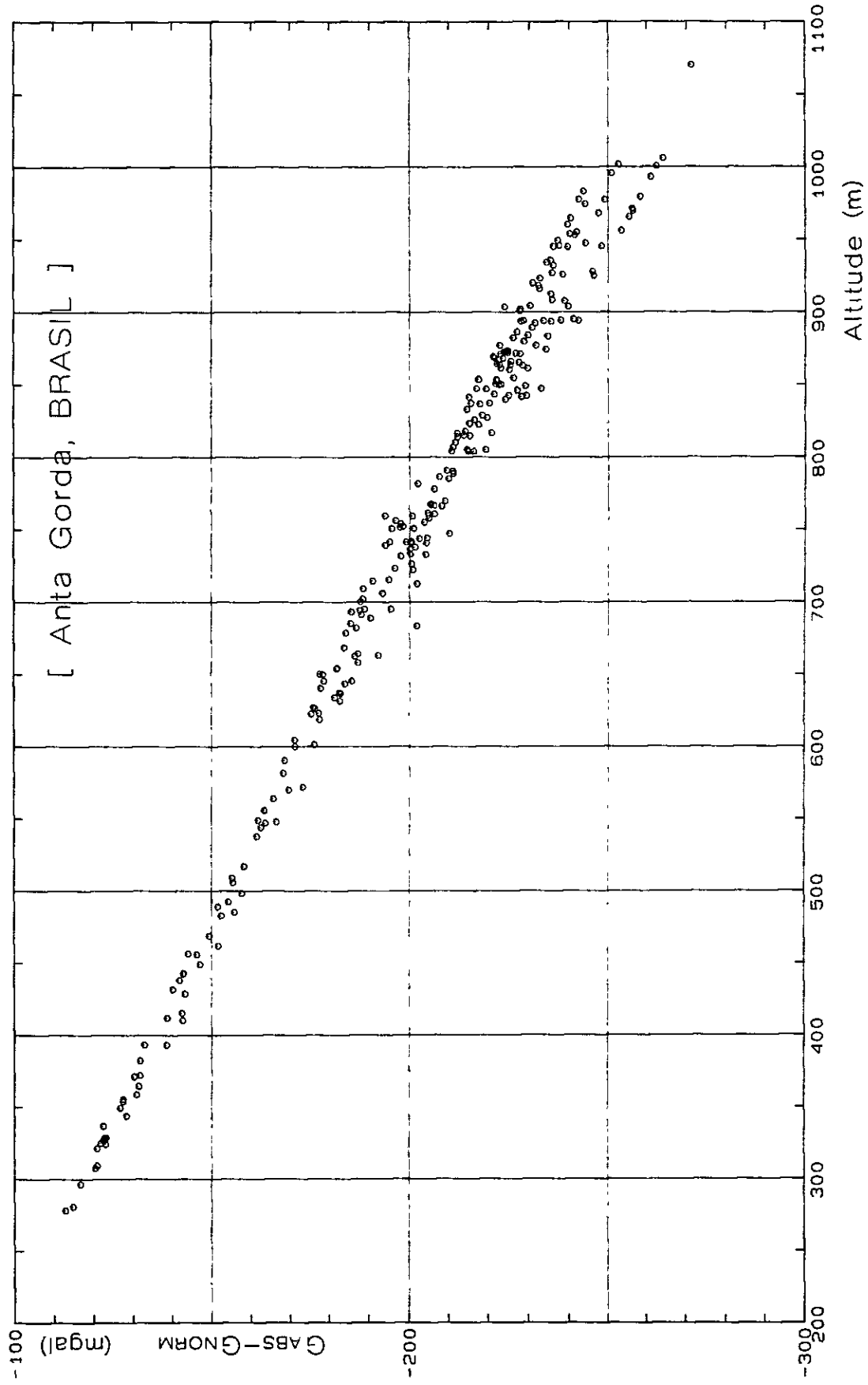


Fig. II-2-7 G-H Correlation



る。ここで、 $g(x, y) = \sum_{i=0}^m \sum_{j=0}^m A_{ij} X^i Y^{m-j}$ 。

残差は観測値から傾向値を差引いた値，すなわち、 $G(x, y) - g(x, y)$ である。

本調査では、3次および5次の傾向面解析を実施し、それぞれの傾向面と残差を求めた。

### (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) 一様な密度の抽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、従来から一般的に利用されているTalwaniの方法を採用した。

#### 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。

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

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

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

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



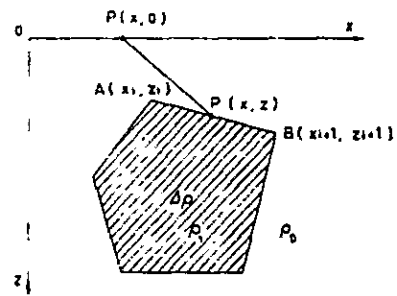
ただし、多角形の一辺が垂直 ( $X_i = X_{i+1}$ ) の場合には、

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

また、多角形の一辺が水平 ( $Z_i = Z_{i+1}$ ) の場合には

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

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





## 2-3 解析結果

重力探査の解析は、等重力線図を基本として実施されるが、本調査では、さらに小振幅の重力異常を分離するために5次多項式回帰を施し、5次傾向面図および5次回帰残差図を作成するとともに、2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。解析に使用した電子計算機は、5次多項式回帰ではCDC6600、2次元断面モデル解析ではHP9845Bである。

### 2-3-1 等重力線図からの解釈

仮定密度20~2.90のうち、2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。本調査地域のような地形が急峻な場合、測点標高の変化が大きいため、補正密度を0.1変えるごとに等重力線図のコンター・パターンが大きく変化することが多い。このため、2種の等重力線図を比較検討し、最も良く地下構造を反映するものを選択する。PL. II-1, II-2にそれぞれ補正密度270, 280のブーゲー異常図を示した。この中から、地形の影響が少なく、地下構造を良く反映していると考えられるものとして、補正密度280のPL. II-2を解析用ブーゲー異常図として選択した。

ブーゲー異常値は-66 mgalから-51 mgalの範囲で変化している。等重力線の傾向は、大略北西-南西方向にのびるものが多く、NE-SW系の地下構造が卓越していることが示唆される。

調査地区北西部には最低重力値(-66 mgal)を含む低重力異常が分布しているが、東方および南東方へ向っては急激に、一方、南方に向っては緩やかにその値を増しており、Epitacio Pessoa - Praia Grande - Quilo Metro Quarentaを結ぶNE-SW方向の高重力異常へ接続している。この異常を含む東部、中央部および南部では、重力値の変化は小さい。

これらの高・低重力異常の分布は、傾向的に地下の岩石の密度の分布を反映していると考えられる。北西部の低重力異常は低密度である花崗岩体に対応し、高重力域になっている他の地区では先カンブリア系が広く分布していると推察される。高重力域の中で、上述のNE-SW方向の高重力異常の北西側には、その等重力線の密度から断層の存在が考えられ、また異常の直下に高密度岩体の存在が予想される。空中磁気探査解析結果によると、ほぼ同様の位置にNE-SW方向の高帯磁率岩体の存在が予想されることから、斑レイ岩によりひきおこされたものと推定される。また、基盤と考えられる片麻岩類(Setuva層)分布域は、見掛け上、相対的な低重力域となっている。一方、Perau 鉱山南方の小振幅の高重力異常はAcunguil層の雲母片岩、角閃岩および石灰珪酸塩岩類分布域にほぼ一致している。





### 2-3-2 5次傾向面図

PL. II-4は5次傾向面図であり、前述の如く5次多項式回帰を実施したが、5次のほうが原データ(ブーゲー異常値群)に対する近似度が良いため、最終的に5次傾向面図を採用した。

本図では、等重力線図でみられた傾向が平滑化されて表現されている。北東-南西方向の等重力線の傾向が顕著に現われおり、北西端に $-67.3$  mgalの最低重力値を含む低重力域(地区番号Iと仮称する。以下も同様である。)が存在し、これより東方、南東方および南方に向って重力値が増加して、Epitacio Pessoa - Quilo Metro Quarentaを結ぶNE-SW方向の高重力域(II)(最高重力値 $-51$  mgalを含む)に至っている。この高重力域と並行して、南部には、弱い低重力域(III)が分布している。本図において重力値は波長( $\lambda$ )8 Km前後で変化していることがわかる。

これら重力値の変化は、地下の岩石密度の分布を反映していると考えられるが、それぞれの地区(I, II, III)の密度 $\rho I$ ,  $\rho II$ ,  $\rho III$ とすると、概略、 $\rho II > \rho III > \rho I$ と推察される。

### 2-3-3 5次残差図

PL. II-6は5次残差図であり、 $\rho=280$ ブーゲー異常図に5次多項式回帰を施して、ブーゲー異常値から近次曲面値を差し引いた残り—残差—から作成されたため、他のコンボリューションを利用したフィルタリング手法による結果と異なり縁辺部での欠損はみられない。

本図では、小振幅の異常を効果的に顕出させるために、等重力線間隔を $0.2$  mgalとした。

傾向面図は、地域全体の大略の密度分布の傾向を把握するのに有効であるのに対し、残差図は、比較的短波長の異常を表現するのに利用され、本調査地域のような先カンブリア系の岩石間の密度が小さい場合、高低密度岩体の形状把握には有効であると思われる。

残差図では、等重力線図でみられた北東-南西方向にのびる等磁力線の傾向が同様に看取されるが、等重力線図の如く、連続したものではなく、数個の異常群の断続する傾向から推定された。

残差図で表現されている異常群の振幅は $\pm 3$  mgalの範囲内にあり、半波長は最大 $2.5$  Kmであり、これら異常群の連続性から、等重力線図と同様に、NE-SW系の構造が看取される。これら、正、負の異常は、地下浅所における密度の分布を反映したものと考えられ、まず、正異常、負異常の分布を明らかにした後、前述の密度による岩石分類に従って、地下浅所における岩石の分布を推定すると以下のようになる。

- a. 北西端にみられる正異常は花崗岩体に対応し、その南側は、地表に露出していないが、地下浅所に潜在している。



- b. Epitacio Possoa - Praia Grande-Quilo Metro Quarentaにのびる正異常は、2-3-1で述べたごとく、貫入岩である斑レイ岩の分布が表現されたものであり、その北西側には北西に落ちる断層が存在すると考えられる。しかも、正異常群の分布より、幅は一定せず、しかも断続している可能性がある。特に、Quilo Metro Quarenta付近では負異常となっており、北部および南部のブロックに分断されている。
- c. a, bの両岩体間に挟まれた区域(負異常)には、花崗岩より密度の小さい雲母片岩類が分布している。
- d. Perau 鉞山北東2 Km付近および南西1 Km付近の負異常は連続している可能性が考えられ、北東側では珩岩類、南西側では千枚岩類の分布を表現している。Perau 鉞山付近は、鞍部にあたっており、後述(e)の延長とも考えられる。
- e. Perau鉞山南東2 Km付近の正異常は、雲母片岩、角閃岩、石灰珩酸塩岩類および片麻岩類によるものである。異常の分布パターンから、石灰・珩酸塩岩類は北西方向に延びているが、薄くかつ細くなっているものと考えられ、また、角閃岩・石灰珩酸塩岩類は、この正異常の南西方向に小規模な正異常が分布していることから、南西方向にのびているものと推察される。一方、片麻岩類は、正異常の南東部に分布しているが、正異常の南西方向への張り出しがみられることから、後述(g)に連続していると推察される。
- f. eの南西方向の負異常は、珩岩類に対応する。
- g. Serra do Cadeado 付近からAnta Gorda西方2 Km付近までは正異常が分布しているが、これは基盤と考えられる片麻岩類によるものであり、北方へのびてeの正異常付近まで分布している。異常の中心軸にそって背斜構造の存在が推定される。
- h. 南東端の負異常は、珩岩類によるものであり、向斜構造の存在が考えられる。

以上の推定は、相互に接する岩石、地層間の密度差に基づいたものであり、負異常が必ずしも低密度であるのではなく、相対的に密度が低いだけであるので、注意が必要である。

#### 2-3-4 2次元断面モデル解析

本調査地区では、NE-SW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看取されたので、Perau 鉞山を通過する断面を含む北西-南東方向の断面線を4本設定し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は、第1層のAcungui層の千枚岩類( $\rho_1 = 2.50$ )、第2層の同層の雲母片岩、角閃岩・石灰珩酸塩岩類( $\rho_2 = 2.75$ )、第3層の同層珩岩類( $\rho_3 = 2.60$ )、第4層・重力基盤と考えられるSetuva層群の片麻岩類( $\rho_4 = 2.70$ )および貫入岩の花崗岩( $\rho_5 = 2.60$ )、斑レイ岩( $\rho_6 = 2.95$ )と仮定された。なお、第1層から第4層までの堆積岩類はすべて先カンブリア系である。



本調査では、調査範囲が狭いため、明瞭なトレンドは認められなかったので、一般に行なわれるようなトレンドの除去は行なわなかった。

実際の断面解析に際しては、重力基盤と考えられる片麻岩類分布域内の点をコントロール・ポイントとして、この点のブーゲー異常値を基準とし、他の点との差を利用している。各断面のコントロールポイントは、それぞれ $\gamma 40$  (A-A'),  $\gamma 36$  (B-B'),  $\gamma 37$  (C-C')および $\gamma 35$  (D-D')である。

なお、断面解析を実施した結果、Epitacio PessoaからQuilo Metro Quaretaに至るNE-SW方向の高重力異常付近に高密度岩体が推定された。空中磁気探査解析において、この付近にはほぼ同方向の高帯磁率岩体が推定されていることから、対応する岩石として、貫入岩の斑レイ岩が推定された。

○ A-A' 断面 (Fig. II-2-8)

4断面線のうち、最も北側のものである。

$\gamma 20$ 付近に北西落ちの断層の存在が推定された。この断層にそって南東側で高密度岩体(斑レイ岩)が貫入したものと推定される。 $\gamma 9$ より北西側に花崗岩が広く分布する。基盤の片麻岩類は $\gamma 23$ 以上に広く分布するが、 $\gamma 24$ から $\gamma 39$ の間では珪岩類が100~200mの厚さで覆っており、片麻岩類の上部の起伏は最大 $30^\circ$ の傾斜で緩やかである。 $\gamma 20$ の断層と花崗岩体に挟まれた地域では、片麻岩類は地表下約2000mにあり、この断層は1000m以上の落差があると考えられる。また、この地域では、第1層から第4層までほぼ $30^\circ$ の傾斜で成層構造をなしており、第2層が層厚約2000mと厚い。また、第1層の千枚岩類は $\gamma 9$ から $\gamma 17$ の間に分布している。

○ B-B' 断面 (Fig. II-2-9)

Perau 鉱山を通る( $\gamma 18$ 付近)断面である。

$\gamma 205$ 付近に、A-A'断面と同様に、北西落ちの断層の存在が推定された。この断層の南東側に、貫入岩体の存在が推定されたが、斑レイ岩に相当するものと考えられる。 $\gamma 23$ より南東側には、第2層(雲母片岩・角閃岩・石灰珪酸塩岩類; $\gamma 20.5 \sim \gamma 27.5$ )および第3層の珪岩に覆われて、第4層(片麻岩類)が分布しており、 $\gamma 30$ および $\gamma 35$ 付近に背斜構造、一方、 $\gamma 31$ 付近に向斜構造が推定された。第4層を覆う第2層、第3層は $\gamma 30$ から $\gamma 205$ 付近の断層まで、北西へ約 $30^\circ$ と緩やかに傾斜している。第3層の層厚は最大300mである。断層の北西側では、第1層から第4層まで北西へ約 $30^\circ$ の傾斜で成層構造を呈している。また、 $\gamma 3$ から $\gamma 9.5$ 付近まで花崗岩体が分布している。断層とこの花崗岩体の間では、A-A'断面とほぼ同様な分布であるが、この地区全体にわたり、



第1層(千枚岩類)が分布し、第2層は潜在している。第1層分布域に、地質図上では角閃岩および角閃石片岩が分布しているが、その層厚は薄いものと考えられる。

○ C-C' 断面 ( Fig. II-2-10 )

B-B' 断面の南西 1.5 Km の北西-南東断面である。

№17 付近に北西落ちの断層構造が推定され、この断層の南東側には、断層に沿って貫入したと考えられる斑レイ岩が、前の2断面 ( A-A' , B-B' ) よりも幅広く推定された。花崗岩体は №35 より北西側に分布しており、花崗岩体と断層の間では第1層から第4層までの先カンブリア系が北西へ約 30° 未満の緩傾斜で成層構造を呈している。断層より南東側では、基盤の片麻岩類 ( 第4層 ) を第2層、第3層 ( 珪岩類 ) が覆って分布しており、№25 および №35 付近に背斜構造、一方、№29 付近に向斜構造が推定された。第3層の層厚は 200 m 程度であり、№32 から北西側では、第2層が第3層を広く覆っている。

○ D-D' 断面 ( Fig. II-2-11 )

4断面線のうち、最も南側の断面線である。他の北側の3断面では、北西側に低重力域側に低重力域がみられたのに対し、本断面では見られず、また、長波長 ( 約 7 Km ) 成分が卓越し、短波長成分は殆んど看取されない。

№15 に北西落ちの断層があり、この断層の南東側には断層に沿って貫入したと考えられる斑レイ岩が推定された。断層の北西側では第1層から第4層まで、北西へ約 30° 未満の緩傾斜で成層構造を呈している。断層の南東側では、第3層に覆われ；№33 ~ №37 間で露出している第4層 ( 片麻岩類 ) が広く分布し、№20 および №35 付近に背斜構造、№21 付近に向斜構造が推定された。第3層の層厚は 300 m 未満である。第2層 ( 雲母片岩・角閃岩・石灰珪酸塩岩類 ) は、№25 より北西側 №17 付近まで第3層を覆って地表へ露出している。

以上の定性的、定量的解析の結果と、地質学的情報を総合して、密度という物性から考えられる地下構造図を PL. II-7 に示す。

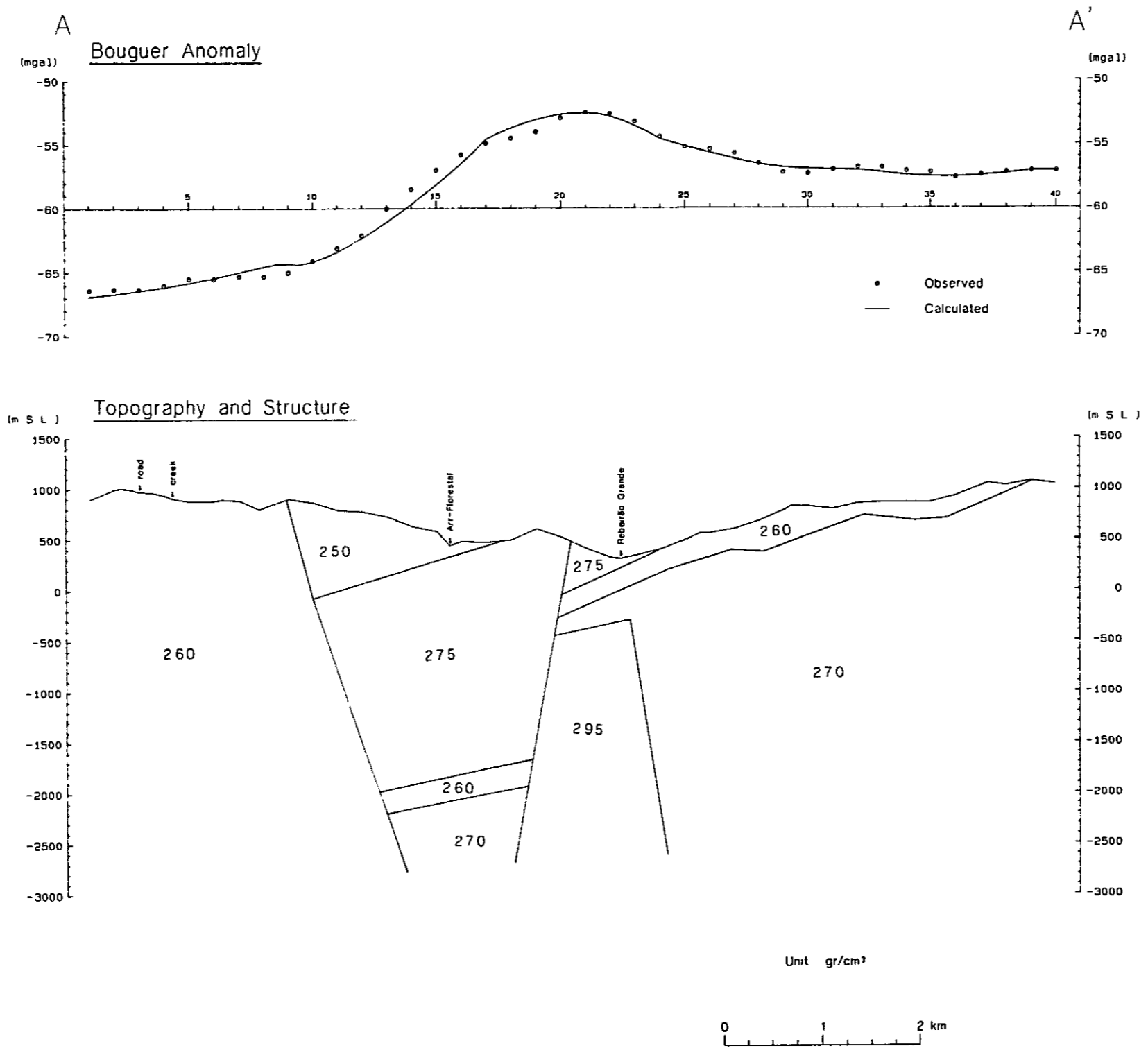


Fig. II-2-8 Gravity Profile and Structure Model(A-A')



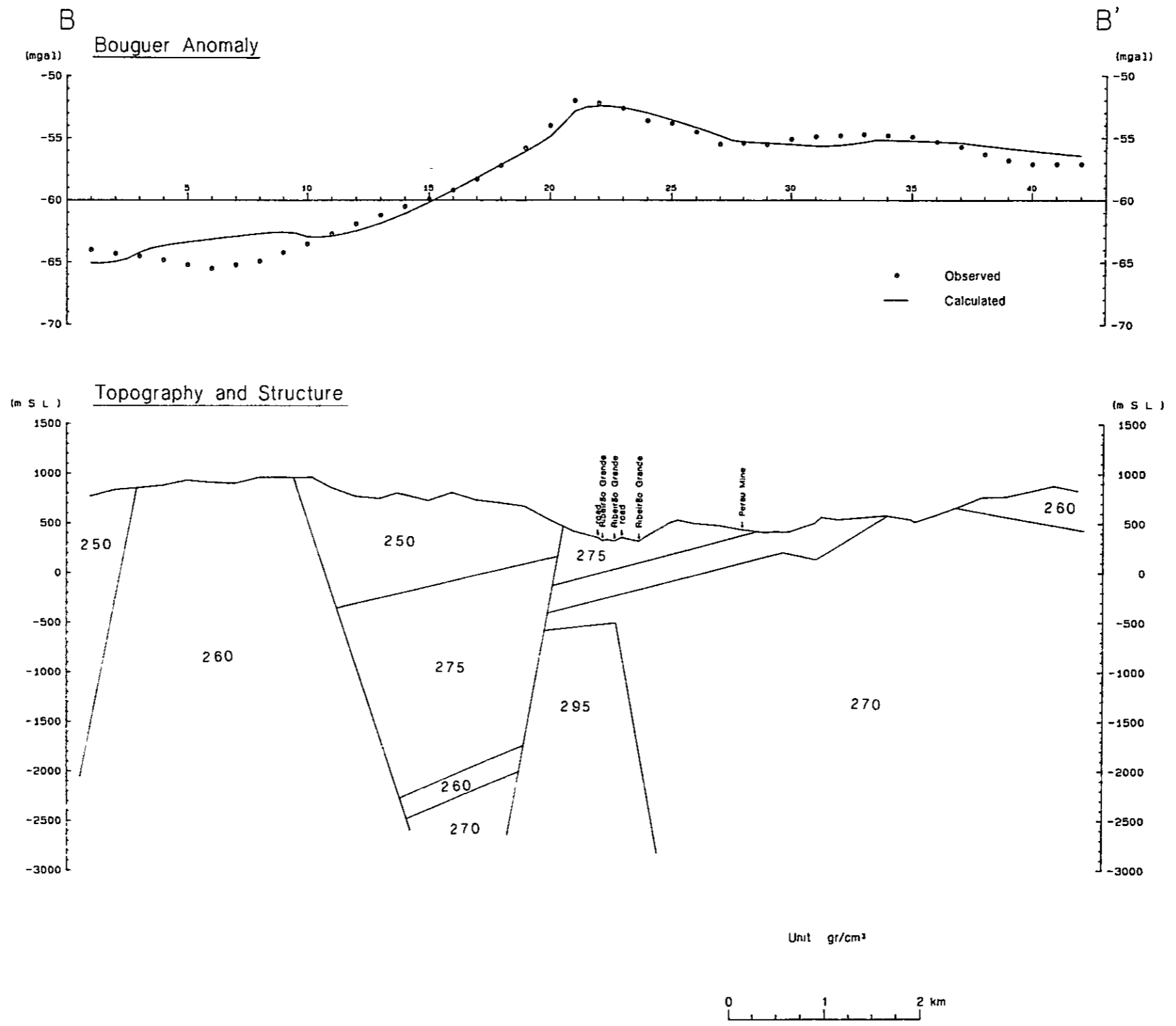


Fig. II-2-9 Gravity Profile and Structure Model(B-B')

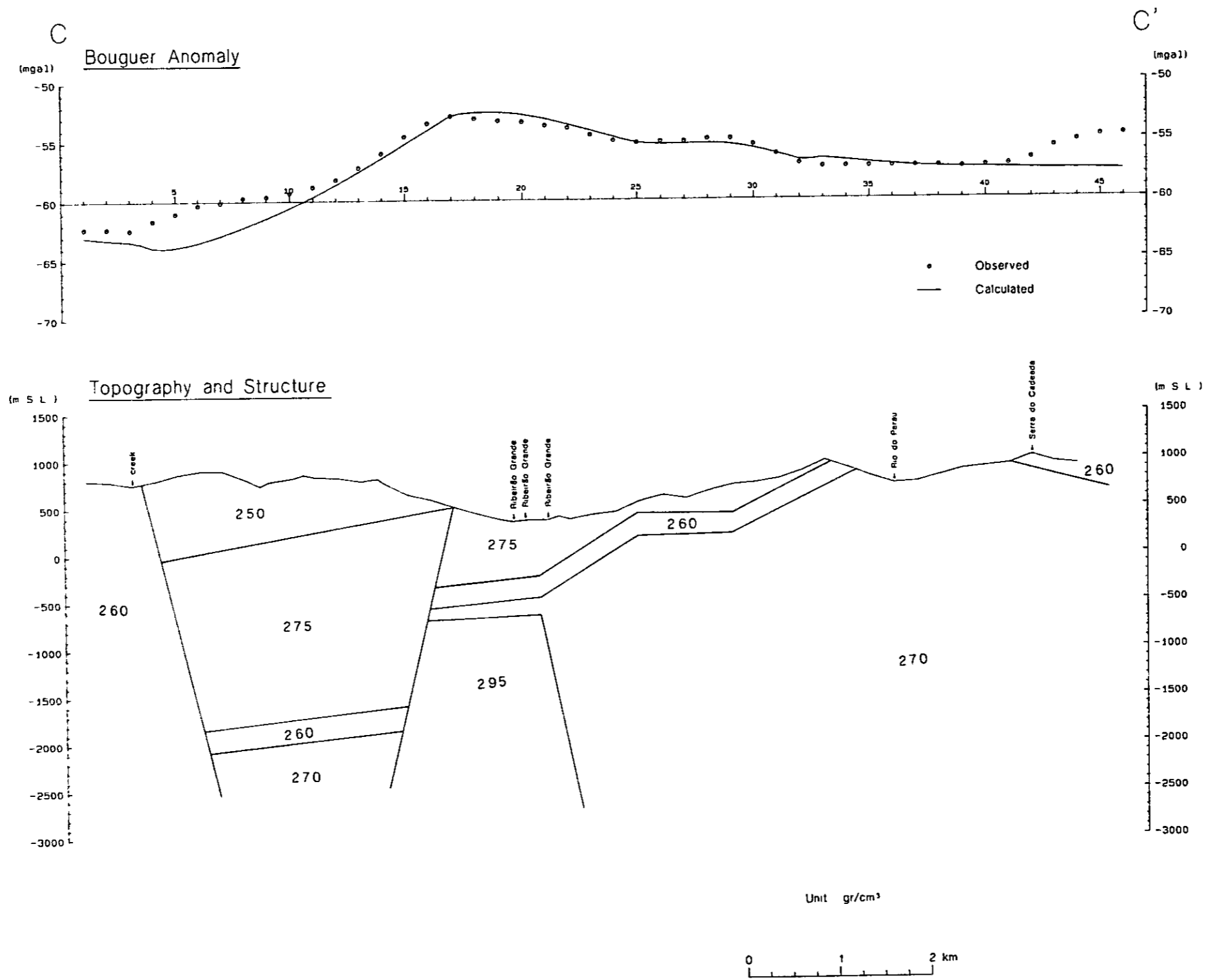


Fig. II-2-10 Gravity Profile and Structure Model(C-C')

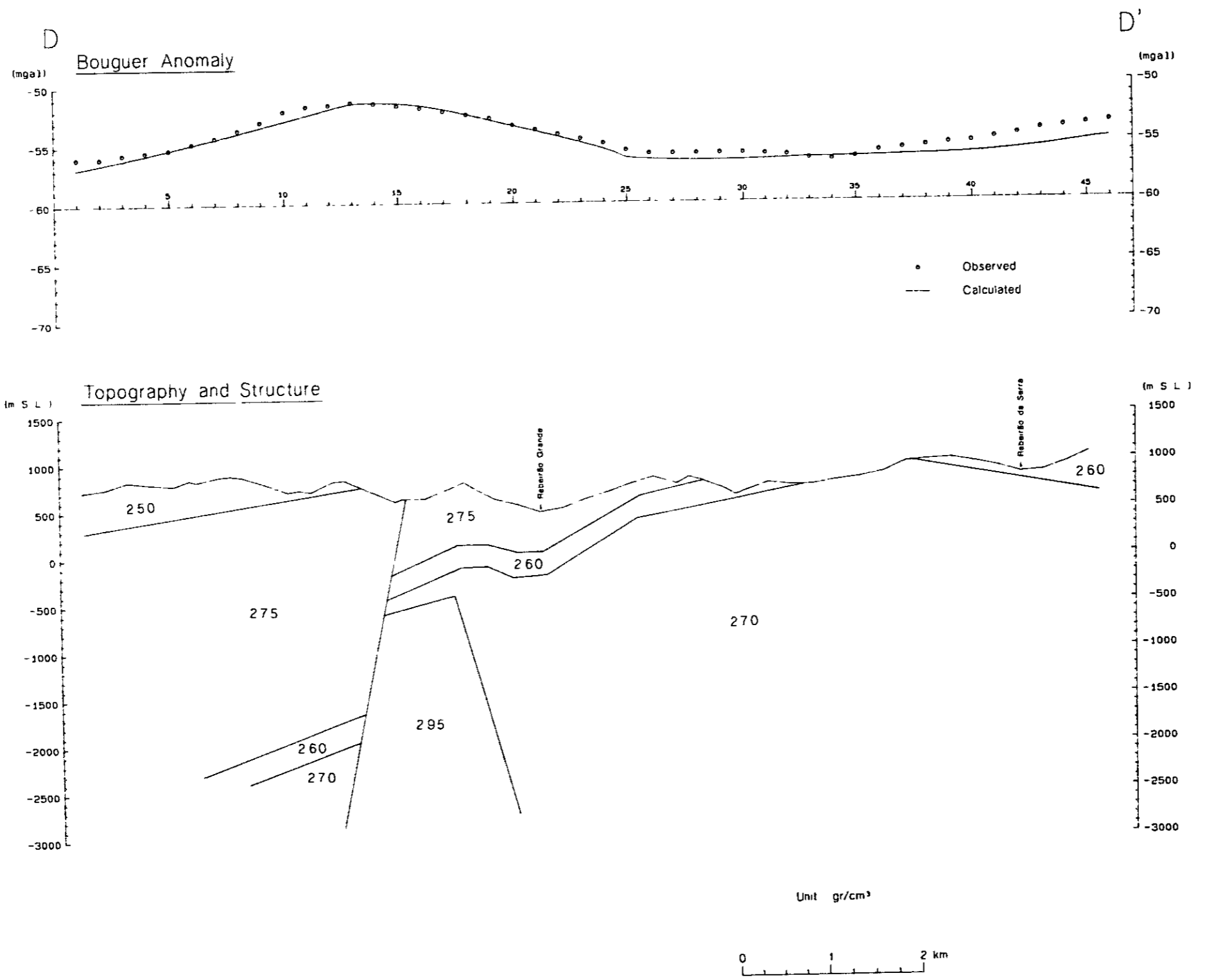


Fig. II-2-11 Gravity Profile and Structure Model(D-D')



#### 2-4 重力探査結果のまとめ

Perau 鉱山（鉛，亜鉛）周辺の約100km<sup>2</sup>の廃囲に、平均400m間隔で274点の測点を配置し、重力探査を実施した。本調査結果より推定された地下構造を以下に列挙する。

- 等重力線図には、北東-南西方向の等重力線の流れが優勢であり、NE-SW系の地下構造が推定される。これは地質調査結果での調査地区の主要な地質構造の傾向と一致している。
- 基盤と考えられるSetuva層の片麻岩類はSerra do Cadeado付近でNE-SW系の背斜構造を呈し、北西および南東方向へ緩傾斜している。北西方向へは、波状の褶曲構造を繰返しながら、約30°の緩傾斜で深くなっていき、Epitacio Pessoa - Quilo Metro Quarentaを結ぶ断層構造まで続いている。この断層は北西落ちで、約1,500mの落差があり、北西側では片麻岩類は地表から2,500m程度の深さにあり、北西へ向って約30°で緩傾斜している。
- Acunguil層はSetuva層の片麻岩類を覆って分布しており、上記断層の南東側では、北西に向って次第に厚くなっており、断層の北側では層厚は2,500m以上である。
- 断層の南東側には、断層に沿って貫入したと考えられる斑レイ岩が潜在し、等重力線図上の中央部を通る北東-南西方向の高重力異常をひきおこしている。
- 北西端の低重力異常は、花崗岩の分布と一致している。
- 地下浅所の密度分布を反映する5次残差図によって、地表に露出および地下浅所に潜在する高密度岩体の分布形態が把握された。特に、等重力線図上では低重力域となっていた花崗岩分布域および片麻岩類分布域が正異常として検出された。また、Acunguil層の雲母片岩・角閃岩・石灰珪酸塩岩類の厚く分布する地域が同様に正異常として捉えられた。

本調査は、地形急峻な地域で実施されたにもかかわらず、以上のように良く地質構造を反映していると考えられる。Perau 鉱山は5次残査図上では鞍部に位置しており、高密度岩体の周辺部に相当しているが、Perau 鉱山と重力探査から推定される地質構造との関連は明らかではない。



## 第 3 章 I P 法 電 気 探 査

### 3-1 調 査 方 法

I P 法電気探査とは、電気電導、イオン電導により誘起された過渡電位 ( I P 現象 ) を測定する探査方法である。

I P 法には、I P 現象の捉え方により次のような方法がある。

(1) 周波数領域法 ( Frequency-domain method )

高低 2 種の周波数による分極の割合、即ち周波数効果 ( Frequency Effect , 単位 % ) を測定する方法。

(2) 時間領域法 ( Time-domain method )

断続交替直流電流を送り、電流切断後のある時間における過渡電位を測定する方法。

(3) 位相領域法 ( Phase-domain method )

入力電流波形と受信電位波形間の位相角を測定する方法。

(4) スペクトル I P 法 ( Spectral IP method )

多周波数を使用し、その最低周波数に正規化した強度と位相を測定する方法。

#### 3-1-1 測 定 方 法

本調査では、現在最も多く用いられている周波数領域法とスペクトル I P 法を適用し、双極子法電極配置 ( Dipole-Dipole ) を用い、I P 法においては 2 台の受信機を使用して行った。

電流電極には、ステンレス棒を使用し、一極につき 8 ~ 10 本埋設した。電位電極には、硫酸銅溶液を入れた素焼の壺を設置して測定した。

#### 3-1-2 測 定 機 器

(1) I P 送信機	千葉電子研究所製	CH-T7802	1台
	最大出力	2.5A, 800V	
(2) 発 電 機	Geotronics 社 (米) 製	Model 421	3台
	最大出力	3kw, 400Hz, 115V	
(3) I P 受信機	千葉電子研究所製	CH-R7801-2	2台
(4) I P チェッカー	横浜電子研究所製	YN-502	1台
(5) トランシーバー	ソ ニ ー 製	ICB-350 (500mW)	6台
	ナショナル電気製	RJ-38 ( " )	4台
	ソ ニ ー 製	ICB-650 ( " )	8台





### 3-1-3 測線設定・測量

測定設定は Perau 鉱山周辺の地質を検討し、鉱床胚胎層準に直交する東西方向 (N 60° E - S 60° W) に測線間隔 300 m で 11 測線、これと直交する測線 1 本および測線 A, B, C, D に斜交する測線 1 本を設定した。

測量には半方ポケットコンパスと 100 m エスロンテープを用い、開放トラバース測量を実施し、測点を水平距離 100 m 間隔に設定した。

また、測線 G, K の 2 測線については、スペクトル IP 法を実施したため、本測線より 30 m の距離で平行に補助測線を設定した。

測定番号は東西測線については、西端を 0, 1, 2, 3, …… と 100 m 毎に番号を付した。基点は、Perau 鉱山坑口 G-4 を基準とし、その標高 46061 m を採用した。

Table II-3-1 List of Survey Lines

Name of Line	Length			Space Factor
	Interval		Length Total	
	a=100M	a=200M		
A	1.0KM	2.5KM	3.5KM	n= 1-5
B	1.1KM	2.5KM	3.6KM	"
C	1.1KM	2.5KM	3.6KM	"
D	1.1KM	2.5KM	3.6KM	"
E	1.0KM	2.5KM	3.5KM	"
F	1.0KM	2.5KM	3.5KM	"
G	1.1KM	2.5KM (2.5KM)	3.6KM	"
H	1.5KM	2.5KM	4.0KM	"
I	1.5KM	2.5KM	4.0KM	"
J		2.5KM	2.5KM	"
K		2.5KM (2.5KM)	2.5KM	"
L		2.7KM	2.7KM	"
TOTAL	10.4KM	30.2KM (5.0KM)	40.6KM	

( ) - For Complex Resistivity Survey



## 3-2 整理・解析方法

### 3-2-1 解析方法概要

解析方法手順を Fig. Ⅱ-3-1 に記す。

#### ○ I P 法 概 要

一对の電流電極 ( $C_1, C_2$ ) より大地に交流電流 ( $I_{AC}$ ) を供給し, 他の一对の電位電極 ( $P_1, P_2$ ) にて電位 ( $V_{AC}$ ) を測定する。

このとき, 大地の見掛比抵抗 (Apparent Resistivity)  $\rho_{AC}$  は, 次式により算出される。

$$\rho_{AC} = K \cdot \frac{V_{AC}}{I_{AC}} \quad (\Omega m)$$

ここに,  $K$  は電流電極のなす相互隔離係数であり,

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

となる。

周波数 3 Hz の電流を地中に流し, 受信器により電位  $V_{AC}$  を読み, 電流を一定にしたまま, その周波数を直流に近い低周波数 0.3 Hz に切替えることにより, 見掛比抵抗の周波数による偏差を直読することができる。

これを周波数効果 (Frequency Effect, Percent Frequency Effect) と称し, 次式に定義される。

$$FE = \frac{V_{DC} - V_{AC}}{V_{AC}} \times 100 (\%) = \frac{\rho_{DC} - \rho_{AC}}{\rho_{AC}} \times 100 (\%)$$

