

### 3-4-4 二次元断面解析

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密度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の基本式にしたがっている。

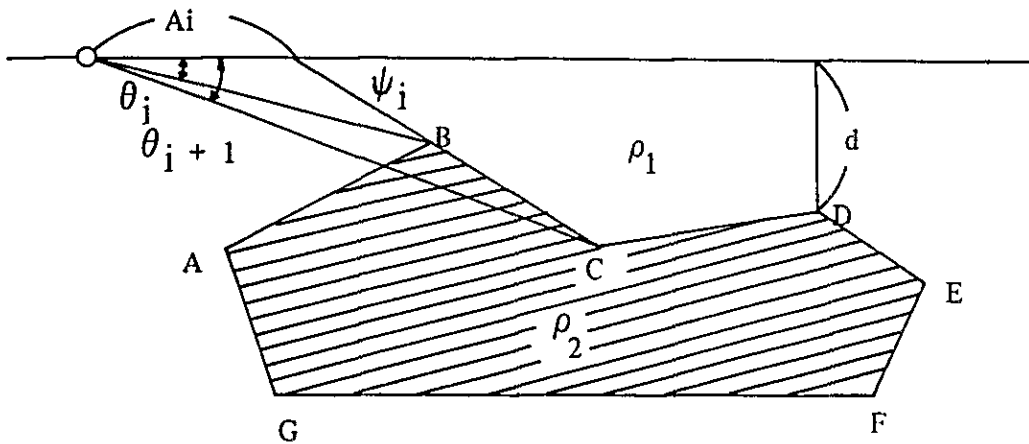
$$\Delta g = 2G \cdot \Delta \rho \sum_i Z_i$$

$$Z_i = A_i \cdot \sin \varphi_i \cdot \cos \varphi_i \left[ \theta_i - \theta_{i+1} + \tan \varphi_i \log \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \varphi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \varphi_i)} \right]$$

$\Delta g$  : 重力異常値

$G$  : 万有引力定数

$\Delta \rho$  : 密度差 ( $\rho_2 - \rho_1$ )



Talwani's way for interpretation

実際の計算に当っては電子計算機を使用して、地形を含めた近似解を自動的に求めている。この方法は、 $\Delta \rho$  と  $d$  の組合せに対して唯一の近似解しか得られないが、地下構造が比較的単純な地域では的確な  $\Delta \rho$  と  $d$  を指定することによって、きわめてすぐれた近似解を得ることが出来る。本調査では、補正密度  $\rho = 2.40$  の等重力線図を対象に、4本の断面線について深度計算を実施している。

### 3-5 解析結果

重力探査の解析結果は、ブーゲー異常値から作成する等重力線図に代表されるが、本調査で

は定性及び定量解析を実施して各種の解析図を作成した。

### 3-5-1 等重力線図

Fig. II-3-2 は、本調査で採用した補正密度 $\rho=2.40$ の等重力線図である。等重力線図にみられる重力分布は変化に富み、多様な重力異常が数多く認められる。したがって、等重力線の発達方向も不規則で、複雑に屈曲している。ブーゲー異常値( $\rho=2.40$ )は、約 $-307$  mgal から $-273$  mgal の範囲に分布し、全体的に顕著な負のブーゲー異常地域に位置している。

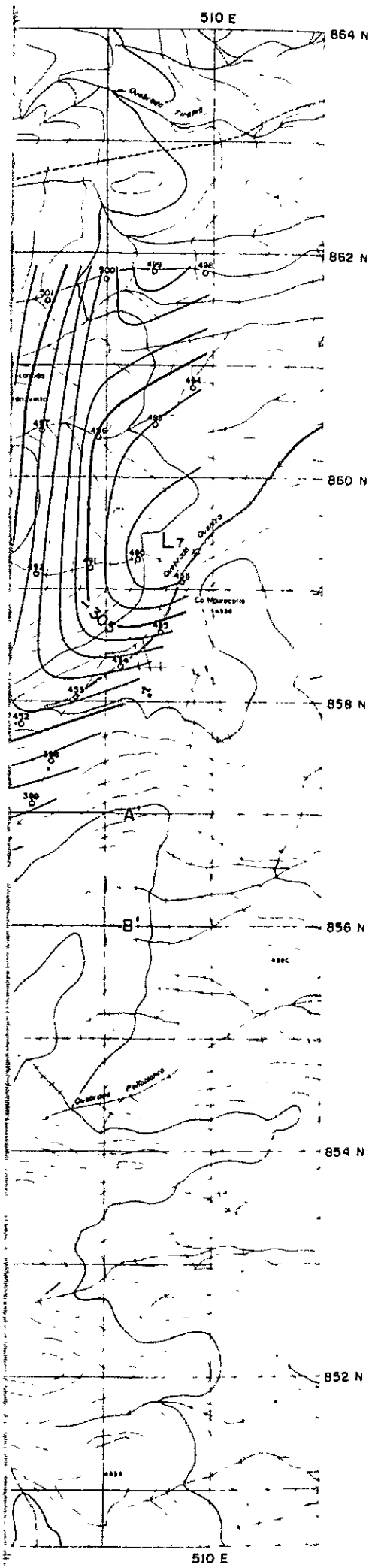
本地域には、西から東に向ってブーゲー異常値が減少する顕著な重力トレンドが認められ、後述する傾向面解析図に明瞭に検出されている。概括的に $-280$  mgal 以上を高重力異常、 $-290$  mgal 以下を低重力異常とすると、高重力異常は北部、南端部及び西端部に、低重力異常は中央部、北東端部及び南東端部に発達している。

北部の高重力異常は、 $H_1$ 、 $H_2$  及び  $H_3$  の閉じた局所的な高重力異常で形成されているが、全体的に $-285$  mgal の等重力線で表現される規模の大きな高重力異常が推定される。これに対して、南端部の高重力異常は $H_4$  で代表されるが、 $H_5$  及び  $H_6$  に顕著な張り出しが認められ、西端部の高重力異常は $H_7$  で表現されている。これらの高重力異常は、いずれも高密度重力基盤の盛り上りを表現するものと推定され、後述する二次元断面解析によると、規模の大きな基盤の隆起構造が算出された。

中央部の低重力異常は、 $L_1$ 、 $L_2$ 、 $L_3$ 、 $L_4$  及び  $L_5$  で表現され、 $L_6$  に張り出しが認められるが、全体的に $-285$  mgal の等重力線で表現される規模の大きな低重力異常が推定される。この低重力異常は、後述する二次元断面解析によると、基盤の陥没構造に対応し、内部に局所的な凹凸が算出されている。これに対して、北東端部の低重力異常は $L_7$  に代表されるが、 $L_8$  に至る顕著な張り出しが認められ、南東端部の低重力異常は $L_9$  で表現されている。

これらの低重力異常は、いずれも規模が大きいことから、基盤の陥没構造を表現すると推定され、 $L_7$  から $L_8$  を経て $L_9$  に至る連続性が認められる。局所的な重力異常としては、西部に発達する $L_{10}$ 、 $L_{11}$  及び  $L_{12}$  の低重力異常が指摘され、全体的にN-S系に重力傾度の低い低重力異常帯を形成している。同様に中央部では、低重力異常の中心部の重力傾度が極めて低いことも特徴的である。

さらに、低重力異常 $L_7$  から $L_3$ 、 $L_2$ 、 $L_1$ 、 $L_6$  を経て $L_{10}$  に至る連続性が認められることも注目すべきで、湾曲した弧状の低重力異常を形成している。したがって、規模の大きな地溝帯の存在が推定されるが、その全ぼうを明らかにするために、今後、北東部から北西部の重力探査を希望したいところである。いずれにしても本地域は、低重力異常卓越型に属するが、こうした傾向は日本の地熱地帯に良く類似している。重力傾度の高い等重力線は $L_7$ 、 $L_9$  の



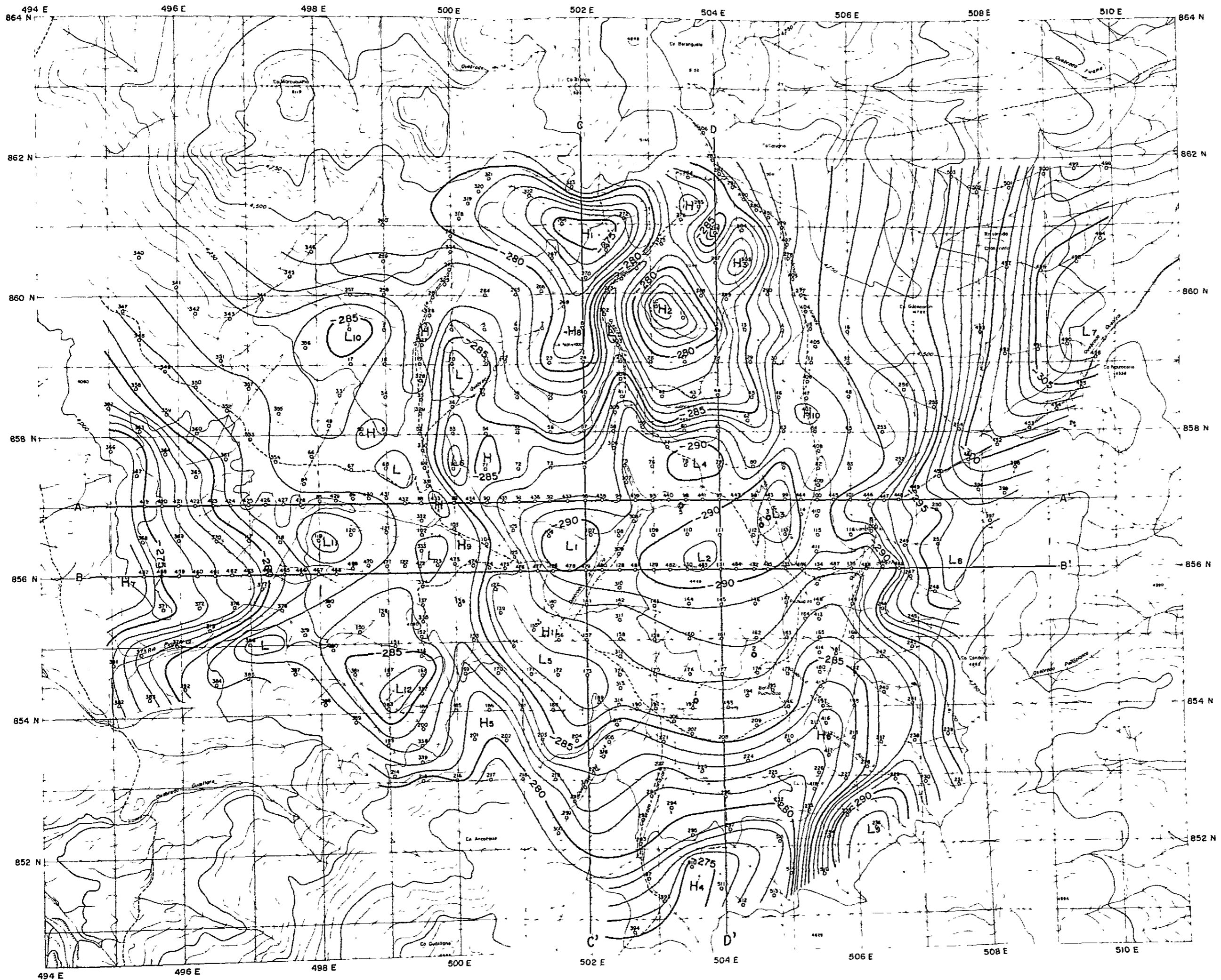
Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**BOUGUER ANOMALY  
 MAP**

1 : 50,000

0 1,000 2,000 3,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 **Fig. II-3-2**



Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**BOUGUER ANOMALY  
 MAP**

1: 50,000

0 1,000 2,000 3,000 m

Nov ~ Dec, 1978 Fig. II-3-2



西縁部,  $L_7$  の南縁部及び  $H_1$ ,  $H_2$ ,  $H_3$  の外周部に発達し, 断層構造を表現すると推定される。こうした断層構造は, 後述する二次元断面解析に数多く算出され, 断層による地塊化が著しいことを示唆している。

なお, 本地域に分布する顕著な負のブーゲー異常値は, アイソスタシー的な影響によるものと考えられる。アイソスタシー的な負のブーゲー異常値については, 北米を横断するブーゲー異常値の断面が, 略々, モホ面と正の相関を示し地形と負の相関を示す例が著名である。この例によると, ネバタ, ユタ, コロラドの高地に  $-100$  mgal から  $-200$  mgal におよぶ負のブーゲー異常値が認められ, ユタ州における重力観測結果によると標高  $1,000$  m の高地で,  $-193$  mgal の負のブーゲー異常値が観測されているが, ここのモホ面深度は  $4.77$  km と推定されている。

また, 南米においても略々南緯  $32$  度付近を, 大西洋岸から太平洋岸まで横断する重力観測結果が発表されているが, それによるとチリとアルゼンチンの国境付近のアンデス山脈中に位置する標高  $4,000$  m 前後の高地に,  $-300$  mgal の顕著な負のブーゲー異常値が認められるのに対して, アルゼンチン及びウルグアイの標高  $100$  m から  $200$  m の平原におけるブーゲー異常値はほとんど  $0$  に近い。さらに, 二次元断面計算によってモホ面深度を高地で  $59$  km から  $75$  km, 平原で  $31$  km から  $33$  km と推定しているが, 北米と同様にモホ面深度と正の相関を, 地形と負の相関を示すブーゲー異常値の断面が明瞭に認められる。

こうしたアイソスタシー的な負のブーゲー異常値は, 世界各地域の山脈で観測され, アンデス山脈に沿った  $-300$  mgal を越える負のブーゲー異常帯, チベット高原の平均標高  $5,000$  m に対応する  $-500$  mgal, アルプス山脈の標高  $2,000$  m に認められる  $-150$  mgal などの負のブーゲー異常値などが著名である。

本地域のブーゲー異常値は前述したように, 約  $-300$  mgal から  $-270$  mgal の範囲にあるのに対して, フリー・エア異常値は約  $+110$  mgal から  $+200$  mgal の範囲に分布している。これは高地でブーゲー異常値が負を示し, フリーエア異常値が正を示すアイソスタシー的な重力異常の傾向をよく表現するものである。

### 3-5-2 正規構造図

Fig. II-3-3 は正規構造図で, 計算の特性によって縁辺部が欠除するため, 等重力線図に認められる  $H_1$ ,  $H_3$ ,  $H_4$ ,  $H_7$ ,  $L_7$ ,  $L_9$  などの重力異常がほとんど検出されていない。等異常線の正負は, 実線が正で破線が負である。また, 等重力線図に対応する正負異常に夫々 H 及び L を付している。

中央部の低重力異常は,  $L_1$ ,  $L_4$  及び  $L_5$  の 3 箇所に分離した負中心で表現されているが, 全体的には閉じた負異常を形成している。これに対して, 北西部の  $L_6$ ,  $L_{10}$ , 南西部の  $L_{12}$ ,

東部の  $L_7$  の縁辺部及び  $L_8$  は、等重力線図にみられる局所的な低重力異常を強調する負異常である。また、不明瞭な低重力成分を検出した負異常として、北東部に  $L_{13}$ 、南東部に  $L_{14}$ 、南西部に  $L_{15}$ 、西部に  $L_{16}$  が認められる。なお、低重力異常  $L_2$ 、 $L_3$  は明瞭な負中心を形成せず、 $L_{11}$  は全く検出されていない。

高重力異常は、北部の  $H_2$  が明瞭な正異常を形成し、高重力異常の張り出しとして表現されていた南部の  $H_5$ 、 $H_6$  及び  $H_7$  の縁辺部が閉じた正異常で検出されている。これに対して、北部の  $H_8$  は高重力異常の張り出しを強調した正異常であり、不明瞭な高重力成分を検出した正異常としては、西部に  $H_9$ 、北東部に  $H_{10}$ 、中央部に  $H_{11}$  が認められる。これらのうち、 $H_5$  から  $H_9$  を経て  $H_8$  に至る連続性及び  $H_6$  と  $H_{10}$  を結ぶ連続性が認められ、 $H_2$  を含めて全体的に中央部の負異常を取り巻く正異常の配列が推定される。