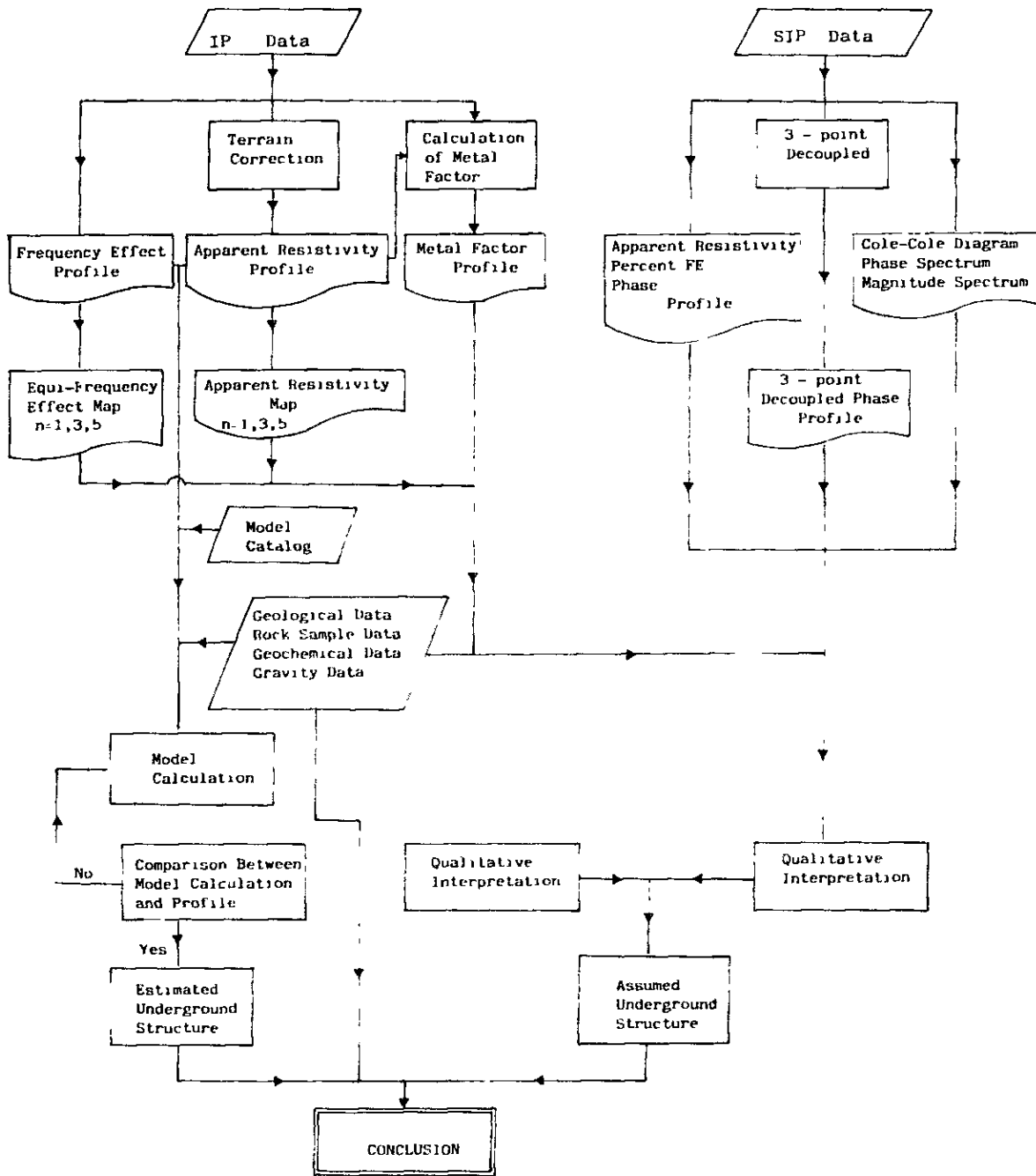
本調査では 0.3 Hz と 3 Hz を使用した。

一般に IP 現象を誘起する金属鉱物は低比抵抗・高 FE を示すことが多く, 次式で定義される金属伝導係数 (Metal Factor, MF) が電導性鉱物の検出に利用されている。

$$\text{金属伝導係数 (MF)} = \frac{FE}{\rho_{AC} (3\text{Hz})} \times 1,000 (\Omega / m)$$

以上の式によって求められた, 見掛比抵抗, FE, 金属伝導係数は各電極系の中点を結ぶ直線を斜辺とする直角二等辺三角形の頂点にプロットされる。しかしこの測点表示点は必ずしもその位置における物理量を示すものではないので注意しなければならない。





Legend

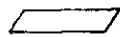
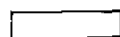
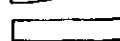
-  Input Data
-  Output Data
-  Process

Fig. II-3-1 Flow Chart of IP and Spectral Data Analysis



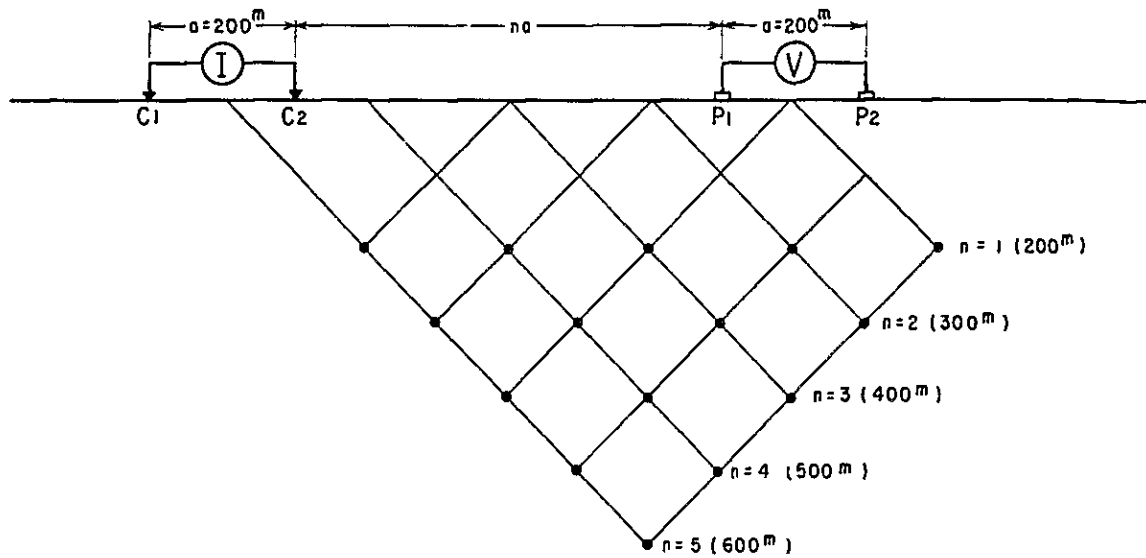


Fig. II-3-2 Plotting Method in IP Pseudo-Section

○ 地形補正

FEは、見掛比抵抗の偏差であるため、地形変化の影響を受けることは少ないが、見掛比抵抗は電極関数 $K$ を無限平面上での測定と仮定しているために、地下が電氣的に均質であっても、地表地形が平坦でない限り電極配置により地形の影響を受けやすい。例えば、谷地形の下部では見掛比抵抗は低く、山地形の下では高く検出される。地形による影響を定量的に補正する方法としては、電導紙を利用した二次元的補正法がある。この方法では、一様な比抵抗をもつ炭素塗布紙を縮小地形に沿って切断し、この擬似断面上に微弱電流を流してその電位分布を測定する ( Fig. II-3-3 )。

この地形補正は、地形を2次元半無限と仮定してなされるものであるため、3次元的地形の影響、尾根沿い、沢沿いの測線の場合や小規模な地形変化および地表付近の比抵抗変化による影響を除去し得ない。

しかし、本調査の様に測線が山体にほぼ直交しているような場合、ほぼ地形の影響を除去することができる。

本調査地域では、地形が起伏に富み急峻であったため、全測線にわたって地形変化の影響が見掛比抵抗分布にみられたので、全測線に地形補正を施し、補正済値を見掛比抵抗値として断面および平面図に作成した。





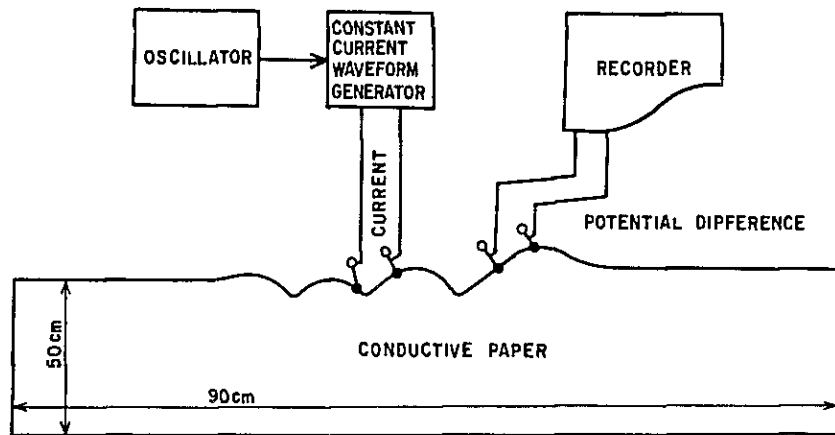


Fig. II-3-3 Block Diagram of Terrain Correction

### 3-2-2 IP物性測定

地表で測定された物理量は岩体あるいは鉱床の真の物性を表わすことは少ないため、見掛け比抵抗、FE分布を解析して、地下構造を推定するには、調査地に分布する岩石の真の比抵抗、FEを知る必要である。

それには次の2つの方法が用いられている。

- 1) In-Situ法 — 調査地域に露出する岩体を自然状態のまま測定する方法。
- 2) 試料測定法 — 調査地域内で岩石資料を採取し、実験室で測定する方法。

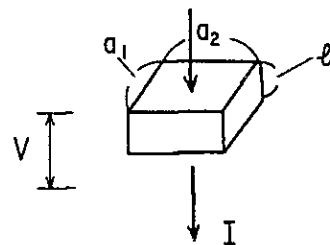
今回は、スペクトルIP法で使用している測定機器を用い、調査地域内で4個の鉱石を含む30個の岩石資料について、比抵抗、FEを測定した。

岩石資料は測定前に直方体(5cm×5cm×2cm)に整形した。岩石試料は採取時の状態に近い方が望ましいので、試料を10日間蒸留水の中に浸し含水飽和状態にし、すべての試料が同一条件下で測定出来るよう配慮した。

尚、比抵抗( $\rho$ )は次式によって求められる。

$$\rho = \frac{a_1 \times a_2}{l} \times \frac{V}{I}$$

ここに、 $l$  : サンプルの厚さ  
 $a_1, a_2$  : 長方形サンプルの辺長  
 $V$  : 電位差  
 $I$  : 電流





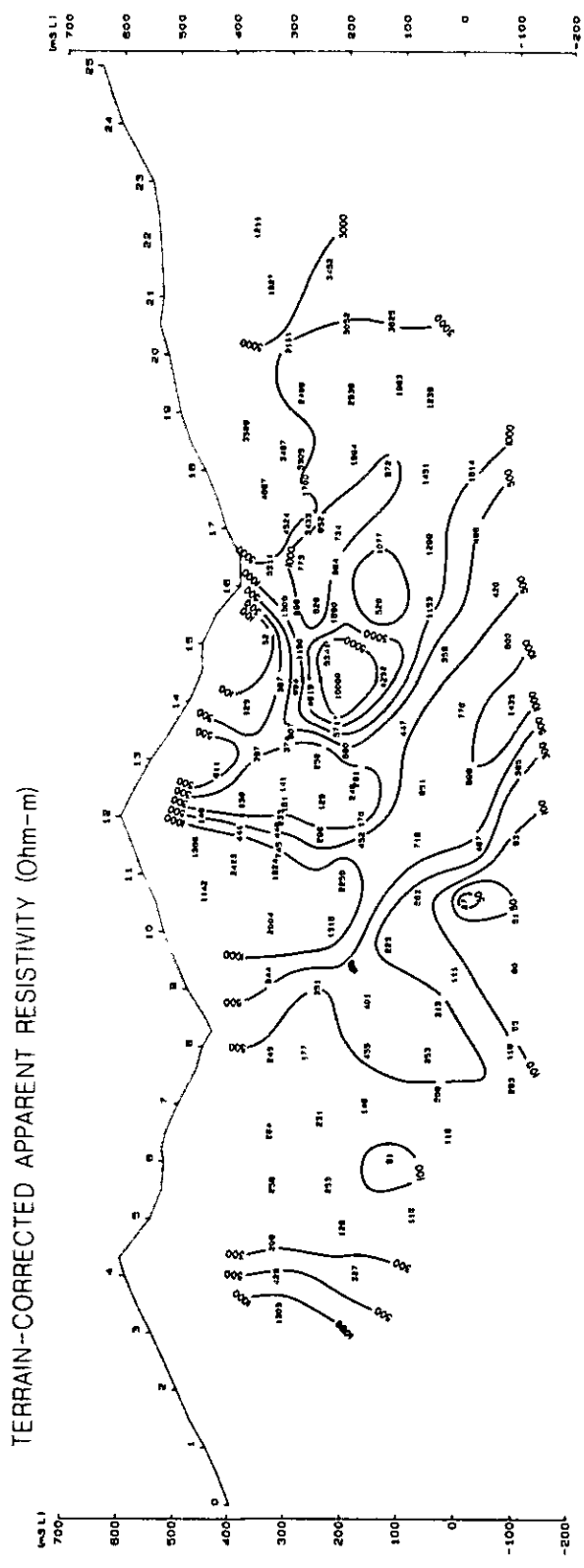
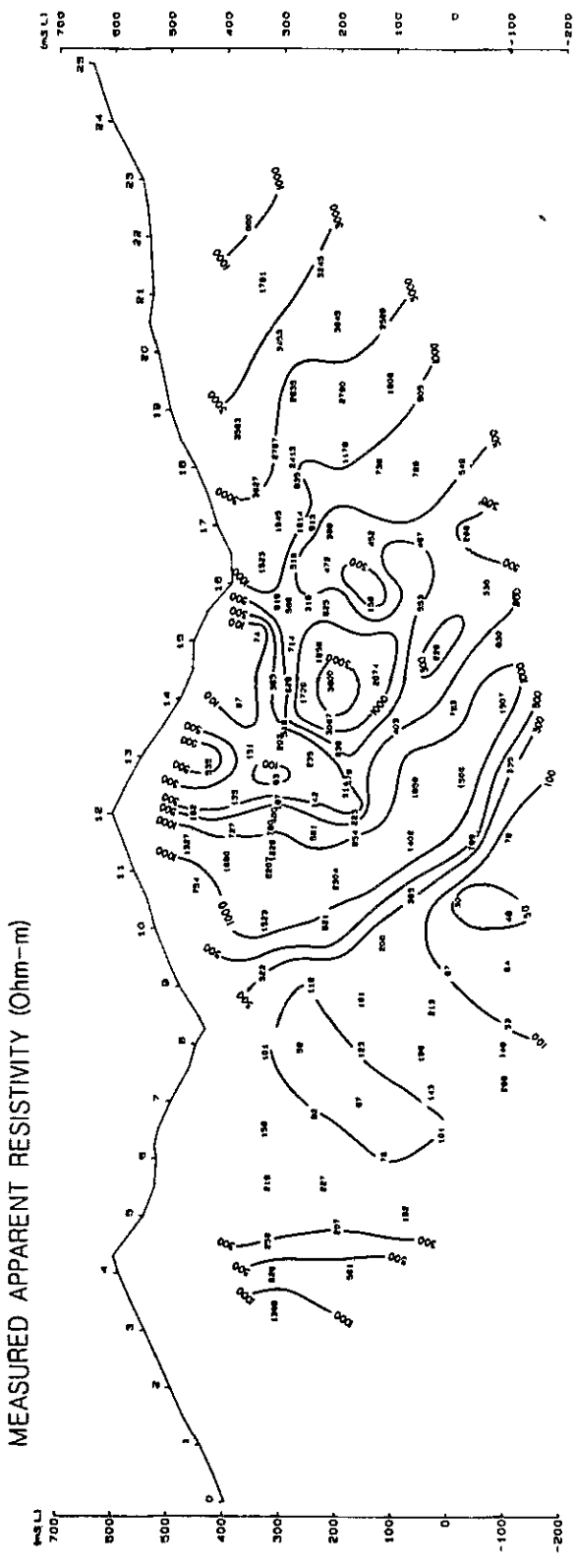


Fig. II-3-4 Example of Terrain Correction



## 岩石試料物性測定結果

調査地内より採取した。30個の試料について測定した結果をTable II-3-2に示す。

Perau 鉱山坑内より採取した鉱石を除いた岩石試料の比抵抗は $51\sim 17,133\Omega m$ 、PFE値は $-100\sim 110\%$ を示している。鉱石試料は $397\sim 2,543\Omega m$ の比抵抗を示し、PFE値は $5.8\sim 1440\%$ を示している。

採取した岩石は大別して、石英、珪岩、角閃岩、片岩の4種類に分類できる。Table II-3-2、より次のことが考察される。

- 試料測定結果は、現地測定で得られた値より全体的に高い値を示している。これは主に測定に供された試料が、岩体のうち比較的、風化、変質の少ない堅硬緻密な部分であり、現地で測定された値は地表付近に分布している表土、風化層等、孔隙率の高い低比抵抗層の影響を含めた岩体全体の比抵抗を表わすことによると考えられる。
- 珪質岩（珪岩および石英脈）は高比抵抗、角閃岩を初めとする塩基性火成岩起源の岩石は、低比抵抗を示し、雲母片岩はそれらの中間的比抵抗を示している。高比抵抗である珪質岩のうちK-12, L-23, G-185は $10,000\Omega m$ 以上という高比抵抗を示している。その平均値は $8,321\Omega m$ を示しており、多少バラッキは認められるものの堅硬緻密で比較的均質な岩体であると考えられる。中間的比抵抗を示す片岩は、平均値 $4,269\Omega m$ を示しており、珪質岩と同様やはり電導性の悪い岩質であると考えられる。一方、低比抵抗を示す塩基性火成岩起源の岩石は平均値 $1,339\Omega m$ を示している。特に輝緑岩はそのうち最も低比抵抗である。

PFE値は一般に硫化物の含有量と相関がある。Perau 鉱山坑内から採取された鉱石試料は $64.8\sim 1440\%$ の間のPFE値を示しており、今回の試料中最も高い値を示している。

低比抵抗を示す塩基性火成岩起源の岩石のFE値は $20\sim 29.3\%$ である。その中で特に黄鉄鉱の鉱染の認められるKG-104, G-3, B-6は高いPFE値を示している。

高比抵抗を示す珪質岩は、全体に低いFE値を示しているが、Perau 鉱山の近くで採取された石英脈であるL-23, I-125は高いPFE値を示している。この高いPFE値は割れ目に沿って少量認められる黄鉄鉱によるものと思われる。



Table II-3-2 PFE and Resistivity of Rock Samples

Location and Sample No.	PFE (%)	$\rho$ ( $\Omega m$ )	Rock Name
E-21	-10.0	7485	quartzite
F-18	- 4.8	4915	quartzite
F-21	2.9	6844	quartzite
G-18.5	- 8.4	10876	quartzite
G-20.5	- 7.1	6566	quartzite
H-19	1.6	4336	quartzite
H-23	5.9	8459	quartzite
K-12	1.7	17133	quartzite
K-25	1.9	2418	quartzite
I-12.5	5.2	8451	quartz
L-23	7.4	14046	quartz
B-6	3.0	265	amphibole schist
E-6	2.1	1923	amphibole schist
F-13	2.0	1525	amphibole schist
G-3	4.6	862	amphibole schist
L-7	2.4	781	amphibole schist
D-7	0.4	5106	calc-schist
E-12.5	1.5	2136	mica-schist
G-7	11.0	3222	graphite-mica-schist
H-13.2	- 1.6	3693	mica-schist
KG-103	4.0	4573	calc-schist
KG-104	29.3	51	dolerite
C-4	1.4	2225	biotite schist
J-15	0.3	6555	mica-schist
F-16.5	1.2	4600	sericite schist
KG-6	64.8	1982	ore
KG-8	5.8	2543	calc-ore
KG-11	137.8	397	ore
KG-101	144.0	700	ore
KG-102	77.9	726	ore





### 3-2-3 IPモデル・シミュレーション

IP法電気探査では、双極子電極配置による各種モデル計算が実施されている、実際に測定されたデータには各種の異常が重複しているので、測定結果から、地下のFE異常源の形態、強度を解析する場合、通常多くのモデル計算結果と比較照合し、さらに地質構造を考慮して妥当なモデルを仮定する必要がある。

モデル計算実施測線はスペクトルIP法の行なわれた測線G、K、および強いIP示徴が得られた測線A、Fの4測線である。その結果はFig. Ⅱ-4-5~8に示す。

計算にあたっては、先づ仮定された構造にFE値と比抵抗値を当てはめ、できるだけ実測値に近くなるよう初期値を設定し、断面を格子分割し、各格子に仮定したFE値と比抵抗値を与え、有限要素法によりコンピューターを用いて計算する。出力には仮定したモデル、FEおよび見掛比抵抗を打ち出させた。この出力と実際の断面との比較を行い、更にモデルを修正することにより、実測に近づくよう反復計算を行う。これにより、およそその傾向、パターンは近似することができるが、シミュレーションは二次元であり、測定値は三次元のデータであること、また、地下構造は実際には複雑であり、これらの組み合わせも無限に存在するため、理想的なシミュレーションを行うことは極めて困難である。

しかし、推定した地質構造の妥当性を検討するうえでは、極めて有効な方法であるといえる。



### 3-3 解析結果

#### 3-3-1 断面解析

本調査によって得られた結果を測線毎に断面図として示した。断面図には、FE、見掛比抵抗、金属伝導係数の3種を表示した、各測線において捕捉されたFE異常ならびに見掛比抵抗について以下説明する。

見掛比抵抗、金属伝導係数については地形補正後の値を採用している。

尚、本調査によって捕捉された注目すべき各異常帯は、低比抵抗・高FEであり、金属伝導係数はFE断面図と酷似したパターンを示しているため、特記事項があれ限り言及しない。

本調査によって検出されたFE値は0.1~11.6%を示している。従来より、測定結果を解析するにあたってはFE値3%前後を異常値として解析を行って来た。したがって、本調査地域では、FE値3%以上をFE異常として取扱う。

一方見掛比抵抗については、 $500\Omega m$ （未満）を低比抵抗、 $500\sim 1,000\Omega m$ を中見掛比抵抗、 $1,000\Omega m$ 以上を高見掛比抵抗とする。

#### 測線 A

測線中央部の $\#8\sim\#13$ を中心に、10.8%のFE値を含む”ハの字”型低比抵抗・高FE抵抗・高FE異常が検出されている。

この異常はそのFE異常の形態より、 $\#8\sim\#13$ の地表付近から深部へかけて大きな異常源が存在することを示している。その中で、5%以上のFE異常の形態に注目すると、 $\#11\sim\#13$ 付近の地表浅部より深部にわたって、水平~西傾斜の強いFE異常源が推定される。

測線全体に $1,000\Omega m$ 以下の低~中見掛比抵抗が分布している。 $300\Omega m$ 以下の低比抵抗帯はFE異常と対応し、特に $\#10\sim\#13$ の地表浅部より深部に西傾斜で $100\Omega m$ 以下の低比抵抗帯が検出される。

#### 測線 B

$\#14$ 以西、 $\#14\sim\#20$ の深部および $\#21$ 以東に異常が検出された。

$\#14$ 以西の異常帯には、局部的に地表付近より浅部にバックグラウンド値が認められるものの、弱~中異常（3~5%以下）が広範囲に分布している。 $\#5$ 以西の地表付近、 $\#10$ 付近の深部には、東傾斜のFE値5%以上の異常が断続的に認められる。

前者の異常は、測線 A に検出された異常と同じ異常源によるものと考えられ、その異常源の中心は $\#3$ 以西に存在するものと推定される。後者は、 $\#6\sim\#8$ の地表付近より深部



へ東傾斜の異常源， $\#12 \sim \#14$  付近の地表付近より西傾斜で深部へ連続する弱い異常源がそれぞれ推定される。

見掛け抵抗は， $6\Omega m \sim 7708\Omega m$  で分布している。 $\#12 \sim \#14$  付近浅部， $\#14$  以東に  $1000\Omega m$  以上の高比抵抗が検出されている。 $1000\Omega m$  以下の低～中比抵抗は， $\#14$  以西全域， $\#14 \sim \#21$  地表～浅部に優勢に分布している。

特に， $\#6$  以西， $\#9 \sim \#12$  付近浅部に  $100\Omega m$  以下の低比抵抗帯が分布している。 $\#6$  以西に検出された低比抵抗帯は，測線 A  $\#10 \sim \#13$  地表付近より西傾斜で分布している  $100\Omega m$  以下の低比抵抗帯と同一低比抵抗岩体を反映したものと考えられる。一方， $\#9 \sim \#12$  付近地表付近より西傾斜で分布している低比抵抗帯は，隣接の測線との間に関連性が認められないことから，なんらかの局所的な小規模な異常源によるものと考えられるが，低比抵抗となる原因については不明である。

#### 測線 C

異常が測線両端および  $\#15 \sim \#19$  の深部に小規模ながら認められる。

測線西側  $\#3 \sim \#5$  付近に検出された東傾斜の異常は，「ハの字」型 FE 示徴の一方と考えられ，異常源は  $\#4$  以西地表付近に存在するものと推定される。 $\#9$  の浅部， $\#11$  の浅部より深部に検出された異常から西傾斜の弱い異常源が推定できる。これらの異常源により  $\#10$  以東の異常は誘起されたものと考えられる。

$\#15 \sim \#19$  の深部および  $\#22$  以東に検出された弱異常は，小規模で FE 示徴も弱く，その示徴形態も不明瞭であるため異常源の形態を推定するのは困難である。

$1000\Omega m$  以上の高比抵抗帯は， $\#3 \sim \#7$  地表付近より東傾斜で  $\#22$  以東深部へ優勢に分布している。

#### 測線 D

本測線では， $\#19 \sim \#22$  付近および  $\#11 \sim \#12$  の深部， $\#14$  の浅部にそれぞれ局所的に 3～4% の弱異常が検出されているのみで，顕著な異常は認められない。これらの異常はいずれも FE 示徴形態が不明瞭であり，異常源を推定するのは困難であるが， $\#19 \sim \#22$  の地表付近より西傾斜で検出された弱異常帯は， $\#21$  地表付近より深部へ西傾斜の弱異常源によるものと考えられる。

$1000\Omega m$  以上の高比抵抗が  $\#7 \sim \#18$  の深部および  $\#7$  以西に局所的に認められる。 $500\Omega m$  以下の低比抵抗は， $\#17$  以西地表付近， $\#18$  以東に認められる。測線 C と比較すると低～中比抵抗分布域が増大している。



## 測線 E

№4～№8, №13～№17の深部および№18～№20には, 3%以上の弱異常が認められる。

これらの異常は, 測線 C の異常と同様, その F E 示徴形態より異常源形態を推定することは困難である。

№16以西に  $1,000\Omega m$  以上の高比抵抗帯が分布しており,  $500\Omega m$  以下の低比抵抗帯は №11～№16 地表付近および F E 異常帯の分布している №18 以東に認められる。

## 測線 F

№15～№17を中心とした F E 値 125% を含む異常が認められた。

この異常は, その分布形態より, №16 地表付近より深部に西傾斜の異常源と №15 の深部にやや水平の異常源がそれぞれ考えられる。これらによる異常が重複し, この異常を形成しているものと推定される。

F E 異常とはほぼ同位置に, 同じ分布形態の  $1,000\Omega m$  以下の低～中抵抗帯が分布している。その両側は  $1,000\Omega m$  以上の高比抵抗であり, コントラストの非常に強い地質を反映していると考えられる。

## 測線 G

異常が №5～№19 に広範囲に分布している。この異常は, その F E 示徴形態より次の 3 異常に分類できる。

(I) №5～№8 付近の 3～5% の F E 示徴値で, №7 付近を中心として分布する異常。(II) №14～№16 の 7% 以上の F E 値で №16 付近に中心をもつ異常。(III) №16～№19 の №17～№18 付近を中心とする異常である。

(I) この異常は比較的広い範囲に分布し, 西傾斜で深部へと連続する傾向が認められるので, 地表付近より深部にやや強い F E 異常源が西傾斜で存在していると推定される。

(II) この異常から №15 地表付近より深部へ西傾斜で強い異常源が推定される。

(III) №17～№18 を中心とするこの異常は (II) の異常と同型 F E 示徴形態を示しており, №17～№18 の地表付近より深部に西傾斜の異常源が推定される。

以上, これらの 3 異常はそれぞれ異質の異常源によるものと考えられるが, 類似点としてはいずれの異常源も西傾斜で胚胎していると推定されることである。

(I)(II) の F E 異常の分布している地域には,  $1,000\Omega m$  以下の低～中比抵抗帯が認められる。しかし, (III) の F E 異常では  $1,000\Omega m$  以上の高比抵抗が分布している。





## 測線 H

№4～№8には11.2%を含む異常が認められる。

この異常は次の2異常により構成されていると考えられる。

(I) №4～№11に検出された3～5%以上の異常は、さらに№4～№8、№10～№11の異常とに分類される。前者は、№7地表付近より深部へ西傾斜の異常源、後者は№11～№13地表付近の異常源に起因する異常と考えられる。

(II) №11～№18地表より東傾斜で検出された異常は、№11～№13地表付近の東傾斜の異常源と、№14～№15の浅所には水平～やや西傾斜の異常源による異常であると推定される。

(I)、(II)のFE異常の分布域には、 $1,000\Omega m$ 以下の低～中比抵抗帯がFE異常と類似した形状で分布している。特に(I)のFE異常分布域には、 $3\Omega m$ を含む $100\Omega m$ 以下の低比抵抗帯が地表より深部へ西傾斜で分布している。

(I)の異常と測線G№5～8の異常帯とは同じ異常源による異常帯と考えられ、それらを比較すると、3%以上のFE異常帯、 $500\Omega m$ 以下の比抵抗帯分布範囲は変わらないが、測線GよりHは強いFE値を示し、比抵抗値も測線Gでは $300\Omega m$ 以下 $100\Omega m$ 以上あったのが、この地域中最も低い $3\Omega m$ を含む $100\Omega m$ 以下の低比抵抗帯が、西傾斜で更に深部へ続く傾向が認められる。

## 測線 I

№8以西、№12～№18、№19～№22の深部および№23以東に異常が分布している。

№8以西に検出された異常は、測線の西端に位置するため、その全貌を把握するに至っていないが、FE示徴の片側と考えられ、測線G、Hの西側に認められる異常と同一の異常源に起因するものと推定される。

№12～№18に検出された西傾斜の異常は、その示徴形態より№12～№17地表付近より深部へ西傾斜で延びる異常源によるものと推定される。

№18～№22深部に検出された異常は、そのFE示徴形態より西傾斜の異常源の存在が推定される。しかし、隣接する測線には対応する異常が見られないため、局部的かつ小規模な異常源によるものと考えられる。

№23以東に検出された異常は、FE示徴形態が不明瞭であり異常源の形態を推定するのは困難である。

№14を境として、西側には一部 $100\Omega m$ 以下の点を含む $1,000\Omega m$ 以下の低～中比抵抗帯、東側には№15～№18地表浅部に東傾斜の中比抵抗帯が検出されているが、 $1,000\Omega$



m以上の高比抵抗帯が優勢に分布している。

#### 測線 J

№16以西に地表付近より深部まで広範囲に分布する異常が検出された。

特に№14～№15地表付近より深部へ、やや東傾斜の5%以上の異常が認められるが、異常源の形態を推定できる顕著なFE異常は認められない。

FE異常分布域には、 $1,000\Omega m$ 以下の低～中比抵抗帯が分布している。高比抵抗帯は№16以東に優勢に分布している。

#### 測線 K

この測線は、NE～SWの測線A、B、C、Dに斜交する測線である。№4以西、№6～№9の地表付近および№13～№20の深部に異常が検出されている。

№4以西と№6～№9地表付近より東傾斜で検出された異常は、測線A、Bと同一の異常源によるものと考えられる。しかし、測線西端に位置するため、この異常源の形態を把握することは困難であるが、水平～西傾斜の異常源であると推察される。

№13～№20の深部に検出された弱異常について、そのFE示徴形態は不明瞭であるが、測線B、C、D東側深部に認められる異常と同一の異常源によるものと考えられ、一様に弱い変質作用を受けているものと考えられる。

№11～№17および、№20以東の地表付近に高比抵抗帯が検出されているが、低～中比抵抗帯が測線全域にわたって優勢に分布している。特に、№6～№7地表付近より $100\Omega m$ 以下の低比抵抗帯がFE異常と同一個所に同形状で分布している。

#### 測線 L

本測線は測線A～Jの各測線に直交しており、№8以西、№17以東に異常が検出されている。

これらの2つの異常は、いずれもそのFE示徴形態より測線外に異常源をもつものと推定される異常であるが、各測線で捕捉された異常と調和的に分布している。

見掛比抵抗については、№5以西、№7～№13地表付近および№16～№22の深部に $1,000\Omega m$ 以下の比抵抗帯が分布しているが、 $1,000\Omega m$ 以上の高比抵抗帯が優勢に分布している。

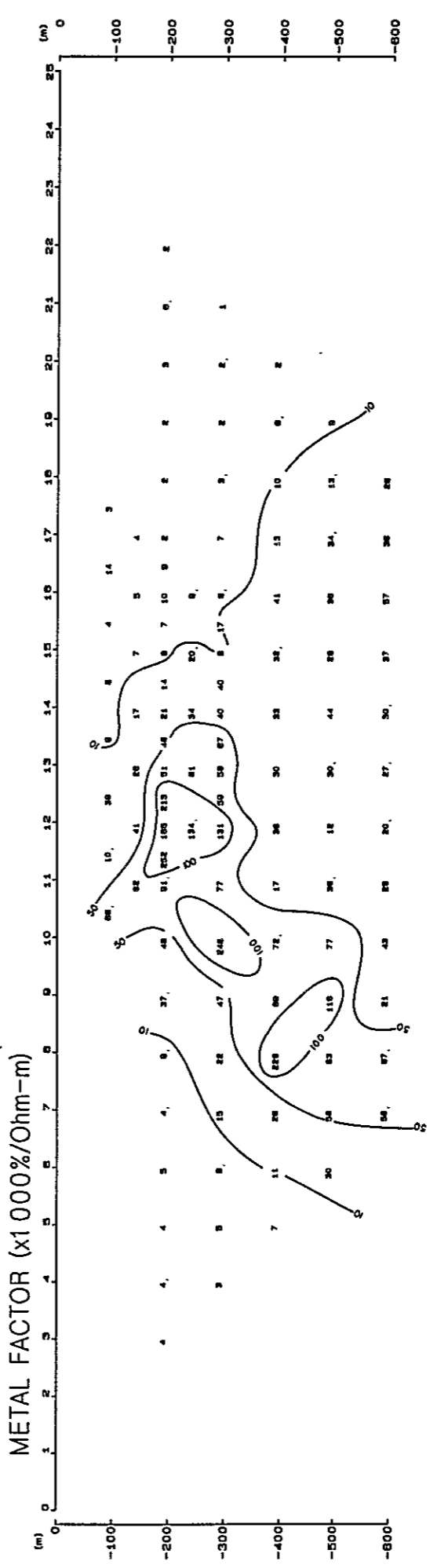
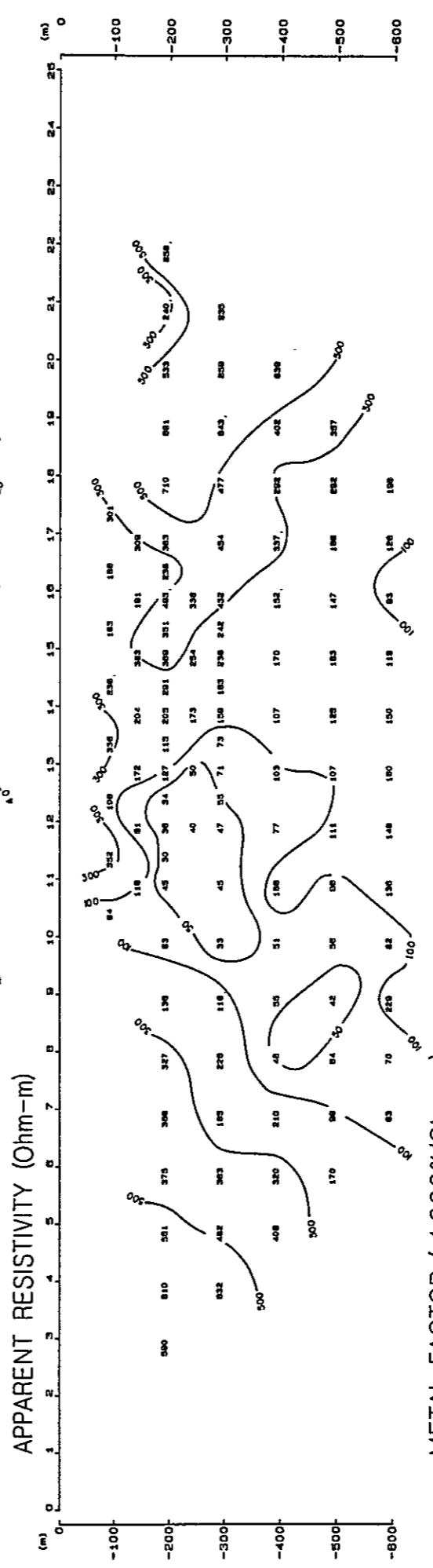
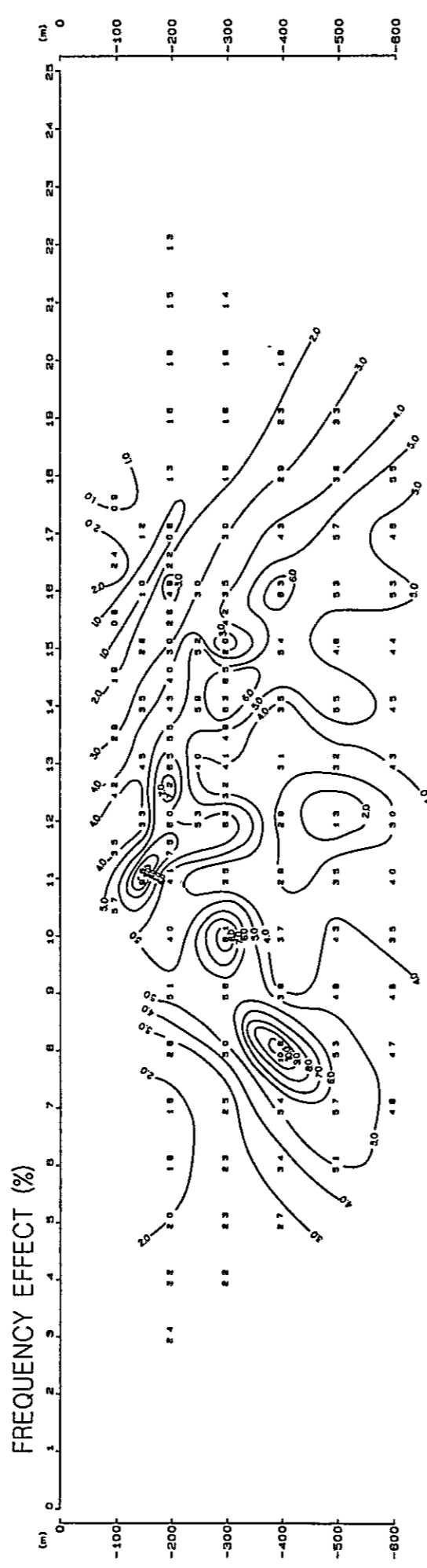
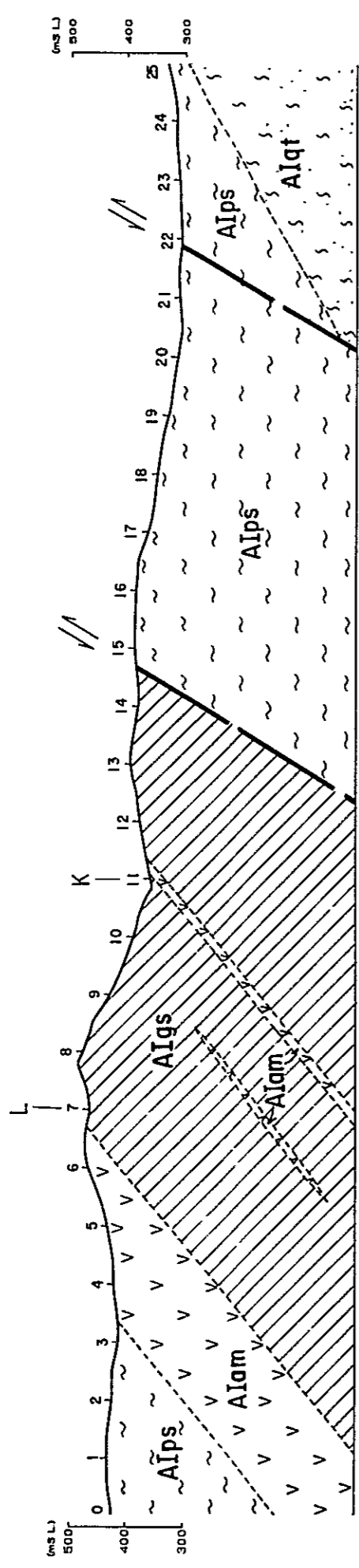