なお、これらの正異常のうち、 $H_{10}$ 、 $H_{11}$  は局所的な高重力異常成分を検出したもので、高密度岩体を示唆する異常として注目に値する。また、正規構造図にも  $L_7$  から  $L_3$ 、 $L_2$ 、 $L_1$ 、 $L_6$  を経て  $L_{10}$  に至る負異常の連続性が認められ、地溝帯の存在が推定される。

### 3-5-3 傾向面図

本調査では、一次、二次及び三次の傾向面解析を実施したが、解析に際して一次傾向面図を採用しているので、ここでは一次と三次の傾向面図を提示する。

#### a. 一次傾向面図

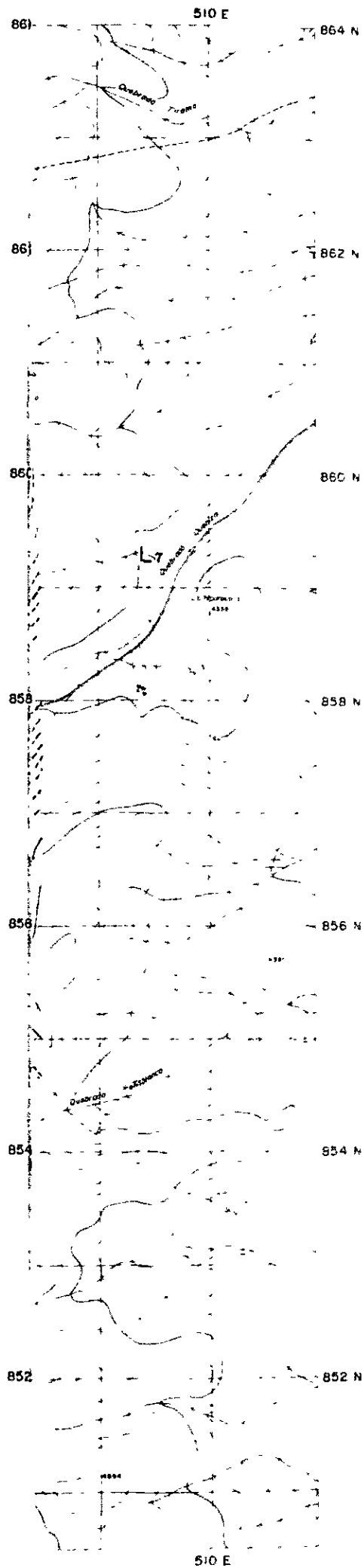
Fig. II-3-4 が一次傾向面図で、南西から北東に向ってブーゲー異常値が減少する重力トレンドが明瞭に検出されている。ブーゲー異常値は  $-274$  mgal から  $-297$  mgal の範囲に分布し、 $N70^\circ W$  の等重力線が約  $5$  mgal/km の重力傾度で発達している。

#### b. 三次傾向面図

Fig. II-3-5 が三次傾向面図で、一次傾向面図と同様、南西部から北東部に向ってブーゲー異常値が減少する重力トレンドが認められ、ブーゲー異常値は  $-267$  mgal から  $-307$  mgal の範囲に分布している。注目すべきは、北東端部から中央部を経て北西端部に至る湾曲した弧状の低重力異常成分が認められることであり、等重力線図にみられる同様の低重力異常帯を強調したものと考えられる。

### 3-5-4 重力残差図

Fig. II-3-6 が一次重力残差図、Fig. II-3-7 が三次重力残差図である。本調査では、一次、二次及び三次の重力残差図を作成したが、それぞれに大きな差異が認められないことから、ここでは Fig. II-3-6 の一次残差図について記載する。重力残差図も等異常線の正負を実線、破線で表示し、実線が正で破線が負である。また、等重力線図に対応する正負異常に H



Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

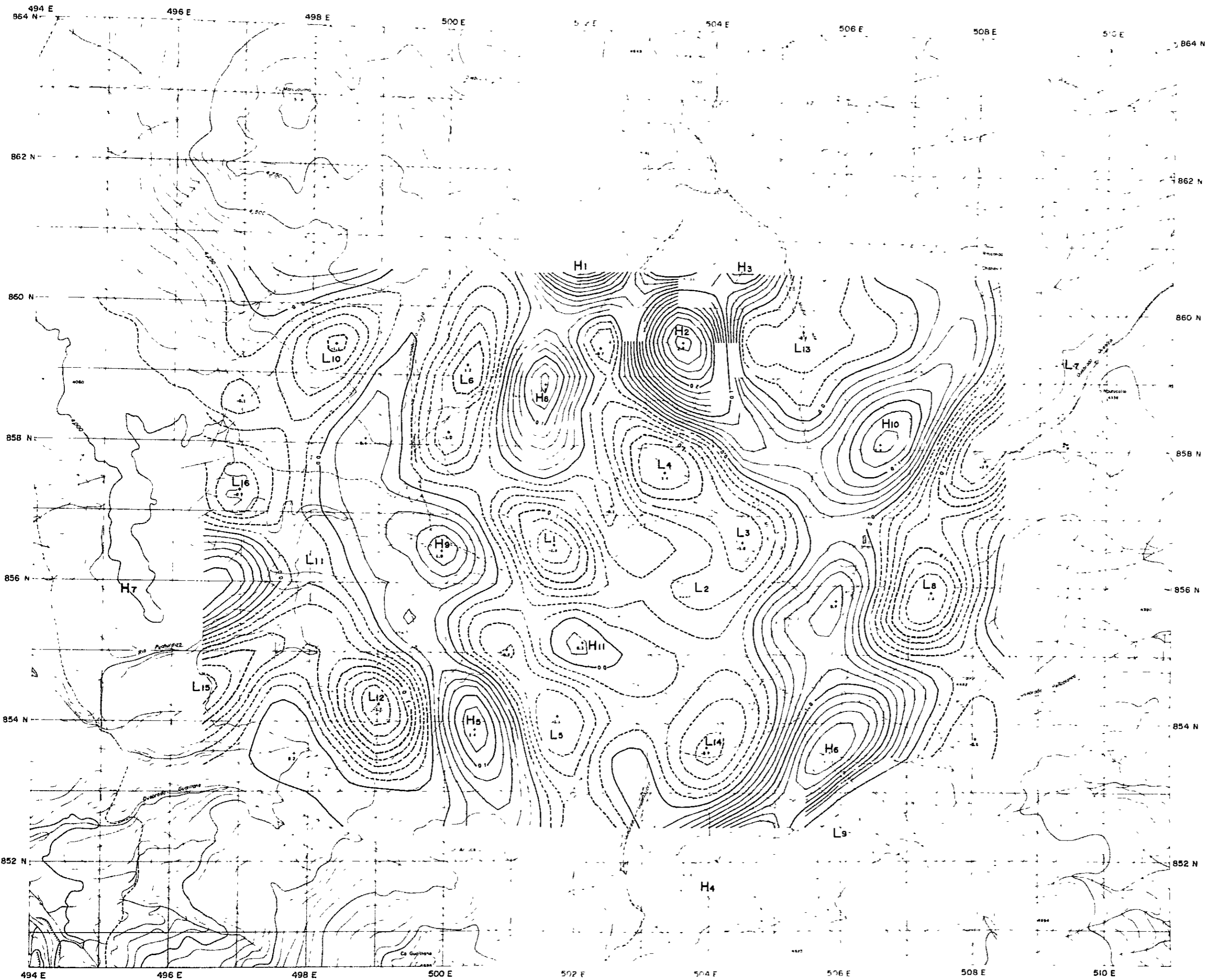
**RESIDUAL GRAVITY  
 MAP**

1: 50,000

0      1,000      2,000      3,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978      **Fig. II-3-3**





Geothermal Power Development Project  
 in Puchuliza  
 the Republic of Chile

**RESIDUAL GRAVITY  
 MAP**

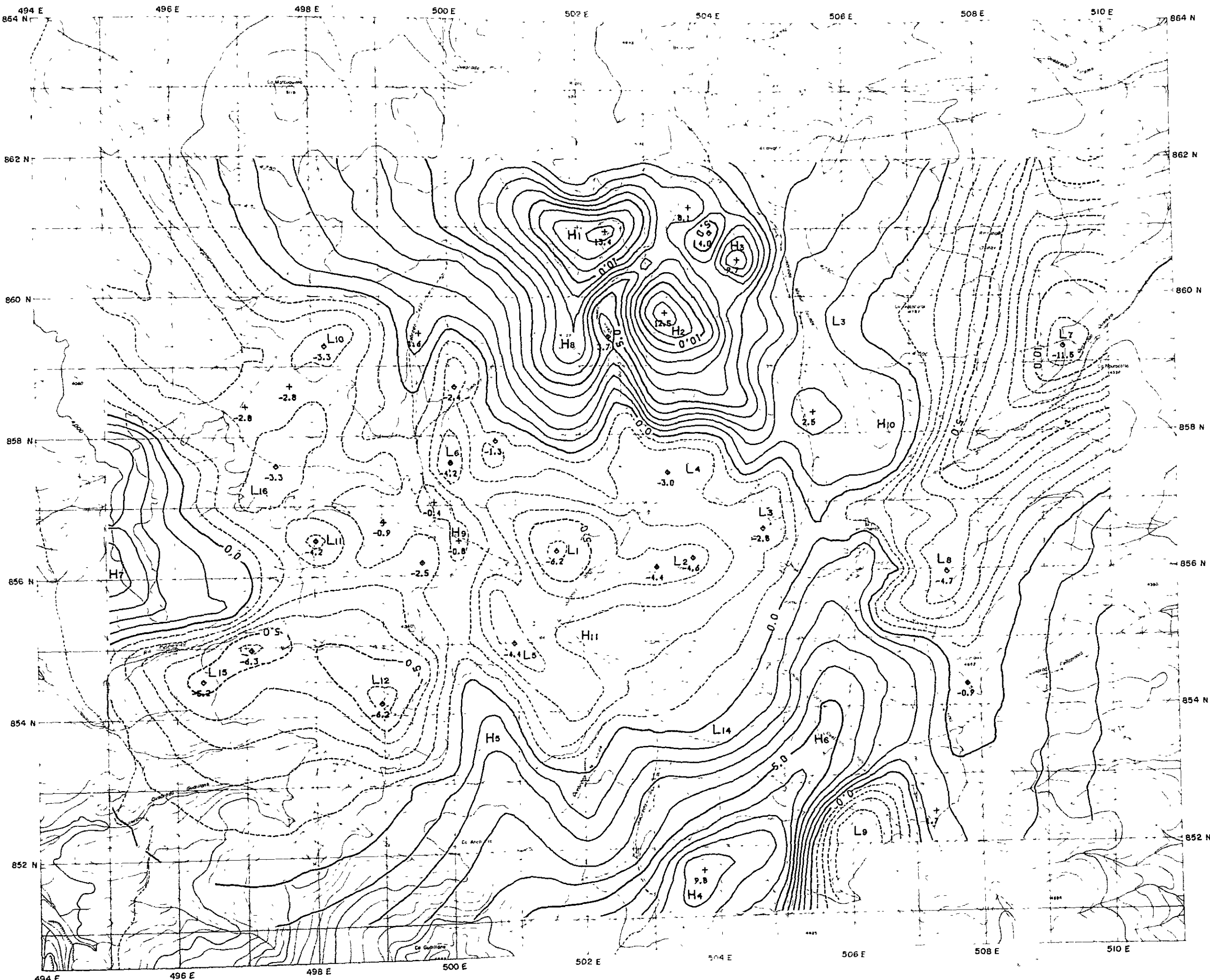
1 : 50,000

0 1,000 2,000 3,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 **Fig. II-3-3**







Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**FIRST-ORDER RESIDUAL  
 MAP**

1 : 50,000

0 1,000 2,000 3,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 **Fig. II-3-6**





及びLを付している。

中央部の低重力異常は、 $L_1$ 、 $L_3$ 及び $L_5$ の3箇所に分離した負中心で表現されているが、正規構造図とともに $L_1$ が強調される傾向が認められ、等重力線図と異なるパターンを呈している。また、北東部の $L_7$ 、東部の $L_8$ 、南東部の $L_9$ 、西部の $L_{12}$ 、 $L_{15}$ は、いずれも等重力線図の低重力異常に対応する負異常で、北西部の $L_6$ 、西部の $L_{11}$ は低重力異常を若干強調した負異常である。なお、正規構造図に検出された $L_{10}$ 、 $L_{13}$ 、 $L_{14}$ 、 $L_{16}$ 及び等重力線図にみられる $L_2$ 、 $L_4$ は、いずれも明瞭な負異常は形成していない。

高重力異常は、北部の $H_1$ 、 $H_2$ 、 $H_3$ 、南部の $H_4$ 及びその張り出しの $H_5$ 、 $H_6$ 、西端部の $H_7$ が、いずれも明瞭な正異常を形成している。これに対して、正規構造図に検出された北部の $H_8$ 、西部の $H_9$ 、北東部の $H_{10}$ 、中央部の $H_{11}$ は、いずれも不明瞭な正異常の張り出しで表現されているにすぎない。

なお、一次残差図には北部、南部及び西部の正異常と中央部及び北東部の負異常が概括的に表現され、規模の大きな基盤構造を示唆している。また、 $L_7$ から $L_3$ 、 $L_2$ 、 $L_1$ 、 $L_6$ を経て $L_{10}$ に至る負異常の連続性は、一次残差図が最も明瞭で地溝帯の存在が推定される。

### 3-5-5 二次元断面解析図

本調査では前述した如く、西から東に向ってブーゲー異常値が減少する顕著な重力トレンドが認められることから、二次元断面解析に際しては、この重力トレンドを除去した一次残差図を採用した。また、密度モデルとしては岩石試料の平均密度から、第一層に $\rho = 2.40$ の第四紀および第三紀火山岩類、第二層に $\rho = 2.30$ の第三紀堆積岩類、第三層に $\rho = 2.40$ の白亜紀堆積岩類が考えられる。しかし、ここでは第一層の安山岩類が略々平均に分布すると仮定することによってこれを無視し、密度差 $\Delta\rho = 0.15$ の2層構造モデルから白亜紀堆積岩類の上限深度を求めている。なお、密度差 $\Delta\rho = 0.15$ は、岩石試料の密度差 $\Delta\rho = 0.1$ で計算した構造が極めて不自然なことから採用したものである。また、C-C'断面の北端部及びD-D'断面の南北両端部では、近似解を求めるため古生層を想定して密度差 $\Delta\rho = 0.3$ の下位層を設定しているが、本解析で求めたい構造は白亜紀堆積岩類を基盤とする基盤構造である。

断面図には、解析に採用した一次残差値のほか、ブーゲー異常値と正規構造検出結果を記載している。計算値は丸印が白亜紀堆積岩類によるもので、X印が下位層による補正結果である。断面解析結果によると、全体的に数多くの断層が認められ、断層に規制された地質構造が推定される。なお、南北断面のC-C'断面及びD-D'断面で想定した下位層が、東西断面のA-A'断面及びB-B'断面に認められないのは、解析の上から東西断面の下位層が略々水平なためである。したがって、古生層を想定したこの下位層の構造は、南北方向に狭く東西方向に長い地溝状の、規模の大きな落ち込みに対比されるものである。また、密度差が著しく

小さいため、解析結果に極端な凹凸が表現されているところがある。これについては、地質構造に合う様に断面を表現する段階で修正をほどこしている。

#### a. A-A' 断面

Fig. II-3-8 の A-A' 断面では、東端部に露出する基盤（測点 No 100）をコントロールポイントにしている。東端部に認められる隆起構造は、正異常  $H_{10}$  の張り出しに対応するもので、その東西両翼部には断層が推定される。さらに、中央部には正異常  $H_9$  に対応する隆起構造が測点 No 89 付近を中心に推定され、西端部にも正異常  $H_7$  に対応する隆起構造が認められる。これらの隆起構造の翼部には、いずれも断層が推定され、とくに東端部及び中央部の隆起構造の東翼部では階段状断層を推定している。

これに対して、中央部及び西部には陥没構造が発達し、いずれも前述した隆起構造と断層で接するものと推定される。中央部の陥没構造は、負異常  $L_1$  及び  $L_3$  に対応するもので、約 5 km の規模を有し内部に断層が認められるが、全体的にゆるやかな起伏をくり返しながらか、西に向って深度を増す構造を呈している。とくに、測点 No 90 から No 437 付近には、約 1.5 km の規模の断層に規制された地溝状の落ち込みが推定される。

この落ち込みは負異常  $L_1$  に対応するもので、測点 No 91 付近には、本断面の最大深度約 1,500 m が推定されている。西部の陥没構造は、負異常  $L_{11}$  に対応するもので、西に向って単傾斜する構造を呈し、西端部の測点 No 425 付近に最深部が認められる。

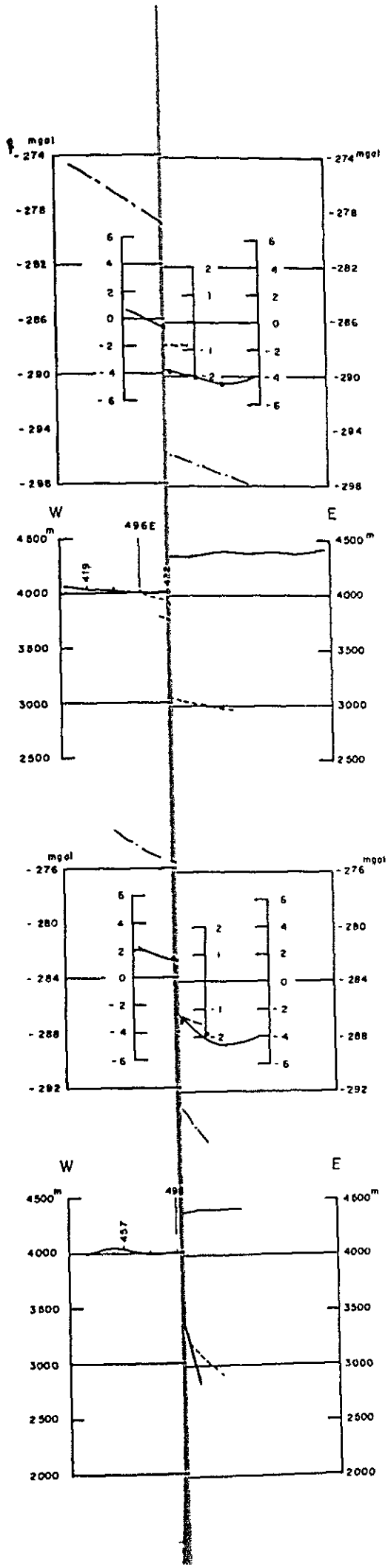
なお、西端部の正異常  $H_7$  に対応する隆起構造については、調査範囲の末端部に位置し、異常の全ぼうが明らかにされていないため詳細は不明である。

#### b. B-B' 断面

Fig. II-3-8 の B-B' 断面では、東端部の地下浅部に基盤が潜在すると仮定し、測点 No 486 をコントロールポイントにしている。本断面では、A-A' 断面と同様に東端部に正異常  $H_6$  の張り出しがあり、中央部に正異常  $H_9$ 、西端部に正異常  $H_7$  にそれぞれ対応する隆起構造が認められる。これらの隆起構造の翼部には、中央部の隆起構造の西翼部を除くと、いずれも断層が推定される。

これに対して、中央部及び西部には陥没構造が発達し、中央部の隆起構造の西翼部を除くと、いずれも前述した隆起構造と断層で接しているが、これも A-A' 断面に類似した傾向である。中央部の陥没構造は、負異常  $L_1$  及び  $L_2$  に対応するもので、約 4 km の規模を有し内部に断層が認められるが、全体的に起伏しながら西に向って深度を増す構造を呈している。本断面でも測点 No 476 から No 480 付近に約 1.3 km の規模を有する陥没構造がみられ、その西翼部で断層に規制された地溝状の局所的な落ち込みが推定される。この落ち込みは、負異常  $L_1$  に対応するもので、測点 No 478 付近には本断面の最大深度約 1,600





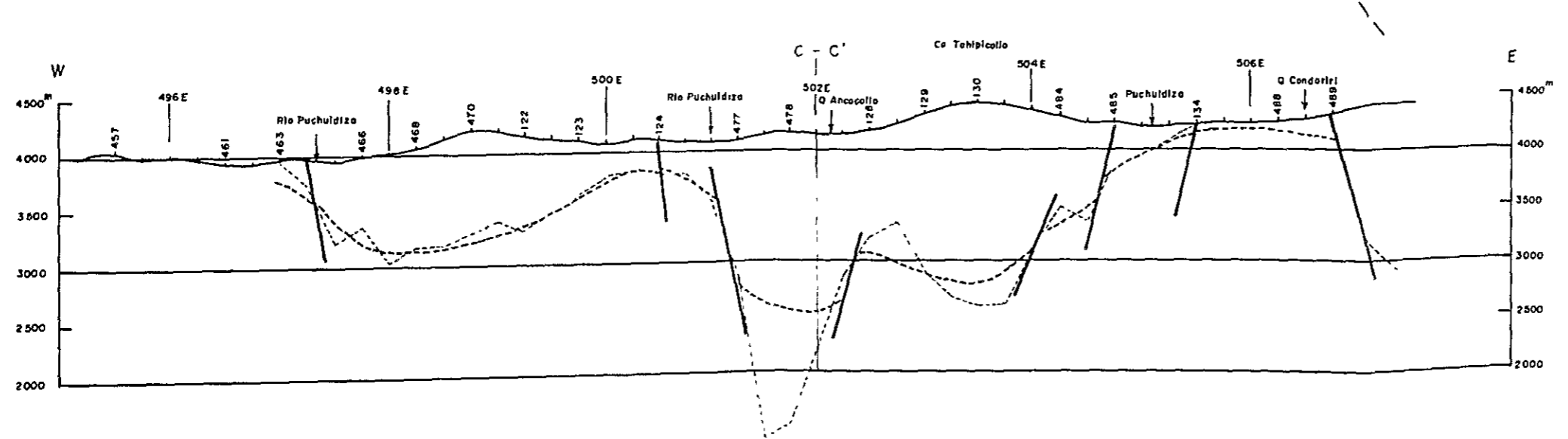
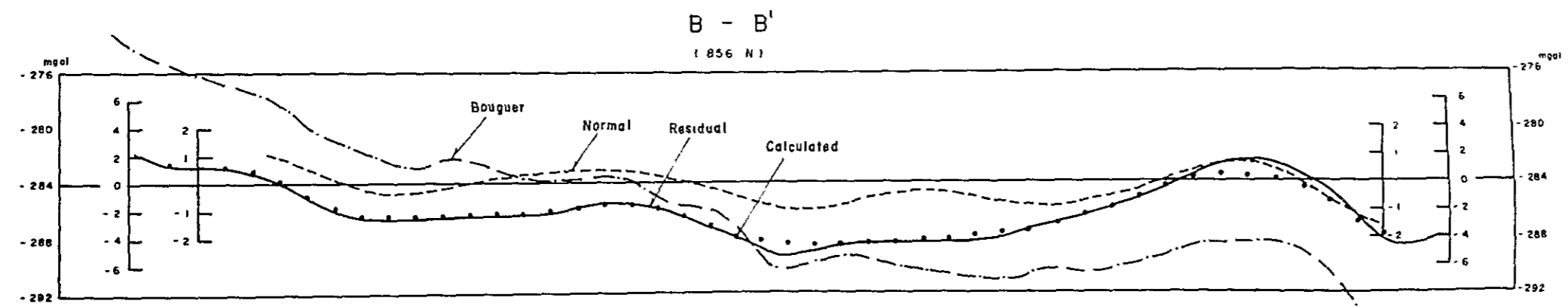
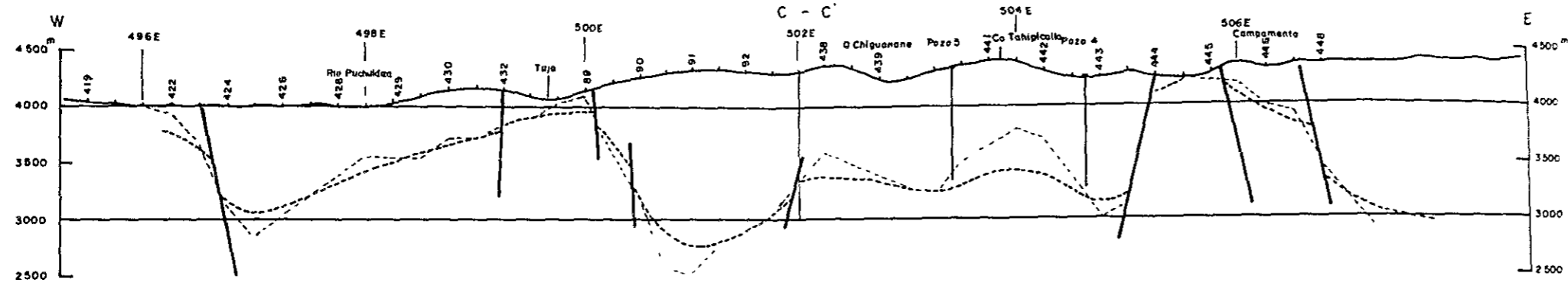
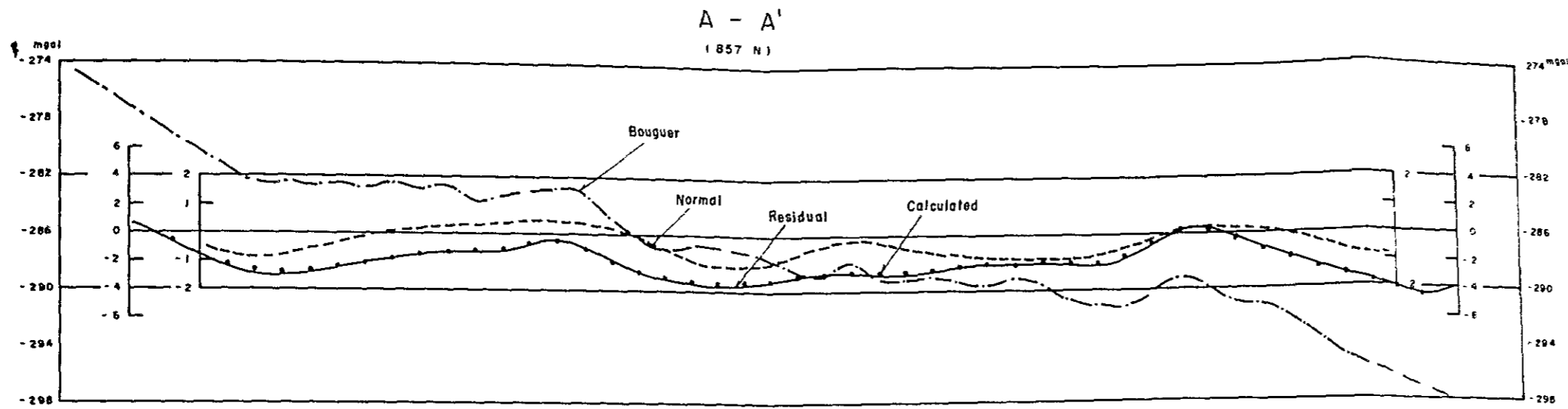
Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

CROSS-SECTION OF  
 A-A', B-B'

1: 50,000

0 1,000 2,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 Fig. II-3-8



Geothermal Power Development Project  
in Puchuldiza  
the Republic of Chile

**CROSS-SECTION OF  
A-A', B-B'**

1:50,000

0 1,000 2,000<sup>m</sup>

Nov-Dec, 1978 Fig. II-3-8



$m$ が推定されている。西部の陥没構造は負異常 $L_{11}$ に対応するものであり、西に向って単傾斜する構造を呈し、西端部の測点№467付近に最深部が認められる。

このように、本断面はA-A'断面によく類似し、構造にもA-A'断面に対する明瞭な連続性が推定される。なお、西端部の隆起構造については測線端のため詳細は不明である。

#### c. C-C' 断面

Fig. II-3-9 のC-C'断面では、中央部のA-A'断面との交点をコントロールポイントにしている。中央部に負異常 $L_1$ 及び $L_5$ に対応する基盤の陥没構造が認められ、最大深度は測点№479付近で約1,600mと算出された。この陥没構造の略々中心部には、南北両翼部を断層に規制された正異常 $H_{11}$ に対応する局所的な隆起構造が推定される。

陥没構造の北翼部には階段状断層が推定され、これを境にして正異常 $H_8$ 及び $H_1$ に対応する隆起構造が認められる。なお、この付近には古生層に対応する下位層を設定して近似解を求めている。南部にも正異常 $H_4$ の張り出しに対応する隆起構造が認められ、陥没構造との間に断層が推定される。

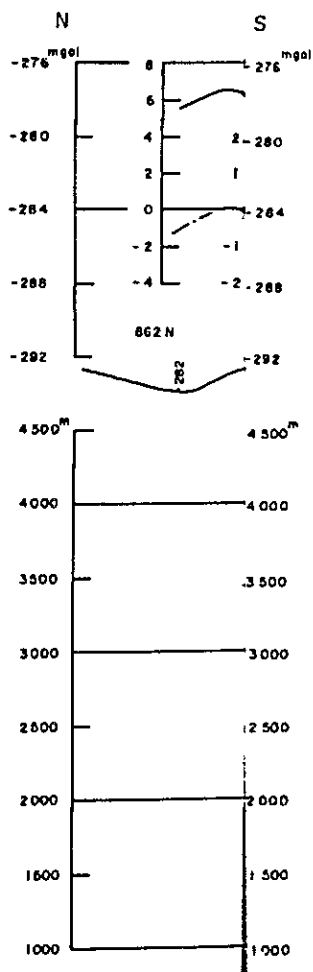
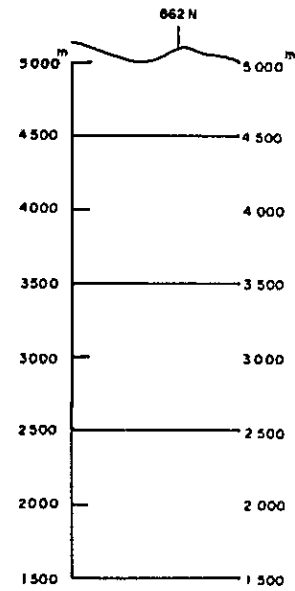
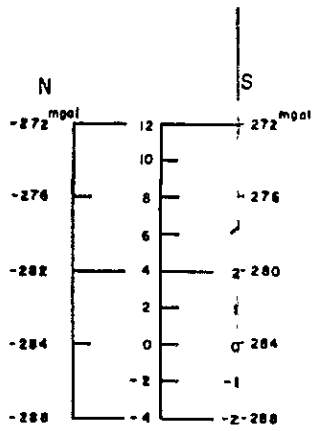
#### d. D-D' 断面

Fig. II-3-9 がD-D'断面で、南部の№208付近をコントロールポイントにしている。中央部に負異常 $L_2$ に対応する基盤の陥没構造が認められ、最大深度は測点№111付近で約1,300mと算出された。この陥没構造の内部にも、断層で規制された局所的な隆起構造が推定されるが、C-C'断面にみられる同様の隆起構造より小規模である。

陥没構造の南翼部には断層が推定されるが、全体的にはゆるやかに深度を減じ、南端部の正異常 $H_4$ に対応する隆起構造に移行している。これに対して北翼部は断層を境にして、北部の $H_2$ に対応する隆起構造と接するものと推定される。