Fig II-3-5 IP Profile (Line A)

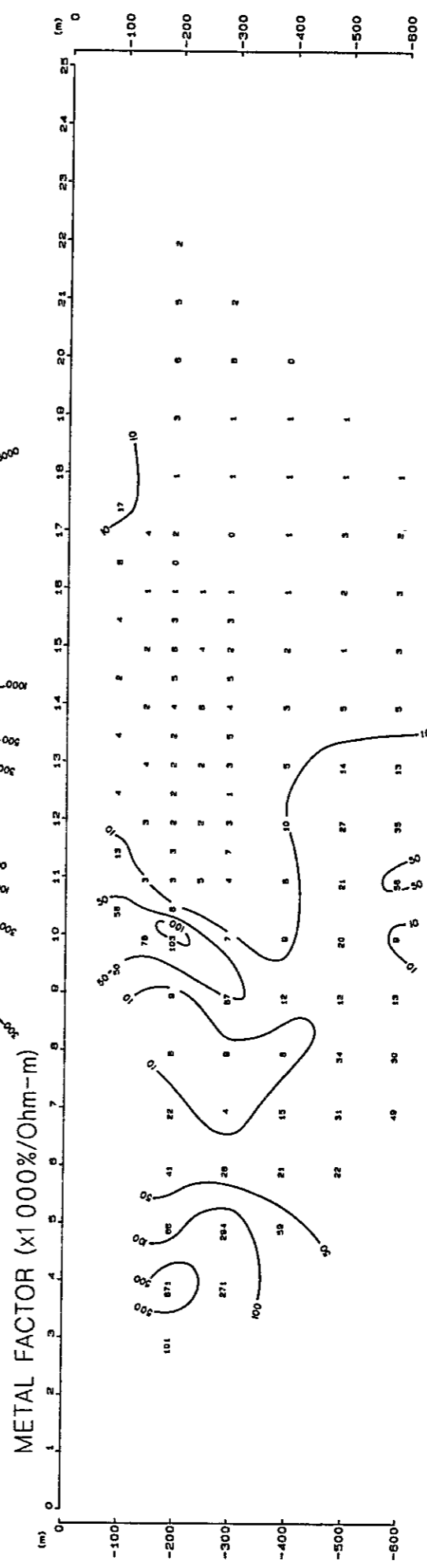
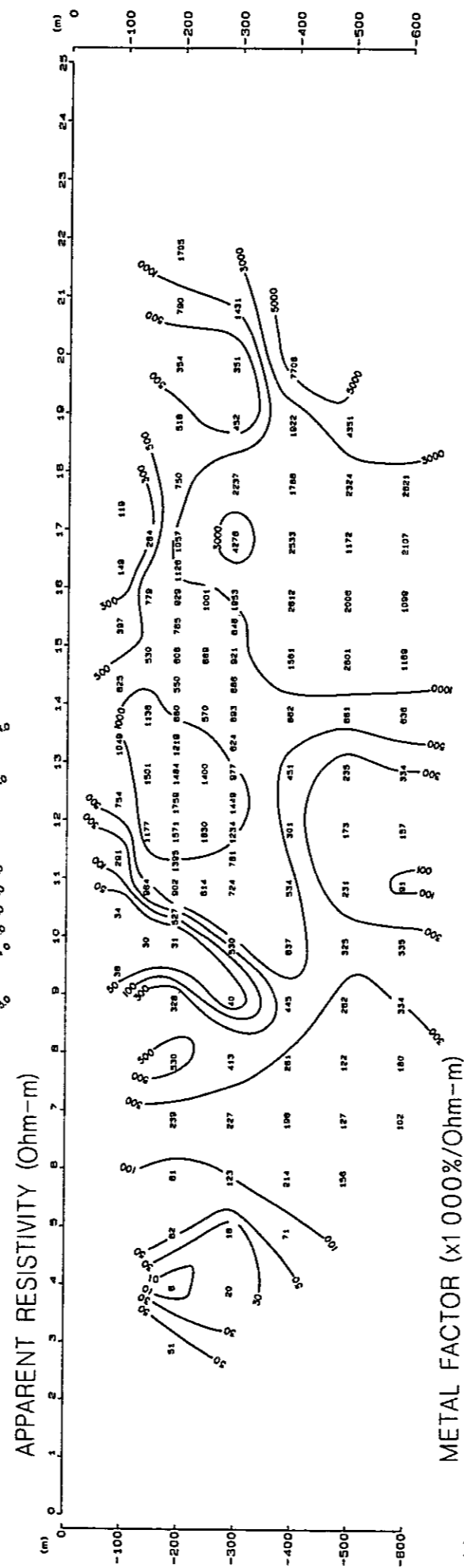
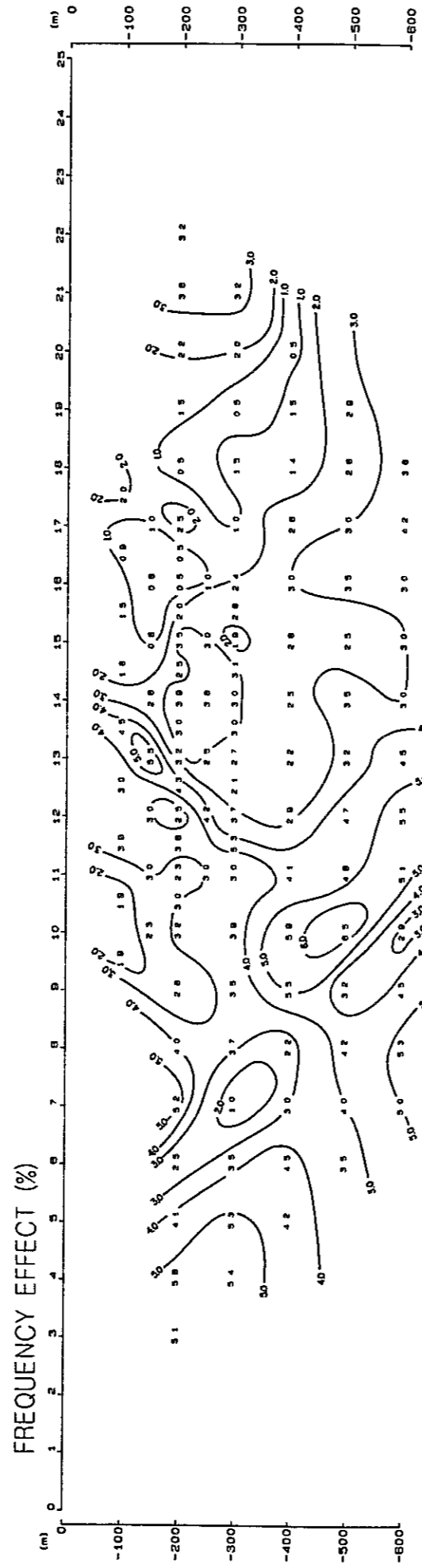
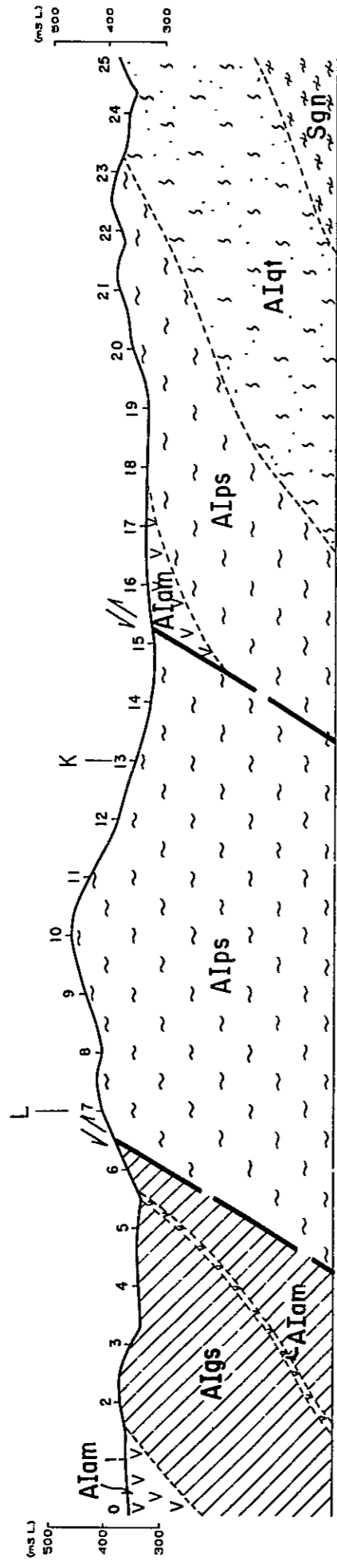


Fig II-3-6 IP Profile (Line B)

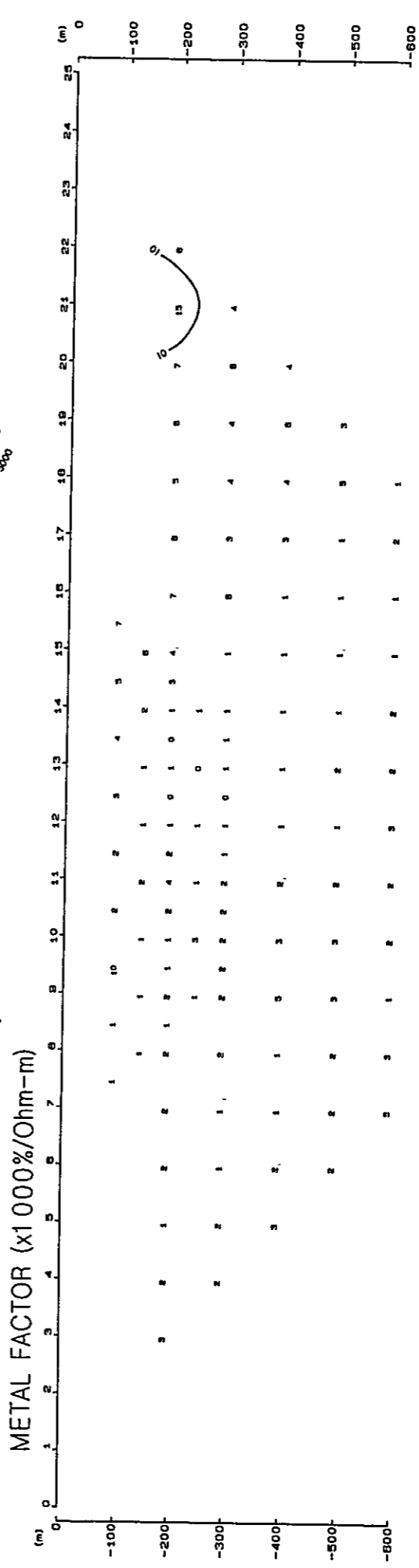
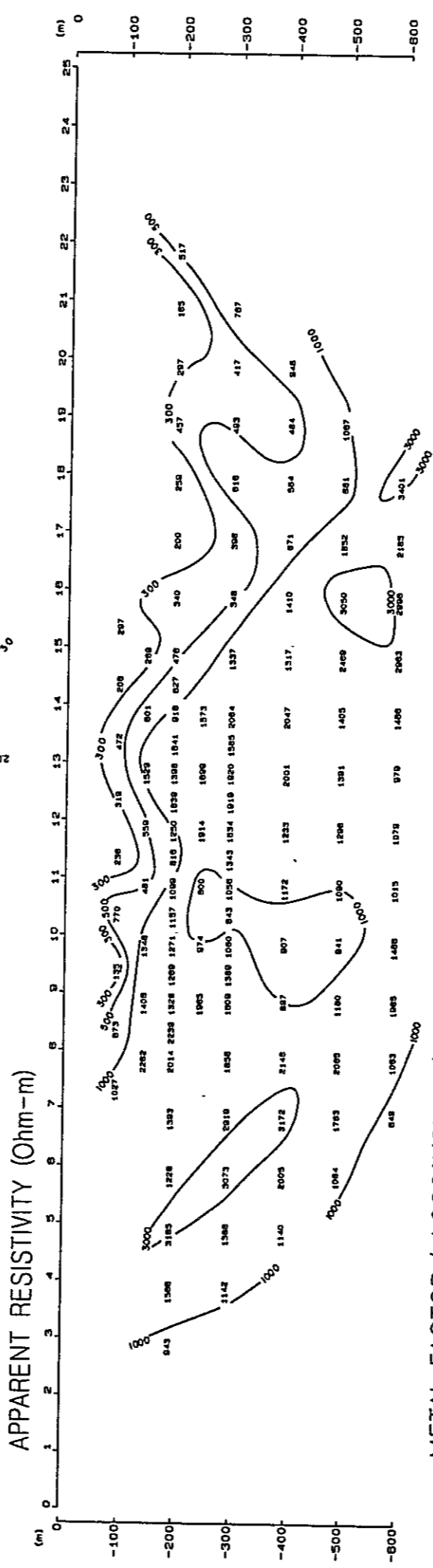
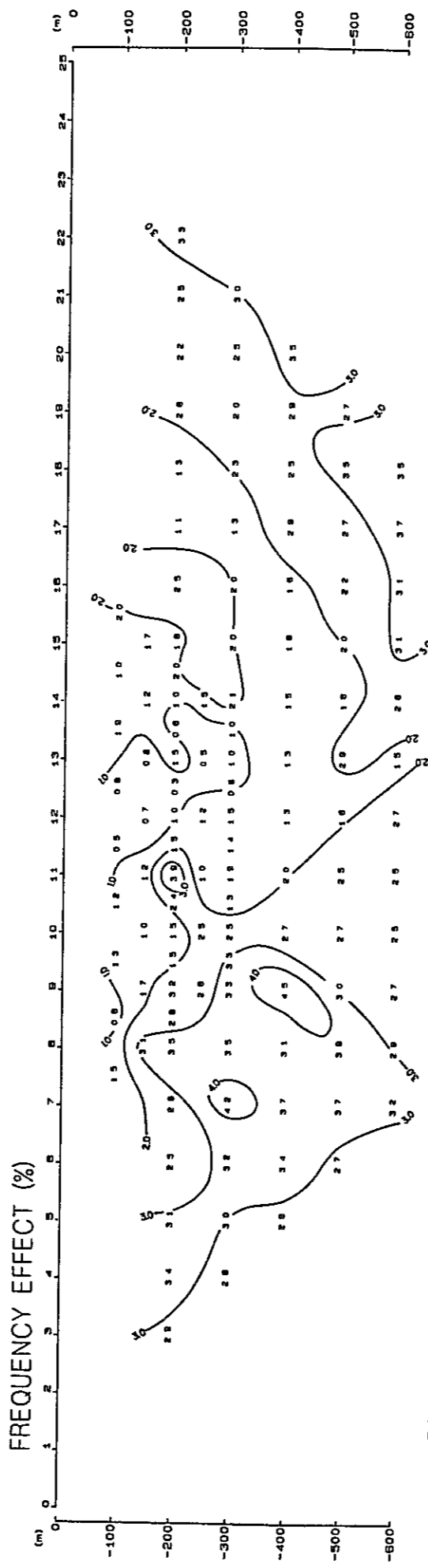
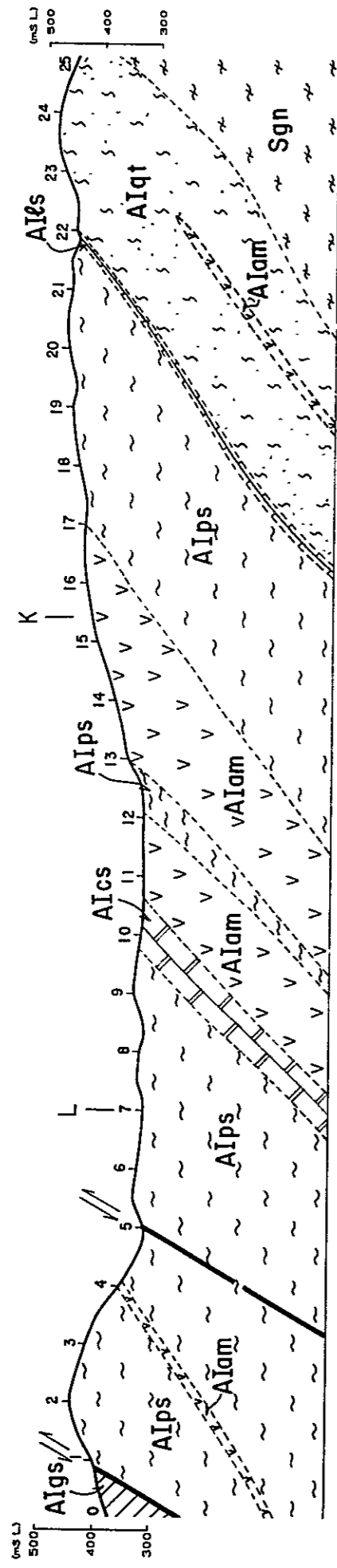


Fig II-3-7 IP Profile (Line C)

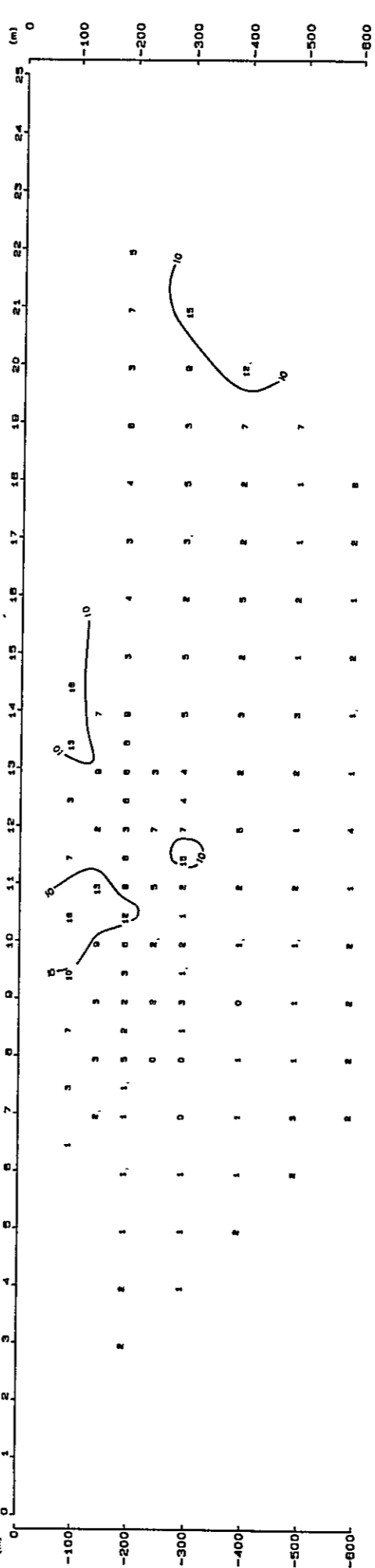
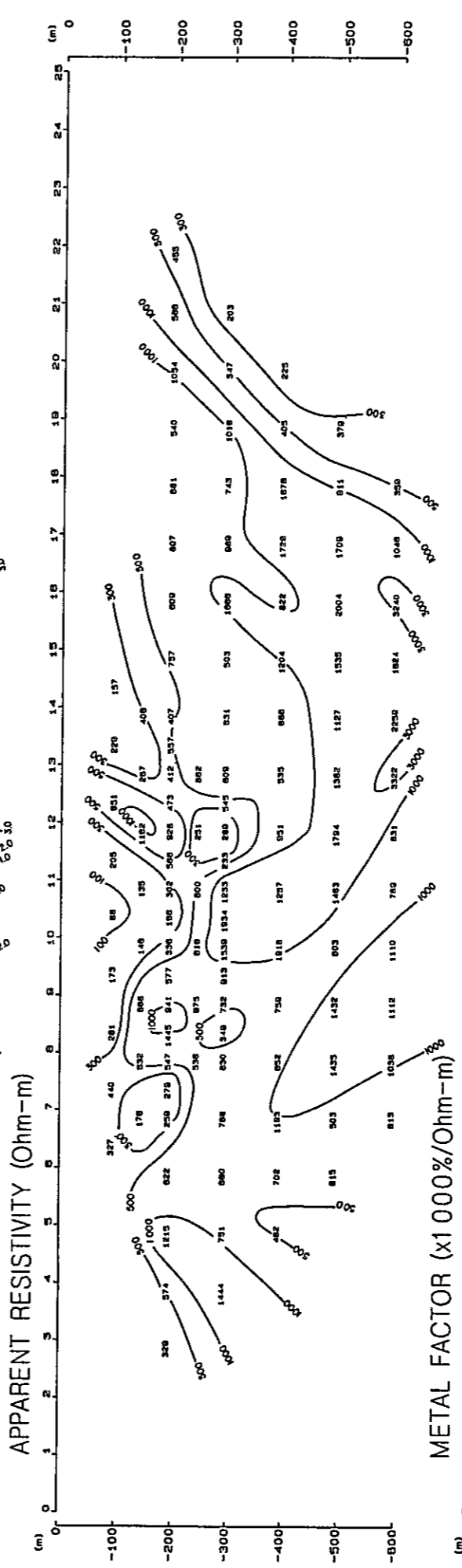
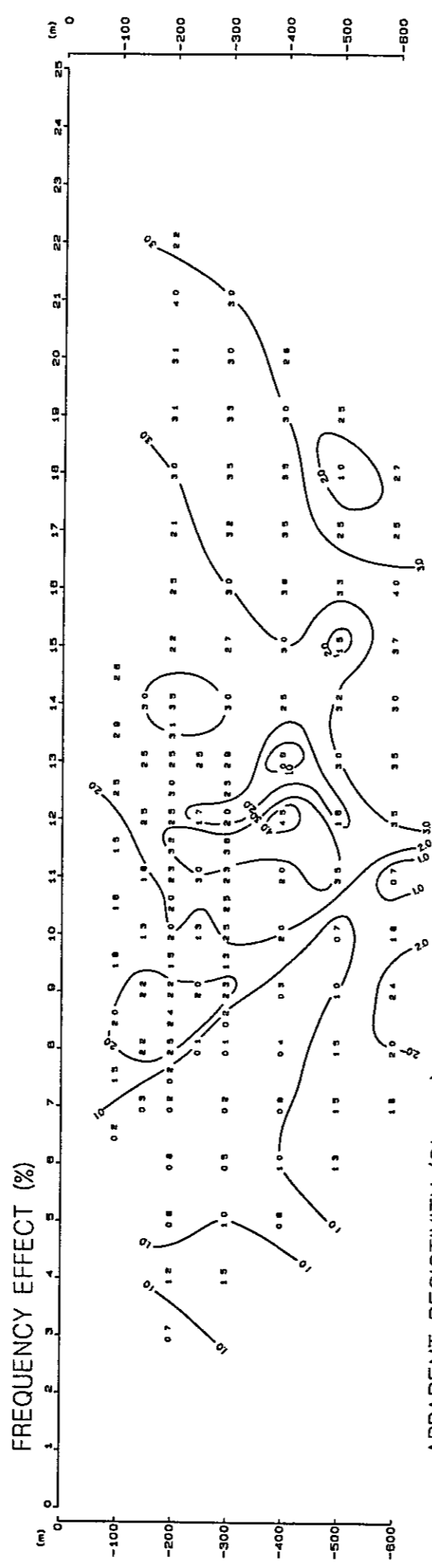
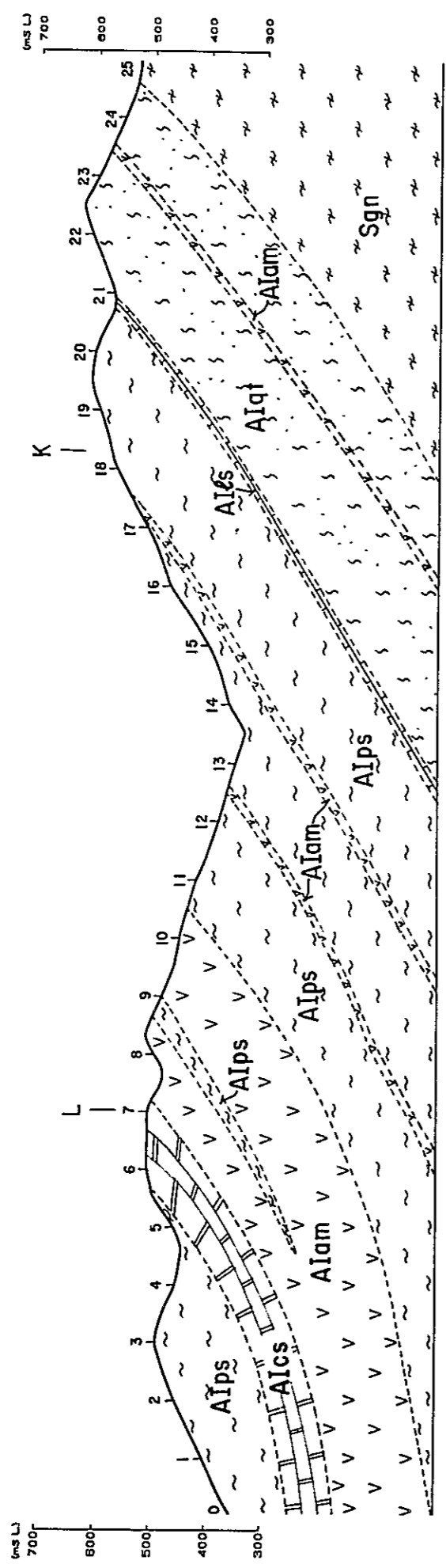


Fig II-3-8 IP Profile (Line D)

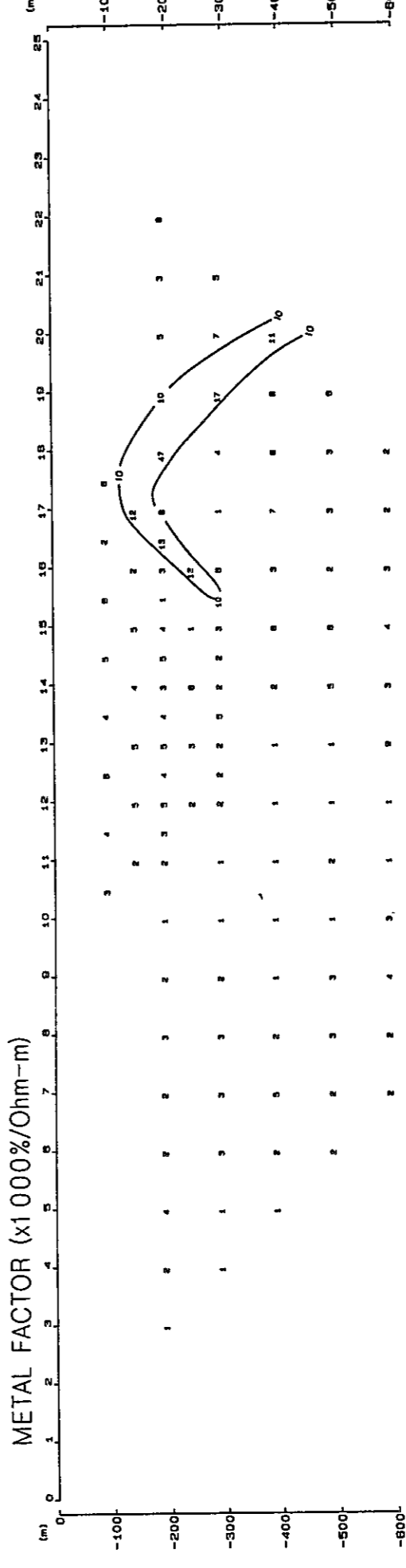
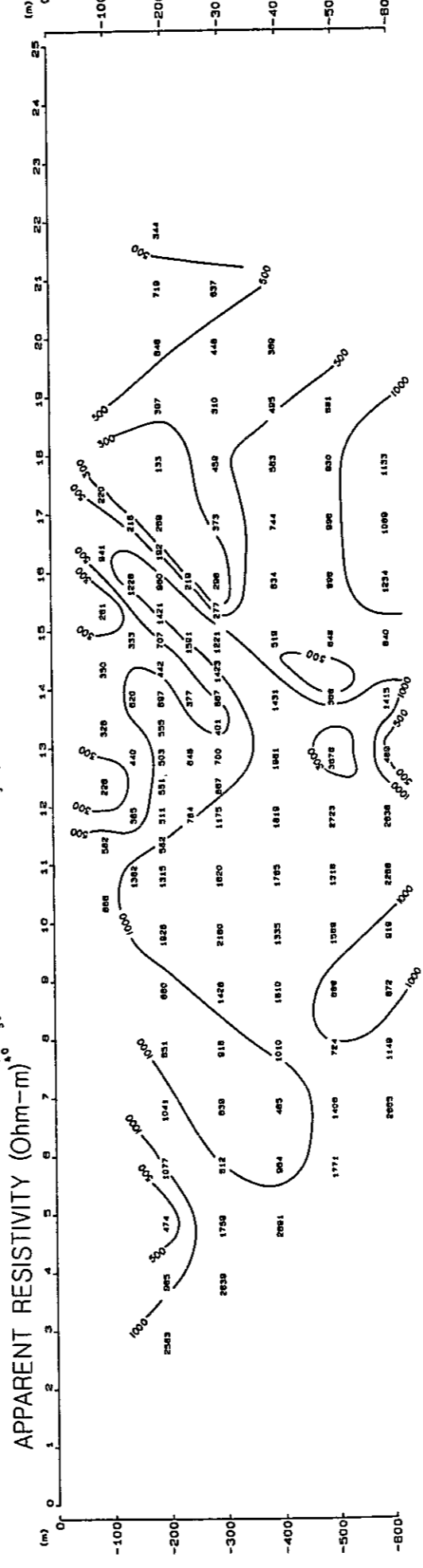
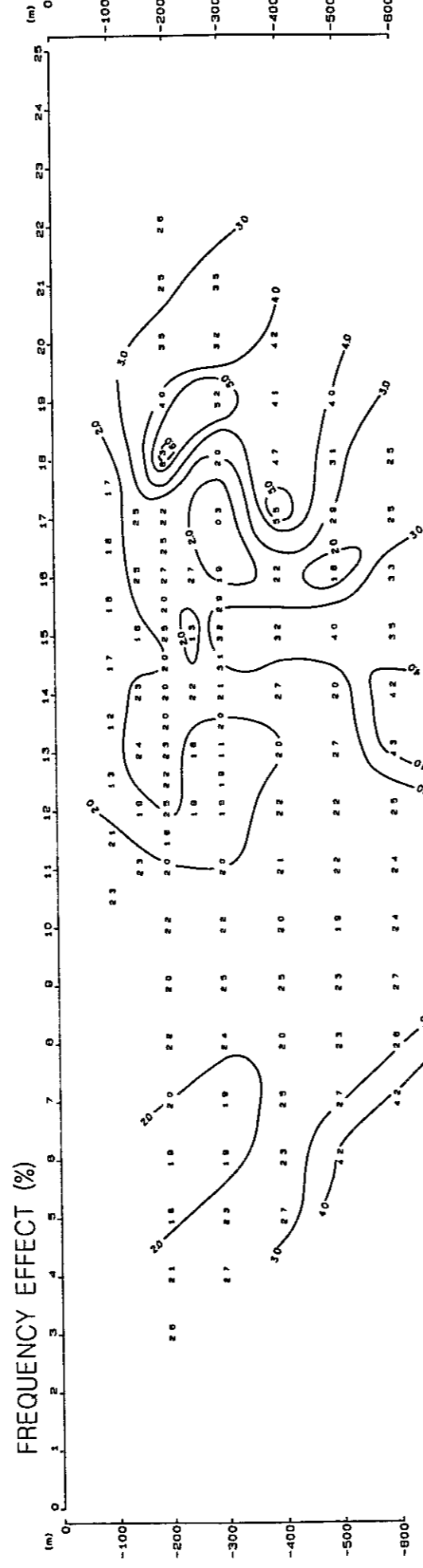
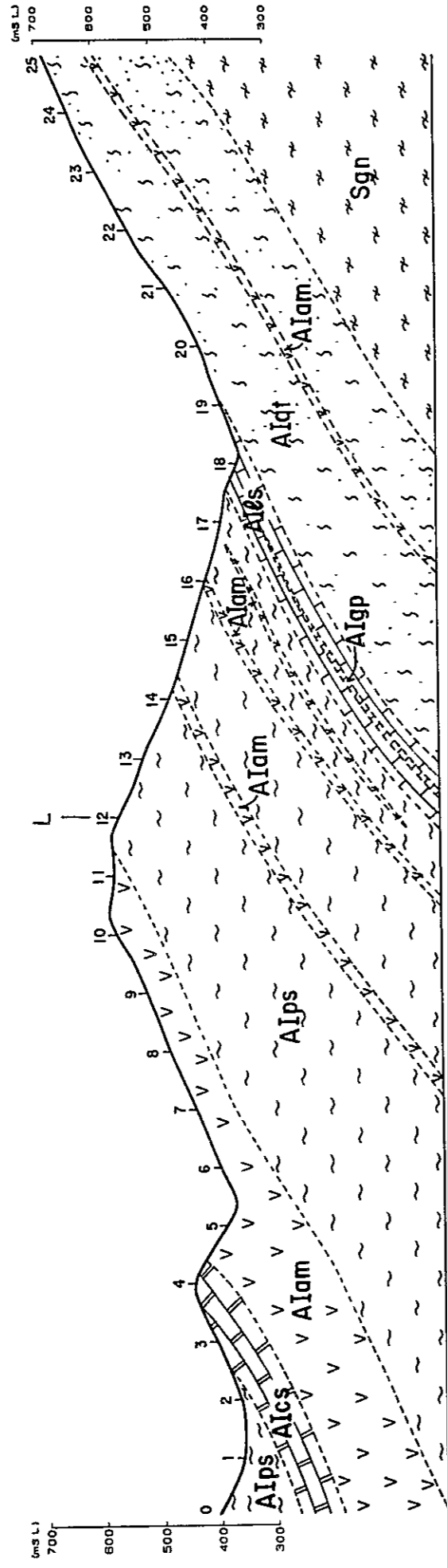


Fig II-3-9 IP Profile (Line E)



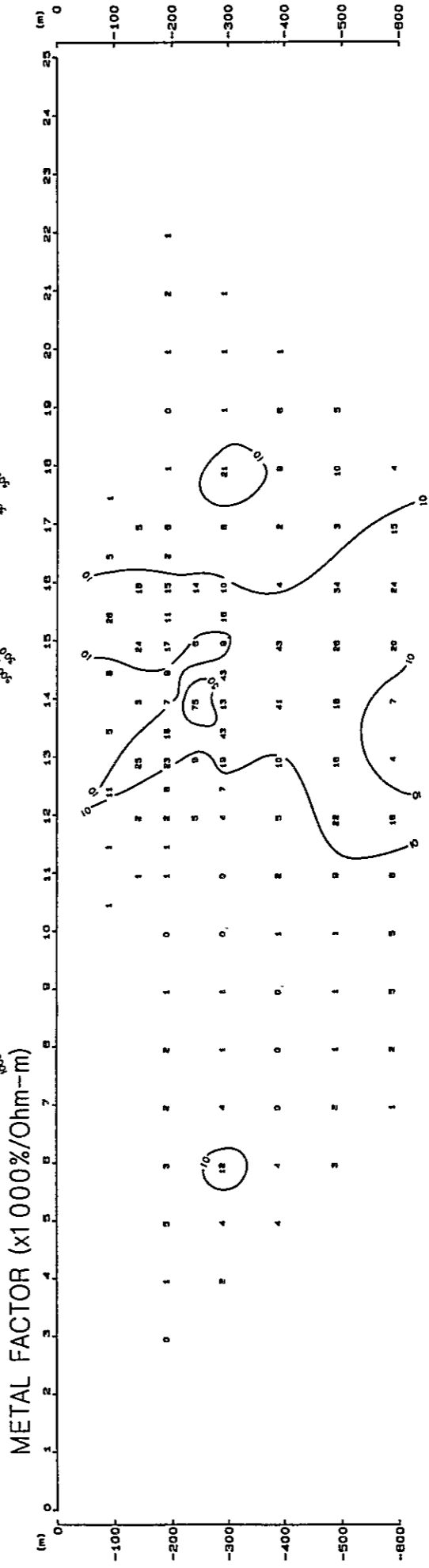
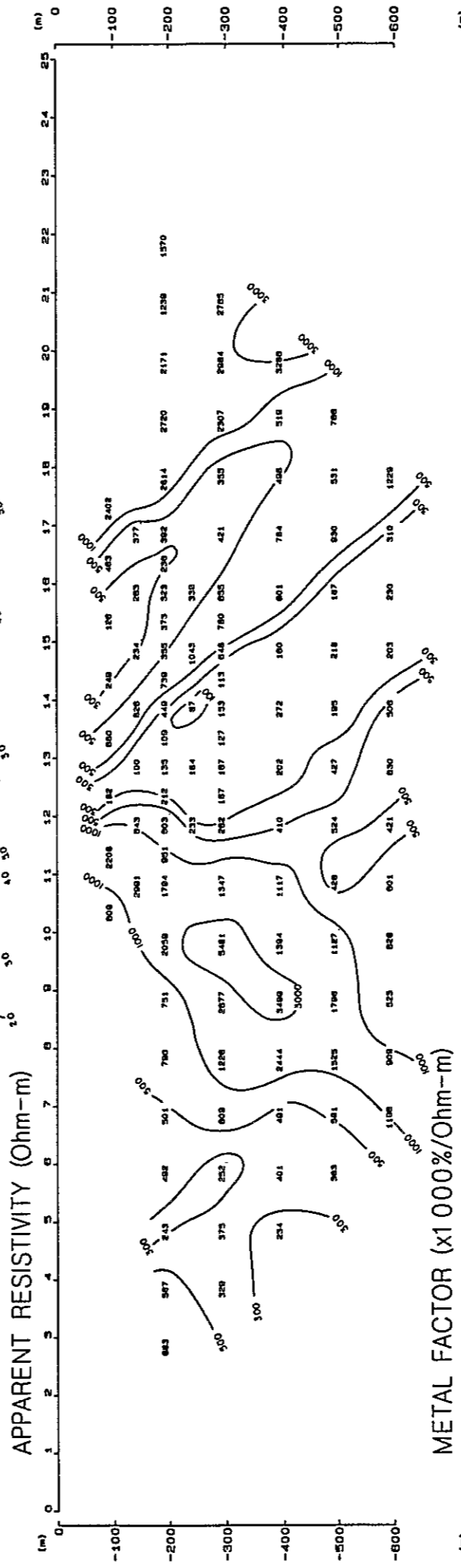
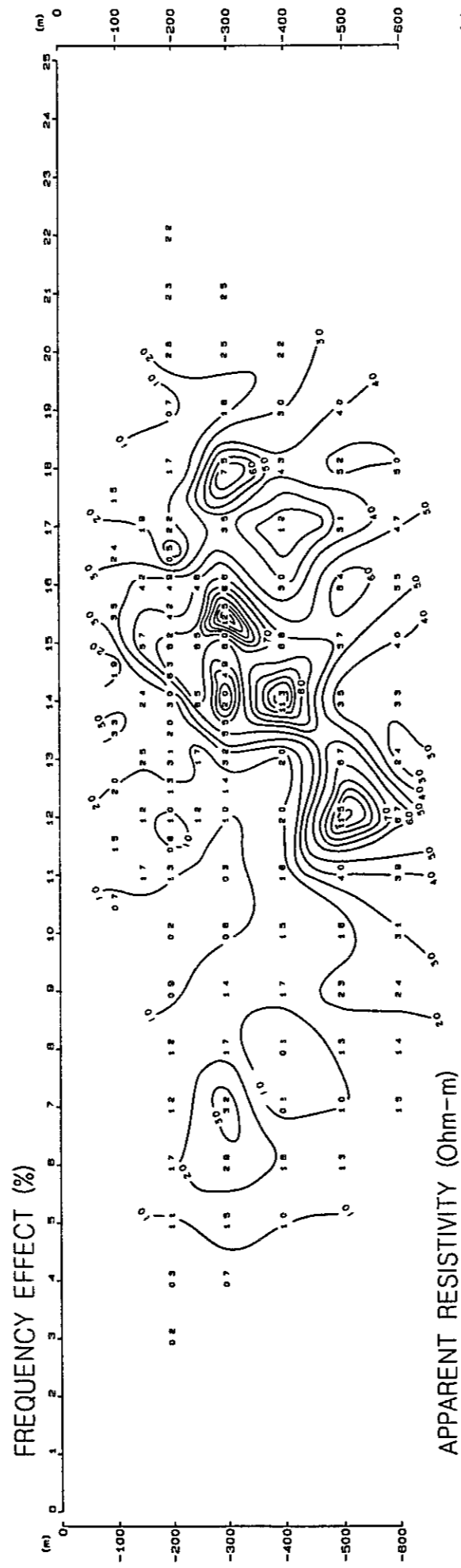
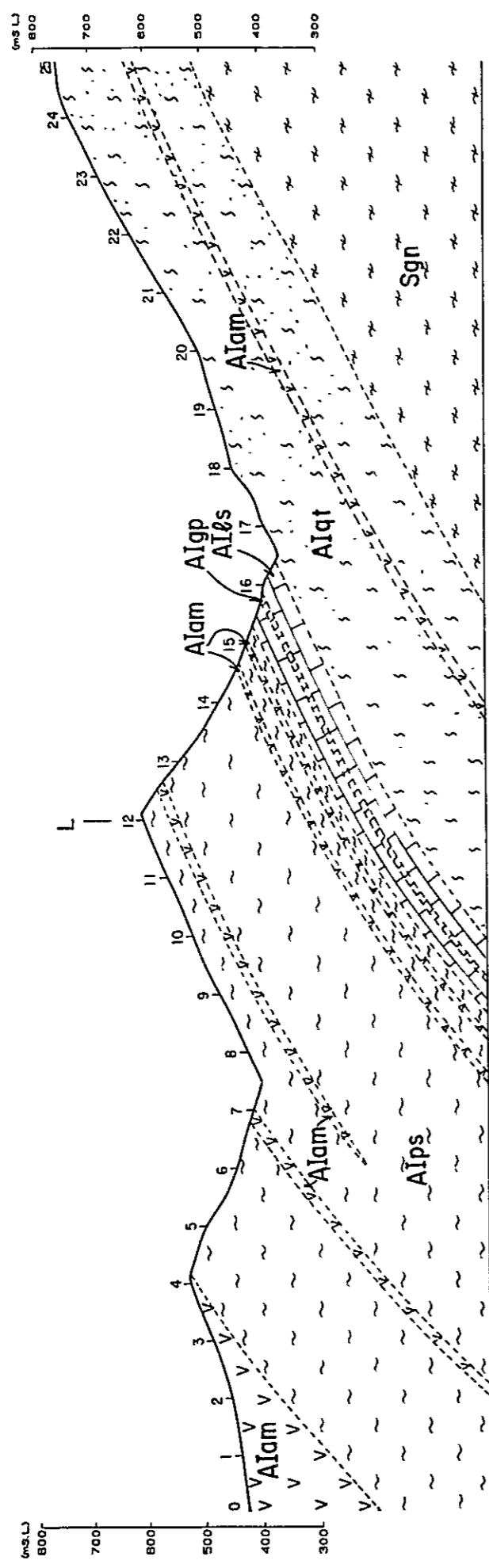