なお、本断面では全体的に規模の大きな下位層の陥没構造を設定して近似解を求めている。

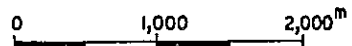




Geothermal Power Development Project  
in Puchuldiza  
the Republic of Chile

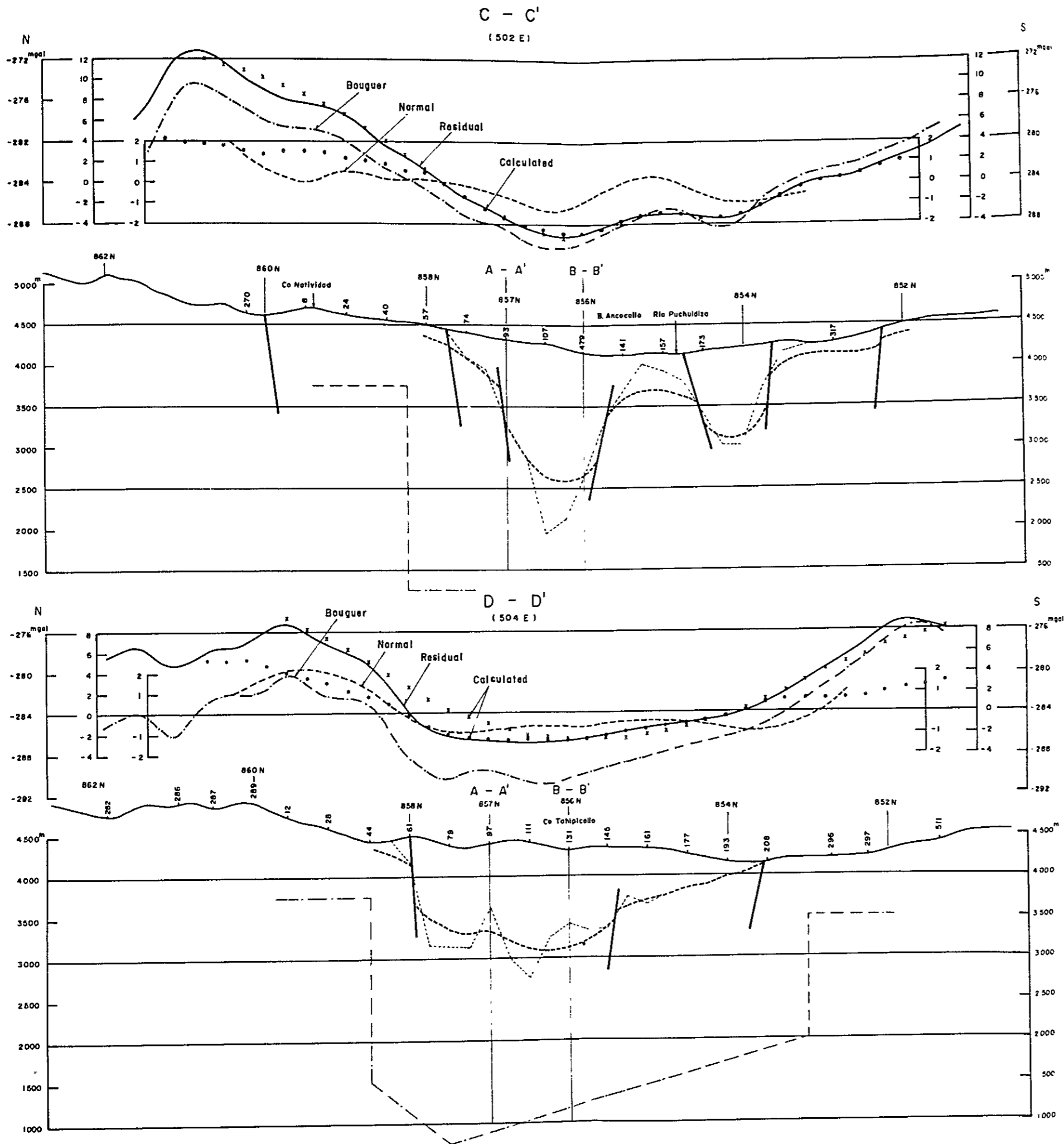
CROSS-SECTION OF  
C-C', D-D'

1:50,000



Nov ~ Dec, 1978

Fig. II-3-9



Geothermal Power Development Project  
 in Puchuliza  
 the Republic of Chile

**CROSS-SECTION OF  
 C-C', D-D'**

1:50,000

0 1,000 2,000<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 **Fig. II-3-9**





## 第 4 章

# 電 氣 探 査



## 第4章 電気探査

### 4-1 調査目的

一般に、地熱地域における地熱流体は電気的に抵抗が低く、また地熱流体を含む地層もきわめて低い抵抗を示すために、電気探査法による低比抵抗帯の探査が広く利用されている。本地域では、地熱流体の塩分濃度が高いため、すでに CORFO で実施された電気探査において  $10 \Omega m$  以下の低比抵抗帯が広く確認されている。しかし、既存の電気探査資料は測点間隔が粗く、又、電極間隔を  $250 m$ 、 $500 m$ 、 $1,000 m$  に固定した水平探査法 (Constant Spread Schlumberger Configuration) であり、概査法としては利用し得るが、地下構造解析の資料にはなり得ないため、本調査では、電極間隔を継続的に拡大して見掛け比抵抗を測定し、同時に深部の比抵抗変化を調べる垂直探査法 (Vertical Electrical Sounding) による精密電気探査法を採用した。これにより、問題となっているタイピコージョ (Tahipicollo) 山からトゥーハ (Tuja) に至る地域について、比抵抗構造を解析し地熱貯留層と比抵抗の関連を究明した。

### 4-2 調査方法

#### 4-2-1 比抵抗法

大地を構成する地層や岩石は、その孔隙率や含水状態により、それぞれ固有の電気的性質 (比抵抗) を有している。これを知ることによって、地下構造を解析しようとするのが比抵抗法であり、特に地熱地帯では顕著な低比抵抗が捕捉されるので地熱地帯の異常を検出するため広く利用されている手法である。

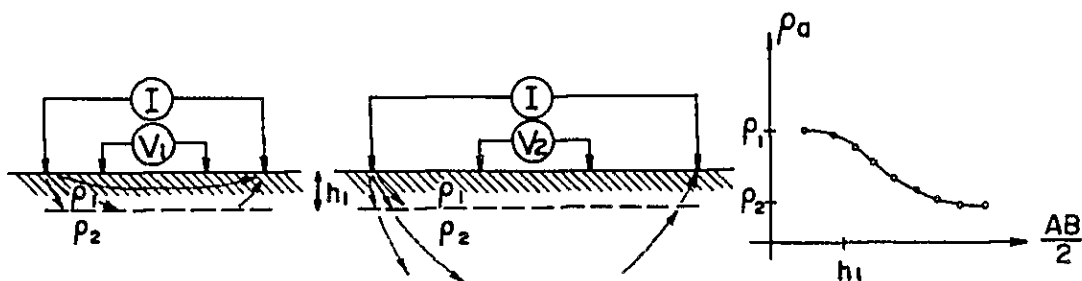
地表付近にもたらされた地熱流体は、きわめて低い比抵抗を示すため、地熱源探査の有効な手がかりにはなるが、貯留層は一般に割れ目の発達したむしろ堅硬緻密な岩体と考えられるため、深部ではむしろ高比抵抗を示すと考えられる。従って、比抵抗法では地質構造と比抵抗分布を対応しつつ、有望な地域を考察する。

比抵抗法は、地表に設置する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 (後述)、ダイポール・ダイポール法、バイポール法などに分類されるが、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。地下が2層構造と考えられる場合、表層の厚さ  $h_1$ 、およびその比抵抗  $\rho_1$  と無限に厚い下層の比抵抗  $\rho_2$  を仮定すれば、地表で測定される電位  $V_a$  は、 $\rho_2 / \rho_1$  と電流電極間隔との関数となる。

$$V_a = f\left(\rho_2 / \rho_1, \frac{AB}{2h_1}\right)$$

すなわち、下図の如く電流電極の間隔を継続的に拡大することによって、下層の比抵抗  $\rho_2$ 、

層厚  $h_1$  を求めるものであり、この曲線を V.E.S 曲線と呼んでいる。この解析には、すでに計算されている各種の標準曲線群との照合法を利用している。



測定方法：シュランベルジャー電極配置による直流法電気探査

電極間隔：電流電極  $AB/2$ ：10m～1,500m

電位電極  $MN/2$ ：2m～100m

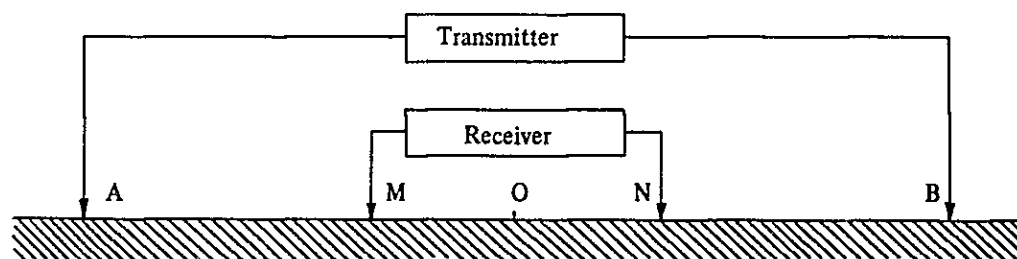
電 流：周波数 0.1 Hz 定電流矩形波（0.1 A～2.0 A）

電流値は送信機出力電流計にて読みとり、同時に測定時の電流波形をペンレコーダーに記録して電流波形を監視する。

電 位：自然電位（SP）補償された電位波形をペンレコーダーに記録し、ノイズの少ない電位差を読みとった。

シュランベルジャー型電極配置：

下図の如く、測点 O を中心として電流電極 A、B 及び電位電極 M、N を対称に配置した。



本調査で使用した電流電極と電位電極の組み合わせは、下表の通りであり、測線の端をのぞいて電流電極を  $AB/2 = 1,500m$  まで拡大し、各点 21 回の測定を実施して V.E.S (Vertical Electrical Sounding) 曲線を作成した。

電極の配列はTable II-4-1のとおりである。

Table II-4-1 Measuring electrode spacing

No.	AB/2(m)	MN/2(m)	K	No.	AB/2(m)	MN/2(m)	K
1	10	2	75.4	12	200	40	1508
2	15	2	173.6	13	250	40	2392
3	20	2	311	14	375	40	5459
4	30	2	703.7	15	500	40	9755
5	40	2	1253	16	500	100	3770
6	50	2	1960	17	625	100	5979
7	50	10	377	18	750	100	8679
8	75	10	867.9	19	1000	100	15550
9	100	10	1555	20	1250	100	24390
10	150	10	3519	21	1500	100	31590
11	200	40	6267				

なお、Kは電極の相互位置により決まる距離関数であり、電極配置係数と呼ばれている。

$\overline{AB}/2=L$ ,  $\overline{MN}/2=l$  とすれば、次式で計算される。

$$K = \frac{2 \cdot \pi}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{AN} + \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}} = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{\overline{AB}^2 - \overline{MN}^2}{\overline{MN}}$$

$$= \frac{\pi}{2} \cdot \frac{L^2 - l^2}{l}$$

#### 4-2-2 測線の設定

過去の諸調査によれば、プチュルディサの地熱流体は、北方のセロ・ブランコ (Co. Blanco) から移動してきたものであり、すでに実施された5本の調査井の北方が興味深いとされてきた。このため、トゥーハ北方およびタイピコージョ山北方の低比抵抗帯を東西に切る Line Aを計画した。

Line Bについては、チリ側技術者との討論の結果、調査井No. 2とNo. 4の中間でかつタイピコージョ山頂を東西に切り、トゥーハ南方に延びる測線を設定した。

Line Cは、トゥーハを南北に切る測線とし、Dipole-Dipole法(双極子法)により、低比抵抗の南北のひろがり調べるため設定した。

以上の測線の配置図は Fig. II - 4 - 1 に示す。

測 線 名	Line A	Line B	Line C
測 線 長	6,000 m	6,000 m	3,000 m
測 定 方 法	シュランベルジャー法		ダイポール ダイポール 法
測 点 数	23 点	23 点	44 点
測 点 間 隔	250 m	250 m	200 m
座 標	857 N	856 N	499.5 E
	7 857.5 N		7 500 E

測量は、ポケットコンパスとエスロンテープを使用し、開放トラバース測量とした。

測量の基準は、CORFOの設定した座標格子とし、Line AはNo 180 (857.5 N, 503.5 E, 4,380.9 mSL) を、Line BはNo 180 (856 N, 503.5 E, 4,414.9 mSL) を基準として東西方向に測線を展開した。

測点は、水平距離25 m毎に補助点を設け、250 m毎に観測点を設定した。測点番号は西より25 m間隔に、0, 1, 2...240と附した。

#### 4-2-3 測定装置

電気探査に使用した測定装置及び諸元は下記のとおりである。

##### 送 信 部

送 信 機；三菱型矩形波発信機 Model CH-506A, B

出力電圧：最大800 V

出力電流：0.1, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 1.25, 1.5, 2.0, 2.5 A各レンジ定電流

電流安定度：± 0.5 %以内

周 波 数：0.1, 1, 0.3, 3, 10 Hz

発 電 機；米国Geotronics社製 Model 421

エンジン部：4サイクルガソリン

エンジン 3.9 HP

発 電 部：115 V, 17.3 A, 400 Hz, 2.0 KW

##### 受 信 部

記 録 計；東亜電波工業社製 ペンレコーダーEPR200A

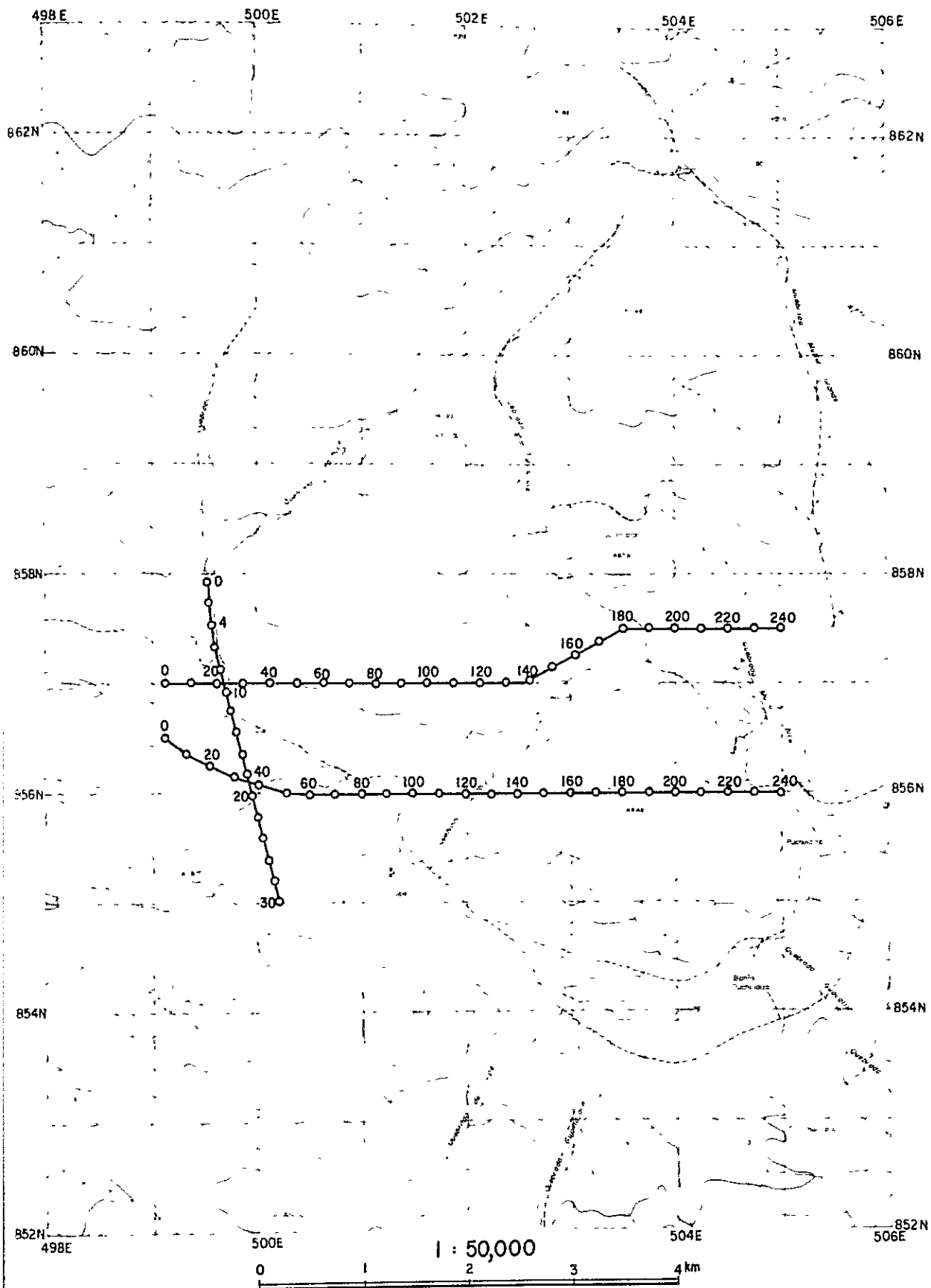


Fig II-4-1  
 LOCATION OF ELECTRICAL SURVEY LINES





方 式：電位差計式自動平衡形 2点連続ペン書き

レ ン ジ：±1 mV～100 V, 16レンジ

入力インピーダンス：全レンジ 2 MΩ

チャートスピード：5mm/H～320mm/H 13レンジ

電 源：DC12V

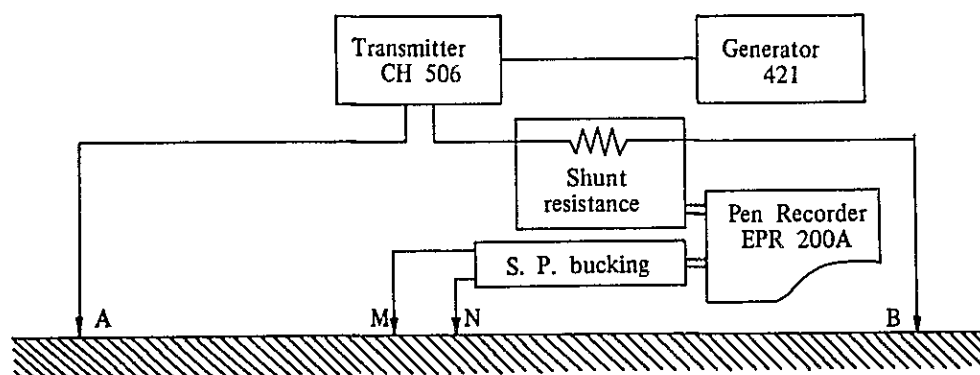
## 電 極

電 流 電 極：電流電極（A， B）は，直径5 mm，長さ65 cmのステンレススチール棒  
6～8本を埋設。

電 位 電 極：電位電極（M， N）は，硫酸銅溶液－銅の非分極素焼つぼ電極

電 線：ビニール被覆電線1 KIV（1.25 mm<sup>2</sup>，50本撚銅線）125 m毎にコ  
ネクターにより接続。

観測システムのブロックダイアグラムは以下の通り。



## 4-3 解析方法

### 4-3-1 解析手順

見掛比抵抗を算出するため必要な電流値，電位差値は，ペンレコーダーの波形から読みとられた。一般に電位波形には，目的とする信号電位の他に自然電位，迷走電流，電流リップル，漏電ノイズ等が重畳している。本調査の電位波形も， $AB/2$ が拡大するにつれSN比（信号電位／ノイズ電位）が低下し，一時期は落雷によるノイズもあつて波形が乱れることが多かった。これらについては，反復波形を数回読みとって平均した。

見掛比抵抗  $\rho_a$  は次式により算出した。

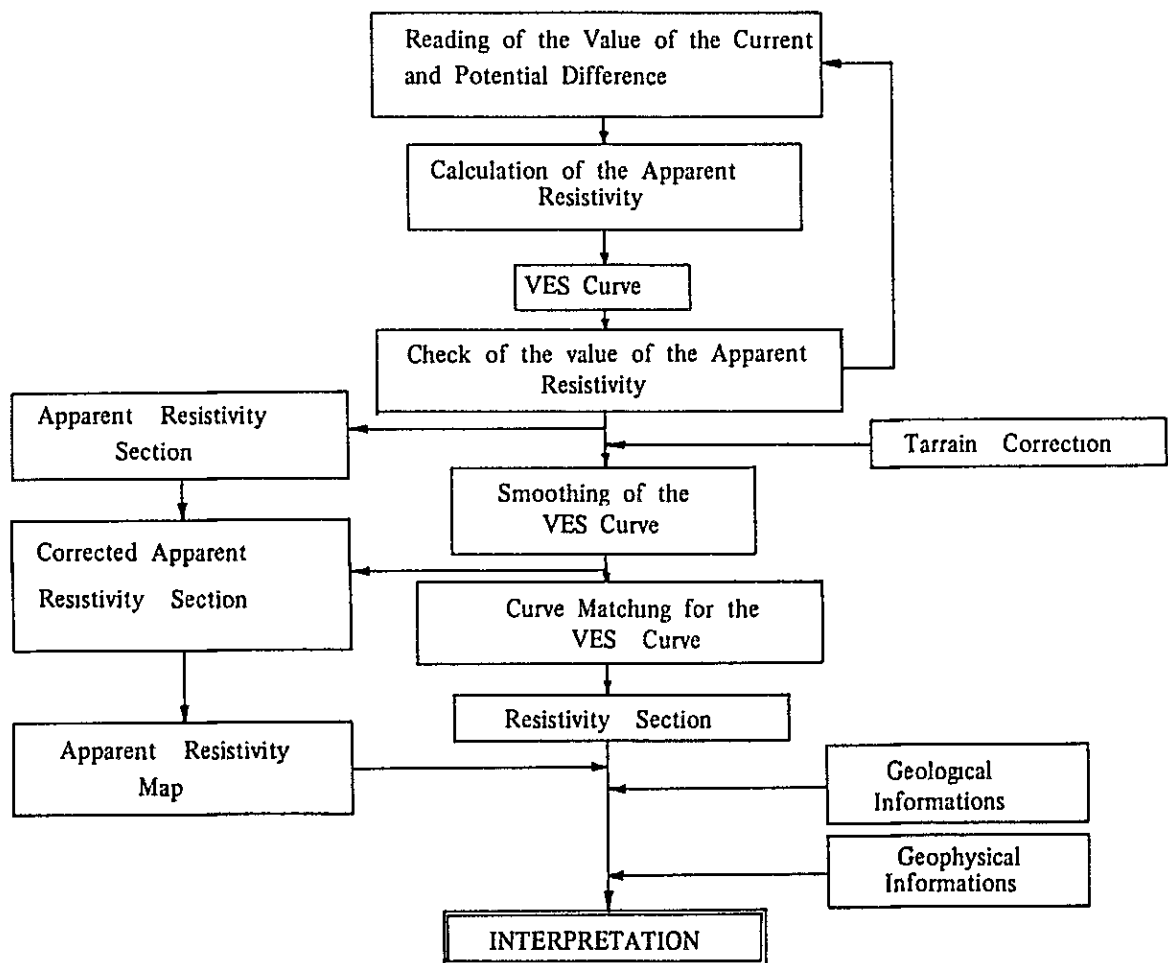
$$\rho_a = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{AB^2 - MN^2}{MN} \cdot \frac{V}{I} \quad (\Omega \cdot m)$$

この見掛比抵抗を両対数方眼紙上の縦軸に、 $AB/2$  (m) を横軸にとって VES 曲線を作成した (別添, 電気探査観測記録)。

実測値を結んで得られた VES 曲線は、地形・地表地質の影響や局部的比抵抗変化を受け、理論 VES 曲線に一致しないことが多い。これらの影響のうち、地形によるものを定量的に補正するため、次節に記す地形補正法を採用した。

定量的な地形補正をほどこしたのち、局部的比抵抗の変化、特に隣接する測点にも影響を及ぼすような浅所の比抵抗の影響を除去するため、隣接する測点と照合して定性的補正を加え、平滑化して解析用 VES 曲線を作成した。この曲線をシュランベルジャー二層標準曲線、小野の補助曲線、三層標準曲線との対比により水平多層構造に解析した。

このようにして出来た比抵抗構造図は、現実の地質構造に合わない場合もあるため、等価の原理により比抵抗と層厚の組み合わせを変え、どうしても不連続な部分については、比抵抗不連続線 (断層) を仮定している。



FLOW CHART FOR ANALYSES OF THE ELECTRICAL SURVEY

#### 4-3-2 地形補正

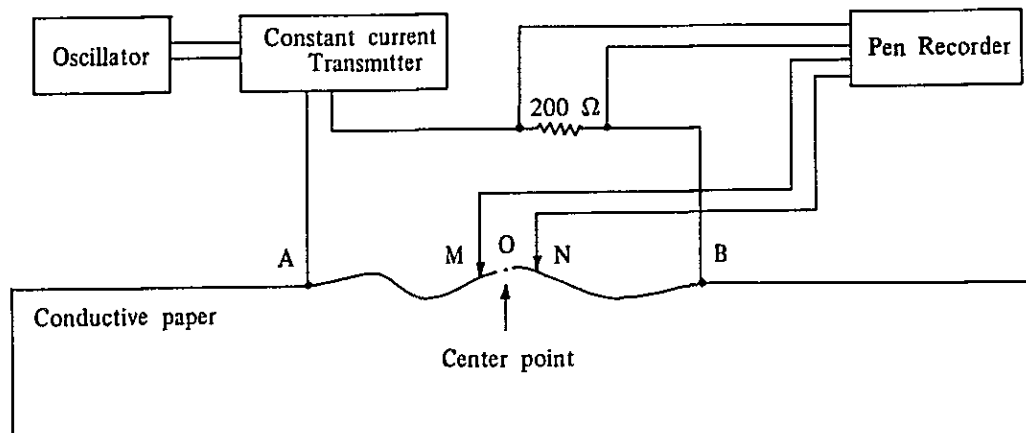
VES 曲線解析では、地形の起伏のあるところで測定されたデータを、理想的な水平面上で測定し、半無限の水平層が地下に存在するという仮定のもとで行なわれている。しかし、地形の起伏の大きいところで観測された VES 曲線には、地形の起伏による影響が含まれている。

このため、これらの影響を除去して地表面が平坦であるときの VES 曲線に補正して解析すれば、地下の比抵抗分布をより正しく解析することができる。地形の影響を除去する方法として、多くの 2 次元及び 3 次元の地形に対する計算方法が考案されているが、3 次元の場合には経費面で実用的でなく、主として 2 次的に近似する方法が行なわれている。

見掛け比抵抗  $\rho_0$  が一様な地層で地形のみが変化しているとし、この地表で測定した見掛け比抵抗を  $\rho_a$  とする。 $C = \rho_0 / \rho_a$  を算出すれば、この値は第 1 近似で地表面の地形の影響を補正するファクターとなる。この  $C$  を地形補正係数と仮称し、各測点に対応した値を求めれば、次式によって補正がほどこされる。

$$\rho_c = C \cdot \rho = \rho_0 \cdot \rho / \rho_a$$

本調査での地形補正は、導電紙を用いて 2 次的に行なった。地形変化の比較的激しい Line A No.130~180, Line B No.90~130 及び No.160~200 について、且つ、模型断面の精度から考えて、 $AB/2$  が 50 m 以上の場合についてのみ、地形補正を行なった。地形断面の縮尺は 1/10,000 を使用し、局所的に地形の起伏の激しい部分では 1/5,000 を併用した。



Schematic Diagram for Terrain Correction

地形補正に使用した機器は下記のとおりである。

発振器；NF DESIGN BLOCK社製（日本） Model E-1011

定電流装置；GEOSCIENCE社製（米国）IP送信機

記録計；TOA電波工業社製（日本）ペンレコーダー Model EPR-200A

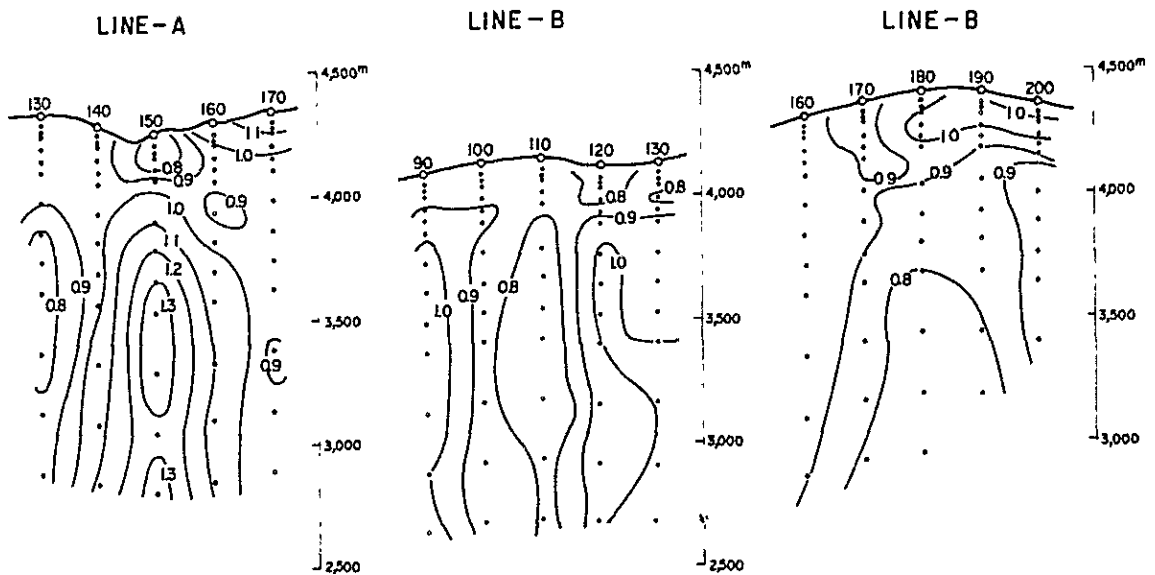
導電紙；巴川製紙所製アナコンペーパー（比抵抗 $3\Omega m$ ， $90cm \times 50cm \times 0.35mm$ ）

導電紙による測定は2次元であるため， $AB/2=L$ ， $MN/2=l$ ，電流を $I$ ，電位差を $V$ とすれば見掛比抵抗 $\rho_a$ は，

$$\rho_a = \frac{V}{I} \cdot \frac{\pi}{2 \ell n \left[ \frac{L+l}{L-l} \right]}$$

で決定される。

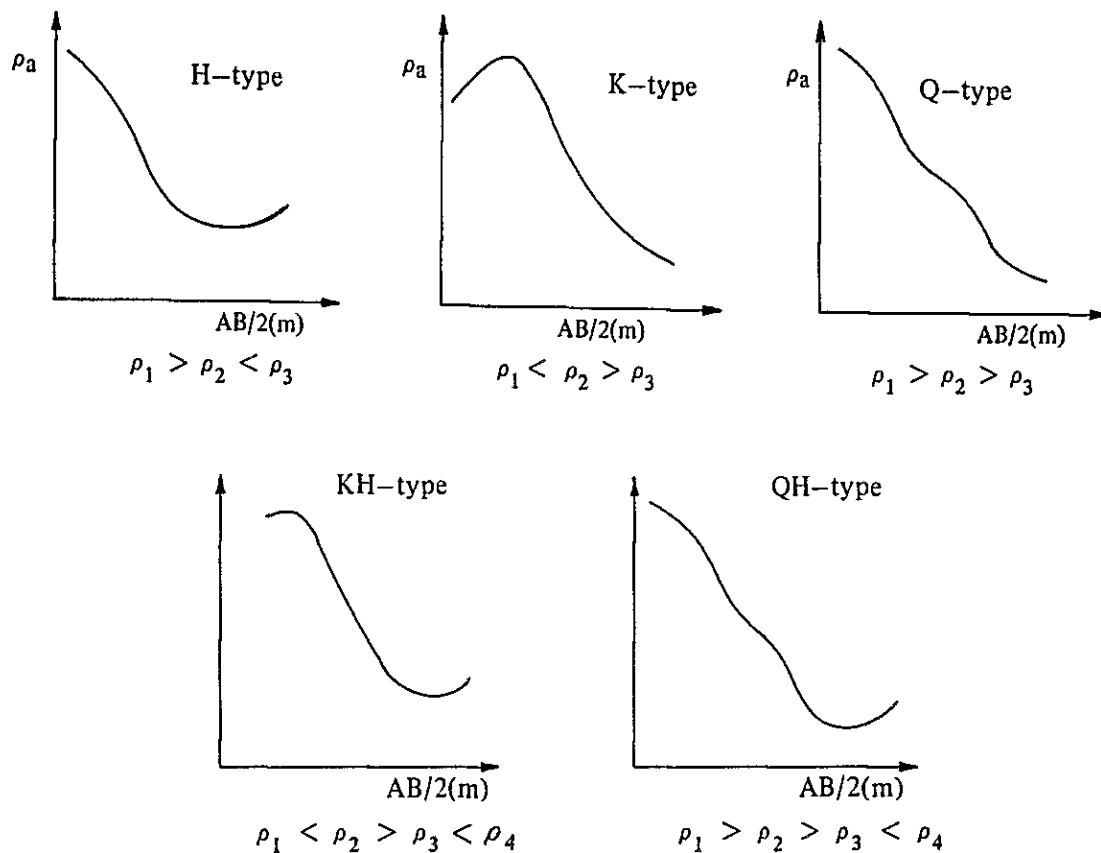
通常，シュランペルジャー電極配置では，谷地形の下では高比抵抗に，山地形の下では低比抵抗に見掛上観測される。本地域の比抵抗変化では，下図の如く，谷地形の下では1.3倍の高比抵抗に，山地形の下では0.8倍の低比抵抗に見掛上観測されたことがわかる。



Distribution of Apparent Resistivity on Conductive Paper.