Fig II-3-10 IP Profile (Line F)

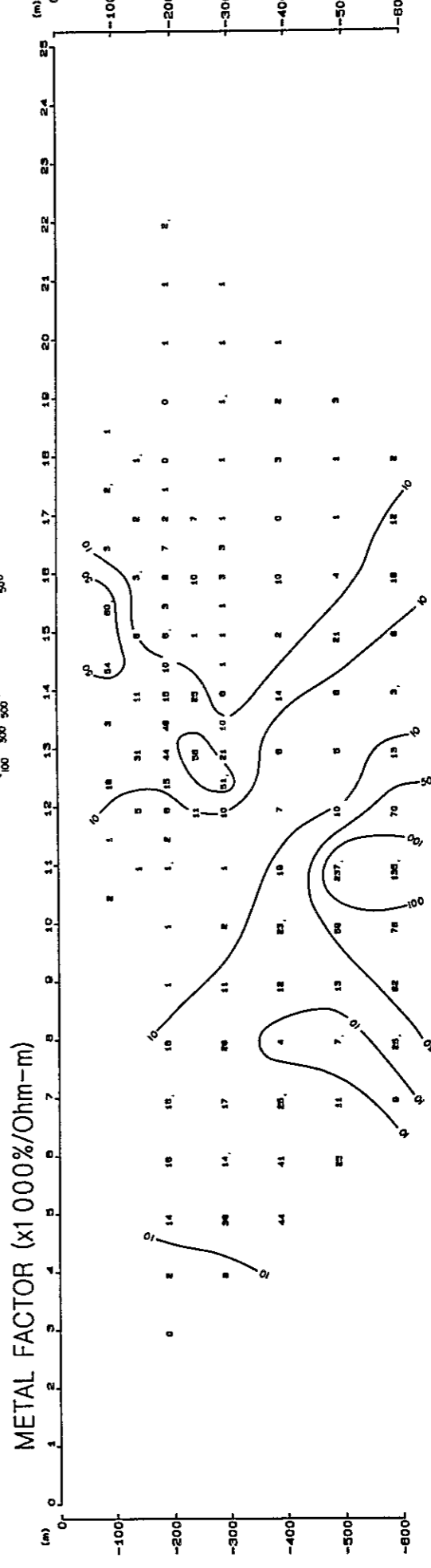
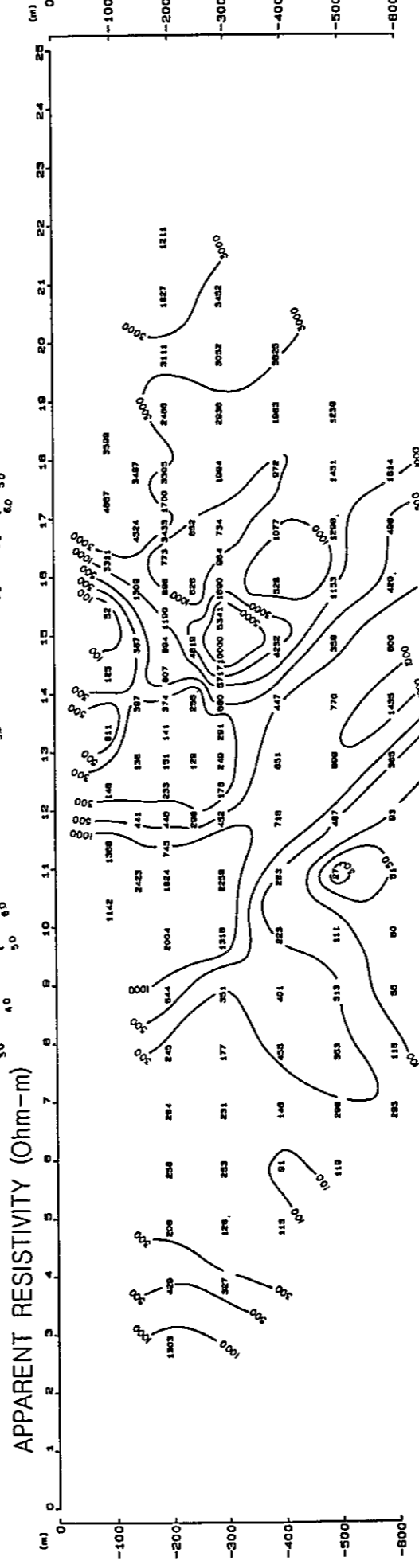
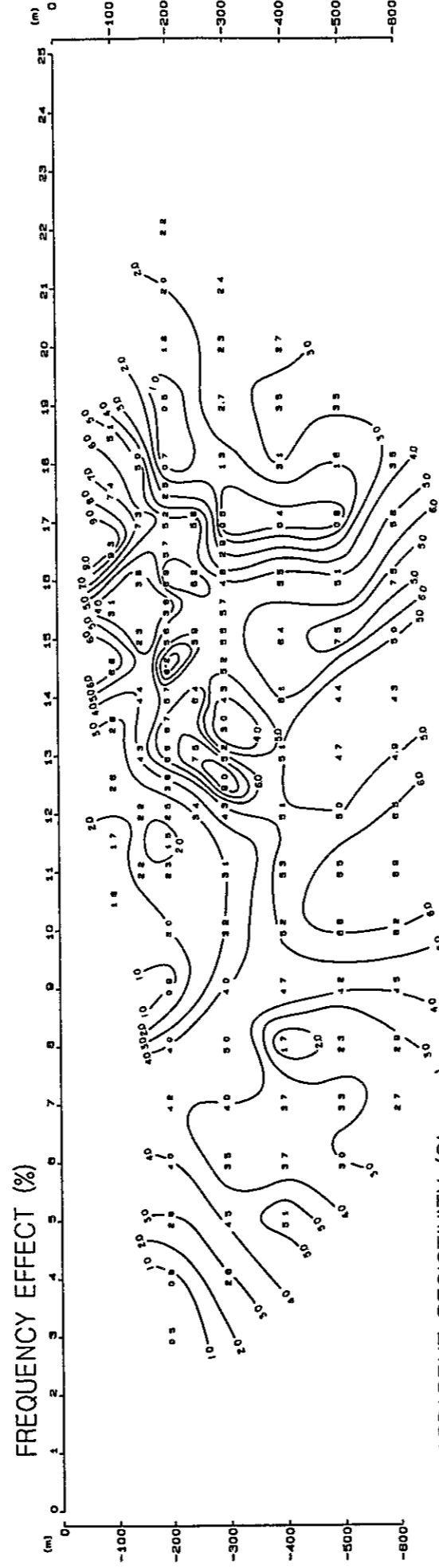
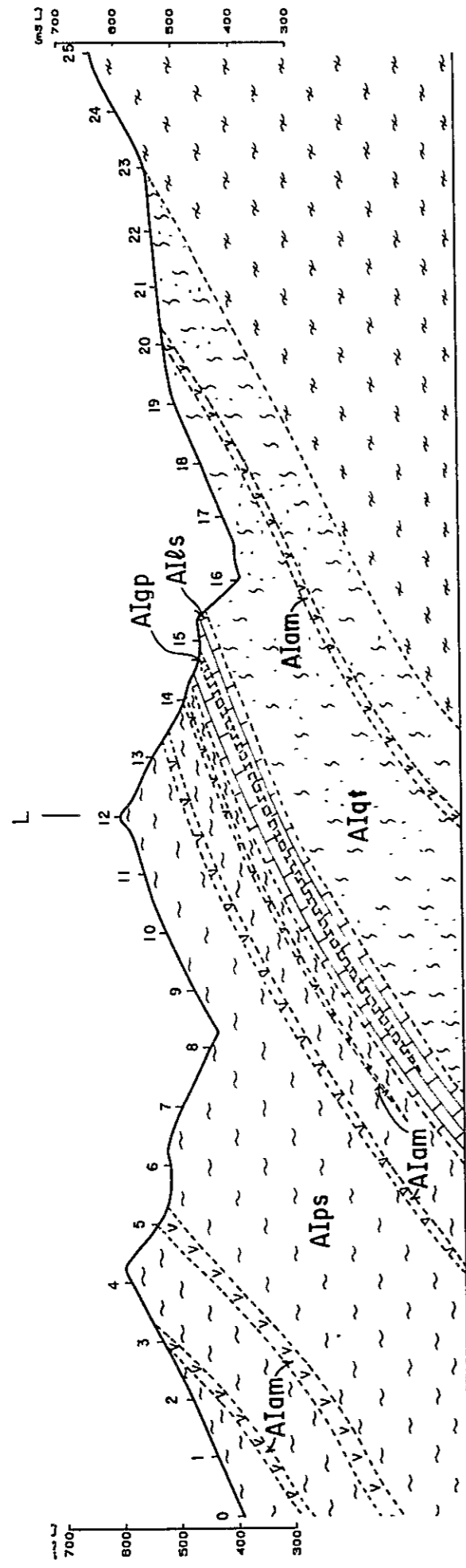


Fig II-3-11 IP Profile (Line G)

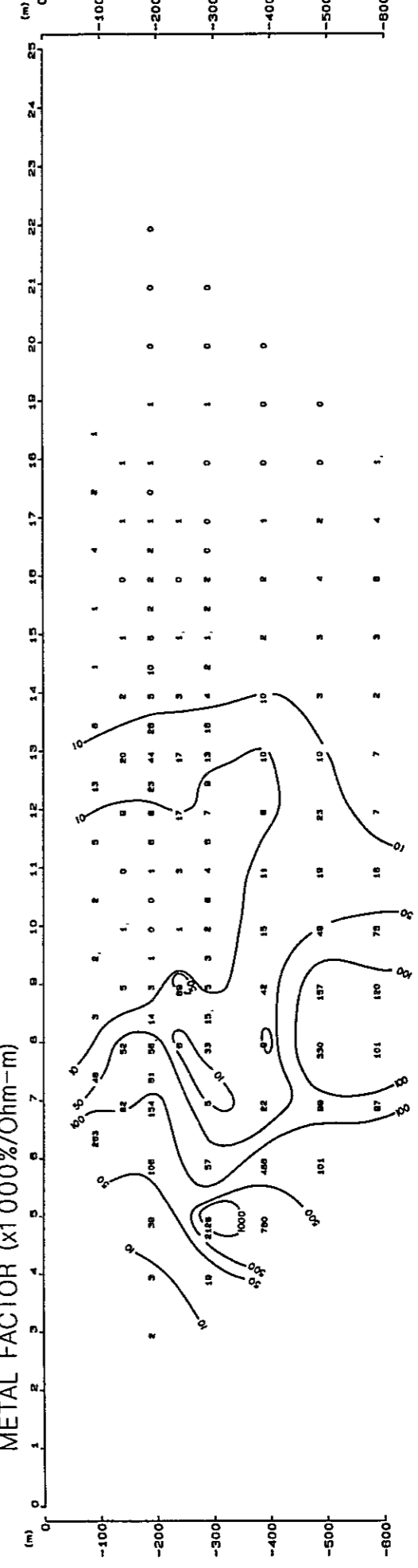
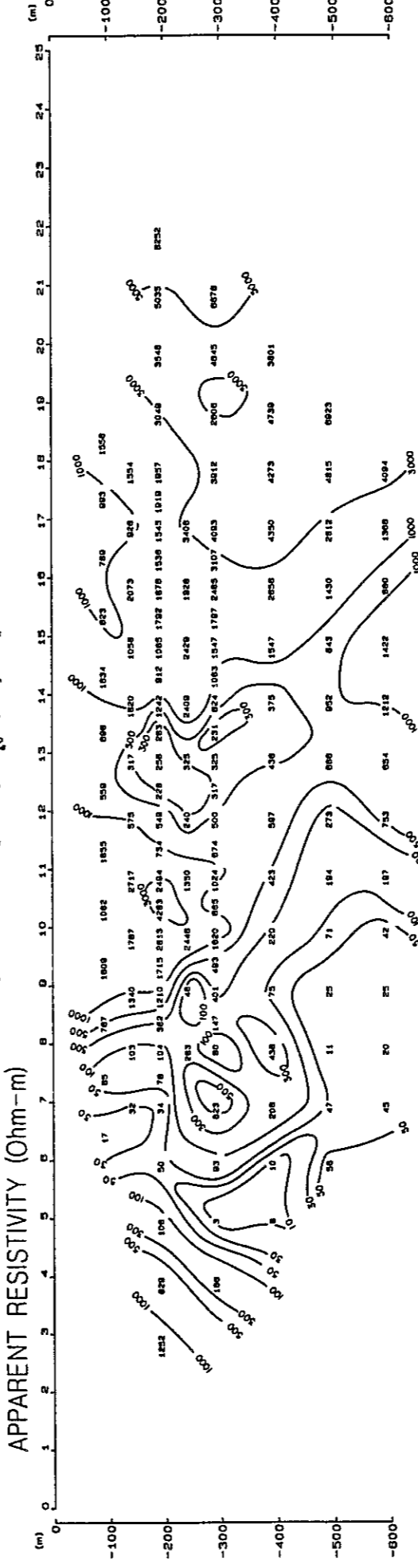
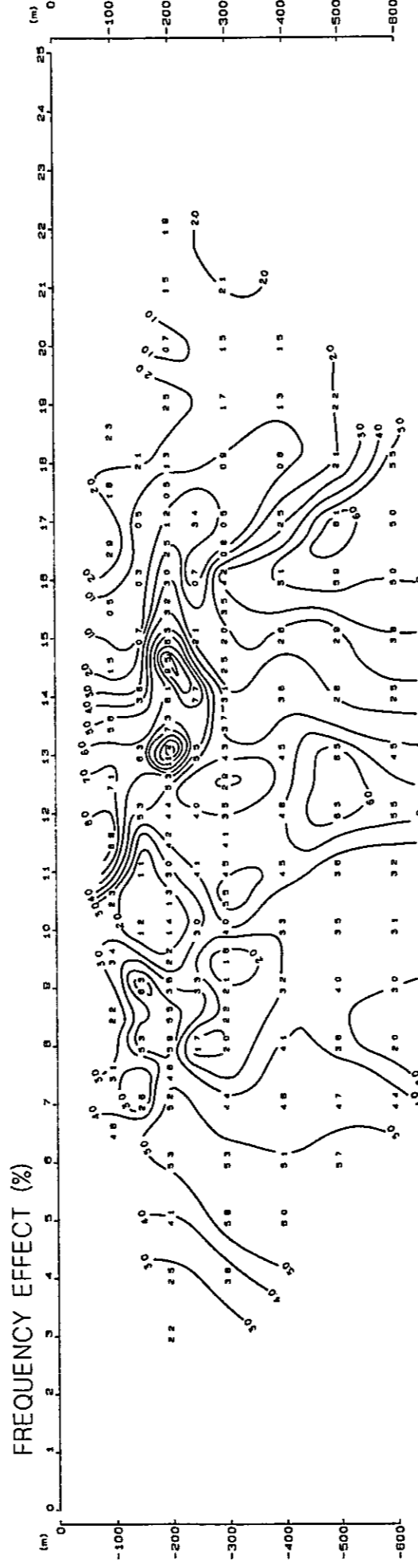
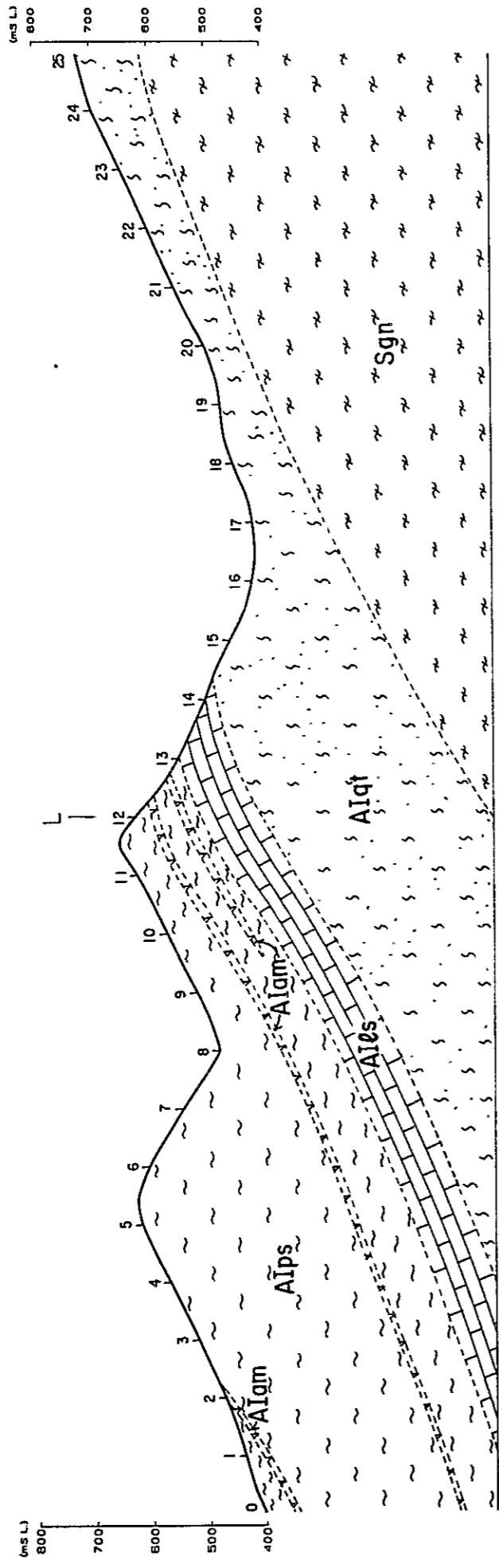


Fig II-3-12 IP Profile (Line H)

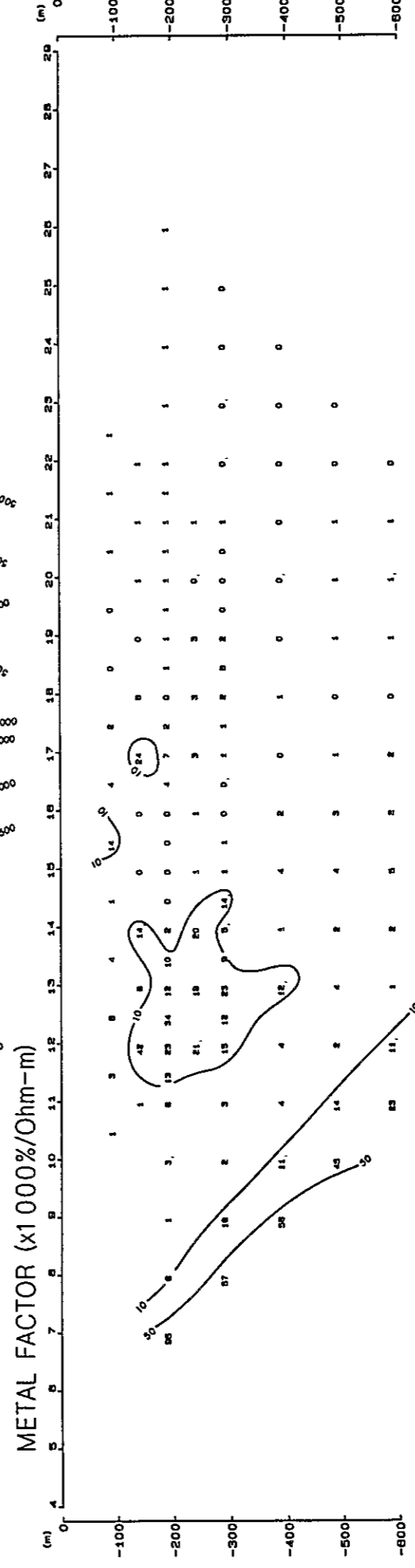
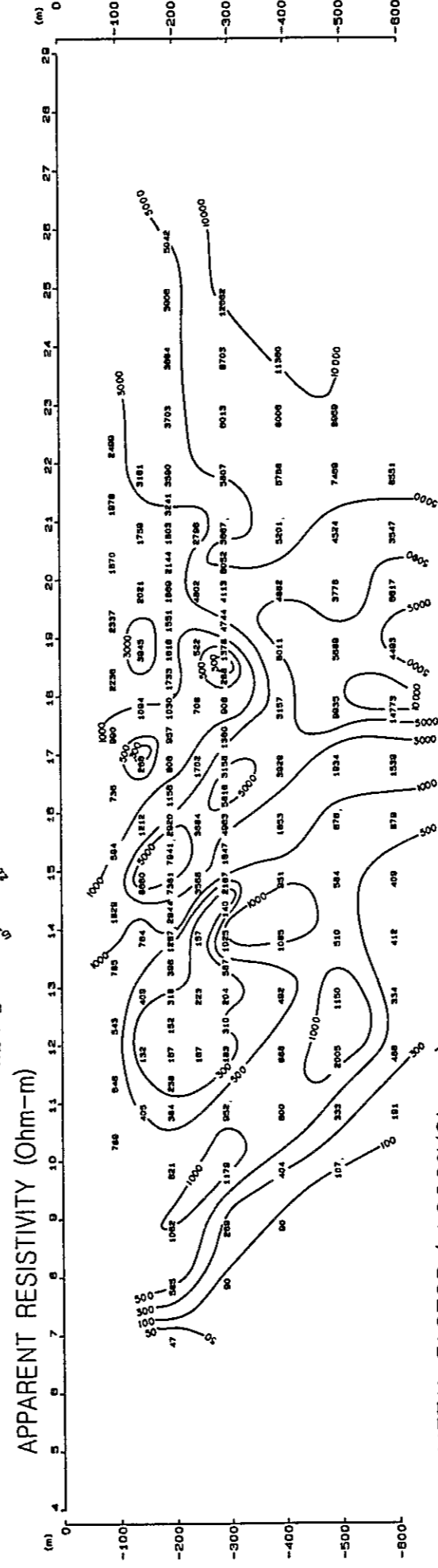
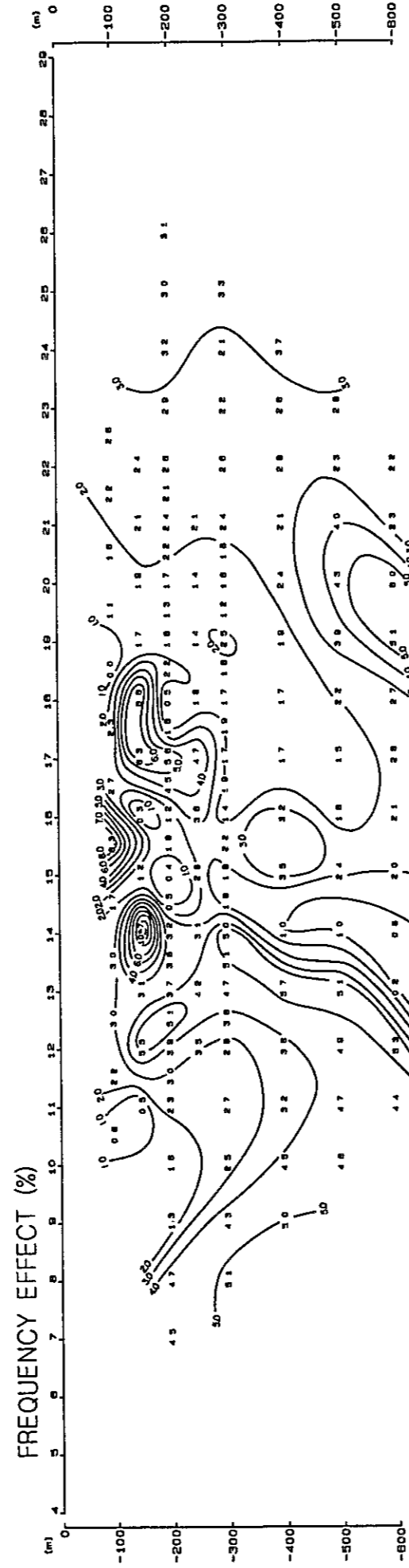
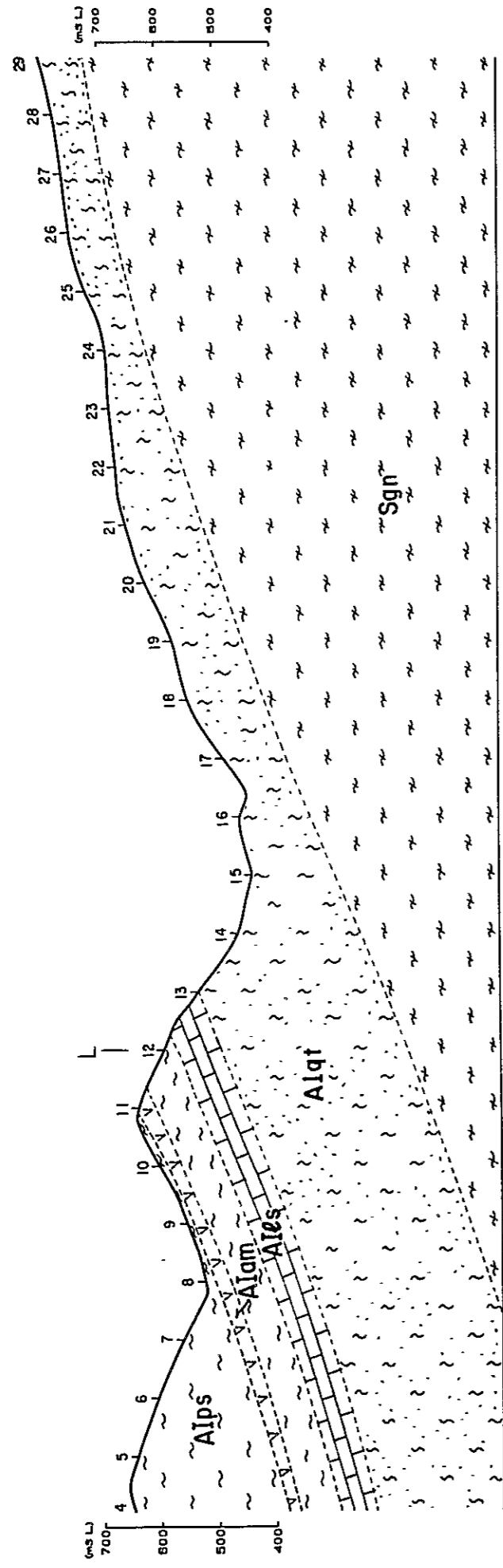


Fig II-3-13 IP Profile (Line I)

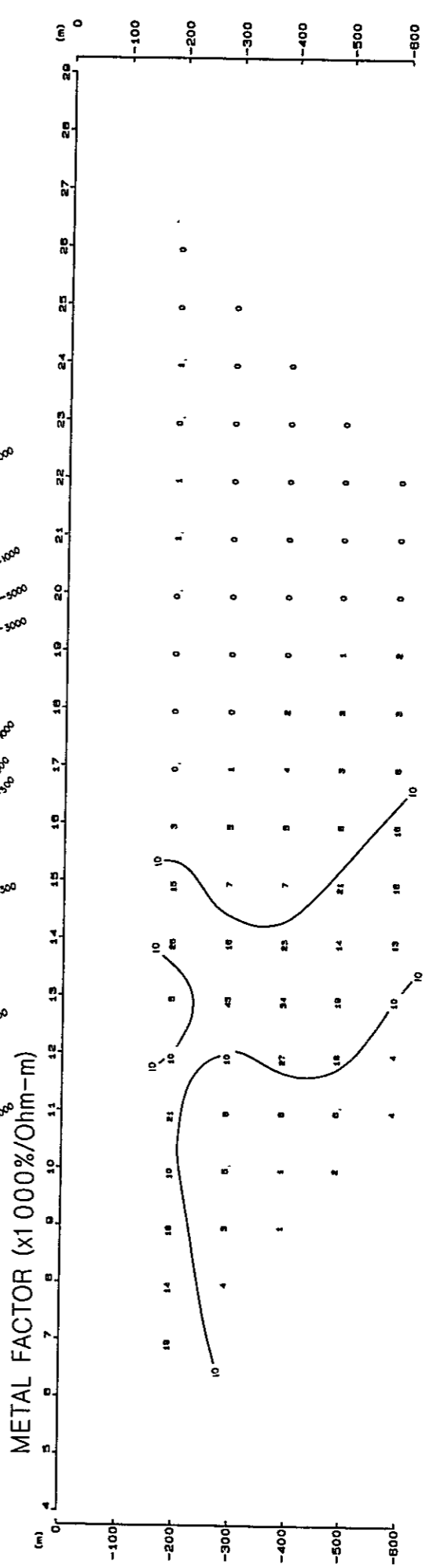
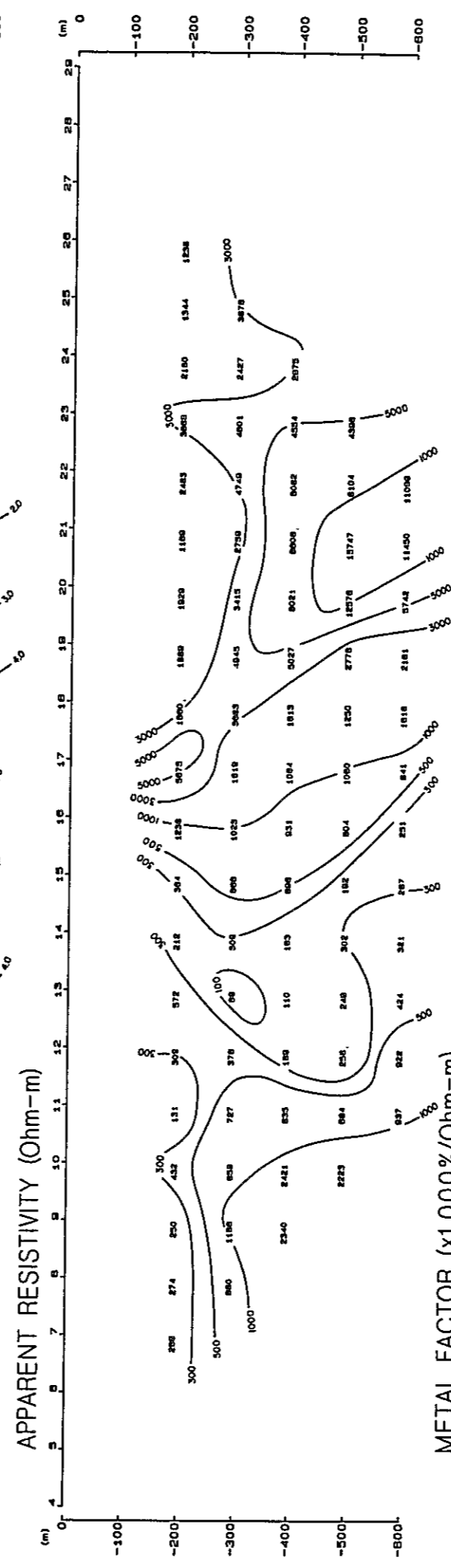
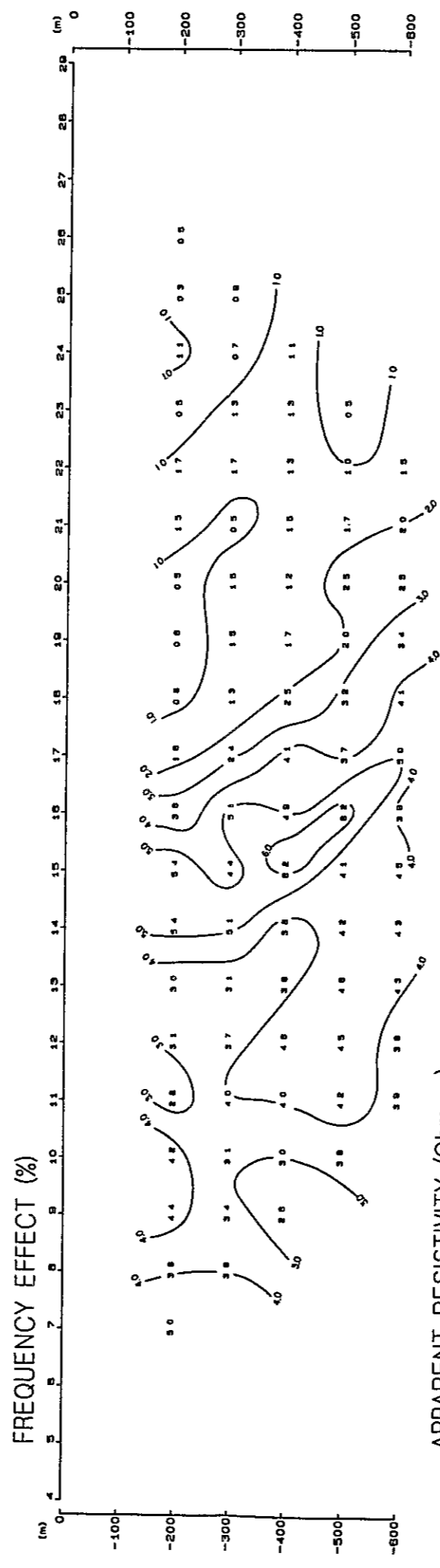
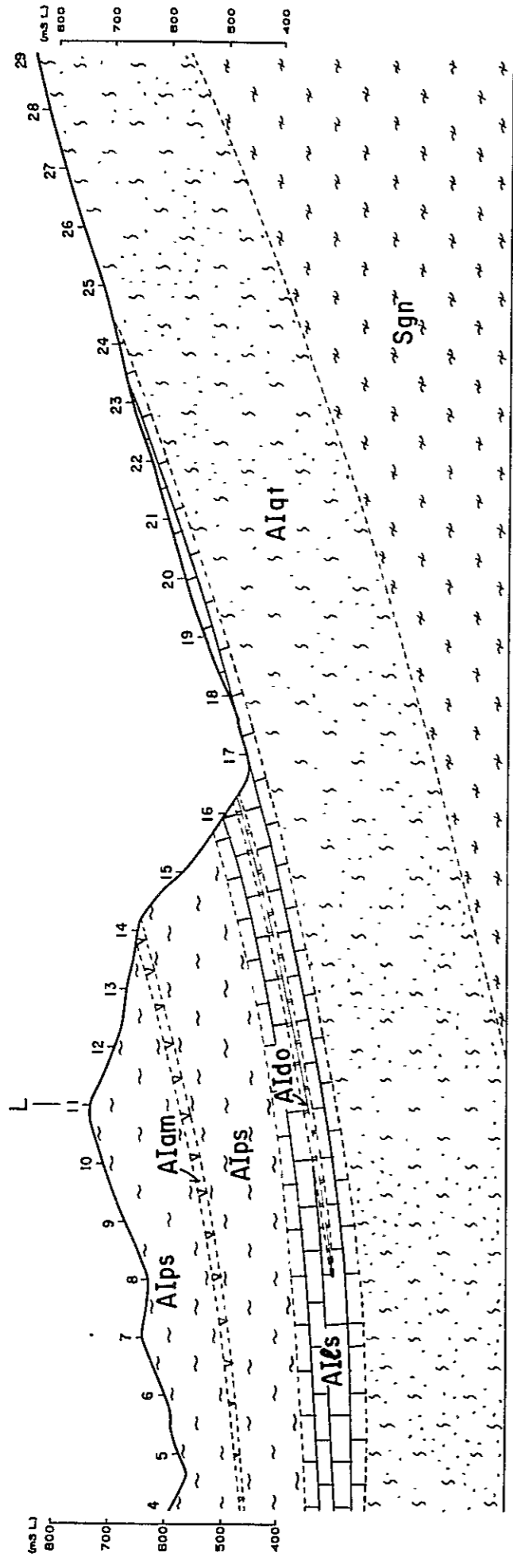


Fig II-3-14 IP Profile (Line J)

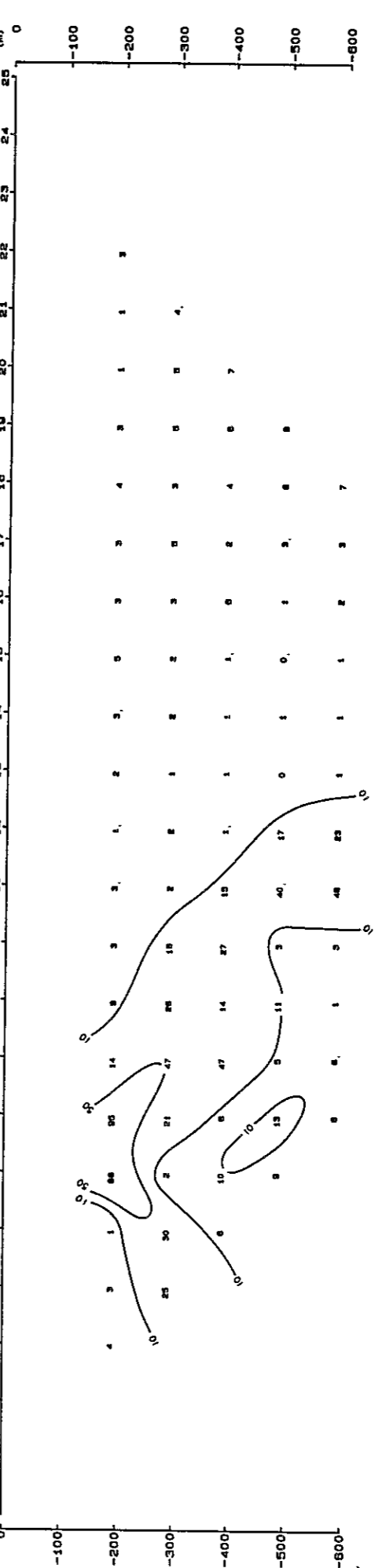
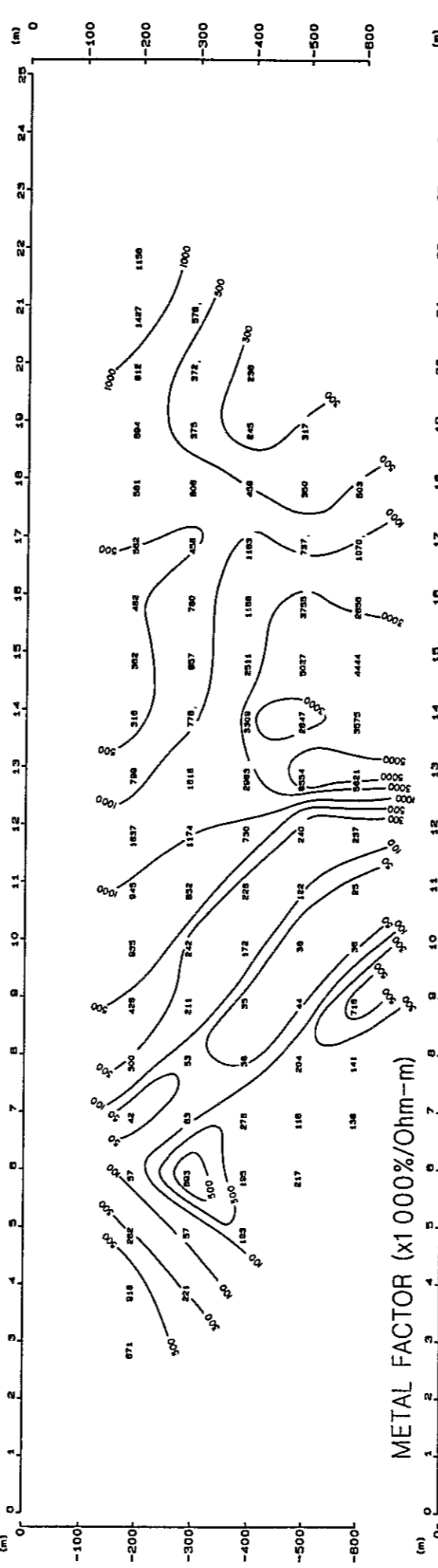
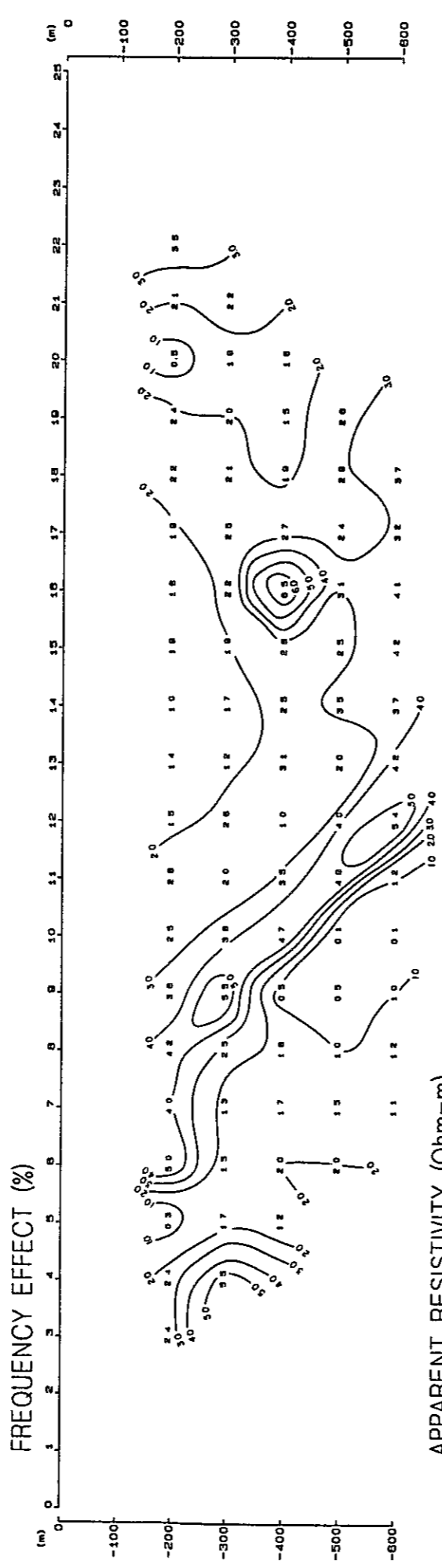
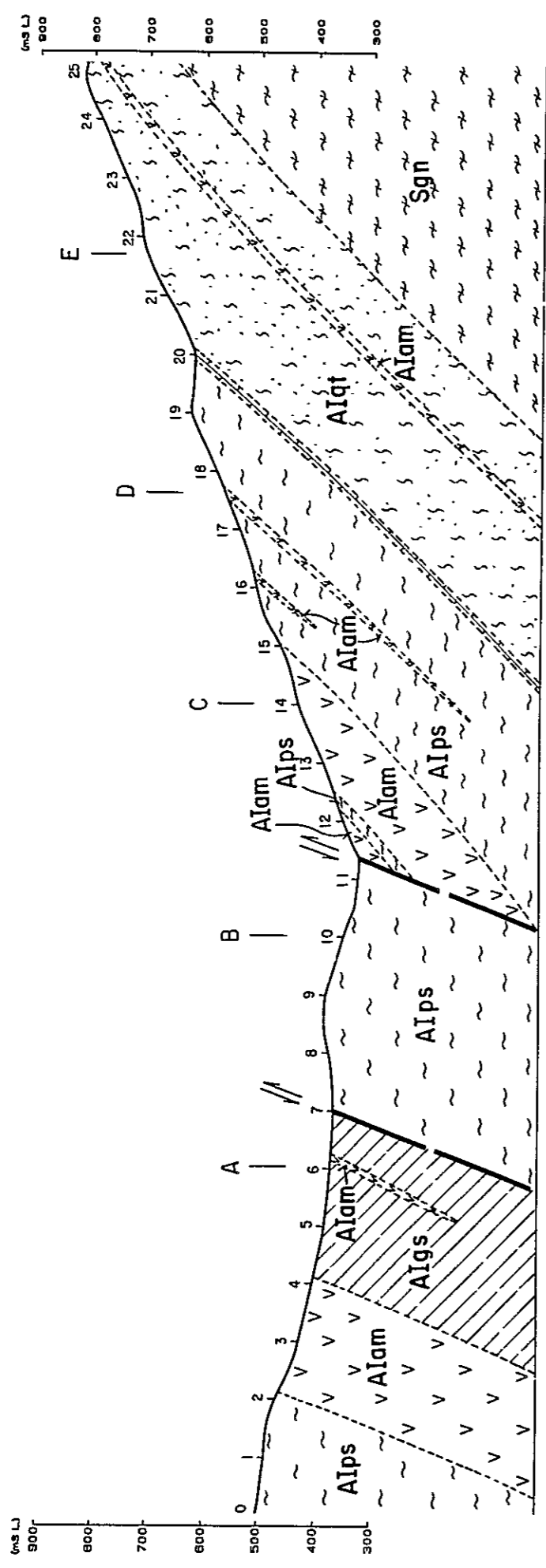


Fig II-3-15 IP Profile (Line K)

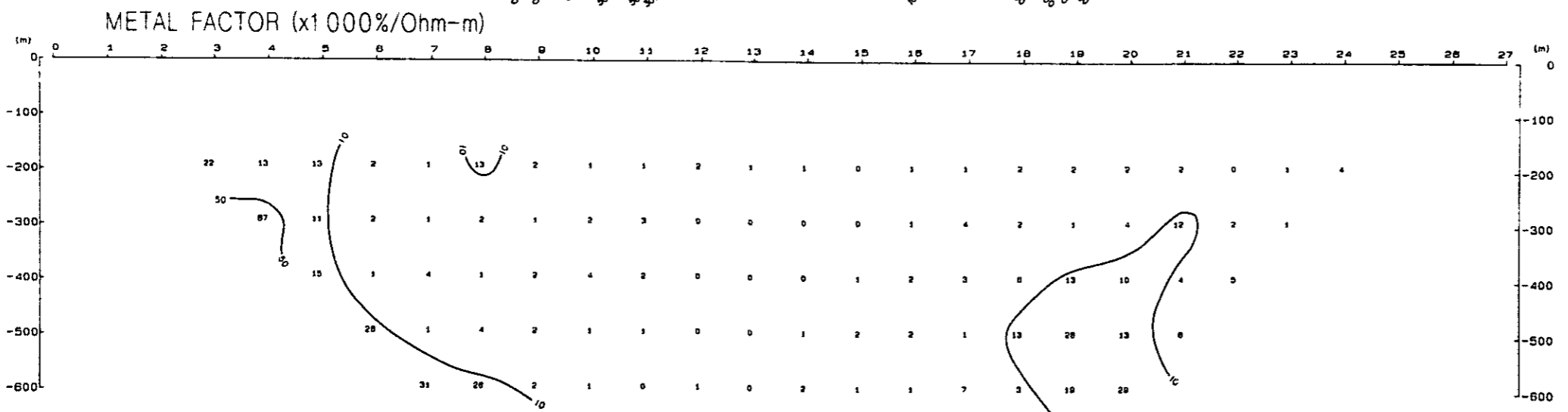
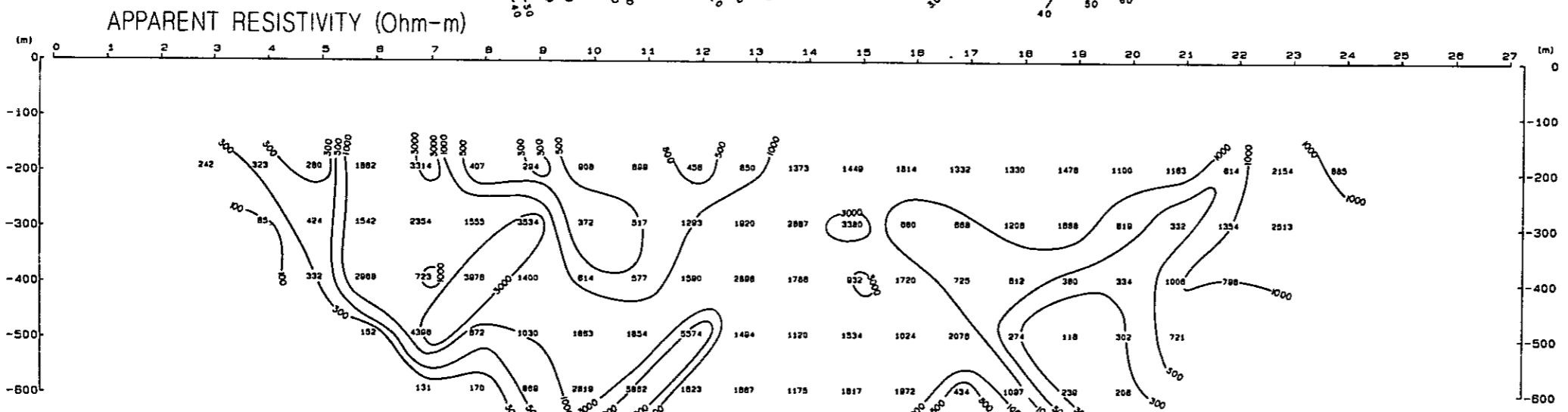
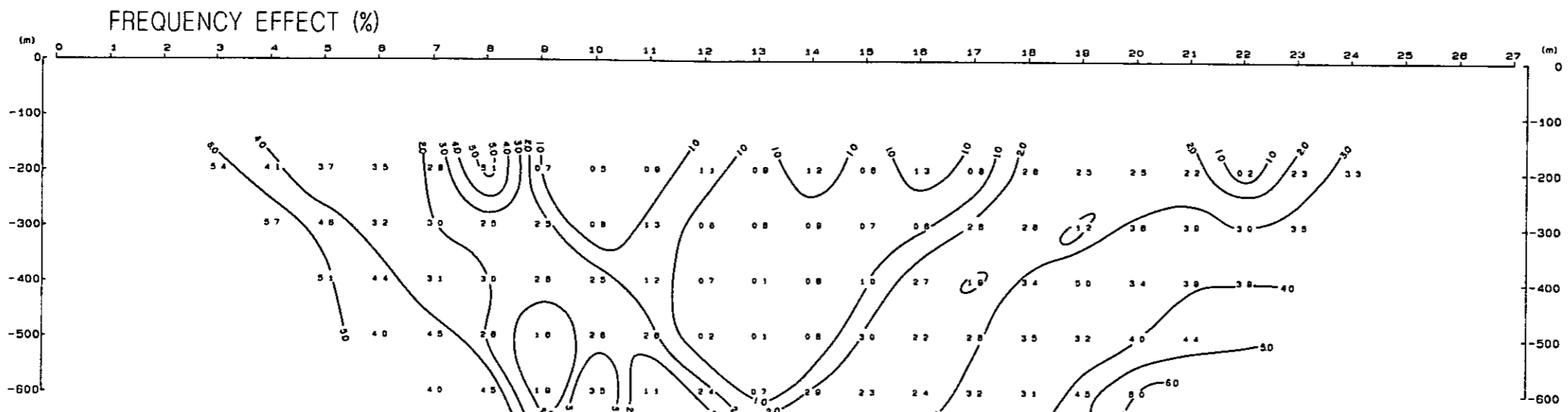
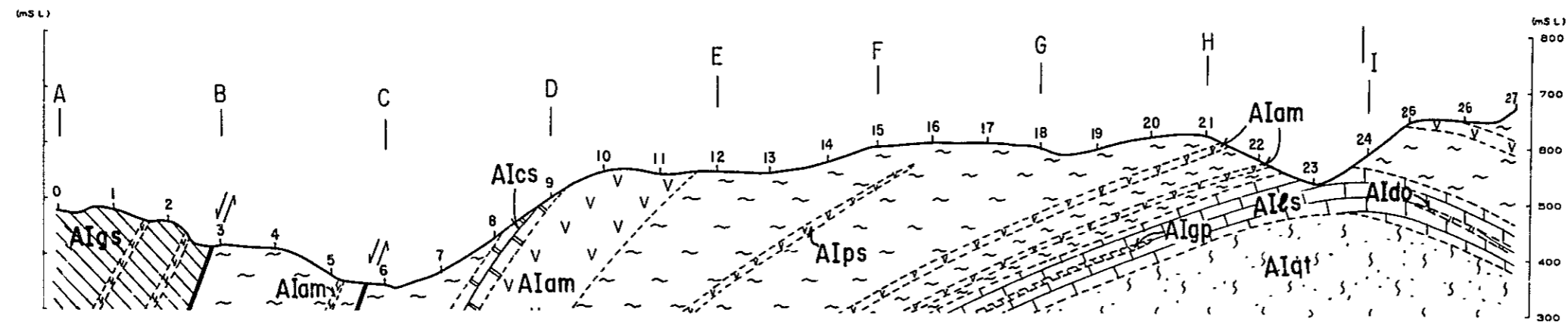


Fig II-3-16  
IP Profile (Line L)





### 3-3-2 平面解析

各測線のFE, 見掛比抵抗断面図より,  $n = 1, 3, 5$ の値をとり出し, それぞれ3種の平面図を作成した。これにより, 異常帯をもたらした鉍化帯, 鉍床の平面的広がりを捉え, それらの延長方向, 傾斜等を考察することができる。考察するにあたっては次の点を考慮し総合的に解釈した。

- 平面図は, 同一水準面での分布を表現しているものではなく, 地表からそれぞれ地下200m, 400m, 600mまでの情報を表わしている。
- 測点表示位置は, あくまでも便宜的なものであり, 表示点にかならずしも異常源が存在するものではない。

#### (1) FE

下記の3つのFE異常帯が検出された。

- I) 調査地区北方の異常帯。
- II) 測線B, C, DのNo 20以東および調査地域中央部の異常帯。
- III) 調査地区南西部, 測線G, H, I, Jの西側の異常帯。

これらの異常帯をA, B, C異常帯と仮称し, 以下これらについて説明する。

#### ○ A 異常帯

この異常帯は, 深部に向うほど異常が強くなり, その範囲も広い。深部に広く異常源が分布していると思われる。

$n = 1$ では, FE値はそれほど強くないが, 帯状に分布している。 $n = 3$ では測線Lに異常が検出されず, 異常帯が2つに分離されているが 異常値は強く, 北方へ分布する傾向が認められる。しかし,  $n = 5$ で, 再び異常帯は一つになり広範囲に分布している。

この異常帯は, 浅部でNE-SWに分布し, 深部で北方へ分布する傾向があることから, 異常源は北傾斜で深部に広く存在しているものと推定される。

#### ○ B 異常帯

$n = 1$ で測線B, C, DのNo 20以東に検出された異常帯は, 測線Lの東側に沿って南北に分布している異常帯と深部で連続し, 大きな異常帯を形成している。

この異常帯は浅部( $n = 1$ )と比較して深部( $n = 5$ )程南北への分布傾向が顕著である。

一方, 測線Lにそって測線Lの東側に検出された異常帯は, 地表付近より深部まで強いFE異常を示している。

この異常帯の中心である5%以上の異常は,  $n = 1$ においては測線E付近より南方へ延びており, 測線G付近では最も広く, レンズ状に分布している。 $n = 3$ では,



測線 F より北東で点在して認められるのみで、Perau 鉱山周辺より南では南方向と南東方向に分離している。n = 5 では完全に分離されている。

この異常帯は 2 個の異常源によるものと推定される。即ち、測線 B, C, D の  $\rho_{20}$  付近深部から、南へ向かって F E が強くなり、かつその分布範囲を拡大し、測線 F, G, H 付近で最大の分布範囲を示し、さらに南東方向へ延びている異常源と、測線 D の地表付近から南方へ向かって徐々に深くなっていくものと考えられる。

#### ○ C 異常帯

この異常帯は、地表より深部まで認められ、深部ほど異常が強くなり、南西に広がる傾向があり、B 異常帯と連続している。

n = 1 ではそれ程顕著な異常帯ではないが、n = 3 の測線 H 以東では高 F E 異常帯として広範囲に認められる。しかし、n = 5 では認められない。

この異常を誘起した異常源は、西傾斜で分布し、南西に向うに従い徐々に浅くなるものと考えられる。

#### (2) 見掛比抵抗

n = 1, 3 および 5 の各平面図ともに比抵抗分布は類似している。

500  $\Omega m$  以下の低抵抗帯は、(a) 調査地域の北部、(b) E ~ J の西側、さらに (c) 調査地区中部に検出されている。

一方、1,000  $\Omega m$  以上の高比抵抗分布域としては、(d) 調査地域やや北方より南西方向に測線 L に沿って南方へ延びる地域、および (e) 調査地域南東部が挙げられる。

(a) この低比抵抗帯 (500  $\Omega m$  以下) は、NE-SW 方向に分布し、F E 異常帯と類似の形状で分布している。その分布は、深部へ向うほど北傾斜を示し、更に北方へ延びているものと推定される。

(b) この低比抵抗帯 (500  $\Omega m$  以下) は、n = 3 で NE-SW 方向に分布する調査地域中央部の低比抵抗帯と接続している。この低比抵抗帯は更に南西 ~ 南へ向うにしたがい、その範囲を広げかつ徐々に浅くなる傾向が認められ、ほぼ F E 異常帯と類似の形状を示している。

(c) この低比抵抗帯は、NE-SW 方向に分布し北東側では浅く、一方、南西側では地表付近より深部まで分布し、前述した西側の低比抵抗帯に接続している。

(d) この高比抵抗帯は、深部で消滅し、中比抵抗帯 (500  $\Omega m$  ~ 1,000  $\Omega m$ ) に変化している。この地域には F E 異常帯が分布している。

(e) この高比抵抗帯は、深部ほど優勢に分布しており、高比抵抗岩体が広範囲に分布しているものと推定される。



### (3) IP異常帯と地質との関係

断面図および平面図より判明した3つの異常帯について、地質調査結果を参考に、考察した結果を以下に述べる。

#### I) A 異常帯

この異常帯は、低比抵抗、高FE異常を示し、地表から深部まで分布している。この異常は、主に、本異常帯内に分布している石墨片岩によるものであると考えられる。

#### II) B 異常帯

この異常帯は、異常帯の北東部の高比抵抗帯中に認められる弱FE異常帯と、中央部付近の低～中比抵抗帯中に認められる強FE異常帯より構成されている。

調査地域北東部および東部一帯には、珪岩が分布している。したがって、この異常帯の北東部に認められる高比抵抗帯は、珪岩を反映したものと考えられる。またこの弱異常帯が、深部で広くなることから、珪岩内に露出している硫化鉱物を伴った角閃岩類が、深部ほど広く分布していると考えられる。

この異常帯は、中央部付近で低～中比抵抗・強FE異常帯に変化し、更に南～南東方面に分布する傾向が認められる。

また、中央部付近の低～中比抵抗・強FE異常帯は、他の異常源によるものと考えられる。この異常帯は、前述の角閃岩類の上位に位置する異常源によるものと考えられ、異常帯の中心付近に現在稼行中のPerau鉱山があるため、Perau鉱山の鉱床層準を反映した異常帯であると推察される。この異常源は、西傾斜で深部まで延び南～南南西方向へ連続して分布しているものと推定される。

Perau鉱床層準を反映したと考えられる比抵抗帯は、地表より深度300m付近まで300Ωm以下の若干高い比抵抗が検出されている。しかしながら、深度500m以深で100Ωm以下の低比抵抗が検出されており、これは深度300m以浅で鉱床母岩である石灰珪酸質岩～石灰岩（高比抵抗物質）を反映していると思われ、深度500m以深では硫化鉱物（主として黄鉄鉱、黄銅鉱）が多くなり鉱化作用を強く受けているか、あるいは鉱床母岩中に石墨片岩の挟在が多くなったためと推定される。



### Ⅲ) C 異常帯

この異常帯は、低比抵抗・高F Eを示し測線G, H, I, Jの西部の地表浅部では、NW—SE方向に分布し、南西に広がる傾向がある。

この異常帯と 1) A異常帯とを比較するとF E異常の強度、見掛比抵抗とも非常に酷似した値を示しており、また、測線H<sub>16</sub>7付近では、石墨片岩が認められている。なのでこの地域一帯に分布する片岩が、さらに南方にいくに従い徐々に石墨片岩を多く含み、かつ、この石墨片岩は黄鉄鉱、黄銅鉱の鉱染を受けているため、強F E異常が検出されたと考えられる。したがって、この異常帯は石墨片岩による異常帯であり、西傾斜で南西深部へ延びていると推定されるが、A異常帯の石墨片岩とこの異常帯の石墨片岩は、次の点で異なると考えられる。

○ A異常帯の異常源である石墨片岩は、粗粒な石英を含有するルーズなものである。

○ 一方、この地域に分布する石墨片岩は、片理構造が明瞭である。また、この片理に沿って石墨が分布していることから、A異常帯内の石墨片岩より良電導性である。

この異常帯の地質環境は、Perau 鉱床層準の上位に位置するものであり、その下盤にはPerau 鉱床層準が胚胎していると考えられる。

#### 3-3-3 モデル計算結果

今回実施した各IP異常に対するモデル計算結果は、Fig. II-4-5~8に示す如く実測値に近似しており、比較的妥当なモデルであると考えられる。

測線A： この測線については、<sub>16</sub>4~<sub>16</sub>16において計算を実施した。<sub>16</sub>11~<sub>16</sub>12を中心とした8~12%のF E値をもつ30°~40°の西傾斜モデルを仮定した。その結果、実測値よりやや異常の傾斜は緩いが、全体の傾向は一致している。

測線G： Perau 鉱床胚胎層準の推定される<sub>16</sub>14~<sub>16</sub>15付近を中心に計算した。その結果Perau 鉱床胚胎層準は、約30°で西傾斜で胚胎していると考えられる。

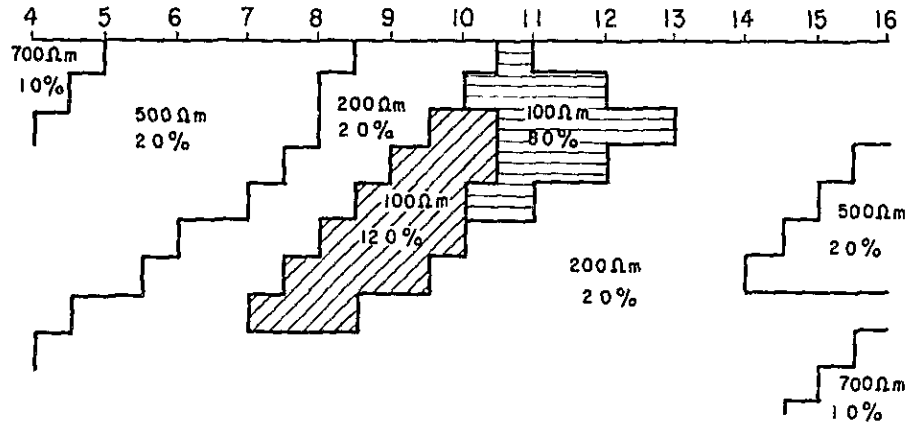
測線F： 全体的傾向は一致していると考えられるが、<sub>16</sub>17~<sub>16</sub>19の深部の異常の範囲が実測値と多少異なっている。異常は2つの西傾斜の異常よりなると推定される。

測線K： この測線には2つの異常源が存在している。一つは、<sub>16</sub>7~<sub>16</sub>9を中心とした東傾斜、もう一つは<sub>16</sub>13以東の深部に胚胎する異常源である。

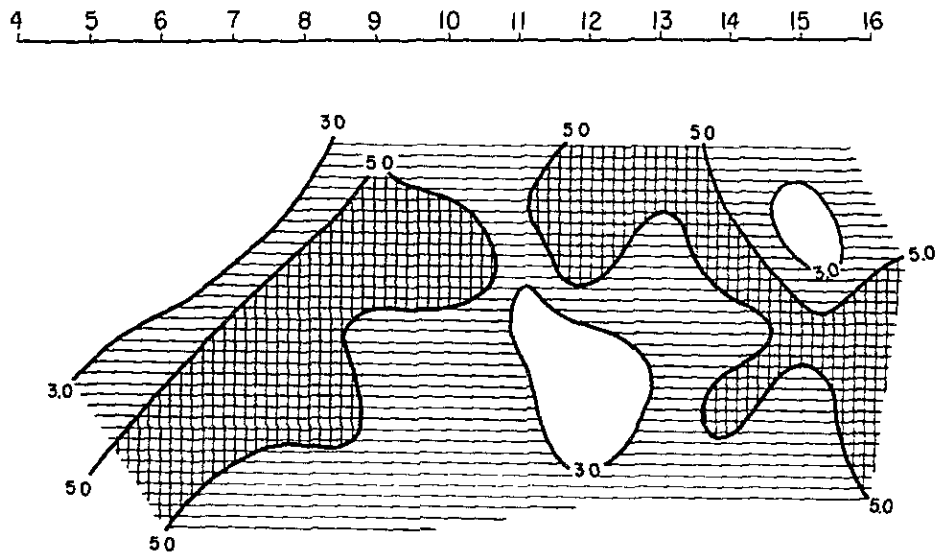




Assumed Model



Observed Value



Calculated Value

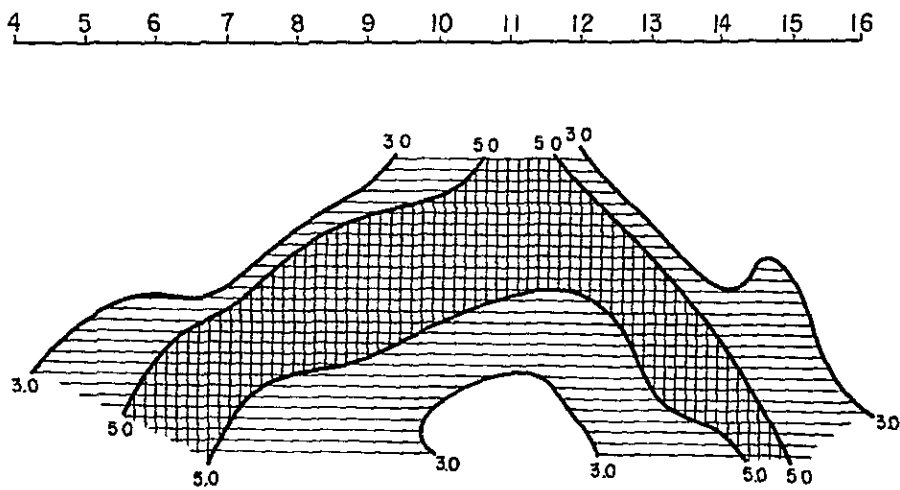
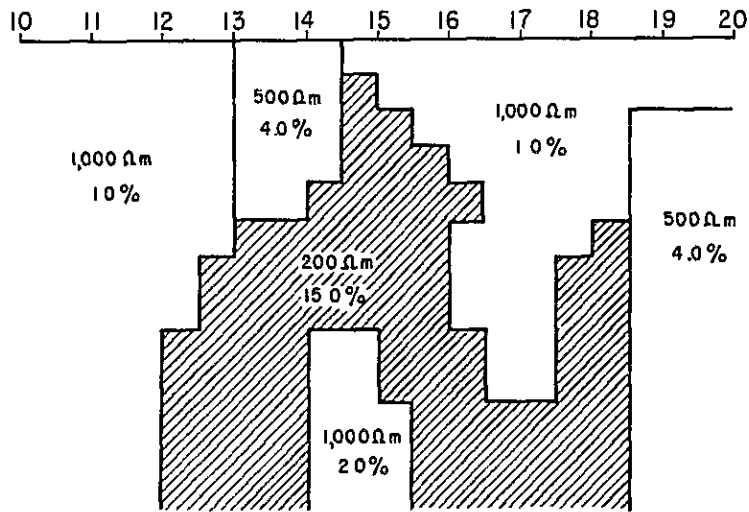


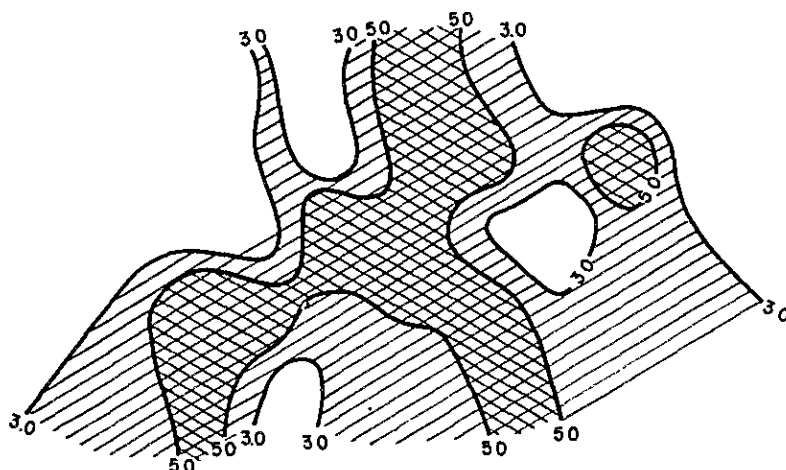
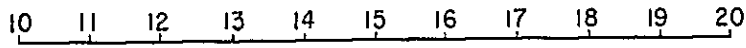
Fig. II-3-17 IP Model Calculation(Line A)



Assumed Model



Observed Value



Calculated Value

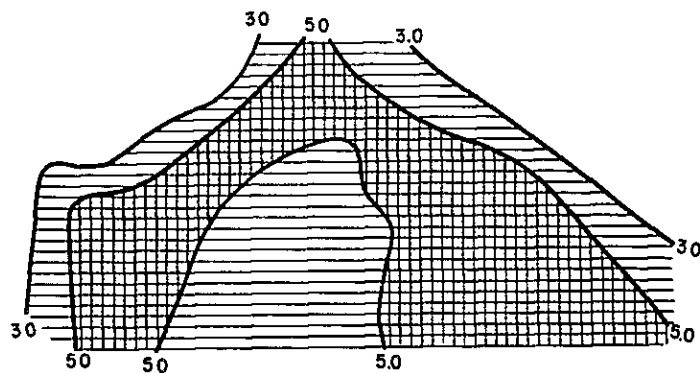
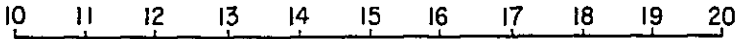
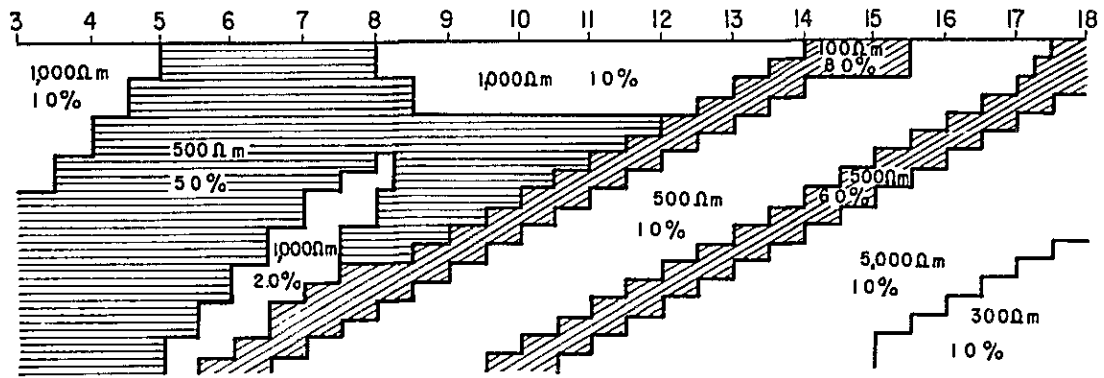


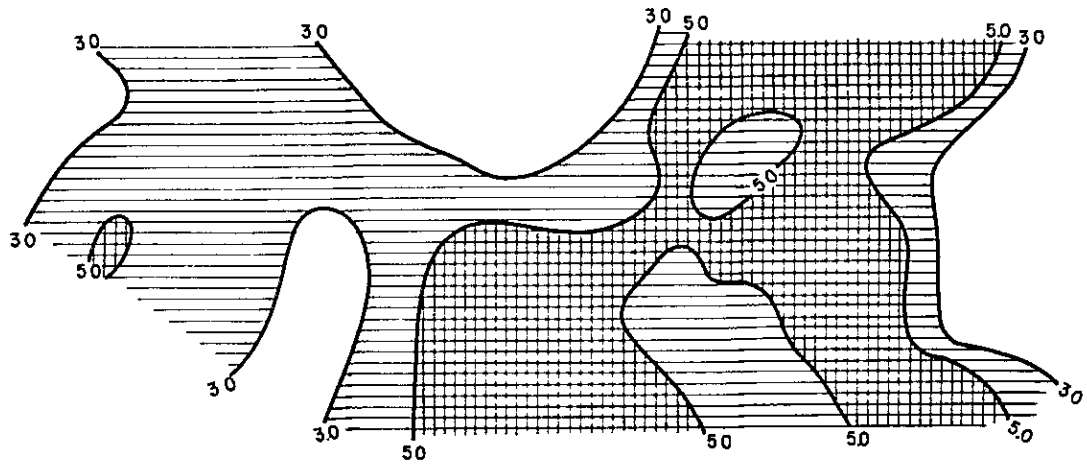
Fig. II-3-18 IP Model Calculation(Line F)



Assumed Model



Observed Value



Calculated Value

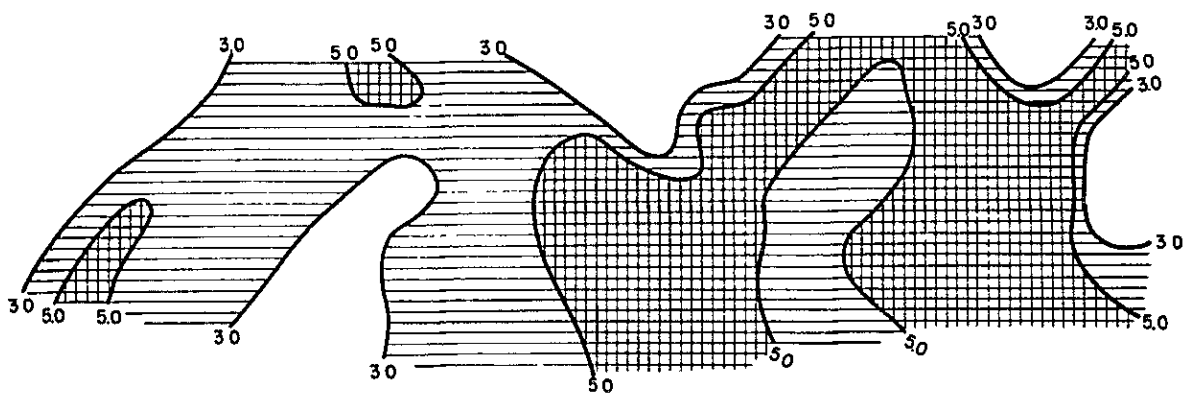
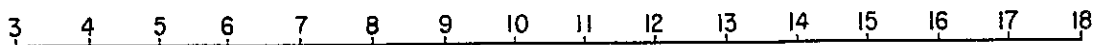
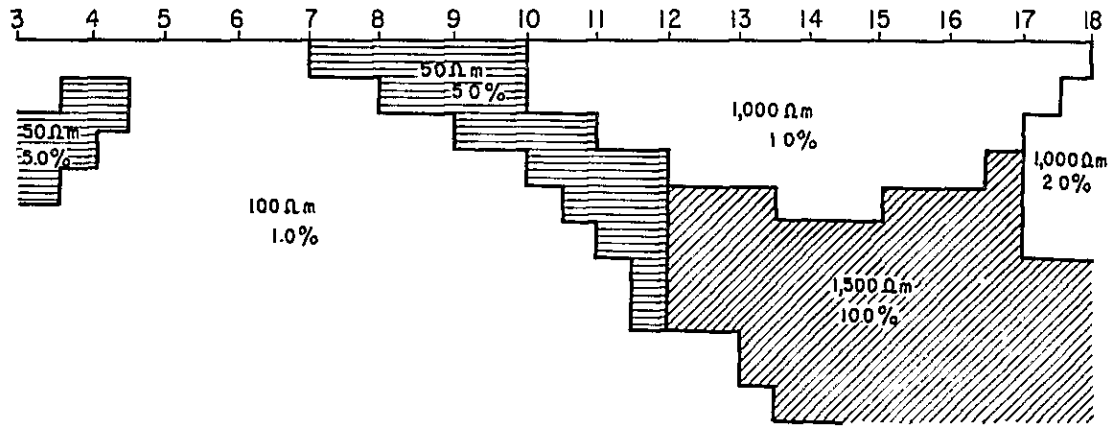


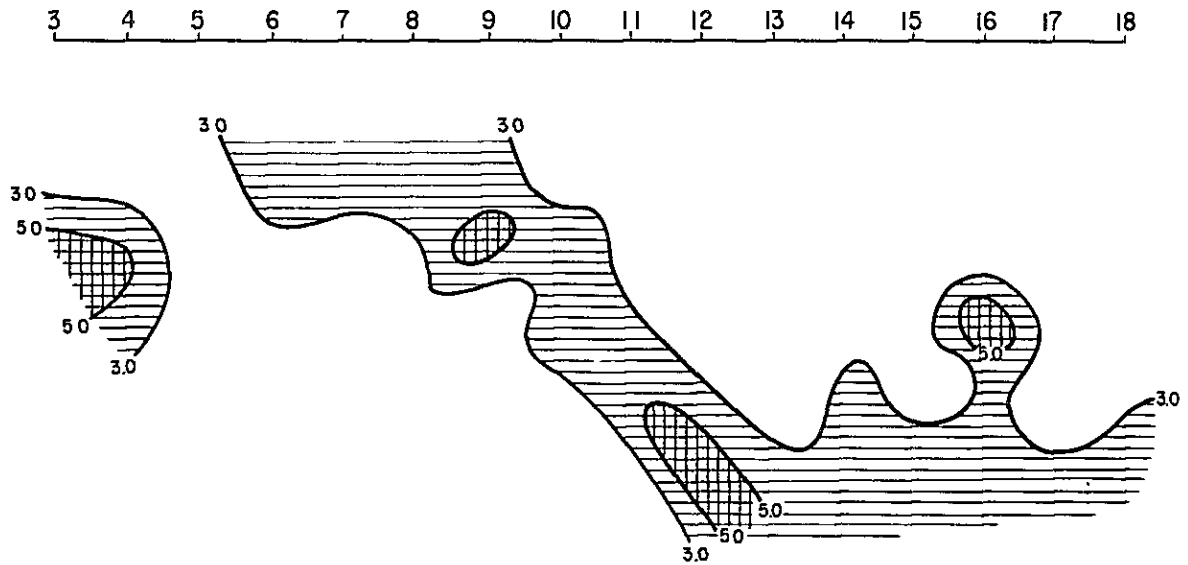
Fig. II-3-19 IP Model Calculation(Line G)