#### 4-3-3 VES 曲線の分類

本調査で得られた平滑化 VES 曲線群を，いくつかのパターンに分類すれば，下図の如くなる。これらの曲線をシュランペルジャーの3層構造により大別すると，H型 ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ )，K型 ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ )，Q型 ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ) の3層曲線型及びこれらの組み合わせからなるKH型 ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ )，QH型 ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ ) の4層曲線型に分類出来る。



Classification of VES Curves

#### 4-4 解析結果

##### 4-4-1 見掛比抵抗断面図

平滑化 VES 曲線から読みとられた見掛比抵抗をその電極間隔 (AB/2) に相当する深度に記入したものを見掛比抵抗断面と称し、比抵抗分布の概略的な傾向を知るのに利用されている。成層構造の地域では、コンターはほぼ地表に平行になるが、地層の境界、断層や浅所の比抵抗の変化などによって、コンターは乱れるため、これ等を考慮して解析を行なった。

##### Line A (Fig. II-4-2)

全測線に亘り深部に比抵抗層がみられるが、測線の両端では浅く中央部では深い。浅部の比抵抗層は、第四紀の溶岩に対応し、層状に分布していることがわかる。No 150 以東にも溶岩の覆りがあるが、薄く比抵抗の低い部分が多い。No 210 のムジュリ・チコ (Mulluri Chico) 沢付近は、地表から低比抵抗で徐々に西に深くなる傾向が看取される。No 20~30 はトゥーハの噴気帯であり、浅所の低比抵抗が顕著である。No 40~60, 110 ではコンターの乱れがあり、局所的な低比抵抗が捕捉されている。

#### Line B (Fig. II-4-2)

Line A 同様、測線の両端に低比抵抗があり、殊にタイピコージョ 東部には顕著な低比抵抗がみられる。地表の高比抵抗は、第四紀の溶岩に対応するが、Line A のそれよりはるかに低い(約 1/2)。

トゥーハの南、No 10, 11 の低比抵抗は  $5\Omega m$  以下であり、最も低い見掛比抵抗を示している。また、No 50~60, 110 にも深部に低比抵抗があり、コンターの乱れがみられる。No 220 付近の  $5\Omega m$  以下の低比抵抗は、浅部熱水貯留層に対応すると思われる、この北方約 700m に調査井 No 3, No 4 があり、南方約 1200m には調査井 No 2 が位置している。

#### 4-4-2 見掛比抵抗平面図 (Fig. II-4-4, Fig. II-4-5)

既存の平面図に本調査の結果を追加して見掛比抵抗平面図を作成した。測定点により見掛比抵抗が真の比抵抗と異なる場合があるが、比抵抗の深度による傾向をみる事が出来る。

##### • $AB/2=500m$ (Fig. II-4-4)

両測線の西端には、トゥーハの顕著な N-S 系の低比抵抗帯があり、第三紀輝石安山岩及び第四紀角礫堆積物に対応すると考えられる。また、Line A の No 150 を通る NW 系の構造線があり、これは Line B の No 190 付近に延びてタイピコージョ 山の北側及び東側の低比抵抗帯に連なっている。ナティヴィダ (Natividad) 山に対応する高比抵抗が両測線の中央に検出され、第四紀角閃石-絹雲母安山岩に対比される。

##### • $AB/2=1,000m$ (Fig. II-4-5)

浅部の比抵抗分布には、ブチュルディサから北にのびる低比抵抗帯とトゥーハを通る南北の低比抵抗帯がみられたが、この図が示す深部ではこれらが一つとなり NW 方向に 6 km, NE 方向に 3 km の広い低比抵抗域を形成している。この中で注目されるのは、両測線の No 50~70 にみられる  $6\Omega m$  以下の低比抵抗帯である。大規模なものではないが深部示徴として期待されるところである。

#### 4-4-3 岩石及び水の比抵抗

現地で採取した岩石サンプルのうち、Table III-2-1 に示す如く 33 個の岩石について比抵抗を測定した。測定機器は地形補正に用いた送受信機を用いた。岩石試料はダイヤモンドカッターにより、 $4cm \times 4cm \times 3cm$  の直方体、試錐コアについては直径  $4cm \times 4cm$  の円柱体に整形したのち、0.1N の KCl 溶液 (比抵抗  $50\Omega m$ , 水温  $15^{\circ}C$ ) に 48 時間浸水し湿潤状態で測定した。

試料に流した電流は、0.1Hz,  $2\mu A$  の定電流矩形波とし、電流・電位電極には 0.1N の KCl 溶液に浸した濾紙にて被覆した線状銅線を用いた。

岩石の比抵抗  $\rho$  は次式で求められる。



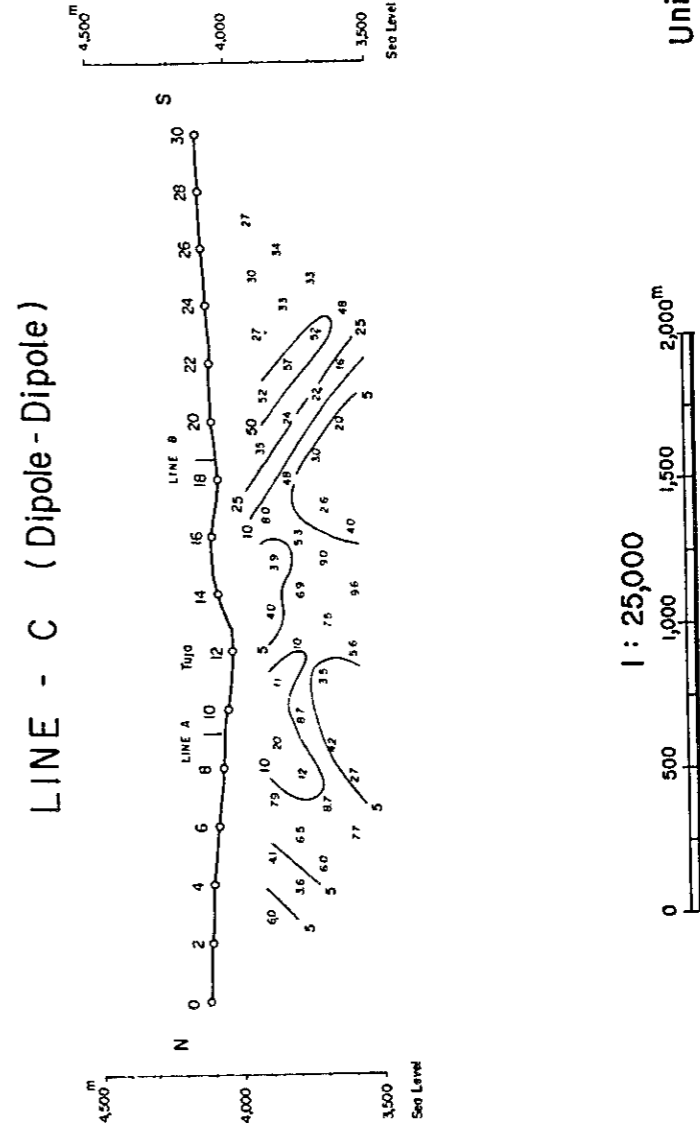
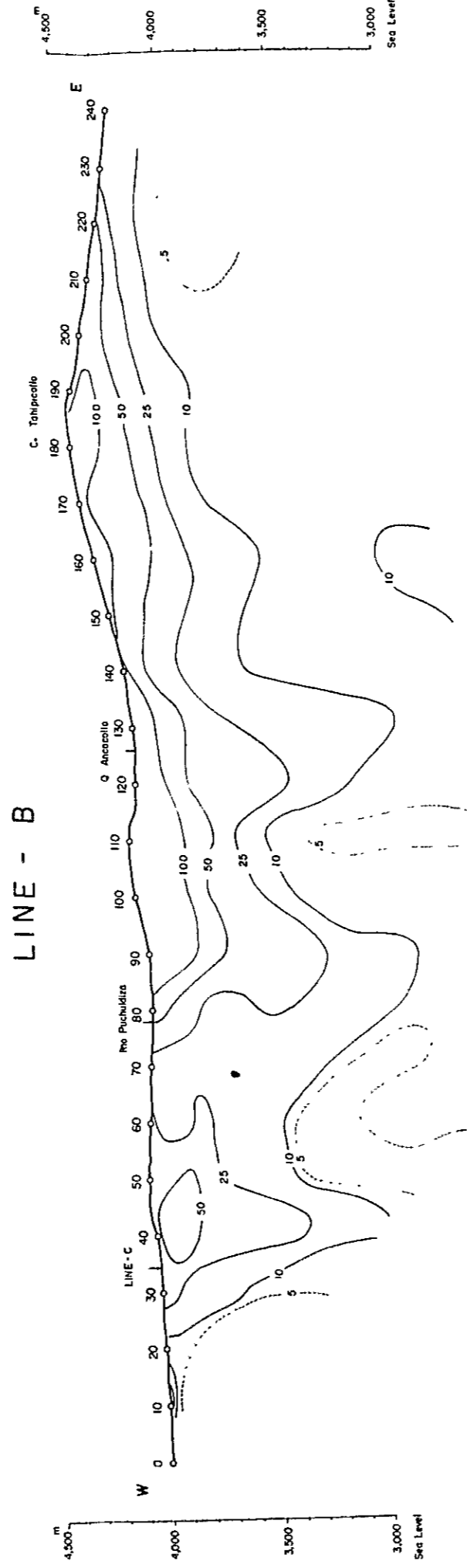
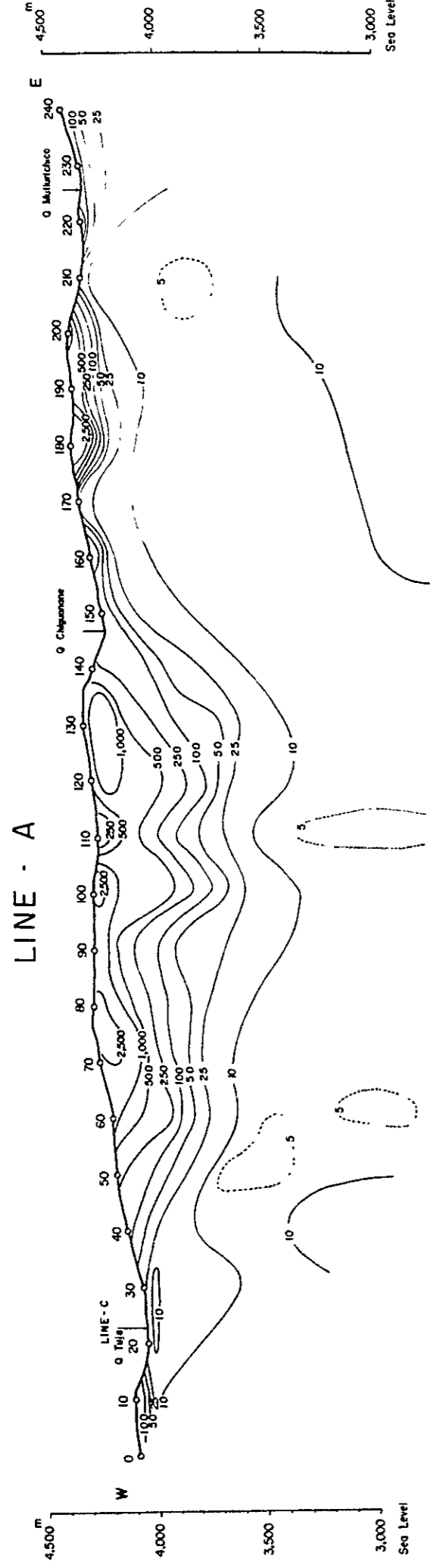


Fig II-4-2  
 APPARENT RESISTIVITY SECTION ( LINE-A,B,C )