Assumed Model



Observed Value



Calculated Value

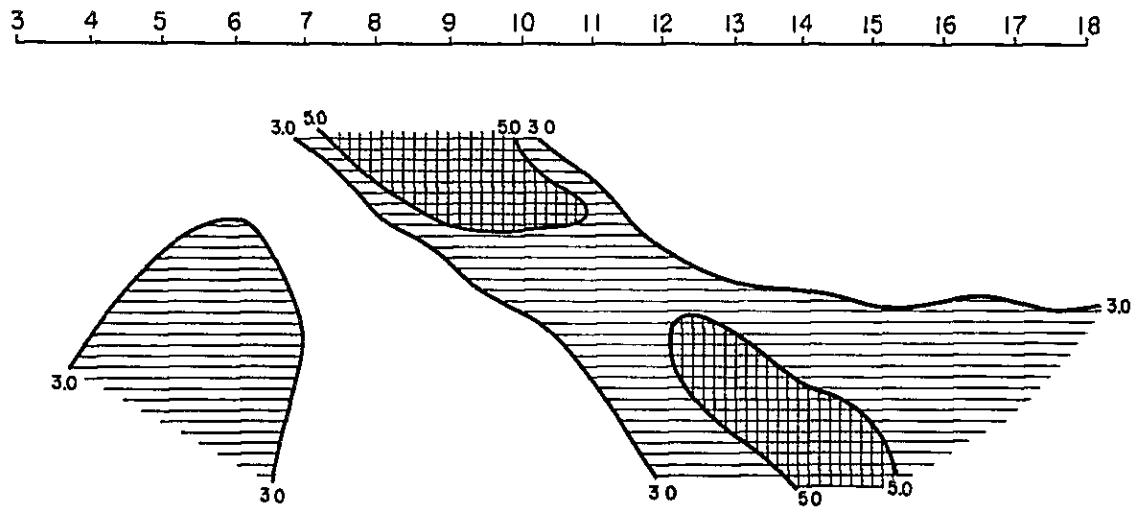


Fig. II-3-20 IP Model Calculation(Line K)





# LINE - G

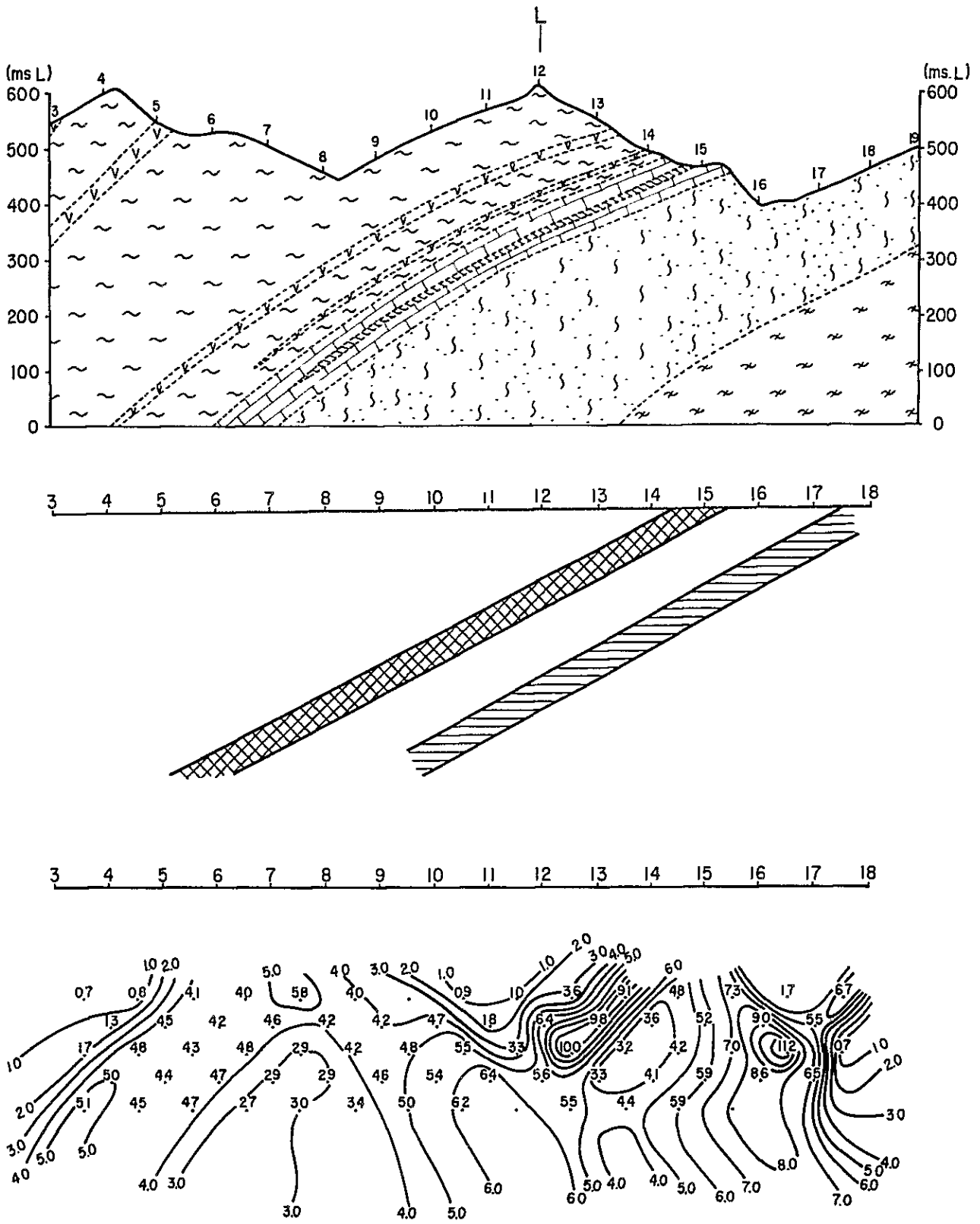


Fig. II-3-21 Relation of IP Anomaly and Perau Ore Horizon



### 3-4 ま と め

I P法電気探査によって得られた結果を総括すると、次の通りである。

- (1) 本調査によって得られたF E値は、0.1～125%の範囲である。確認された3%以上の異常帯は、調査地区北方、中央部から南部および南西部の3地域に認められる。

各異常帯は、いずれも地表付近より深部まで連続し、深部ほど異常範囲が広く、1,000  $\Omega m$ 以下の低～中比抵抗帯と調和的に分布している。

- (2) 本調査によって得られた見掛比抵抗値は、3～10,000  $\Omega m$ の範囲である。

高・低いずれの比抵抗帯とも、I P異常帯と同様深部への連続性がある。500  $\Omega m$ 以下の低比抵抗帯としては、調査地域北部、北東部より中央部を経て南部および南西部の3地域に検出された。高比抵抗帯は、上記3低比抵抗帯間の境界部の浅所、および調査地域東部に検出された。

- (3) 物性測定結果より判明したF E，比抵抗

i) 石英は採取岩種中最も高い比抵抗を示した、また、鉍化帯中より採取したために硫化物を含有しているため、E E 6.3%のF E値を示している。

ii) 調査地域東部に広く分布しているSetuva層に属する珪岩は、高比抵抗・低F Eを示している。

iii) 黄鉄鉍々染の認められる角閃岩は、Acungui I層に属し、採取岩種中最も低い比抵抗を示し、35%のF E値が得られた。

iv) 珪岩と角閃岩の中間的比抵抗を示した片岩は、変質を受けていない新鮮な岩石であり、黄鉄鉍々染の認められる岩石は、高F Eを示している。

- (4) I P異常帯について地質と比較検討した結果、判明したことは次の通りである。

#### 1) A 異常帯

調査地域北方に検出されたこの異常帯は、地表に分布する石墨片岩の分布形状とよく似ていることから、石墨片岩の影響を反映した異常帯と考えられ、鉍床胚胎の可能性は極めて小さいものと推定される。

#### 2) B 異常帯

本調査地域中央部、Perau鉍山周辺を中心としてやや南北に検出されたこの異常帯は、次の2つの異常により構成されている。

a) 黄鉄鉍、黄銅鉍を伴った角閃岩類を反映したと考えられる異常。

b) Perau鉍山鉍床層準を反映したと考えられる異常。

これらa)、b)の異常は、いずれも西傾斜を示しているが、測線G付近から南でこれら2つの異常は、南～南南西深部および南東方向に分離する。



### 3) C 異常帯

調査地域南西部に検出されたこの異常帯は、低比抵抗・中FEを示し、A異常帯と類似点が多い。測線HN 7付近では石墨片岩が露出し、また岩石試料G-7の片岩中には黄鉄鉱染が認められることから、この地域に分布する黄鉄鉱染を受けた片岩は南へ向うにしたがい、石墨片岩の挟在が多くなっているものと考えられ、この異常帯はその影響を反映しているもので、鉱床胚胎の可能性は少ないと推定される。



Table II-3-3 Characteristics of Three IP Anomaly Zones

Anomalous zone		A	B	C
FE Anomaly	Magnitude	High FE (3 to 10.3%)	High FE (3 to 11.3%)	Middle FE (3 to 6%)
	Pattern	Dipping northward	There are two anomalous zones (1) Low and middle resistivity (2) Low resistivity	Dipping westward
Apparent Resistivity		Low resistivity (6 to 500 $\Omega$ m)	(1) Low and middle resistivity (2) Low resistivity	Low resistivity
Depth		From the surface to the depth	From the surface to the depth	From the surface to the depth
Type of distribution of anomaly		Banded distribution at a shallower depth Continuing to the north and northwest at depth The extent of the anomaly is not clear	Banded distribution in the south and southeast direction Banded distribution with 100 m in width to the south	Broad distribution in a southwest direction
Geology		Graphite schist	(1) Amphibolite associated with sulfide (2) Perau ore horizon	Graphite Schist
Possibility of ore deposit		No	(1) No (2) Yes	No





## 第 4 章 スペクトル I P 法電気探査

### 4-1 調査方法

I P 法の場合，0.1～5 Hzの範囲の中の二つの周波数の変化による比抵抗の変化を周波数効果として観測する。これに対してスペクトル I P 法は 0001～1,000 Hz の広い範囲の周波数を用いて観測する。これによって得られた I P 現象をスペクトル特性として捉え，従来の I P 法では困難であった電磁カップリングを分離除去することにより，低比抵抗帯における深部探査を可能にし，そのスペクトル特性に基づき，鉱種，鉱床のタイプの判別を可能性の高いものにした。

#### 4-1-1 測定方法

スペクトル I P 法の測定は通常の I P 法と基本的には大きな違いはない。

##### ○ 測線の設定

本調査においては I P 法を実施した測線 G，K を用いて測定した。その測線より約 30 m の距離を置いて，電位電線用連絡補助線を設定した。(Fig. II-4-1)

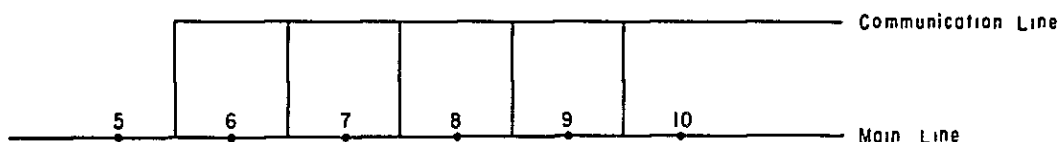


Fig. II-4-1 Survey and Communication Lines

##### ○ 電位電極の設定

電位電極には無分極性電極を用いる。通常，素焼の壺に硫酸銅溶液を入れた銅電極を用いる。通常の I P 法と異なり，3つの電極を設置する。

これは A B，B C を等距離にすることにより，前置増幅器の差動増幅機能でノイズを除去する役割を果たす。(Fig. II-4-2)

##### ○ 電流電極の設定

電流電極の設定は，機動性や作業能率を考慮し設定しなければならない。その一例を Fig. II-4-3 に示す。



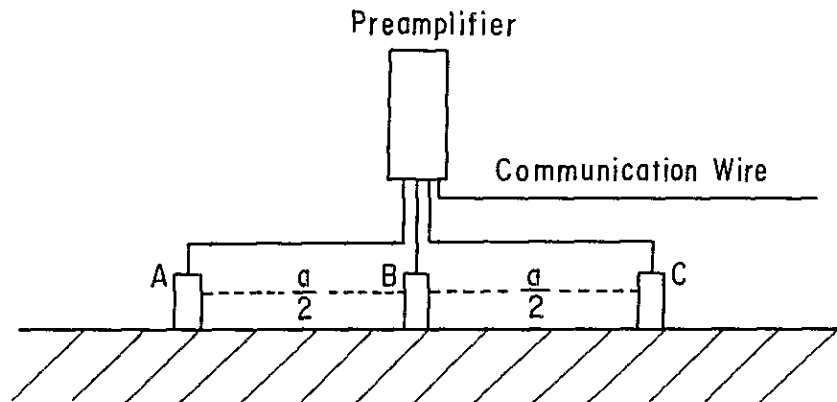


Fig. II-4-2 Arrangement of Potential Electrodes and Preamplifiers

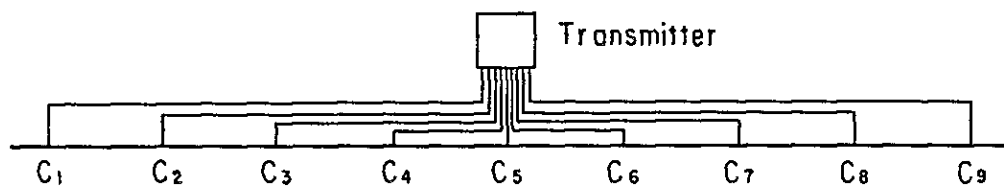


Fig. II-4-3 Arrangement of Current Electrodes and Wires

#### 4-1-2 測定機器および機器設定

本調査で使用した測定機器は、Zonge Engineering & Research Organization製であり、Fig. II-4-4に機器の配線、使用した機器名を示す。



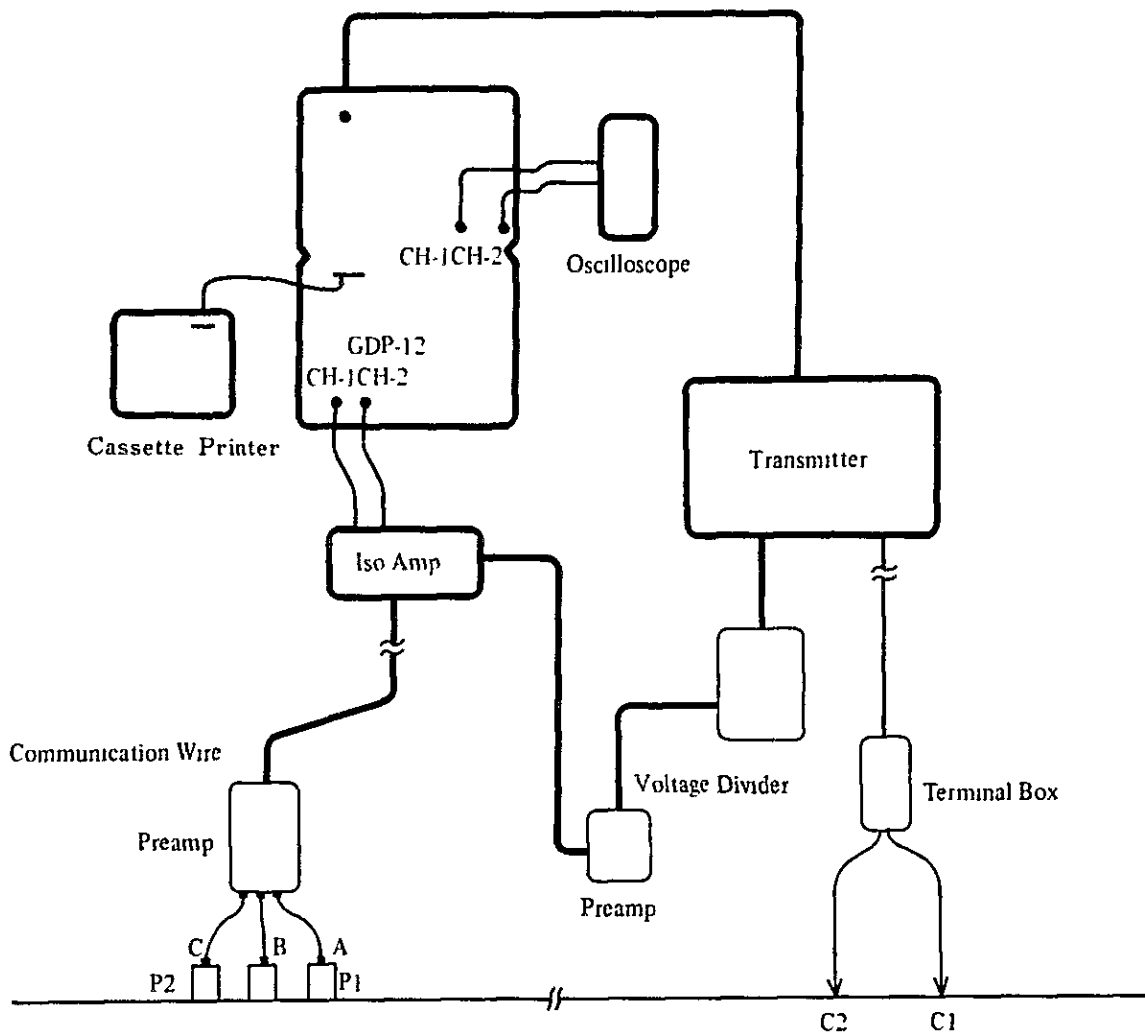


Fig. II-4-4 Block Diagram of Spectral IP Survey Instruments



#### 4-2 データ整理・解析方法

スペクトルIP法においては、広い周波数範囲にわたって、最低周波数正規化した強度 (Magnitude) と位相 (Phase) を測定する。測定結果は、周波数に対するスペクトルの形又はコール・コール図で表現する。

##### ○ スペクトルIPの概念

第II-4-5図はスペクトルIPの概念を示している。(a)は鉱物の模擬断面で、イオンの通路が金属鉱物によりブロックされたり、されなかつたりした様子を示しており、これを等価回路で置き換えると(b)のようになる。(c)は周波数領域における強度と位相の応答で、(d)は時間領域の応答である。(c)の  $|Z|$  と  $\phi$  がスペクトルIPの測定値である。

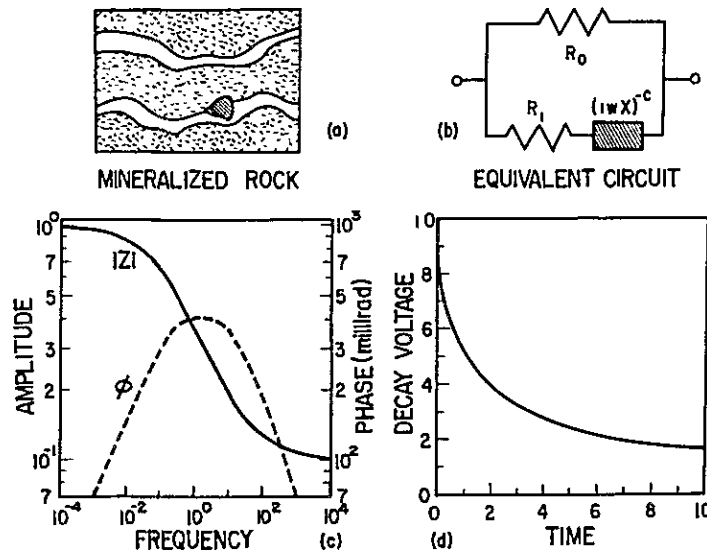


Fig. II-4-5 Spectral IP Effect

同相 (In phase), 離相 (Out of phase) の概念を示したのが Fig. II-4-6 で、送信機から断続矩形波を送ると、受信機では位相差  $\theta$  を持つ振幅  $V$  の信号が得られ、送信波形と同相の成分、 $90^\circ$  位相のずれた離相成分の受信波形は図の下の部分のようになる。

縦軸に負の離相成分を、横軸に正の同相成分をとって、コール・コール図の形で周波数効果と位相角の関係を示したのが Fig. II-4-7 である。0.1 Hz 及び 1 Hz における強度がそれぞれ  $M_1, M_2$ , 位相角が  $\phi_1, \phi_2$  である。





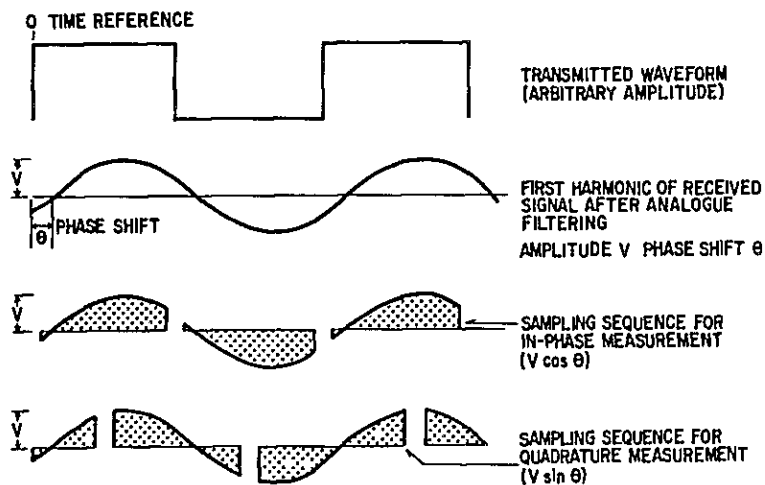


Fig. II-4-6 Transmitting and Receiving Wave-forms

周波数効果はほぼ同相成分に比例し，位相角は離相成分に比例する。黒点は測定結果で，右側ほど低周波，左側ほど高周波である。

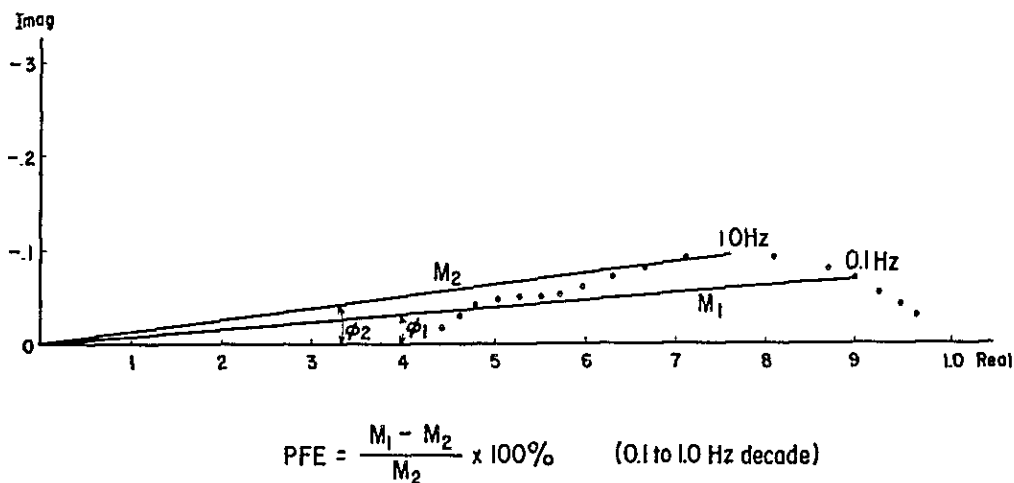


Fig. II-4-7 Relation between Frequency Effect and Phase Shift



○ データ処理

現場の測定で得られるデータは、0.125 Hz から 64 Hz における位相差 ( $\phi$ )、見掛比抵抗 ( $\rho_a$ )、CH<sub>1</sub> の受信電圧 ( $M_1$ )、CH<sub>2</sub> の受信電圧 ( $M_2$ ) および  $M_1/M_2$  値である。これらを用いて各周波数において実数部、虚数部を求め、コール・コール図を作成する。その計算方式を以下に示す。

1) 実数部と虚数部の求め方

( Hz )	( 強度の比 )	( 規格化 )	(位相差)	( 実数部 )	( 虚数部 )
0.125	$M_1/M_2 = M_4$	$/ = N_4$	$\phi_4$	$N_4 \cos \phi_4$	$N_4 \sin \phi_4$
0.25	" $= M_5$	$M_5 / M_4 = N_5$	$\phi_5$	$N_5 \cos \phi_5$	$N_5 \sin \phi_5$
0.50	" $= M_6$	$M_6 / M_4 = N_6$	$\phi_6$	$N_6 \cos \phi_6$	$N_6 \sin \phi_6$
1.0	" $= M_7$	$M_7 / M_4 = N_7$	$\phi_7$	$N_7 \cos \phi_7$	$N_7 \sin \phi_7$
2.0	" $= M_8$	$M_8 / M_4 = N_8$	$\phi_8$	$N_8 \cos \phi_8$	$N_8 \sin \phi_8$
4.0	" $= M_9$	$M_9 / M_4 = N_9$	$\phi_9$	$N_9 \cos \phi_9$	$N_9 \sin \phi_9$
8.0	" $= M_{10}$	$M_{10} / M_4 = N_{10}$	$\phi_{10}$	$N_{10} \cos \phi_{10}$	$N_{10} \sin \phi_{10}$
16.0	" $= M_{11}$	$M_{11} / M_4 = N_{11}$	$\phi_{11}$	$N_{11} \cos \phi_{11}$	$N_{11} \sin \phi_{11}$
32.0	" $= M_{12}$	$M_{12} / M_4 = N_{12}$	$\phi_{12}$	$N_{12} \cos \phi_{12}$	$N_{12} \sin \phi_{12}$
64.0	" $= M_{13}$	$M_{13} / M_4 = N_{13}$	$\phi_{13}$	$N_{13} \cos \phi_{13}$	$N_{13} \sin \phi_{13}$

一番低い周波数に規格化するため、各周波数の強度の比 ( $M_1/M_2$ ) を 0.125 Hz の値で割る。その値を  $N$  とすると、実数部は  $N \cos \phi$  であり、虚数部は  $N \sin \phi$  となる。これを横軸に実数部、縦軸を虚数部をとった図に記載すると、Fig. II-4-8 のような曲線が得られる。

2) THREE POINT DECOUPLING 位相差

周波数と位相差に二次関数の関係があるとして、近似的に直流における位相差を求める方法である。下図にその関係を示した。

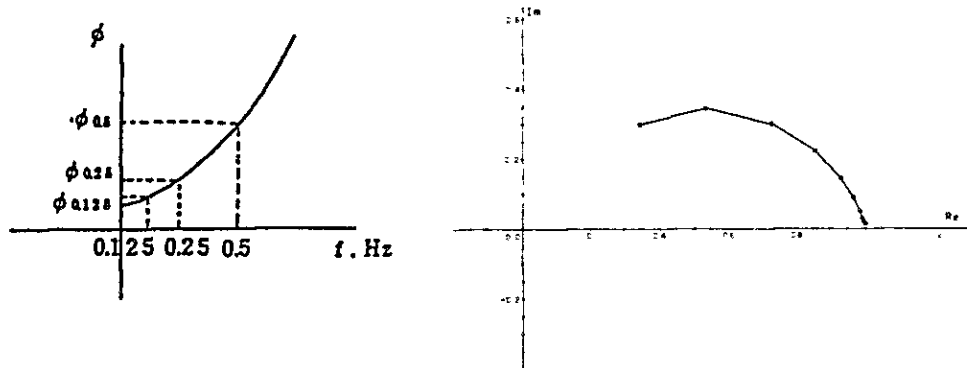


Fig. II-4-8 Example for Cole-Cole Diagram



二次関数を  $y = ax^2 + bx + c$  と仮定し、周波数  $x$  を 0.5, 0.25, 0.125 を入れ、位相差  $y$  を  $\phi_{0.5}$ ,  $\phi_{0.25}$ ,  $\phi_{0.125}$  を代入すると

$$\phi_{0.5} = a(0.5)^2 + b(0.5) + c$$

$$\phi_{0.25} = a(0.25)^2 + b(0.25) + c$$

$$\phi_{0.125} = a(0.125)^2 + b(0.125) + c$$

が得られ、これを  $c$  について解くことにより、

$$c = \frac{8}{3} \phi_{0.125} - 2\phi_{0.25} + \frac{1}{3} \phi_{0.5}$$

となる。 $c$  を直流における位相差とすれば近似的に求められる。

### 3) PFEの求め方

PFE強度比の規格化した $N$ を用いることにより以下のように得られる。

$$PFE(0.125 - 1.0) = (N4 - N7) / N7 \times 100$$

またこれは

$$PFE(0.125 - 1.0) = (M4 - M7) / M7 \times 100$$

とも表現される。



### 4-3 解析結果

Line G, Kの2測線において実施された測定結果について以下に述べる。

本調査によって得られた各測線の全般的傾向を述べた後、特徴ある結果の認められた箇所を、異常帯として取り上げ説明する。

#### 測線 J

№16より東部では、全般的に見掛比抵抗は高く、IP効果は弱い。この傾向は、東部に向うに従い顕著に現われてくる。この地区には、岩石試料測定結果で、高比抵抗で弱IP効果を示す珪岩が分布しており、その珪岩の影響を反映しているためと考えられる。

№14付近を中心として、西傾斜の強いIP効果帯が看取される。この異常帯の中心付近には、現在稼行中のPerau鉱山が位置しており、その鉱床胚胎層準とほぼ一致して分布していることにより、この異常帯はPerau鉱床によるものと考えられる。この異常帯をB異常帯と仮称する。

また、№10のn=1付近には、1,000Ωm以上の見掛比抵抗をもつ、東傾斜の弱IP効果帯が分布しているが、この両側は、相対的に低比抵抗である。特に西側では200Ωm以下と低いことから、この付近には相互に比抵抗差の大きい地下構造の存在が推定される。

№6～№8にかけて「ハの字」型異常を示す、低見掛比抵抗200Ωmの強IP効果帯が検出されており、見掛比抵抗は200Ωmである。

この異常帯には、ネガティブ・カップリング現象があらわれているのが特徴である。このネガティブ・カップリング現象は高比抵抗構造中に局部的に低比抵抗帯が存在する時、しばしば現われるといわれている。

本異常帯をC異常帯と仮称する。

#### 測線 K

№8地表付近から、低見掛比抵抗帯が東傾斜で深部へ延びている。

この低見掛比抵抗の東側では、全般的にIP効果が弱く、高比抵抗である。西側では、強IP効果の「ハの字」型低見掛比抵抗異常が看取される。この異常帯をA異常帯と仮称する。この異常帯の認められる№5～№8付近には、石墨片岩が分布していることにより、この異常帯は石墨片岩に起因するものと考えられる。この石墨片岩は北西傾斜で深部に延びているものと推定される。

測線GおよびKの2測線でA, B, Cの強IP異常帯が把握された。このうち、AおよびB異常帯は、それぞれ石墨片岩および黄鉄鉱を伴ったPerau鉱床層準に起因すると考えられる。しかし、これら二つの異常帯は、調査前より予期された異常であり、各異常の特徴を把握し、





今後の調査の指針とすることが、本調査の目的の一つでもあった。

以下にA, B, Cの各異常帯について述べる。

#### ○ A 異常帯

この異常帯には $\#6 \sim 7$ を中心として石墨片岩が分布している。この石墨片岩に起因すると考えられる異常の特性をより詳細に把握するため、一部、電極間隔（以後aと記す） $100m$  ( $n=1 \sim 3$ )の測定を行った。その結果もあわせ、以下に述べる。

この異常帯にもC異常帯と同様ネガティブ・カップリング現象が認められるが、このネガティブカップリングはC異常帯より強く現われている。これは東部に比抵抗の極めて高い岩体が分布していることと、この異常帯での見掛比抵抗が数十 $\Omega m$ とC異常帯より低いことによるものと考えられる。

Three point Decouple 値の平均値は、 $-25\text{mrad} \sim -30\text{mrad}$ である。また、スペクトル・タイプについてはネガティブなカップリングが強いため考察は難しいが、 $a = 100m$ での測定結果も考慮すると、 $1\text{Hz}$ 以下の周波数帯での位相差のスペクトル・タイプは、周波数の増加とともに位相差はほぼ一定、ないしは、やや増加する傾向にあると推定される。

この異常帯での見掛比抵抗は、 $20\Omega m$ から百数十 $\Omega m$ であるが、 $a = 100m$ の測定結果によると、 $\#5 \sim \#6$ 付近に、「ハの字」型の $20\Omega m$ 前後の見掛比抵抗が観測されていることから、この地域に分布する石墨片岩の比抵抗は $20\Omega m$ 前後と推定される。

#### ○ B 異常帯

Perau 鉱床 ( $\#14 \sim \#15$ 付近) 周辺では同鉱床の特性をより詳細に把握するために、 $a = 100m$  ( $n = 1 \sim 3$ )での測定を行ったので、この結果を踏まえて、Perau 鉱床とA異常帯との関連を考察した。

IP効果の強さを示すThree point Decouple 値は、 $\#14$ の $n = 1 \sim 3$ にかけて $-30\text{mrad}$ 以下を示しており、しかも西傾斜である。このことから、本異常はPerau 鉱床に対応した最大の異常であると考えられる。

$a = 100m$ での測定結果にもほぼ同様の傾向が看取され、 $\#13 \sim \#15$ の $n = 1$ では $-70\text{mrad}$ 、 $\#14$ 、 $n = 2$ では $-40\text{mrad}$ と大きな値を示している。このことより、黄鉄鉱を伴ったperau 鉱床が地表付近より賦存していると考えられる。

$a = 200m$ での位相差のスペクトル図によると、 $1\text{Hz}$ 以下の低周波領域では、ほとんど電磁カップリングの影響を受けていないと判断され（特に $n = 3$ 程度まで）、定性的ではあるが、 $1\text{Hz}$ 以下の周波数帯でスペクトルタイプの考察が可能である。そこで $a =$



100 mでの測定結果も含め考察すると、1 Hz以下の周波数帯での位相差のスペクトルタイプは、周波数の増加と共にほぼ一定、ないしはやや減少する傾向にあると判断される。

a = 200 mでは、この傾向は№14の西傾斜の異常帯以外にも、№16付近から東傾斜で深部へ延びる異常帯でも看取される。これは№15付近の異常源（Perau 鉱床）に起因する「ハの字」型特性を表現しているものと推定される。

#### ○ C 異常帯

この異常帯の特徴としては、ネガティブ・カップリング現象が現われていることである。この現象は地下構造の不均質性を反映するものであり、高比抵抗媒質中に局部的に低比抵抗体が存在した場合によく現われるといわれている。本異常帯の場合、異常帯の見掛比抵抗が100 Ω m前後であるのに対し、その東側にきわめて高比抵抗の岩石の存在を考慮される見掛比抵抗分布が認められる。このような地質環境により、ネガティブ・カップリングが現われたものと考えられる。

Three point Decouple 値はすべて-30 mrad以上であり、また、№8 地表下には-40 mrad以上の値が検出されている。この異常帯ではA異常帯よりも強いIP効果を示している。

位相差のスペクトル図を見ると、特にネガティブ・カップリング現象を示す所では、1 Hz以下の周波数でも電磁カップリングの影響をかなり受けていると考えられる。しかし、電磁カップリングの影響を考慮しても1 Hz以下の周波数における位相差のスペクトルタイプは、周波数の増加とともに位相差分が徐々に減少する傾向にあると判断される。

またこの異常帯での比抵抗値は見掛比抵抗分布より100 Ω m前後と推定される。



#### 4-4 ま と め

スペクトルIP法電気探査を実施した結果、測線Kの西部、測線Gの中央部および西部の3地区に、A、B、Cの3個のIP異常帯が捕捉された。各異常帯の特性は下表の如く要約される。

Table ||-4-1 Characteristics of Three Spectral IP Anomaly Zones

Anomaly	A	B	C
Apparent resistivity ( $\Omega m$ )	scores	200-300	100 ±
IP effect	Weak	Middle	Strong
Spectral type in the frequency range less than 1 Hz *1	flat or increasing	flat or decreasing	decreasing
Coupling phenomena *2	Negative	?	Negative

\*1 Qualitative tendency of spectral type vs. frequency

\*2 Anomaly A shows stronger negative coupling than C

A異常帯は石墨片岩、B異常帯はPerau鉛床層準に起因するものと考えられる。

C異常は、B異常帯とは全く異なる特徴がみられることから、Perau鉛床のような鉛中心の層状鉛床に起因したものではないと推定される。一方、A異常帯と比較すると、全体的に類似の傾向がみられるものの、IP効果がA異常帯より強いため、C異常は、電導性に秀れ、黄鉄鉱を強く受けた石墨片岩に起因するものと推察される。

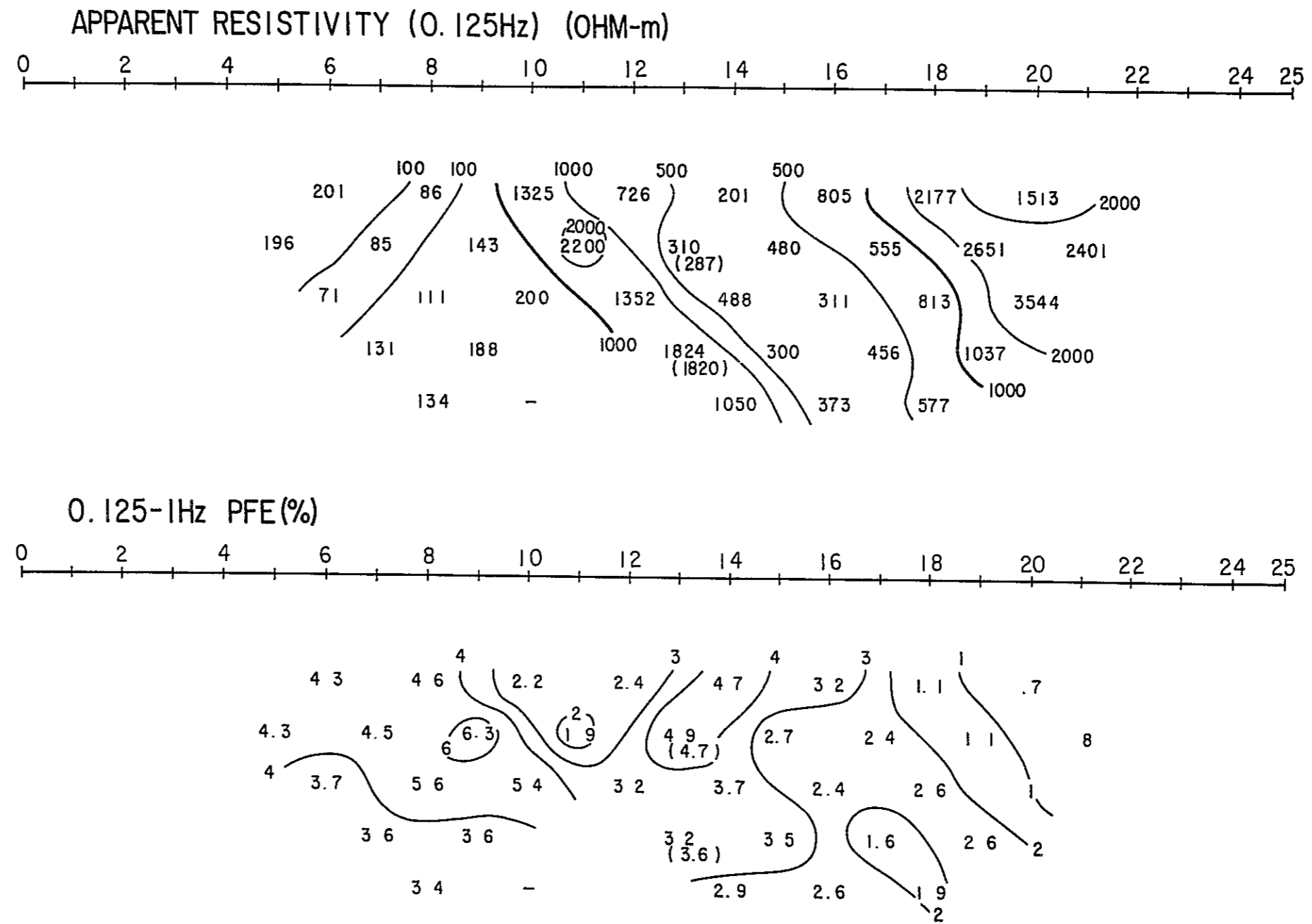


Fig. II-4-9 Spectral IP Pseudo-Section(Line G)



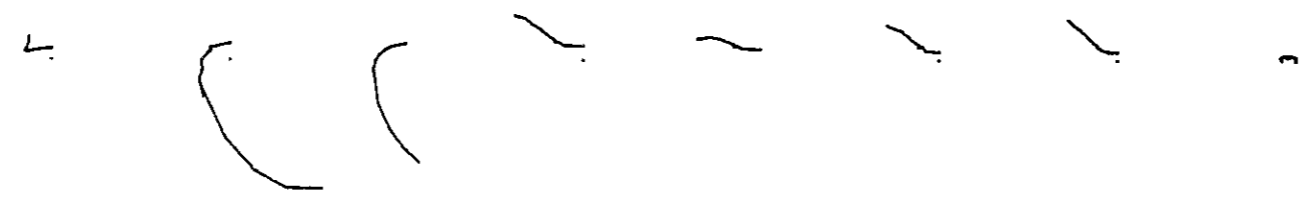
N= 1



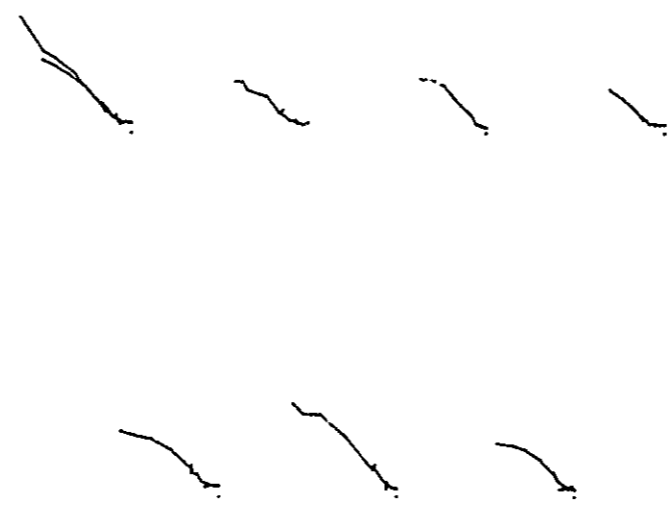
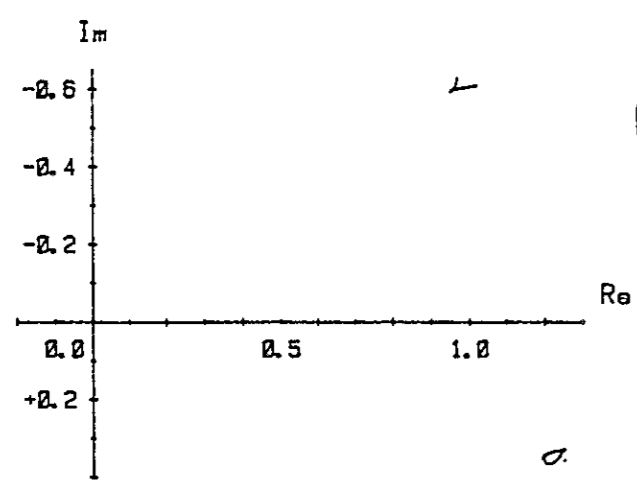
N= 2



N= 3



N= 4



N= 5

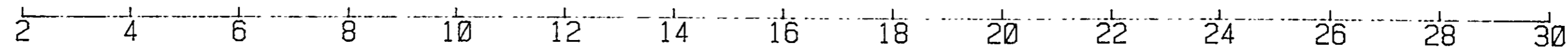


Fig. II-4-11 Cole-Cole Diagram(Line G)



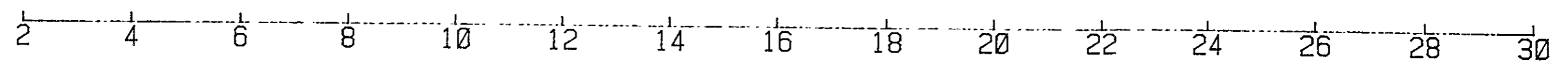
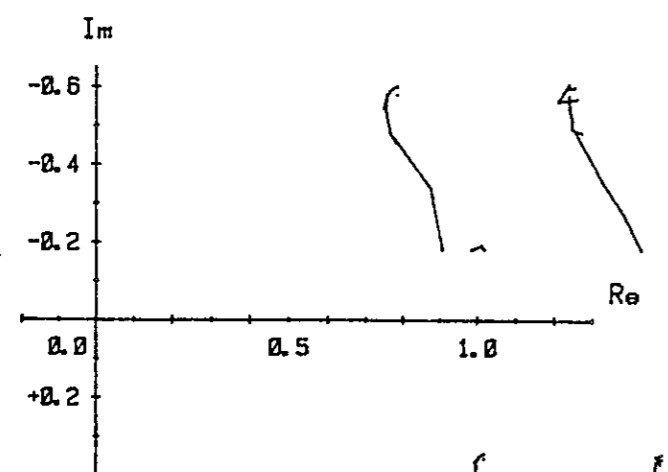
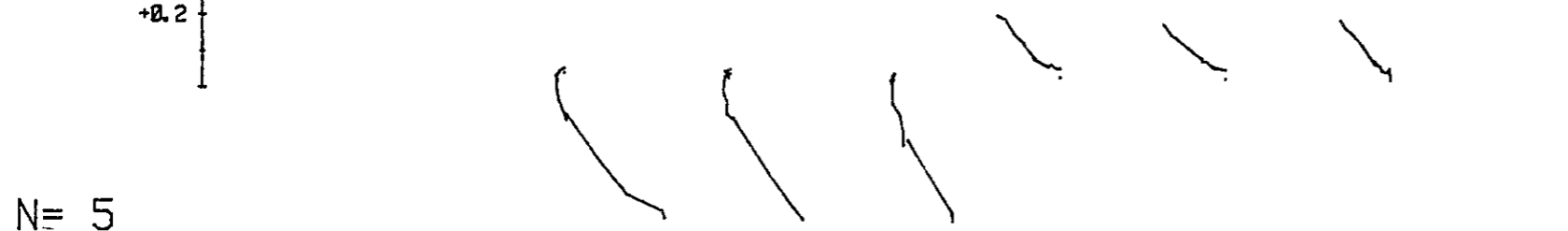
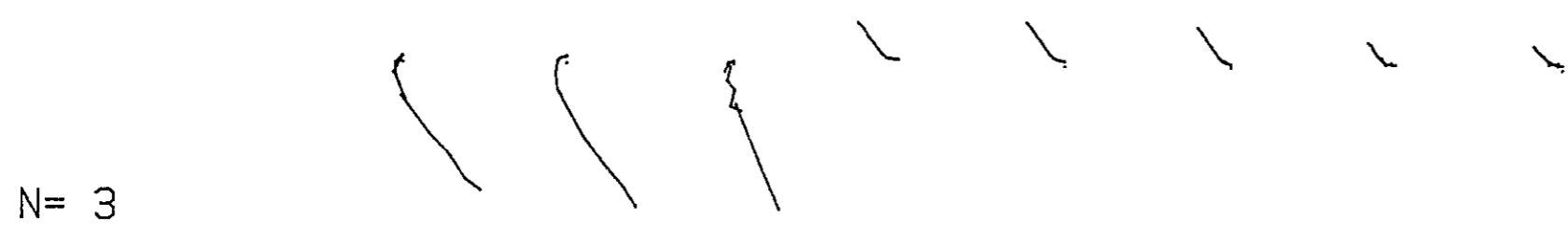
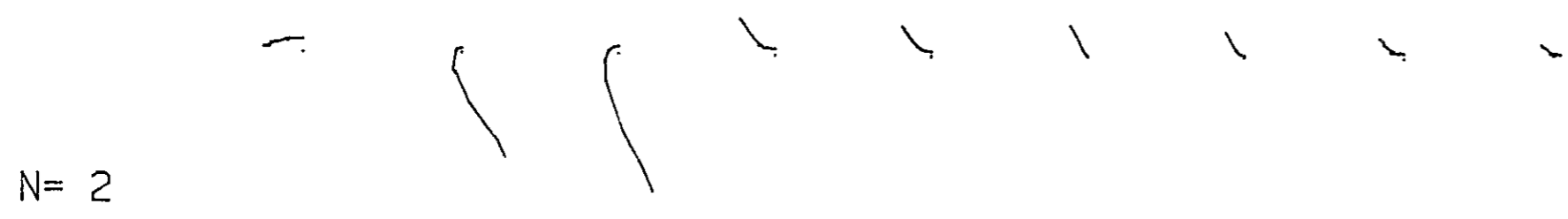
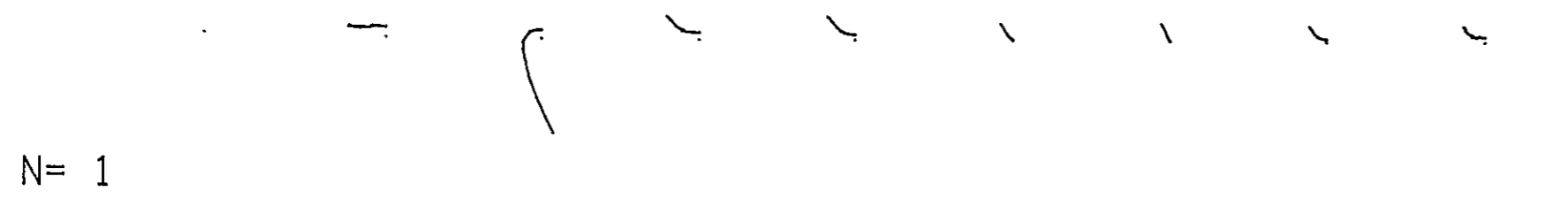


Fig. II-4-12 Cole-Cole Diagram(Line K)

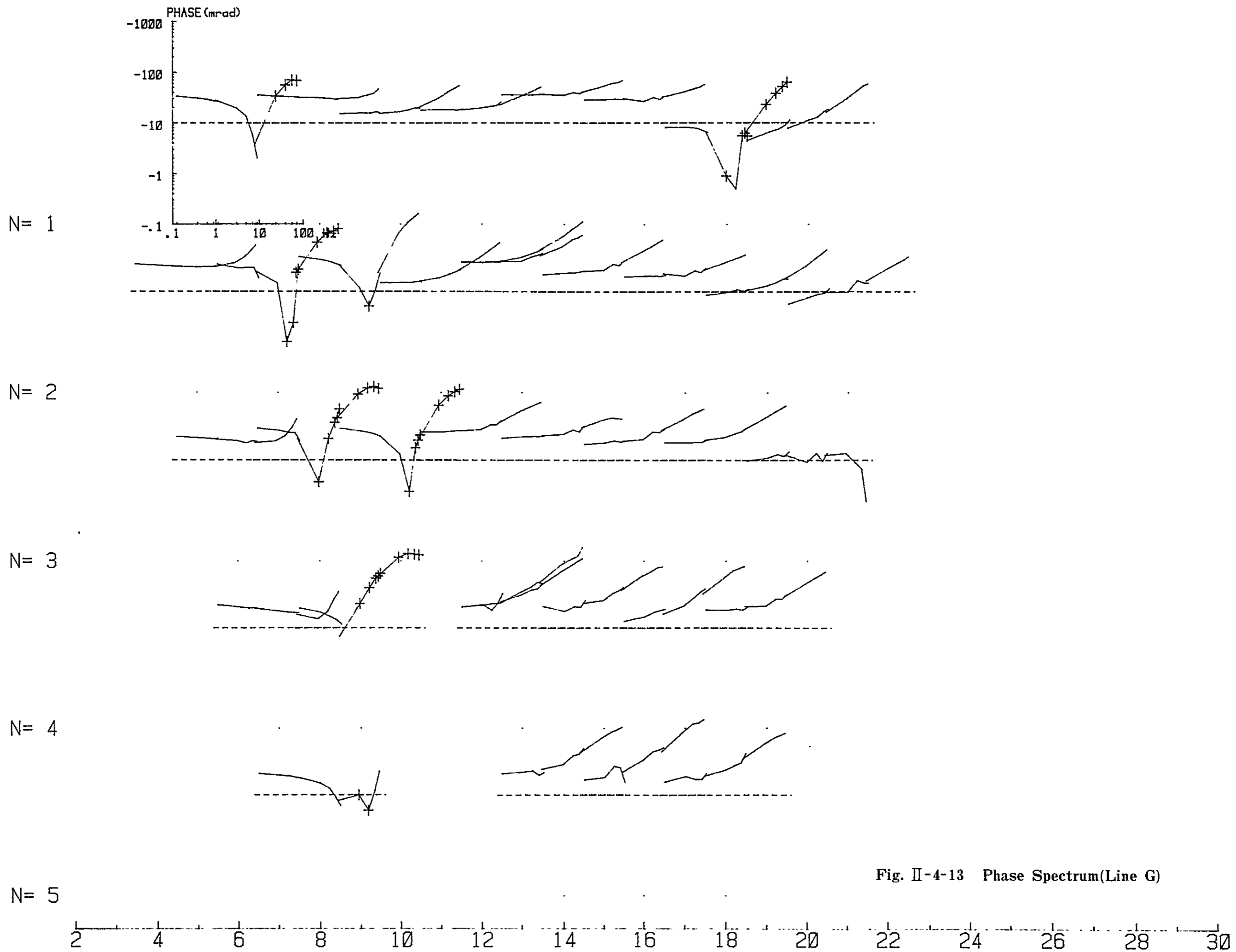
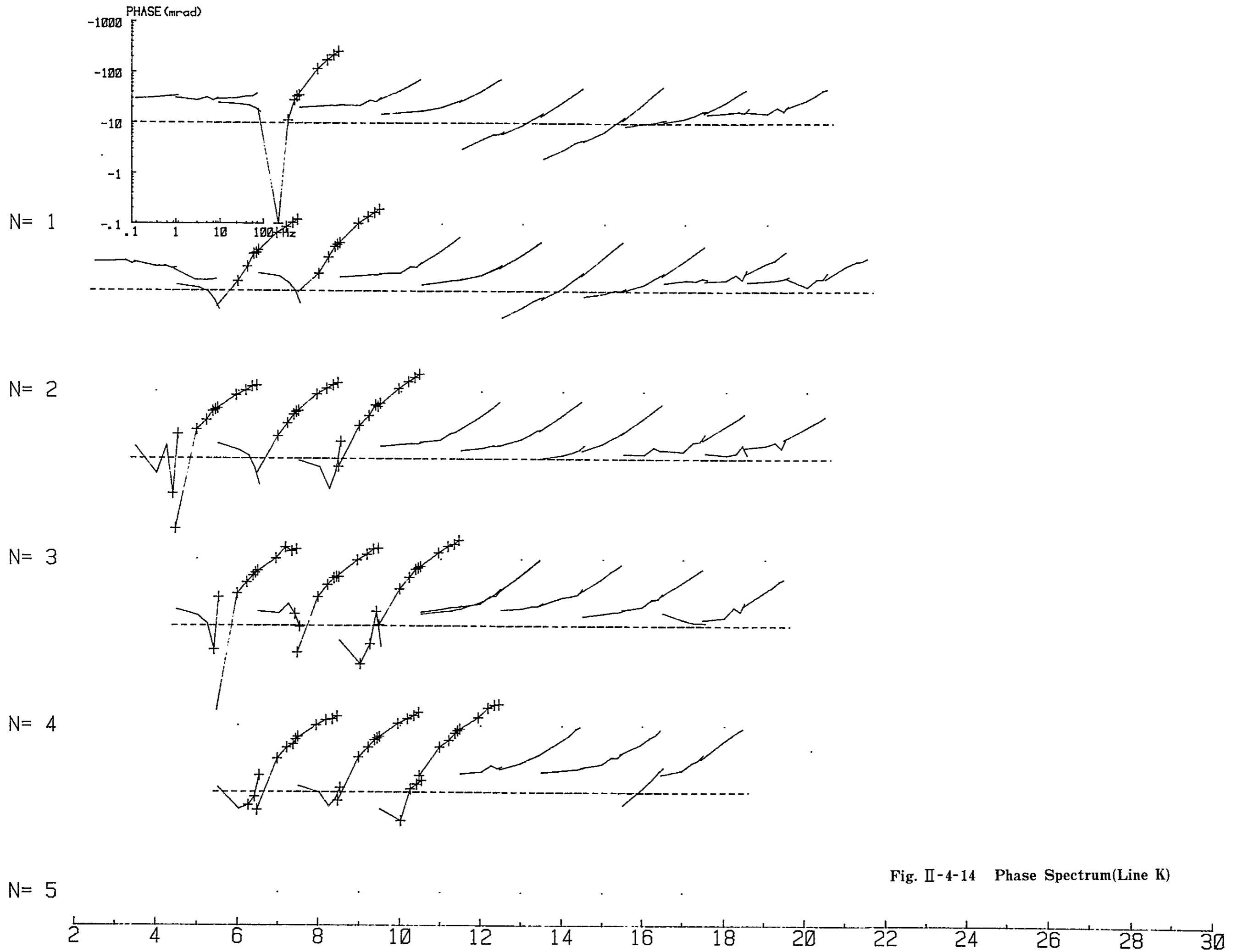


Fig. II-4-13 Phase Spectrum(Line G)



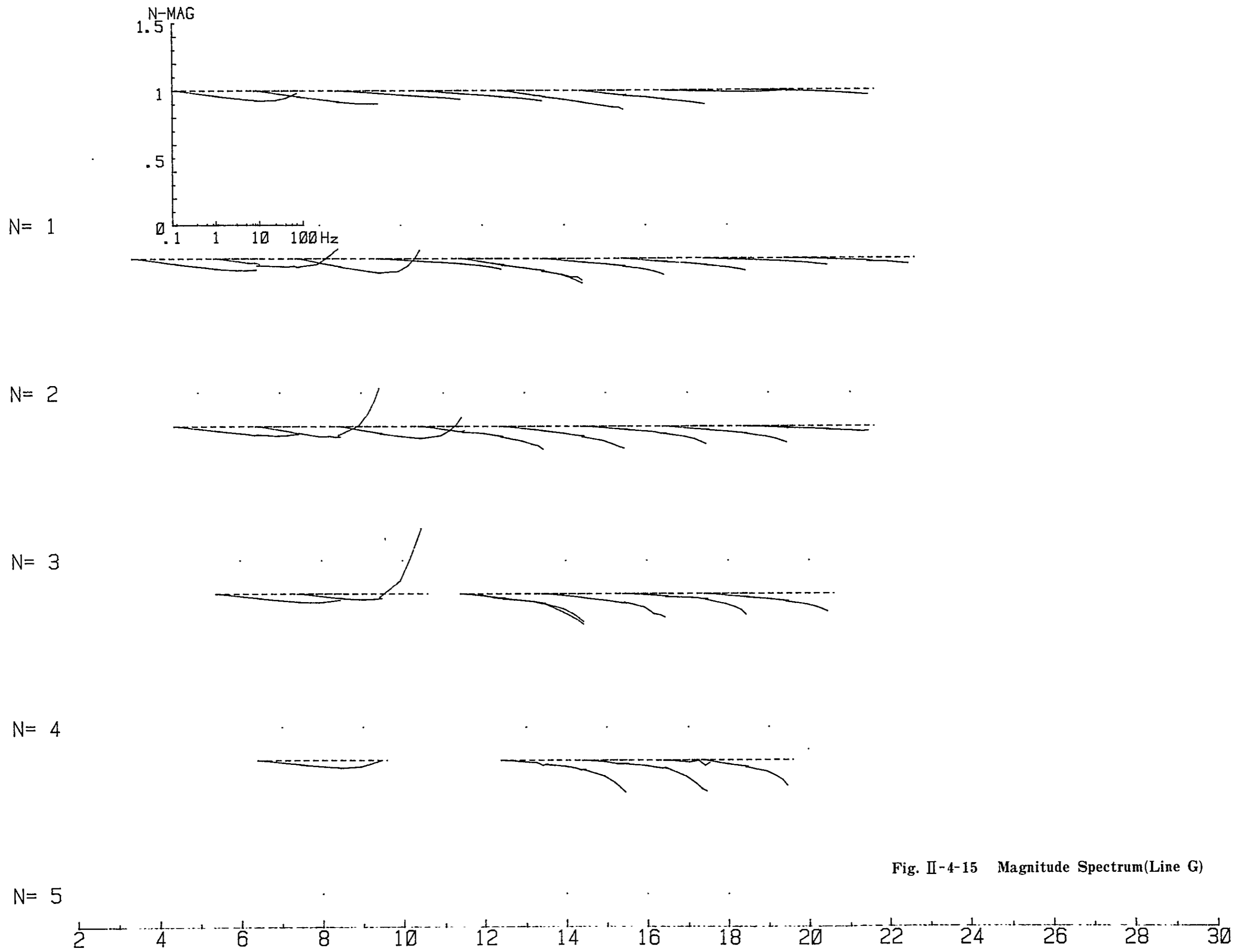


Fig. II-4-15 Magnitude Spectrum(Line G)

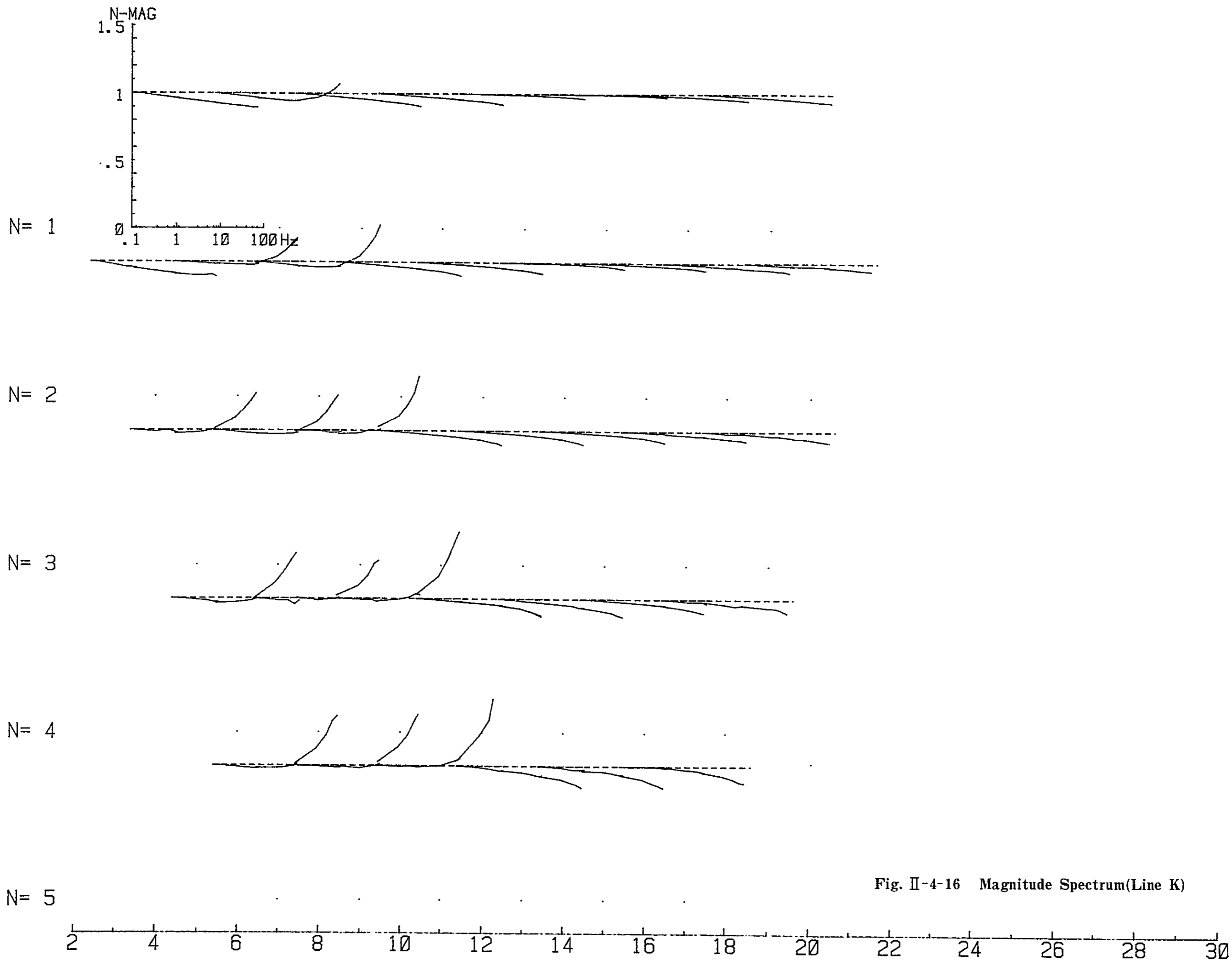


Fig. II-4-16 Magnitude Spectrum(Line K)



## 第 5 章 空中磁気探査資料解析

本解析は、第 1 年次において作成された、調査地域北東部の B 地区の磁力変化図に対して定性的および定量的におこなったものである。

### 5-1 空中磁気探査概要

#### 5-1-1 調査地域

本解析は、Fig. II-5-1 に示す地域の空中磁気探査資料について実施したものである。解析対象地域は、Brazil 連邦共和国 São Paulo, Parana 州境に位置し、面積は 10,000 Km<sup>2</sup> であり、その境界の緯度、経度は下記の通りである。

	緯度 (南緯)	経度 (西経)
A	24° 27'	48° 55.6'
B	24° 27'	49° 15'
C	24° 30'	49° 15'
D	24° 30'	49° 30'
E	24° 45'	49° 30'
F	24° 45'	49° 45'
G	25° 05'	49° 45'
H	25° 05'	48° 52.5'
I	24° 52'	48° 38.7'
J	24° 48.7'	48° 40.5'
K	24° 45'	48° 37.5'
L	24° 45'	48° 15'
M	24° 15'	48° 15'
N	24° 15'	48° 45'

磁力変化図は、調査地域全域にわたって第 1 年次において編集済みである。南西部地区 (A 地区: A-B-C-D-E-F-G-H-I-J-A) の解析は、第 1 年次において実施され、報告されているので、本年度は、B 地区 (北東部地区: A-J-K-L-M-N-A, 3,250 Km<sup>2</sup>) についての解析を実施した。

#### 5-1-2 空中磁気探査測定概要

本調査地域の空中磁気探査は、鉱山動力省鉱山局 (Departamento Nacional da Produção Mineral, Ministério das Minas e Energia: DNPM) と CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) によって放射能探査等を含む総合





空中物理探査事業の一環として実施されたものであるが、A、B両地区の調査名、調査仕様等は下記の通りである。

1) A 地 区

調 査 名 : Serra do Mar Sul 事業 ( データ収集 )  
- Santa Catarina 州, Paraná 州 Serra do Mar 地域空  
中磁気・放射能探査

調 査 期 間 : 1957年8月

測 線 総 延 長 : 約 80,000 line-Km  
主測線                      交叉測線

測 線 間 隔 : 1 Km                      20 Km

飛 行 方 向 : N30°W                      N30°E

飛 行 高 度 : 対地 105~165 m

地 磁 気 伏 角 : 26°S

地 磁 気 偏 角 : N14°W

全 磁 力 : 23,500 r

2) B 地 区

調 査 名 : São Paulo, Rio de Janeiro 地域空中物理探査事業-空  
中磁気・放射能探査

調 査 期 間 : 1975年6月~12月

測 線 総 延 長 : 約 32,000 line-Km  
主測線                      交叉測線

測 線 間 隔 : 1 Km                      20 Km

飛 行 方 向 : NS                      EW

飛 行 高 度 : 対地 150 m

地 磁 気 伏 角 : 26°S

地 磁 気 偏 角 : N14°W

全 磁 力 : 23,500 r



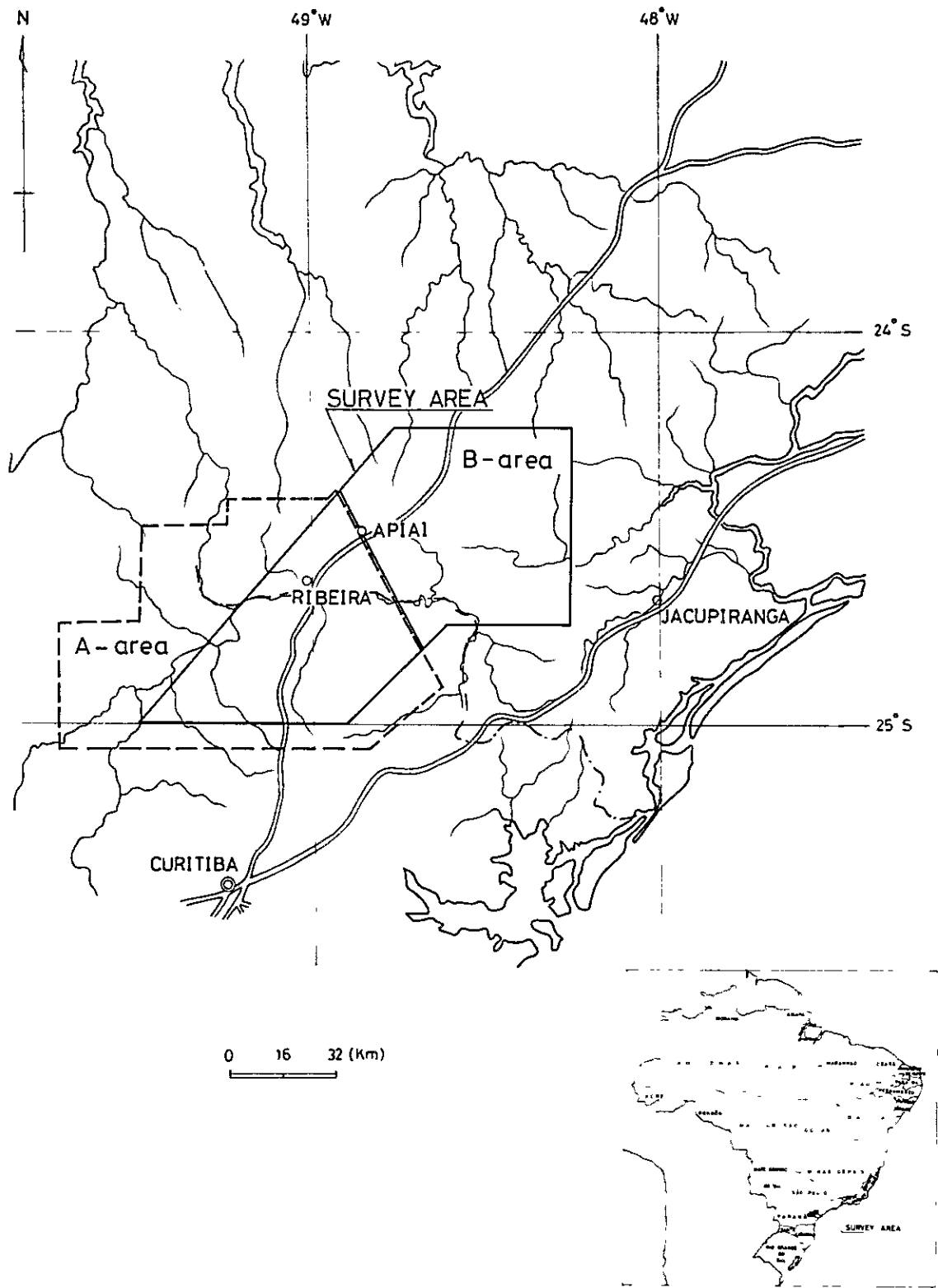


Fig. II-5-1 Location of Aeromagnetic Survey Area



## 5-2 解析方法

全磁力図上の磁力値から、地方的変化 (Regional Variation) を除去するため国際標準地球磁場 (IGRF) を差し引き、磁力変化図 (Residual Map) が作成されている。この磁力変化図を基に解析を行なった。

空中磁気データを解析するには、定性的手法と定量的手法の2種類の方法がある。定性解析法は、磁気図に各種フィルタ処理を施し、或る範囲の波長の磁気異常を抽出または除去し、地下の磁気構造を定性的に推定する方法である。

定性解析に利用されるフィルタ処理としては、以下のものがある。

- (1) 帯域フィルタ (Band Pass Filter): 任意の波長域の磁気異常を選択的に抽出するフィルタ。
- (2) 鉛直二次微分フィルタ (Second Vertical Derivative Filter): 短波長域の磁気異常を強調するフィルタ。
- (3) 上方または下方接続フィルタ (Upward or Downward Continuation Filter): 観測磁気値から数学的に上方あるいは下方の磁力値を計算し、短波長の磁気異常を減衰または強調するフィルタ。
- (4) 自己相関解析 (Auto-correlation Analysis): 同規模の磁気異常を検出し、磁気特性の傾向を把握するフィルタ。
- (5) スペクトル解析 (Spectrum Analysis): 調査地域内の磁気異常群の波長特性を把握する方法。
- (6) 擬似重力フィルタ (Reduction-to-pole Filter): 数学的に極の磁気異常へ変換し、磁性岩体の形状を推定するためのフィルタ。

etc.

一方、定量解析法は、各磁気異常の平断面に対し、磁気異常を誘起する岩体の深度、形状及び帯磁率を求める方法であり、以下の方法が挙げられる。

- (1) 特性点法 (Specific Point Method): 磁気異常曲線の変曲点、曲率等を利用し磁性岩体の深度、幅を推定する方法。
- (2) 曲線照合法 (Curve Matching Method): 単純な形状の磁気異常 (標準曲線) との照合により、磁性岩体の深度、形状、帯磁率を求める方法。
- (3) 特性曲線法 (Specific Curve Method): 観測磁気異常の曲率から磁性岩体の深度または幅を推定する方法。
- (4) 解析的方法 (Analytical Method): 磁気断面をフーリエ級数展開し、ダイク状、断層状構造等によるスペクトル特性と比較し、各構造の深度、傾き、磁気特性を検出する方法。

etc.



本地域の空中磁気探査は前述(5-1-2)の如く、地表付近の磁磁性岩体を有効的に検出するために、対地105~165mの包線線飛行で実施されている。従って、調査地域内の深部磁気構造は、浅部磁気構造に覆われている可能性が考えられる。

本解析では、A地区内のRocha, Perau両鉱山を含む56km×32kmの範囲に対し、2次元フーリエ級数によるエネルギースペクトル解析を行い、磁気異常群の波長特性を求めた。この結果から、2種類の波長帯域を選び磁力変化図から帯域フィルタ図を得た。これら、2種の帯域フィルタ図および磁力変化図を定性解析の基本図とした。

一方、定量解析として、磁力変化図上の顕著な磁気異常に対して磁気断面を切り、曲線照合法による解析を行った。

本解析の解析法の概要を以下に記述する。また、Fig. II-5-2に解析の流れ図を示す。

### 5-2-1 スペクトル解析

磁気図に表現された磁気異常群の波長特性を知ることにより、フィルタ処理を含めた種々の解析に対し有効な情報が得られるとともに、ポテンシャル論から平均磁気基盤深度を推定することが可能である。

#### 1) エネルギースペクトル

点(x, y)における磁気値F(x, y)は、2次元フーリエ級により

$$F(x, y) = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} A_{mn} \exp(-2\pi j(m x/L_1 + n y/L_2)) dm dn$$

と表わされる。但し、L<sub>1</sub>、L<sub>2</sub>はそれぞれx、yの方向の最大距離である

フーリエ係数A<sub>mn</sub>は、

$$A_{mn} = \frac{4}{L_1 L_2} \int_0^{L_1} \int_0^{L_2} F(x, y) \exp(2\pi j(m x/L_1 + n y/L_2)) dx dy$$

と求められる。

エネルギースペクトルはフーリエ係数の絶対値の平方として表わされる。

即ち、E<sub>mn</sub> = |A<sub>mn</sub>|<sup>2</sup>

#### 2) 平均磁気基盤構造深度

深度Hにおける磁気構造が白色スペクトルを有する場合、エネルギースペクトルE<sub>mn</sub>とHとの間にはポテンシャル論から

$$E_{mn} \propto e^{-4\pi H f}$$

の関係が成り立つことが知られている。

ただし、fは波数(波長の逆数)であり、

$$f = \sqrt{(m/L_1)^2 + (n/L_2)^2}$$





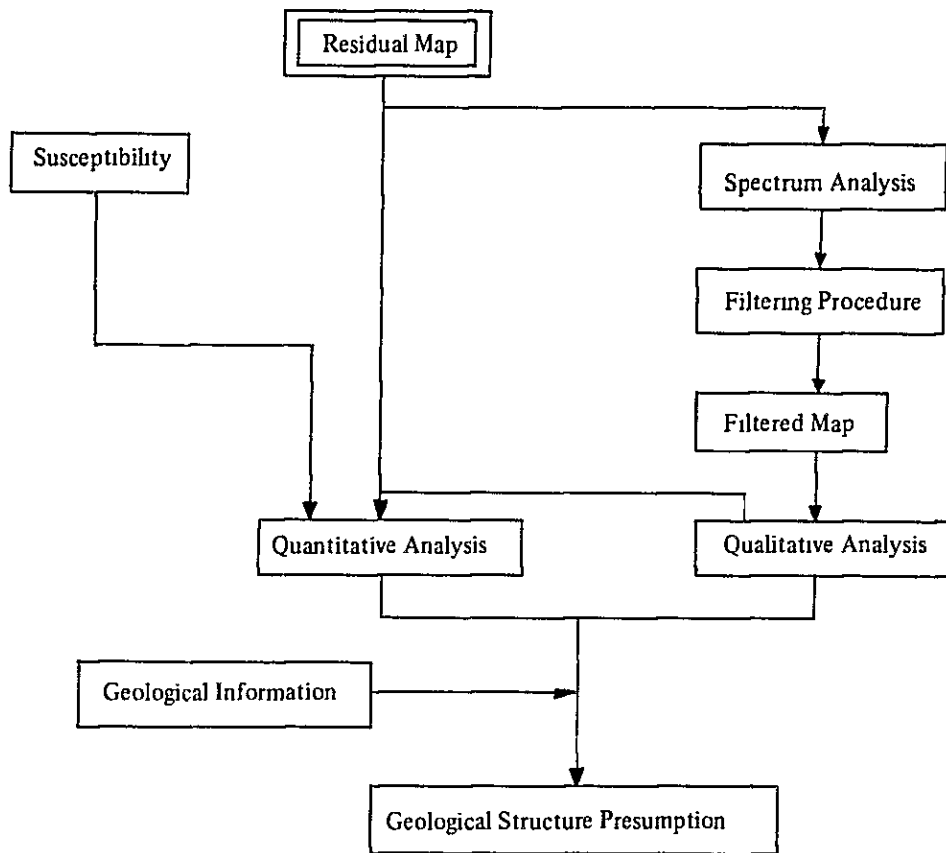


Fig. II-5-2 Flow Chart of Aeromagnetic Analysis



Table II-5-1 Susceptibility of Rock Samples (1)

	Sample No.	Rock Name	Density (gr/cm <sup>3</sup> )		Susceptibility (x10 <sup>-6</sup> cgsemu)	
				Average		Average
Gneiss	F-66	Gneiss	2.61	2.76	65	82
	F-105	Gneiss	2.84		98	
	F-290	Gneiss	2.84		(503)	
Pelitic Rocks	F-2	Phyllite	2.62	2.55 (16)	42	52
	F-5	Mica-schist	(2.83)		(1,877)	
	F-28	Phyllite	2.60		74	
	F-76	Phyllite	2.45		28	
	F-293	Mica-schist	2.52		69	
	F-294	Phyllite	2.57		38	
	F-300	Sericite-schist	2.64		73	
	S-13	Sericite-schist	2.38		54	
	S-20	Sericite-schist	2.55		70	
	S-24	Calcareous-schist	2.73		62	
	T-10	Mica-schist	2.69		50	
	T-13	Mica-schist	2.67		51	
	T-16	Mica-schist	2.65		38	
	T-20	Sericite-schist	2.55		27	
	T-35	Phyllite	2.50		56	
	T-47	Phyllite	2.05		32	
K-252	Sericite-schist	2.59	73			
Psammitic Rocks	F-1	Quartzite	2.64	2.63 (6)	61	51
	F-67	Quartzite	2.62		38	
	T-9	Psammitic-schist (metasandstone)	2.73		71	
	K-195	Psammitic-schist (metasandstone)	2.62		59	
	K-258	Psammitic-schist (metasandstone)	2.53		30	
	K-263	Psammitic-schist (metasandstone)	2.62		49	
Green-schist	T-30	Green-schist	2.92	2.87 (2)	88	85
	K-340	Green-schist	2.81		81	