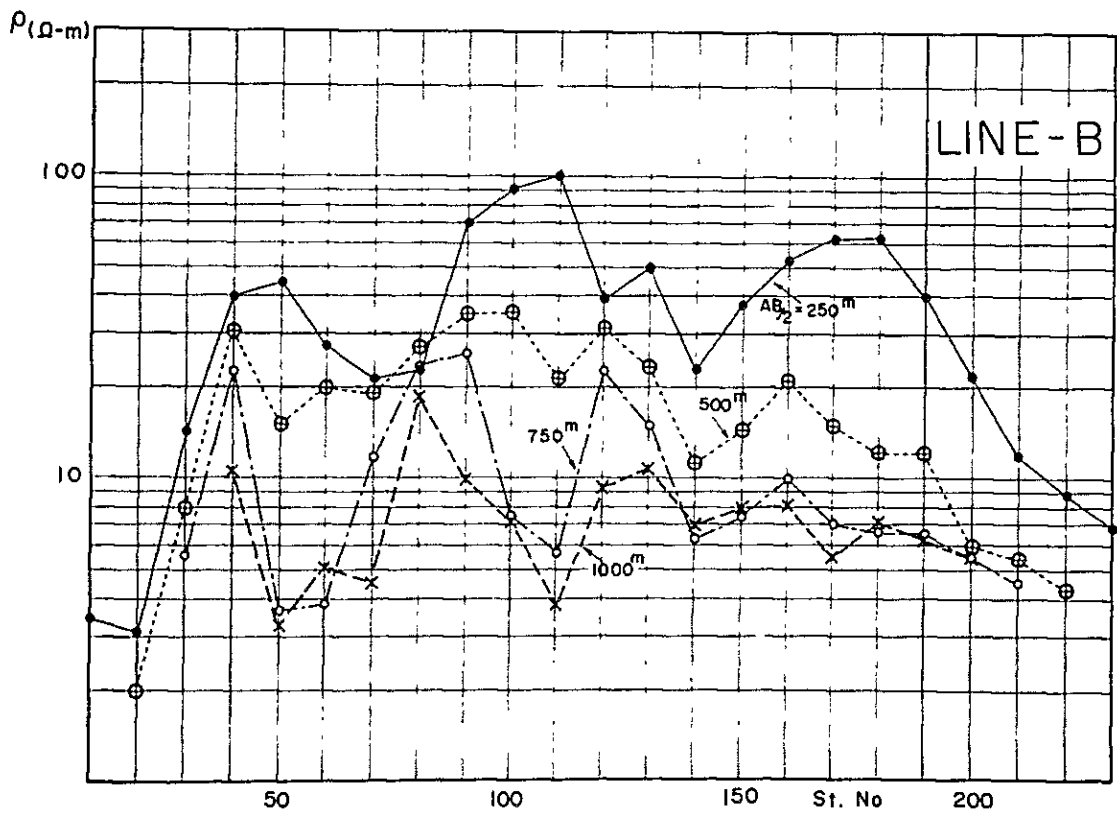
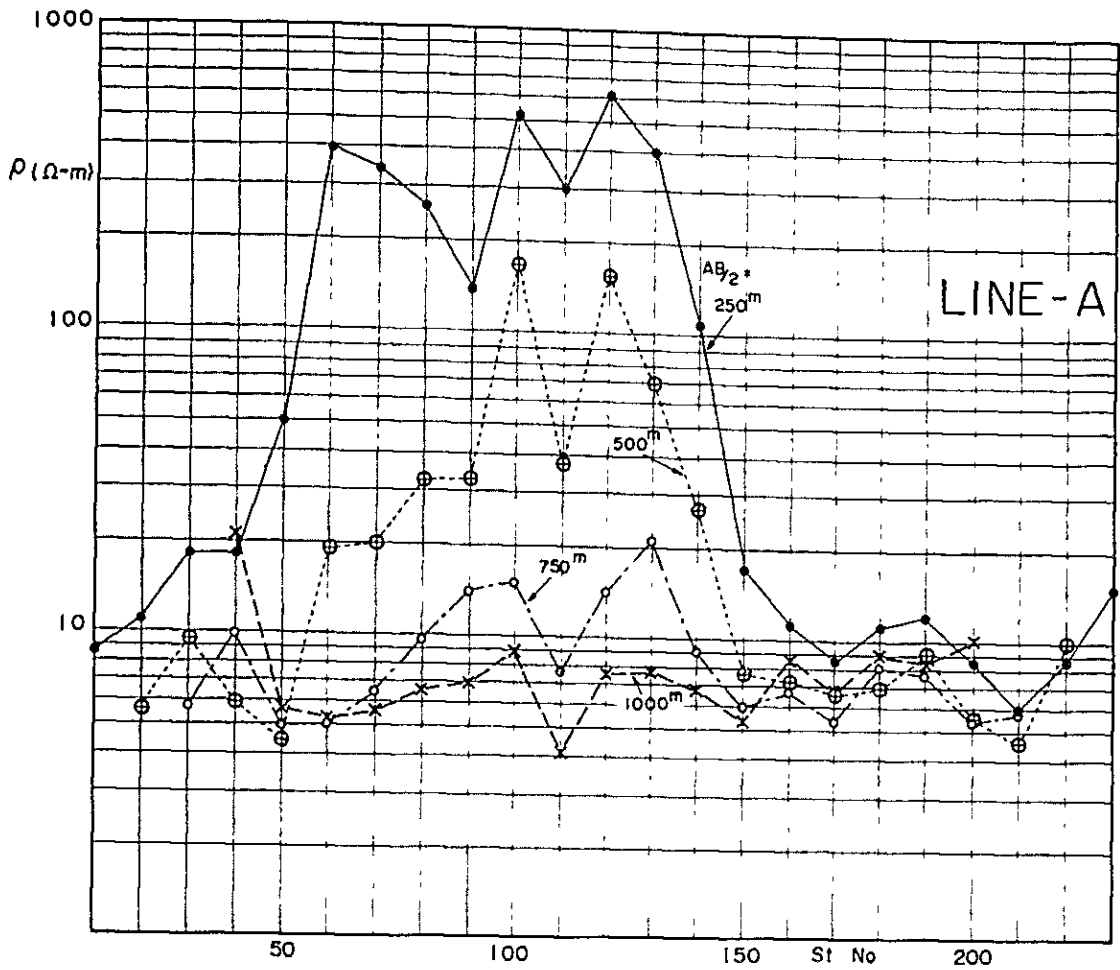
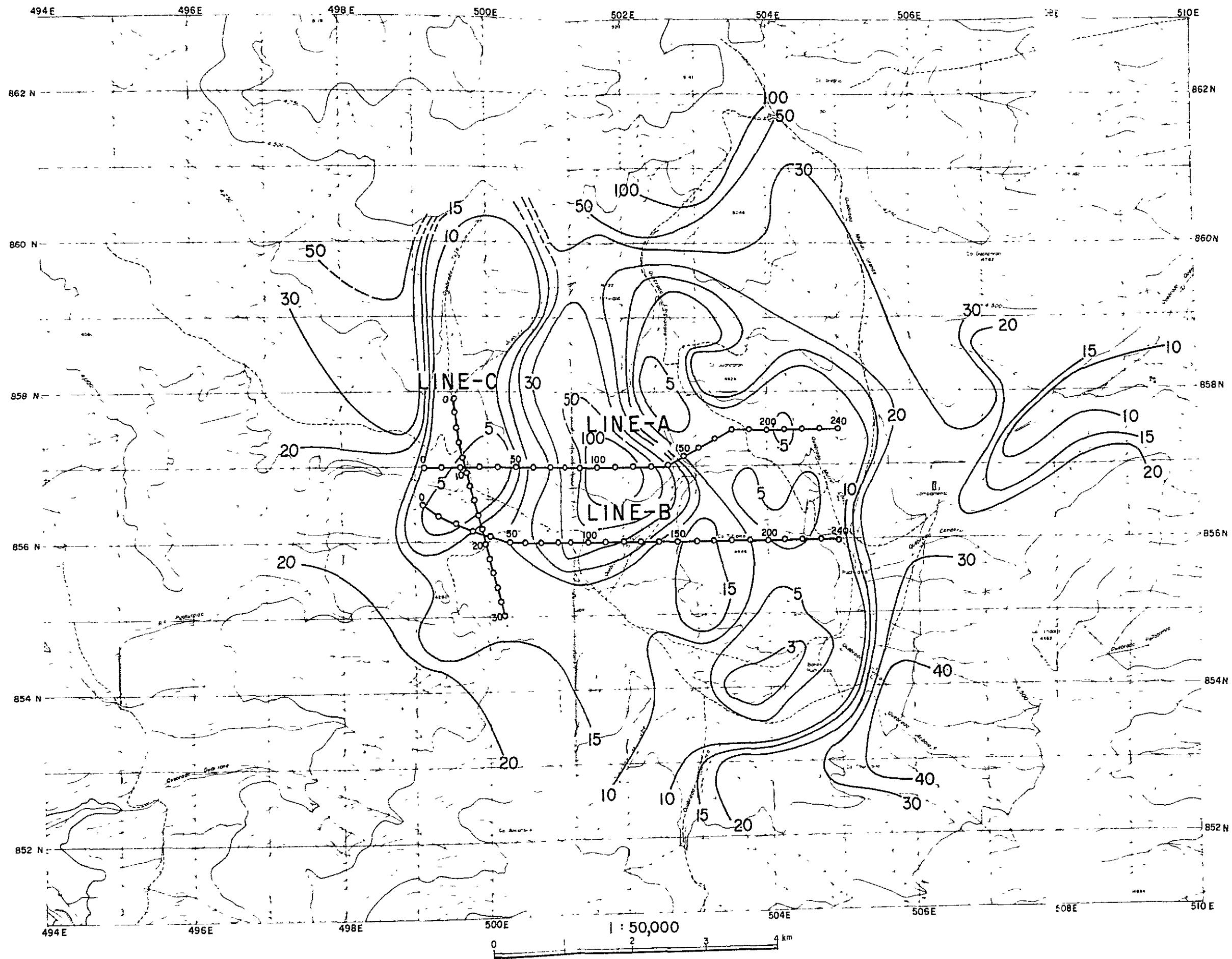


Fig II-4-3

LATERAL CHANGE OF APPARENT RESISTIVITY



~ 10  
 Contour Line of  
 Apparent Resistivity  
 Unit : Ωm

Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

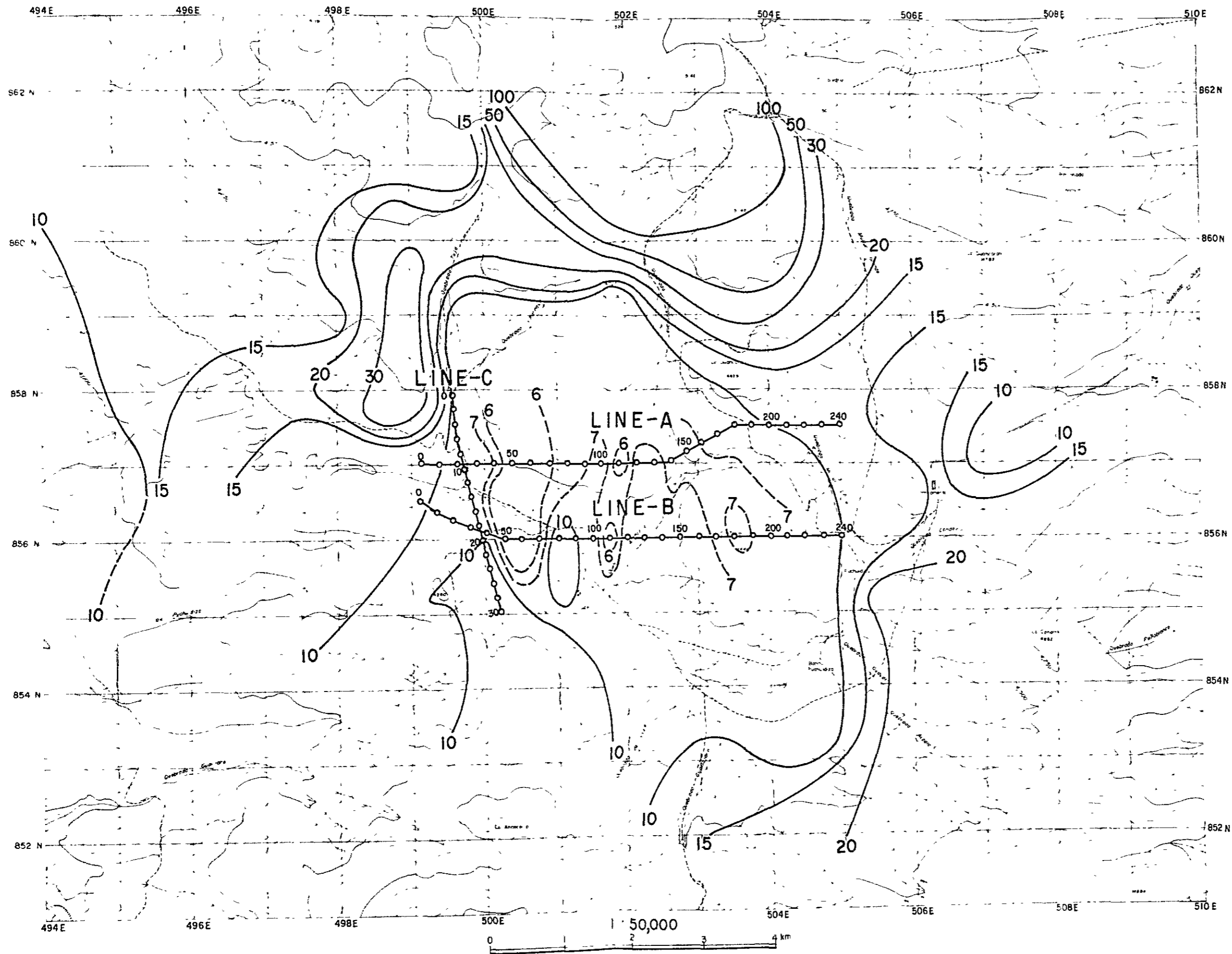
**APPARENT RESISTIVITY  
 MAP**

AB / 2 = 500m

1 : 50,000

0 1,000 2,000m

Nov ~ Dec, 1978 **Fig II-4-4**



~ 10  
 Contour Line of  
 Apparent Resistivity  
 Unit:  $\Omega m$

Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**APPARENT RESISTIVITY  
 MAP**

$AB / 2 = 1,000^m$

1 : 50,000

0 1,000 2,000<sup>m</sup>

Nov~Dec, 1978 **Fig II-4-5**



$$\rho = \frac{S}{\ell} \cdot \frac{V}{I} \times 10^{-2} \quad (\Omega m)$$

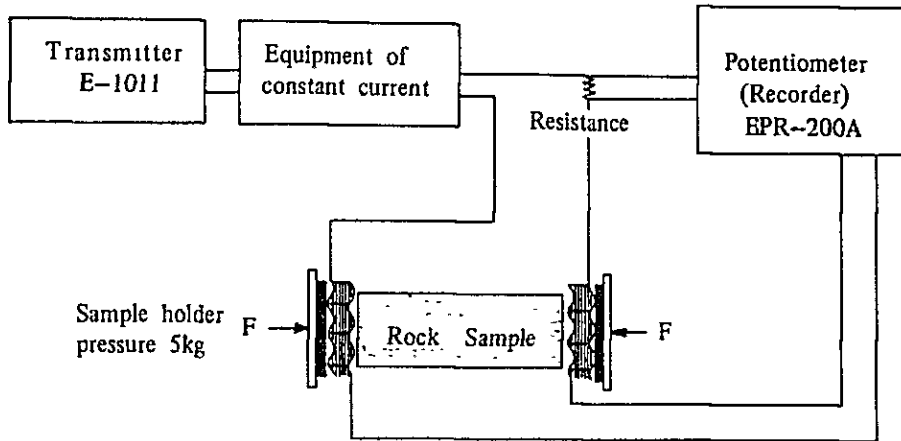
ここに S : 試料断面積 (cm<sup>2</sup>)

ℓ : 試料長 (cm)

V : 電位差 (mV)

I : 供給電流 (mA)

岩石比抵抗測定システムは次のとおり。



Block diagram of the Resistivity measurement of rock sample.

測定結果を岩種別に分類すると以下のとおり。

岩 種	平均値 ± 偏差 (Ωm)
第四紀安山岩	(1.2 ± 0.2) × 10 <sup>3</sup>
第三紀安山岩	(3.2 ± 1.0) × 10 <sup>3</sup>
安山岩質溶結凝灰岩 (第四紀)	(0.5 ± 0.2) × 10 <sup>3</sup>
石英安山岩質溶結凝灰岩 (第三紀)	(1.9 ± 0.9) × 10 <sup>2</sup>
石英安山岩質凝灰岩 (第三紀)	(1.3 ± 0.5) × 10 <sup>2</sup>
流紋岩質凝灰岩 (白亜紀)	(1.8 ± 0.5) × 10 <sup>2</sup>

これによると、安山岩類は空隙率が小さく高比抵抗、凝灰岩類は低比抵抗であり、ほぼ300 Ωm を境界としていることがわかる。しかし、地下の高温・高圧下ではさらに低く、高温塩水の影響を受けた地熱貯留層では、数 Ωm になると思われる。

• 地表水等の比抵抗 (Table II-4-2)

地表水, 熱水等の測定位置を Fig. II-1-5 に示す。測定結果を 20℃ に換算し, とりまとめると次のとおりである。

河川水 (温泉水混入)	1.7~2.7 $\Omega m$
調査井噴出水	1.7~2.2 $\Omega m$
井戸水	4.6 $\Omega m$

本地域の河川水は, ほとんど噴出水であるため比抵抗に変化がみられない。また, キャンプ前の井戸水は地表水であり, Cl 濃度が極めて低いことから, 他の地域での地表水はさらに高比抵抗を示すものと思われる。

4-4-4 比抵抗断面図

各測点の VES 曲線を解析することにより, 各比抵抗層の比抵抗値と厚さを決定し, これらをプロットして断面図を作成した。比抵抗は上部高比抵抗層, 中部低比抵抗層, 及び下部高比抵抗層に大別される。隣接する測定点間の比抵抗, 地層の厚さの相違から, 比抵抗層の形状, 連続性を比較し, 水平方向に連続しない位置には比抵抗不連続線を設けた。

地層の比抵抗は岩石の種類, 孔隙率, 地層水の成分, 温度等によって大きく影響される。一般に地熱地帯では, 10  $\Omega m$  以下の比抵抗を示す地域が地熱流体の賦存の可能性が大きい。

比抵抗層の分類 (Table II-4-3)