Table II-5-1 Susceptibility of Rock Samples (2)

	Sample No.	Rock Name	Density (gr/cm <sup>3</sup> )		Susceptibility (x10 <sup>-6</sup> cgsemu)	
				Average		Average
Limestone	F-72	Limestone	2.78	2.77 (10)	24	48
	S-15	Limestone	2.72		30	
	S-86	Limestone	2.77		47	
	S-89	Limestone	2.75		59	
	S-94	Limestone	2.73		61	
	S-128	Limestone	2.71		36	
	S-129	Limestone	2.75		43	
	T-58	Limestone	2.66		46	
	T-85	Limestone	2.72		54	
Amphibolite	F-7	Amphibolite	2.97	2.95	108	122
	F-272	Amphibole -schist	2.92		109	
	S-93	Amphibolite	2.99		117	
	K-176	Amphibole -schist	2.83		(4,115)	
	K-178	Amphibolite	2.99		(1,390)	
	K-182	Amphibolite	3.00		155	
Granite	F-39	Granite	2.61	2.64	225	467
	F-57	Granite	2.62		593	
	F-242	Granite	2.62		154	
	S-49	Granite	2.68		890	
	S-91	Granite	2.64		80	
	K-184	Granite	2.64		860	
Syenite	F-21	Syenite	2.59	2.62	1,272	1,400
	F-87	Syenite	2.65		1,528	
Gabbro	S-33	Gabbro	2.93		2,854	2,854
Diabase	S-17	Diabase	3.02	2.96	2,331	1,560
	S-95	Diabase	2.90		796	
	F-4	Magnetite	3.67		54,970	



従って、横軸に波数  $f$ 、縦軸に  $\ln E$  をとり、各  $E_{mn}$  をプロットし回帰直線を求めれば、この勾配から深度  $H$  を推定することができる。

### 5-2-2 帯域フィルタ

帯域フィルタは、遮断周波数の異なる2個の低域通過 ( low-pass ) フィルタの差として表わされる。

2個の遮断周波数を  $w_1, w_2$  ( $w_1 > w_2$ ) とすれば、帯域フィルタの係数  $f_{mn}$  は次のように求められる。

$$f_{00} = (w_1 - w_2) / \pi^2$$

$$f_{n0} = f_{0n} = (w_1 / \pi) \cdot (\sin n w_1 s / n \pi s) - (w_2 / \pi) \cdot (\sin n w_2 s / n \pi s)$$

$$f_{mn} = (\sin n m w_1 s / m \pi s) (\sin n w_1 s / n \pi s) - (\sin n m w_2 s / m \pi s) (\sin n w_2 s / n \pi s)$$

実際の計算では、磁力変化図を 1 Km 格子で数値化した磁力値に対し上式で与えられる  $f_{mn}$  の値をとるフィルタを考え、磁力値と係数とのコンボリューション ( Convolution ) 積をとり、帯域フィルタ値を求める。

### 5-2-3 岩石磁性測定

岩石資料は PL. II-21 に示す位置から採取したものであり、全て地表の資料である。採取個数は 56 個であり、Bison 製帯磁率計を用いて帯磁率を測定している。

測定結果を Table II-5-1 に示す。

帯磁率測定の結果、岩石別帯磁率の平均値は、帯磁率の高い順に並べると、斑レイ岩 2854 ( 試料数 1 個 )、輝緑岩 1560 ( 2 個 )、閃長岩 1400 ( 2 個 )、花崗岩 467 ( 6 個 )、角閃岩 122 ( 4 個 )、片麻岩 82 ( 2 個 )、泥質岩類 52 ( 16 個 )、砂質岩類 51 ( 6 個 )、石灰岩 48 ( 10 個 ) である。

なお、各岩石帯磁率は  $10^{-6}$  cgsemu /cc 単位で表わしている。

本調査地域の磁性岩体をランク A ( 強磁性岩体 )、ランク B ( 中磁性岩体 )、ランク C ( 弱磁性岩体 )、ランク D ( 微弱性岩体 ) に分類すると、

ランク A には、斑レイ岩、輝緑岩、閃長岩

ランク B には、花崗岩

ランク C には、角閃岩、片麻岩

ランク D には、泥質岩類、砂質岩類、石灰岩

がそれぞれに対応する。

帯磁率測定結果より、本地域の磁気異常の分布形態を推定するとランク A 岩体分布地域では短波長かつ大振幅の磁気異常が卓越しているのに対し、ランクの B、C の岩体が分布する





地域では小振幅の磁気異常群が分布し、また、ランクD岩体分布地域では磁力値の変化が小さいと考えられる。

### 5-3 解析結果

B地区の空中磁気探査は、A地区と同様に対地高度150mの包絡線飛行で実施されている。包絡線飛行は、地下浅所かつ小規模な磁気異常源を検出するのに有効な手法であるが、一定飛行高度でなく、また、並行する測線との間で飛行高度が同じでないために、磁気異常の形態を正確に把握できず、部分的にしか定量解析を行えない。

本調査地域の磁気異常図は、地下浅部の小規模な磁気構造を反映した短波長磁気異常群が卓越し、深部磁気構造を示す長波長磁気異常がこれらの短波長磁気異常群によって覆われている。

#### 5-3-1 残差図(Residual Map)

残差図 PL. II-14 に表現される磁気異常から定性的に判断されるB地区の磁気的特性は下記の通りである。

- 1) 本地区の残差図をA地区と比較すると、全体的に振幅が小さく、変化が少なく平滑化された磁気異常図となっている。
- 2) 本地区北東部は、半波長1~3km、振幅数100ガンマ以上の短波長大振幅磁気異常が群集していることで特徴付けられる。これらの小規模磁気異常群は、N60°Wの方向に配列する傾向が看取される。この磁気異常分布域をゾーンFと仮称する。このゾーンは主として、小規模なランクA磁性岩体(斑レイ岩、輝緑岩、閃長岩)がかなり広範囲かつ、複雑に分布していると考えられる。
- 3) また、地区南部には、半波長1.5~3kmで、最大振幅300ガンマ未満の磁気異常群がN60°E方向に配列している。ゾーンGと仮称する。このゾーンでは、ランクB、C磁性岩体(花崗岩、角閃岩、片麻岩)が主に分布していると考えられる。
- 4) 地区北西端では、比較的長波長の低磁気異常がNE-SW方向に配列する傾向が看取される。この磁気異常分布域は、A地区のゾーンBと類似の傾向がみられ、また、その北東延長に位置することから、ゾーンBと仮称する。
- 5) 地区中央部は、ランクA磁性岩体によって誘起されたと考えられる Apiai からほぼN75°E方向に配列する半波長1.5~4kmのやや短波長大振幅磁気異常分布域を除き、比較的磁力値の変化が小さい地区であり、主にランクB、C、D磁性岩体が広く分布する地区と考えられる。本異常域は、磁気異常の分布形態から、A地区のゾーンCの東方延長と考えられる。また、本ゾーンの南部、Sato da Serra - Andorinhas 西方10km - Barra do Batatalを結ぶ三角形の地区内には小振幅の磁気異常群が分



布しているが、この地区をゾーンEと仮称する。

顕著な磁気異常の分類には、磁気異常番号の頭に各異常に属するゾーンの記号を冠した。残差図に表現される磁気異常の分布形態から判断して、B地区をゾーンB, C, E, FおよびGの5ゾーンに分類したが、各ゾーンの磁気異常配列には連続性がみられる。即ち、ゾーンBではN60°E - S60°W方向の連続性が卓越している。ゾーンCの北～中部ではN60°E～NE-SW方向の連続性が優勢であり、一方、南部ではE-W方向の連続性がみられる。ゾーンEではE-W方向およびこれと斜交するN30°E-S30°W方向の連続性が卓越している。ゾーンF, GではそれぞれN60°W方向およびN60°E方向の連続性が優勢である。

これらの磁気異常の連続性および等磁力線の歪などから磁気不連続構造が推定されるが、この構造は、岩石を帯磁率の観点から分類した場合の地下構造（岩体の境界、構造線等）を表現したものであり、磁気不連続構造が必ずしも地質学的な意味での構造線と一致しない場合もある。これらの点に留意して残差図を定性的に解釈すると、以下の推定がなされる。

- 1) ゾーンBとゾーンCの境界に、NE-SW方向の構造線の存在が考えられる。北側のゾーンBでは、ランクB磁性岩体（花崗岩）が分布していると推測される。
- 2) ゾーンCでは、主たる構造線の方向はNE-SWであるが、ゾーンFとの境界付近で消滅している。Apiai付近からNE方向へ延びる構造線はEspírito Santo断層に対応すると考えられるが、この構造線の南側には、ランクA磁性岩体の分布を規制するように同方向の構造線が並走している。

さらにゾーンEとの境界には、NE-SW方向の構造線の存在が推定されるが、これはFigueira断層に対応すると考えられる。本構造線は、Sitio da Serra西方6Km付近からBombas付近まで至り、この付近からはほぼE-W方向に向きを変え、A地区へ連続し、Adrianópolis南方10Km付近まで延びている。

Espírito Santo断層の北側、ゾーンBまでの間までは、比較的短波長の磁気異常群が分布しているが、これらの磁気異常の形態からApiai北方に広くランクB磁性岩体（花崗岩）が分布していると推定される。

ゾーンCの他の地域では、磁力値の変化が小さいことから主にランクD磁性岩体が広く分布していると考えられる。

またApiai東方10Km付近から南方へColônia Marquês do Abranches東方5Km付近までの南北方向の構造線が考えられるが、これはランクB（西側）およびランクD（東側）磁性岩体の境界に相当するものと推察される。

- 3) ゾーンEの北西部では、主たる構造線はNE-SW方向であり、ランクC磁性岩体はほぼこの方向に分布していると考えられるが、南部および東部では主たる構造線の方向は東西であり、このうち、Barra do BatatalからBombas南方10Km付近へ延びる



構造線はRibeira リニアメントに一致するものと考えられる。ゾーンE内では小振幅の磁気異常が群集するが、これらの小規模磁気異常群は、ランクC磁性岩体により誘起されたと考えられる。また、北東部には大規模な磁性岩体の縁辺部で観測されたと思われる磁気異常群が分布しているが、これらはランクB磁性岩体(花崗岩)により誘起されたものであろう。

- 4) ゾーンFでは、磁気異常の分布形態から、幅の狭いランクA磁性岩体がN60°W方向に並行して多数分布していると考えられる。また、これらの小規模磁性岩体群のために、構造線の存在は不明である。
- 5) 調査地域東端のBarra do Batatalから調査地域中央部南端のTunas東方へ向って延びるN75°E方向の構造線はゾーンGとゾーンC、Eの境界をなしているが、これはItapeuna リニアメントに対応すると考えられる。ゾーンG内には、この構造線の南方5Kmに構造線が並走しており、両構造線に挟まれた地域には短波長かつやや大振幅の磁気異常群が同方向に多数分布しているが、これらの磁気異常群はランクC磁性岩体により誘起されたと考えられる。

#### 5-3-2 帯域フィルター図(Band Pass Map)

A地区のゾーンBおよびC内の磁北方向5.6Km、その直交方向3.2Kmの地区(Fig. II-5-3)に対し、エネルギースペクトル解析した結果をFig. II-5-4に示す。このエネルギースペクトル分布では、エネルギーは長波長域から短波長域に向かうに従い漸減する傾向がみられる。最小自乗法的に直線を引くと、波長( $\lambda$ )=2Km、4Kmおよび1.6Kmを境界周波数とする3種類の波長帯域に分割される。

波長帯域4~1.6Kmおよび1.6Km以上について最小自乗法的に決定された直線の勾配から、それぞれの磁気基盤面までの平均深度は、飛行高度から-6Km、-2.0Km程度の値が得られたが、本調査は、既述の如く、包絡線飛行で実施されているために、これらの深度は数学的な見掛け上の計算値と考えられる。

本調査地域内の磁性岩体の分布を規模別に把握することを目的として、下記の2種類の帯域および低波長域通過フィルターを設計した。

- 1) BP-1 波長帯域4~1.6Kmの磁気異常を選択的に抽出する帯域フィルター
  - 2) BP-2 波長1.6Km以上の磁気異常を主として抽出する低波長域通過フィルター
- 上記2種類のフィルターを残差図に施して、帯域フィルター図BP-1(PL. II-16)およびBP-2(PL. II-18)を得た。

以下に各フィルター図から定性的に判断される磁気構造を列挙する。

- (1) 帯域フィルター図BP-1(Band Pass Map BP-1)









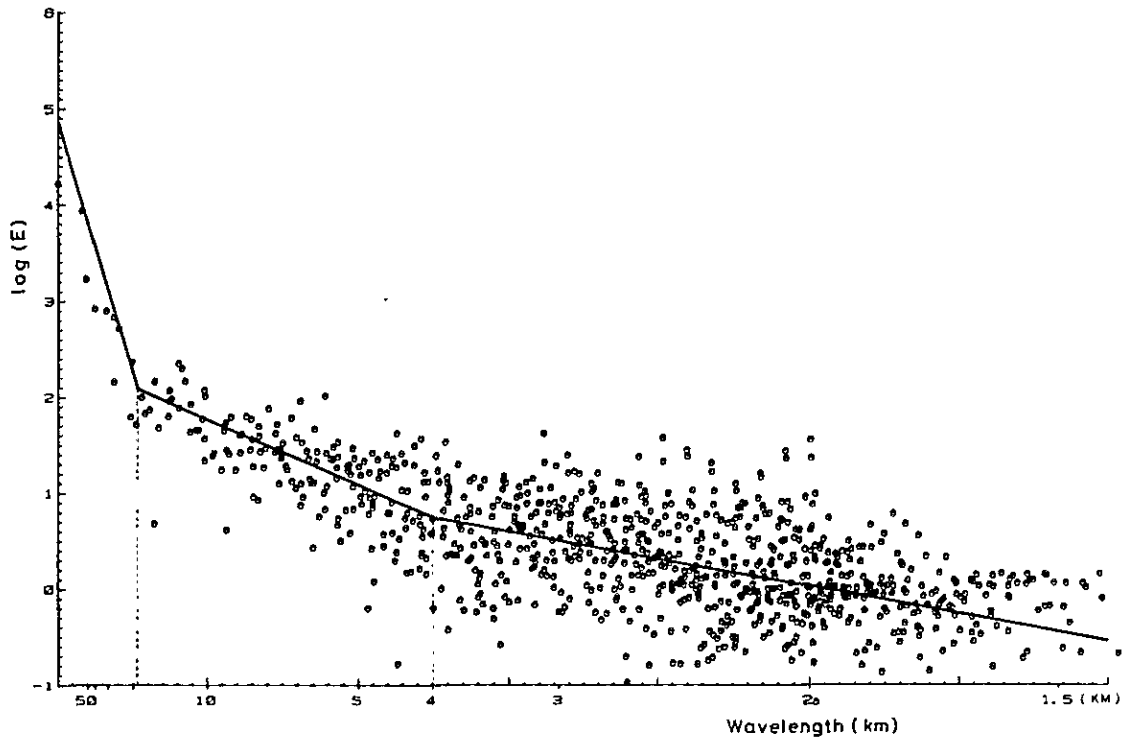


Fig. II-5-4 Frequency Response of Band-pass and Low-pass Filters

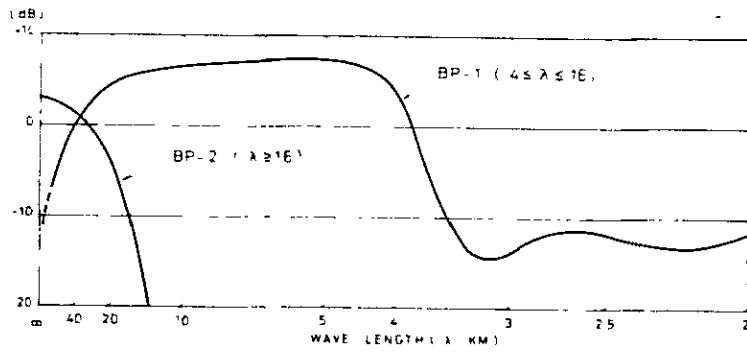


Fig. II-5-5 Energy Spectrum vs. Wavelength



残差図から半波長 2 Km 未満の磁気異常群が除去され、平滑化された磁気異常図となっている。残差図にみられた各ゾーンの磁気異常配列の連続性が保存されており、特に、ゾーン C 内の Apiai から北東方向に断続して分布する磁気異常群が、本図では平滑化され数個の連続した磁気異常として表現されている。

調査地域南部の A 地区と B 地区の境界に、南北方向の磁気異常が分布しているが、これは飛行高度の異なる両地区の磁気データを編集した結果あらわれたものであり、南北方向の地下構造の存在を示唆するものではない。

## (2) 帯域フィルター図 BP-2 (Band Pass Map BP-2)

本図の特徴としては、Apiai 東方 10 Km 付近および北西端で低磁気、また、南東端で高磁気となっており、波長が 15 Km 以上のほぼ NE-SW 方向の長波長磁気異常が卓越していることである。

Apiai 東方 10 Km 付近の低磁気および南東端の高磁気はゾーン C の C-6~12 およびゾーン G の磁気異常群がそれぞれ平滑化された分布となっており、前述 (5-3-1) の構造線はみられず、深部の構造を反映していると考えるのは困難である。従って、本図は見掛けの磁気異常が数学的に計算された結果を表現していると考えられる。

### 5-3-3 定量解析

残差図上の顕著異気異常群に対し断面線を設定し、角柱状モデル、ダイク状モデルを仮定した断面解析を行ない、磁性岩体の頂部深度、見掛け帯磁率を求めた。得られた見掛け帯磁率を、既述の磁性岩体に対応させた。

#### ○ ゾーン C

Apiai 南方 2 Km 付近の磁気異常群 C-6 は、北へ 60° 程度傾斜した、見掛け帯磁率 ( $\Delta K$ )  $3.4 \times 10^{-3}$  cgsemm の磁性岩体により誘起されたものである。北東側の磁気異常 C-7, 8 は C-6 と同じく、北へ 60° 傾いた磁性岩体により誘起されたものであるが、見掛け帯磁率は  $2.1 \times 10^{-3}$  cgsemm である。C-6, 7, 8 はいずれも地表に露出している。C-9, 10 および 12 は見掛け帯磁率はそれぞれ 1.5, 1.5,  $7.7 \times 10^{-3}$  cgsemm であり、いずれも潜在している。C-12 磁性岩体は、磁気異常の形態から判断して岩株状を呈していると考えられる。これらの磁性岩体の分布と帯磁率測定結果および地表地質から判断すると、C-6 岩体は斑レイ岩 (ランク A) に相当し、他の C-7~10, 12 岩体は斑レイ岩および角閃岩の岩脈に対応すると考えられる (C-6 周辺で採取された角閃岩の岩石試料 (K-176, 178) は  $10^{-3}$  以上の帯磁率を示していることから、C-6 磁性岩体は斑レイ岩のみでなく、他の岩体 (C-7~11) と同様に、斑レイ岩と角閃岩に対応すると考えられる。



また、C-11 磁気異常は見掛け帯磁率  $3.3 \times 10^{-3}$  cgse/m の磁性岩体により誘起されている。この磁性岩体は地表に露出しており、地表地質と対比するとランク B 磁性岩体（花崗岩）であるが、その帯磁率が高いところから、他の花崗岩と岩質が異なっている可能性がある。

C-6 ~ 10 および 12 の北側を NE-SW に走る Espirito Santo 断層は、磁気異常の定量解析結果から北西に  $60^\circ$  程度傾斜していると考えられる。

以上の定性、定量解析により総合的に判断される結果を総合解析図（磁気構造図）として PL. II-21 に示す。

#### 5-4 ま と め

調査地域の磁気異常は A, B, C, D の 4 ランクに大別され各ランクの磁気異常はそれぞれランク A（強）、ランク B（中）、ランク C（弱）およびランク D（微弱）磁性岩体によって誘起された磁気異常と考えられる。岩石試料の帯磁率測定結果により、斑レイ岩・輝緑岩・閃長岩はランク A、花崗岩はランク B、角閃岩・片麻岩はランク C、泥質岩類・砂質岩類・石灰岩はランク D 磁性岩体にそれぞれ対応すると判断された。

また、磁気異常群の分布形態から、本調査地域は A ~ G の 7 個のゾーンに分割され、各ゾーン特有の地質の分布を反映していると推定される。

本解析で得られた結果に地質学的考察を加えて推察された事項を以下に列挙する。

- 1) B 地区の北東部および北西部を除く全域においては、ランク D 岩体の分布が優勢であり、北側では北東-南西方向、南側では東西方向の構造線が卓越している。この岩体の北部では、ランク A（斑レイ岩）、ランク C（角閃岩）磁性岩体が貫入岩体として分布しており、その分布は NE-SW 方向の構造線によって規制されている。南側（C-9, 10, 12）では潜在している。また、中央部には、ランク C 磁性岩体（角閃岩）が幅の狭い岩脈群として、北から南へ向かうに従い NE-SW から東西方向へとその走向を変えて分布している。さらに、B 地区南部は、既存の地質調査結果によれば、ランク D 磁性岩体が広く分布しているが、 $N75^\circ E - S75^\circ W$  方向の磁気不連続線に規制された、潜在したランク C 磁性岩体（角閃岩）がほぼ同方向に雁行して分布している。
- 2) B 地区北東部には、第 1 年次調査結果によればランク B（花崗岩）およびランク D 磁性岩体が広く分布しているが、北西-南東方向に断続して多数分布するランク A 磁性岩体（輝緑岩）のために、磁気図からはその分布を判断できない。
- 3) ランク B 磁性岩体（花崗岩）の周縁が磁気異常の連続性から B 地区北西端、Apiáí 北方、Pedra, Santa, 北方および B 地区南東端で推定され、花崗岩の分布域が把握された。しかしながら、Apiáí 東方 1.6 Km に位置する花崗岩体は計算された見掛け帯磁率



が高いことから，他の花崗岩とは岩質が異なる可能性が示唆される。

以上の考察により，本解析は次のようにまとめられる。

調査地域の主たる地質構造は，北東-南西の方向性を有しており，磁気図から把握された構造線の方  
向に一致する。また，花崗岩，斑レイ岩，輝緑岩，角閃岩などの貫入岩体の分布が把握され，  
一部の花崗岩および角閃岩については，磁性の観点から岩質が異なることが推察された。調査  
地域内の鉱床はランク D 磁性岩体中に分布している。

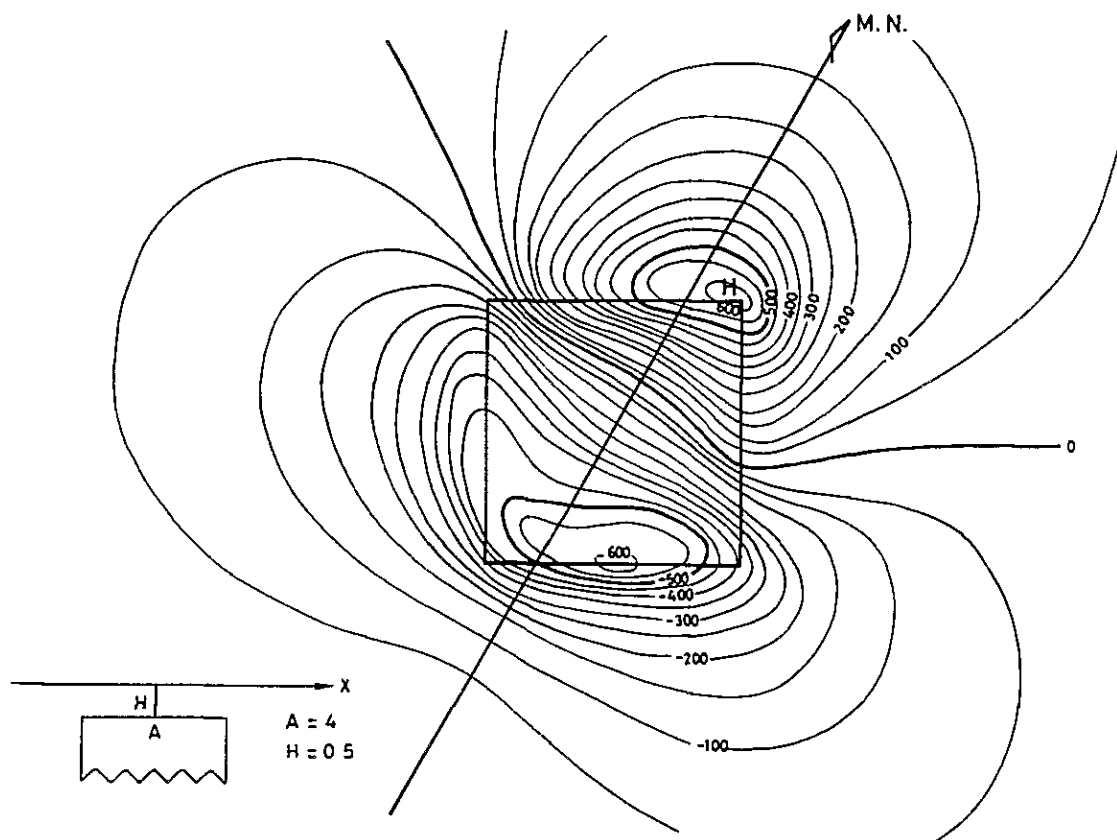
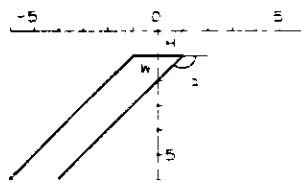
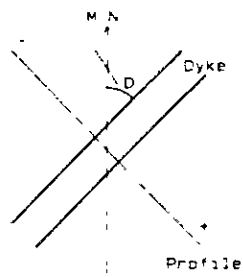
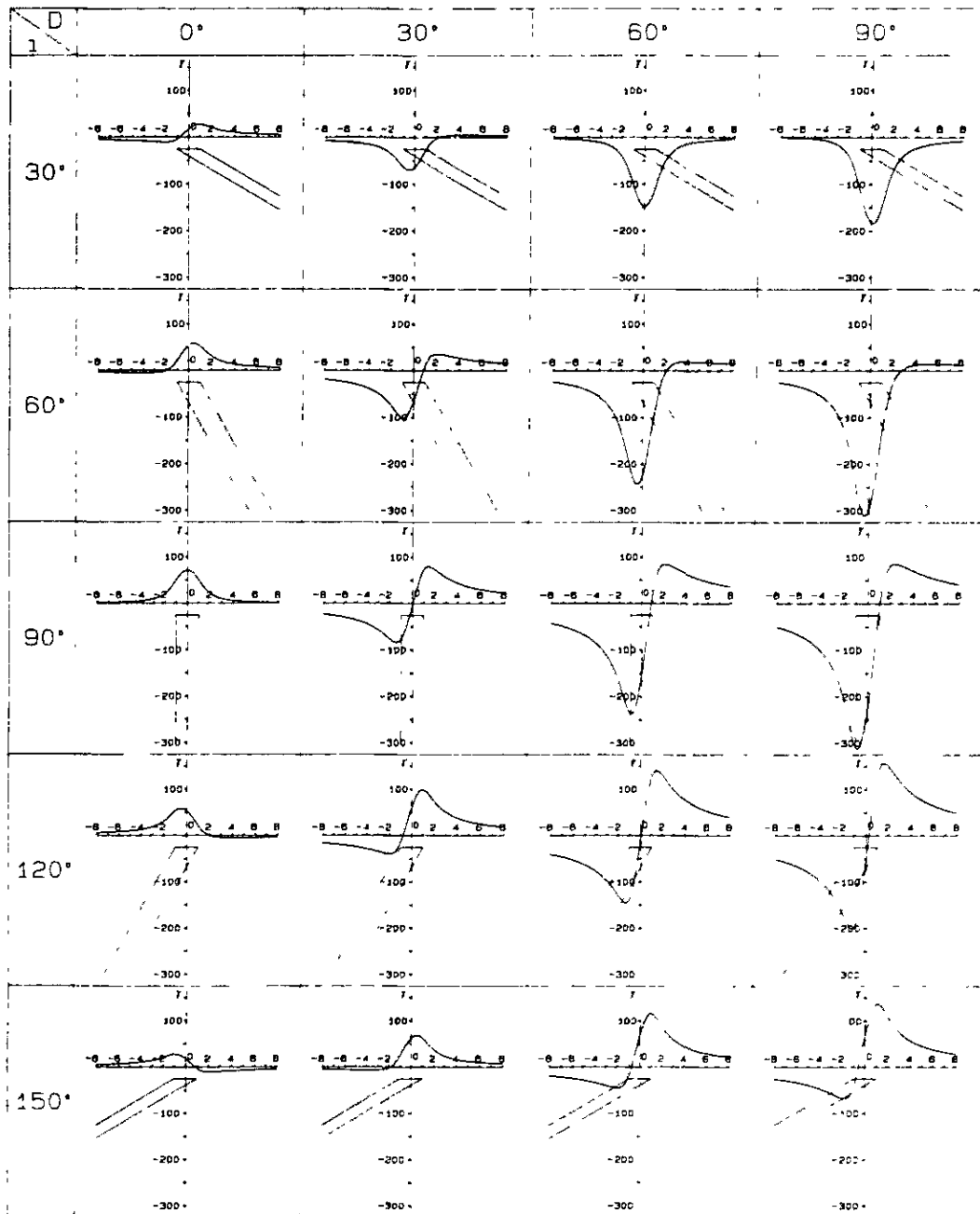


Fig. II-5-6 Magnetic Anomaly due to Prism Model(26° S)







$I = 26^\circ S$   
 $T_0 = 23500 \gamma$   
 $\lambda = 0.01 \text{ CGS EMU}$   
 $t = 1$   
 $r = 10$

Fig. II-5-7 Magnetic Anomaly due to Dyke Model(26° S)



## APPENDICES



**Photo A-1 Field Survey**





Location · Ribeirão do Perau  
Setuva Formation  
augen gneiss



Location Ribeirão do Perau  
Açungui I Formation  
Quartzite



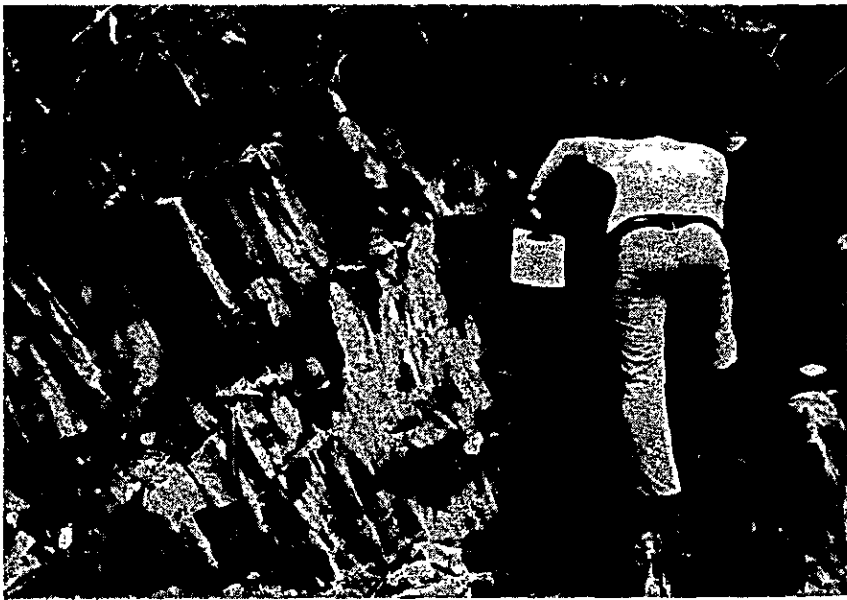
Location Ribeirão do Perau  
Açungui I Formation  
Calc-silicate rock



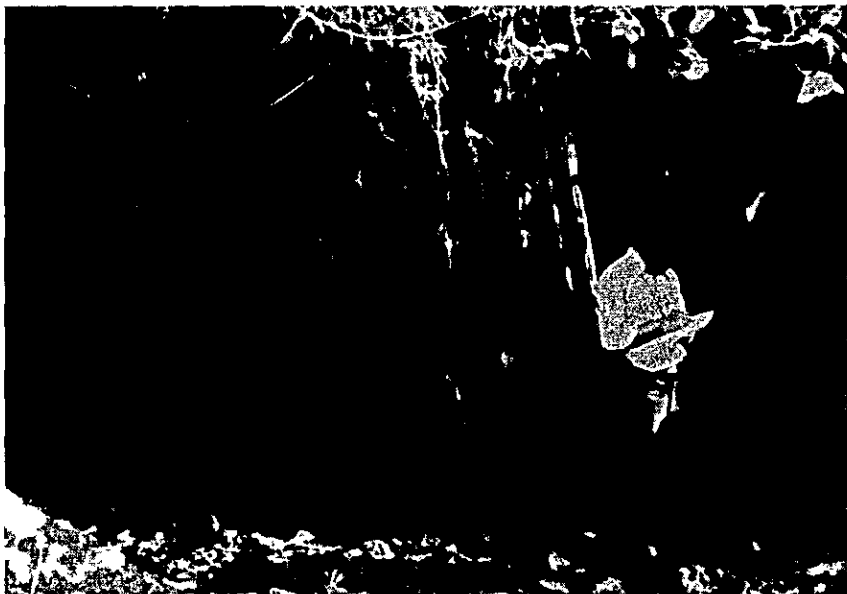




Location : North of Tunas  
Açungui II Formation  
Phyllite and sericite,  
muscovite schist



Location . Panelas area  
Açungui III Formation  
banded limestone

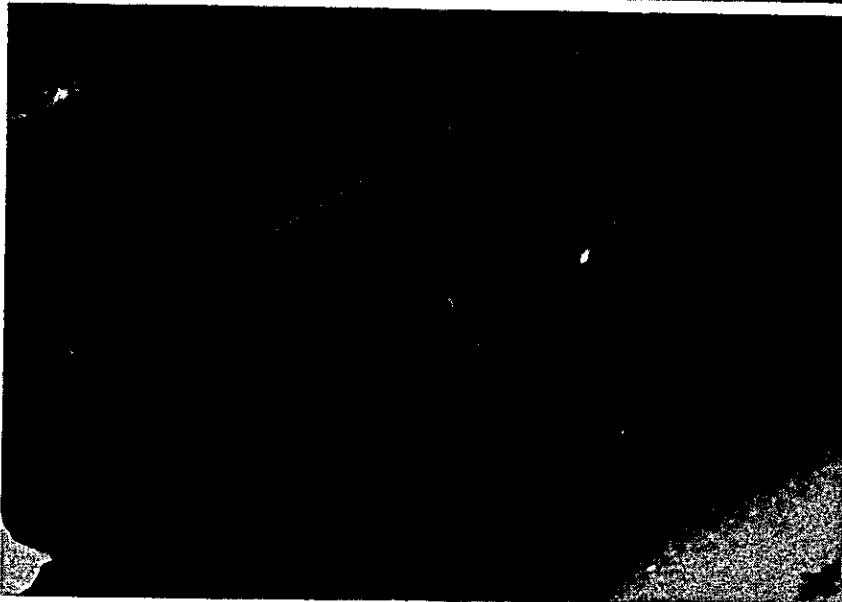


Location : Rio Mato Preto  
Açungui III Formation  
Calc-schist

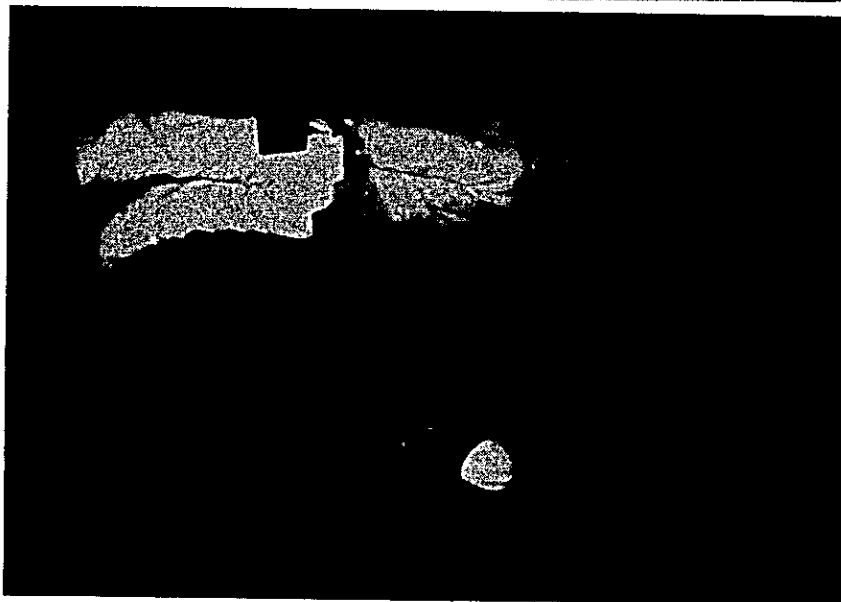




Location . Rio Ribeira  
Diabase dyke intruded in  
Metabasite



Location : Perau Mine  
Underground sketch  
work in Perau mine

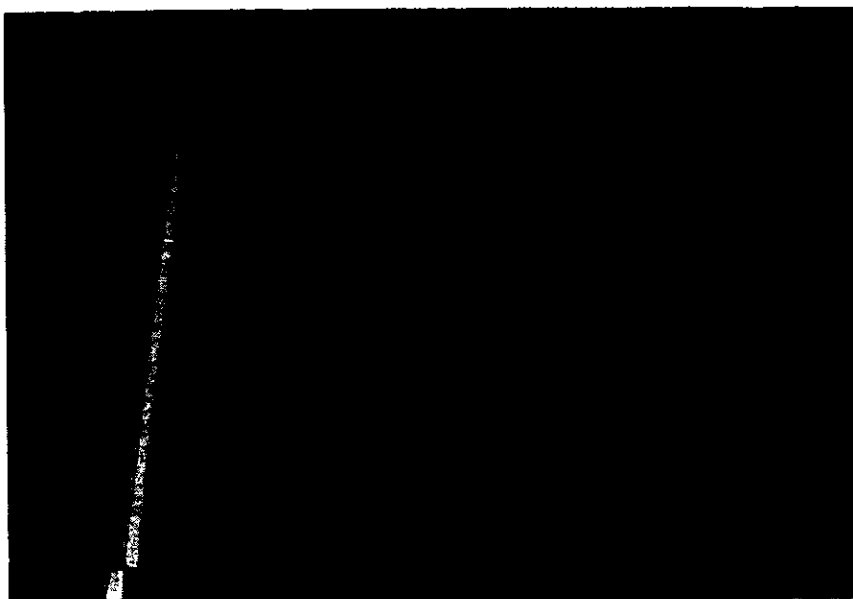


Location : Perau Mine  
Underground sketch  
work in Perau Mine

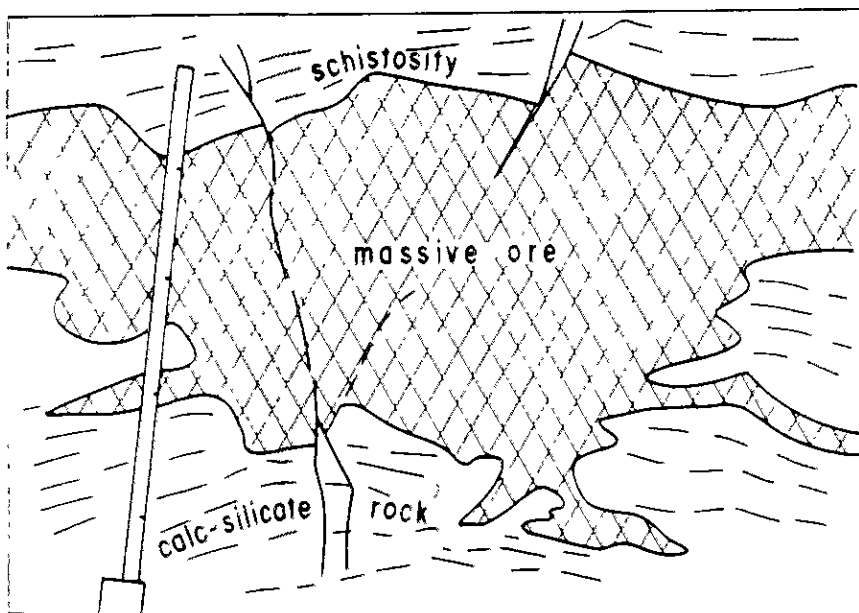




Location : Perau Area  
Soil sampling for geochemistry



Location : Perau Mine G1L  
Massive Ore forming "Hanekomu-spur" shape  
Coarse galena injected in the host rock



Explanation Sketch of above phot

•