1) 上部高比抵抗層

- ①層 (1,000~3,000  $\Omega m$ ) Line A No 60~100 及び 180 付近に分布し, 厚さ 0~200 m である。これは, 第四紀火山岩類 (角閃石-黒雲母安山岩) に相当する。
- ②層 (100~600  $\Omega m$ ) Line A No 40~110, 140, Line B No 40, 90~190 付近に分布し, 厚さ約 100 m である。これは, 第四紀安山岩及び新第三紀輝石安山岩類, 又は①層の変質帯に相当する。
- ③層 (20~80  $\Omega m$ ) Line A No 20~40 のトゥーハ変質帯と No 140 以東及び Line B No 20~150, No 200 以東に分布し, 層厚は Line B で厚く約 100~400 m で, プチュルディサ層上層の安山岩質溶結凝灰岩に相当する。

2) 中部低比抵抗層 (2~6  $\Omega m$ )

両測線に厚く分布している。測線両端のトゥーハ及びプチュルディサでは特に低く, Line B, No 90, 100 付近は若干高い。層の厚さは 500~700 m である。本層は, プチュルディサ層安山岩質溶結凝灰岩, コンドリリ層石英安山岩質溶結凝灰岩, チョニャチャヤ層緑色砂岩に相当する。Table III-2-1 の密度測定から算出された有効空隙率より比抵抗を推定すると, コンドリリ層が最も低い比抵抗を示し, 深さとともに

Table II-4-2 Resistivity of Surface Water

Instrument: Conductivity meter CM-1F TOA Electronics Co.,

Japan

Sample No.	Location	Observed value ( $\Omega\text{-m}/^{\circ}\text{C}$ )	Converted value ( $\Omega\text{-m}/20^{\circ}\text{C}$ )	Mean value ( $\Omega\text{-m}/20^{\circ}\text{C}$ )
a	Rio Tuja (above)	22.0/18	21.0	
b	" (middle)	5.2/31	6.2	River water
c	" (down)	1.7/31	2.4	1.7 - 2.7
d	Rio Puchuldiza (down)	1.7/21	1.7	
e	" (down, pool)	2.0/21	2.0	Above the river
f	" (middle)	1.7/21	1.7	20.0 - 35.0
g	" (above)	1.7/21	1.7	
h	" (middle)	20.0/21	20.0	
i	Q. Chulicollo (down)	1.8/17	1.7	
j	" (above)	1.6/45	2.6	
k	" (above, water fall)	1.0/81	2.7	
l	Q. Ancocollo (middle)	35.0/20	35.0	
m	Q. Chiguanane (down)	20.0/16	18.0	
n	" ( " )	20.0/21	19.9	
o	Pozo 1 (hot water)	1.7/21	1.7	Spouting hot water
p	" 2 ( " )	1.5/38	2.2	1.7 - 2.2
q	" 2 ( " )	2.2/21	2.2	Surface water
r	Campament (well water)	70.0/5.5	46.0	46.0

\* Converted values into 20°C by means of the Schlumberger's relation curve between density of NaCl solution and resistivity.



Table II-4-3 Classification of VES curves (1)

Unit in  $\Omega\text{-m}$

LINE A									
STATION	TYPE	UPPER LAYER			MIDDLE LAYER	LOWER LAYER	REMARKS		
10	2*		b	210	5.5		2*; two layer type ----- : fault		
20	HK	c	43	5.0	72	4.0			
30	HK		50	6.0	60	4.0			
40	QH	a		b	130	25		3.0 (35)	
50	H				260			3.0 (30)	
60	QH	1400	850		150			3.0	
70	QH	2500			300			4.0	
80	QH	2800			310			5.0 (20)	
90	QH	2300			400			6.0 (20)	
100	QH	3000			500			6.0	
110	KH				680			5.0	
120	H	1400						5.0	
130	H	1400						4.0	
140	HK	b	330	110	420			4.0	
150	QH				240	c		60	5.0 (20)
160	H				600			5.0 (25)	
170	QH	c			43	40		6.0 (20)	
180	H	a			4300			5.0 (20)	
190	QH				780	87		6.0 (20)	
200	QH				1200	13		4.0 (40)	
210	Q				30	8		4.0	
220	Q	b			410	c		22	4.0 (12)
230	Q				160	32		3.5	

Resistivity Classification	Resistivity( $\Omega\text{-m}$ )	Thickness (m)
I Upper L.	a 1,000 - 3,000	0 - 200
	b 100 - 600	100 $\pm$
	c 20 - 90	100 - 400
II Middle L.	3 - 6	500 - 700
III Lower L.	15 <	

Table I-4-3 Classification of VES curves (2)

Unit in  $\Omega\text{-m}$

LINE B						
STATION	TYPE	UPPER LAYER		MIDDLE LAYER	LOWER LAYER	REMARKS
10	H	c	50	2.5		2* : two layer type
20	2*	-----	25	2.0		
30	2*	-----	22	3.0		
40	Q	b 220	23	3.0		
50	H		45	2.5	(25)	----- : fault
60	H		30	2.5	(30)	
70	H		25	2.7	(30)	
80	Q	55	30	2.5		
90	QH	b 220	44	4.0		
100	QH	200	30	3.5	(30)	
110	QH	200	50	3.5		
120	KQH	160	35	3.5		
130	QH	170	45	4.0		
140	H		70	4.0	(30)	
150	H		75	4.0	(25)	
160	H	b 100		4.0	(35)	
170	H	100		4.0	(30)	
180	H	150		4.0	(25)	
190	KH	140		4.0	(25)	
200	H	c	80	3.0	(20)	
210	H		75	3.0	(20)	
220	QH	50	25	2.5	(15)	
230	2*		25	(3.0)		

Resistivity Classification	Resistivity ( $\Omega\text{-m}$ )	Thickness (m)
I Upper L.	b 100 - 400	100+
	c 20 - 90	100 - 400
II Middle L.	2 - 4	500 - 700
III Lower L.	15 <	

比抵抗は徐々に高くなる様である。

### 3) 下部高比抵抗層 ( $15 \Omega m <$ )

VES 曲線の立ち上りから推定される最下位層で、比抵抗値は上位層より高いが層厚は不明である。両測線とも東側では浅く、西に深くなって西端では確認されていない。ウタヤネ層流紋岩質溶結凝灰岩に相当すると思われるが層厚は不明である。調査井No.4, No.5の岩芯の空隙率から推定される比抵抗もやや高い。割れ目が発達しているためか、プチュルディサ地区の調査井の逸水は主にこの下部層で生じている。

#### • Line A (Fig. II - 4 - 6)

上部高比抵抗層については、 $600 \Omega m$  以上の㊸、㊹層がNo.40~130に厚く被覆しており、第四紀火山岩類、第三紀輝石安山岩類の厚さは $100 \sim 200 m$ である。これは、タイピコージョ山の頂上に薄くみられる以外は、チグアナネ沢の東側にはほとんどみられない。No.170, 190, 210の地表の低比抵抗帯は、地表変質帯とよく一致している。

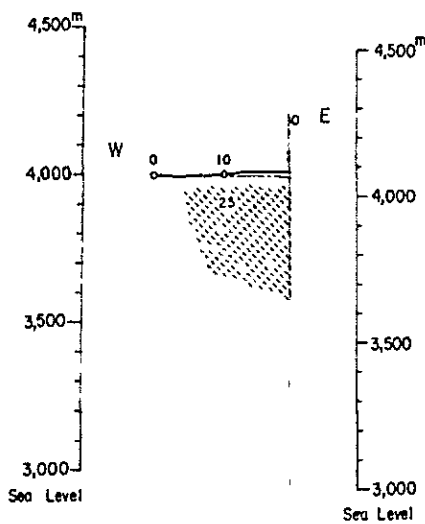
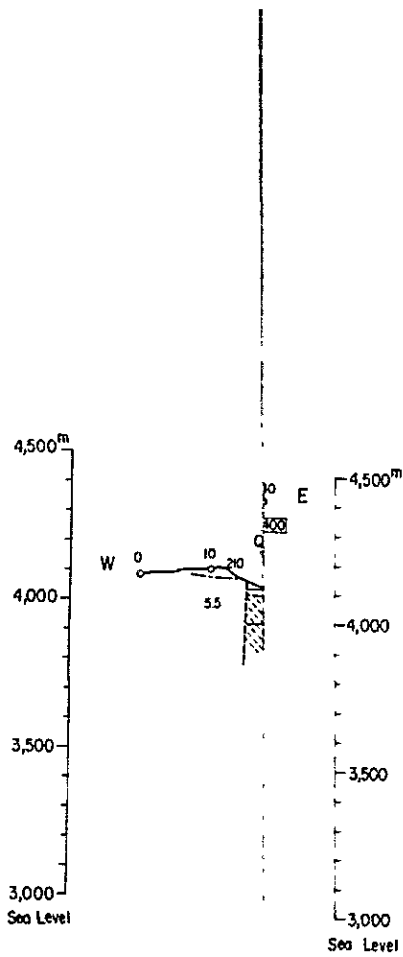
中部低比抵抗層のうち、No.40~60とNo.210では $5 \Omega m$ 以下の低比抵抗を確認した。No.40~50の深度約 $400 m$ には、低比抵抗の地熱流体が期待されるが、比較的下部層が浅く、これを境界として東側は深くなっている。また、No.210では地表からきわめて低い比抵抗がみられ、比較的浅部に地熱流体が存在すると思われる。

No.70~130の低比抵抗層は、約 $800 m$ の厚みを持ち、チグアナネ沢西方に予想される比抵抗不連続線(断層)により切られている。比抵抗も $5 \sim 6 \Omega m$ と比較的高い。No.140以東では、低比抵抗層の厚みは減じ(約 $500 m$ )、地形に沿って東に浅い傾向がみられる。No.80以東にみられる下位層は、ウタヤネ層に対比しているが、変質の少ない上位層とも考えられる。下位層中でも、割れ目の発達した地域は有望な貯留層になりうると思われる。

#### • Line B (Fig. II - 4 - 6)

Line Aと比較すると上部高比抵抗層のうち㊸層がみられず、 $20 \sim 80 \Omega m$ の㊺層が厚く分布している。測線西端のトゥーハ南方には、 $2 \Omega m$ の低比抵抗があり、No.20~30間の断層を境に西側に顕著な低比抵抗帯をつくっている。これは、トゥーハの噴気帯の比抵抗よりも低く、熱変質帯が南へ延びていることが確認された。No.60~70には、背斜構造があり、深部に地熱流体の潜在を暗示する低比抵抗( $2.5 \sim 3 \Omega m$ )が捕捉されている。本測線で最も興味ある地域である。

No.80~90では、㊺層が不連続であり、また、深部に下部層が確認されなかったため、断層を想定した。No.90以東では、東に向って単調に浅くなり、タイピコ



Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

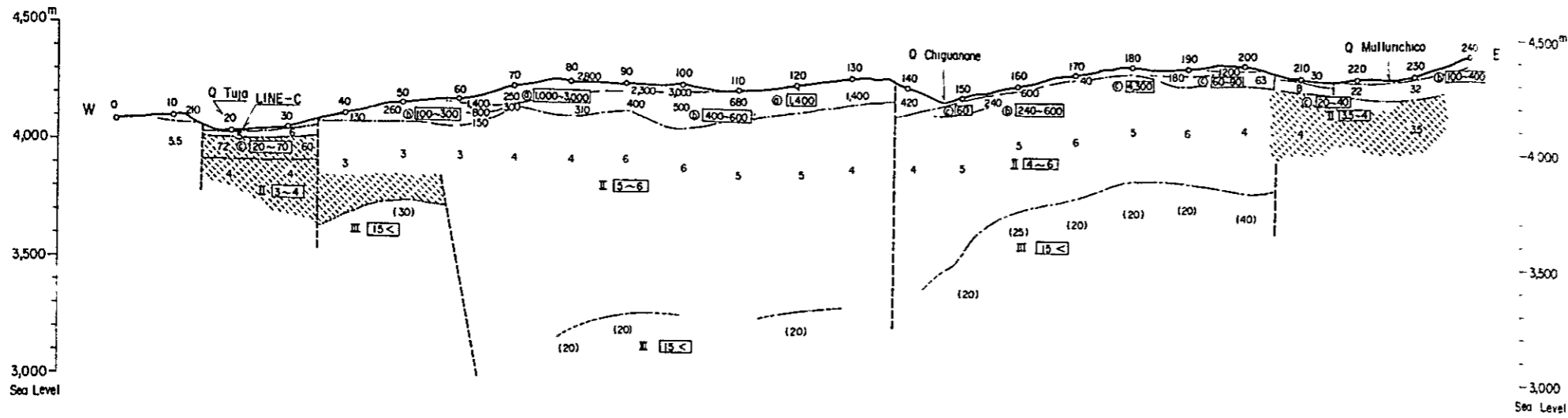
**RESISTIVITY SECTION**  
 (LINE-A,B)  
 (Unit  $\Omega$ -m)

1 : 25,000

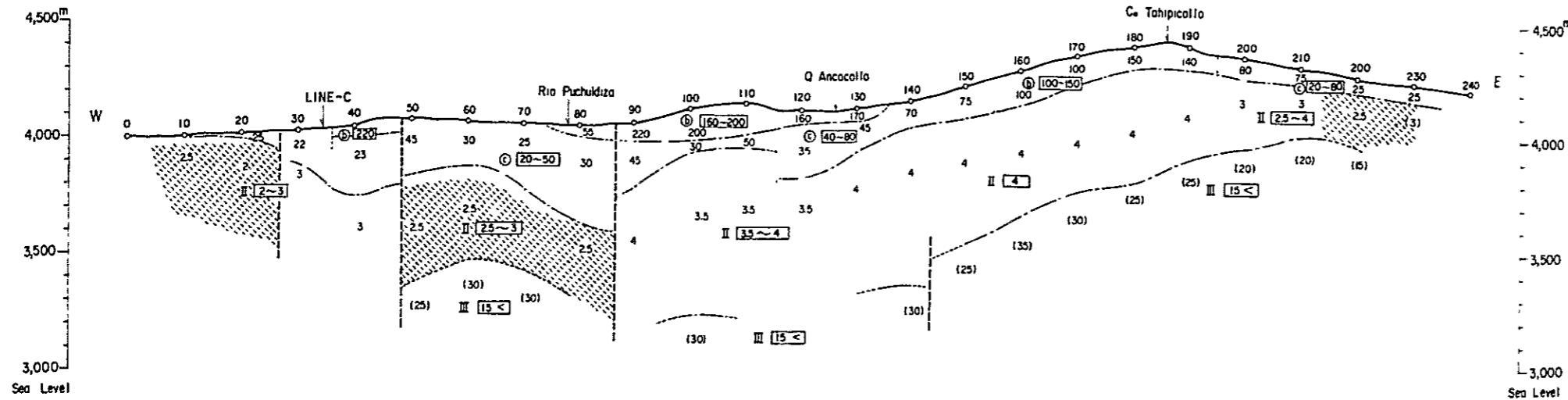
0 500 1,000 1,500<sup>m</sup>

Nov ~ Dec, 1978 Fig II-4-6

### LINE-A



### LINE-B



Geothermal Power Development Project  
in Puchuldiza  
the Republic of Chile

## RESISTIVITY SECTION (LINE-A,B) (Unit Ω-m)

1 : 25,000

Nov ~ Dec, 1978      Fig II-4-6



ーシヨ東方のNo 2 2 0には浅所に貯留層に対応すると思われる低比抵抗帯が認められた。調査井No 2は、これより約1,200m南方にあり、調査井No 3, No 4は約800m北方にある。浅所の低比抵抗帯が約300mの深さで南北に連なっていることが検証された。

• Line C

トウーハの変質帯の南北のひろがりを見るため、ダイポール・ダイポールによる追加測線を実施した。Line Aとの交点では、浅所に20Ωm以上の高比抵抗があるが、深度200m以深に3Ωm以下の低比抵抗があること、Line Bとの交点でも深度200m以深に3Ωm以下の低比抵抗があることなどが確認された。比較的比抵抗変化に激しく、Line B以南には顕著な低比抵抗はみられない。





## 第 5 章

### 磁 气 探 查



## 第5章 磁気探査

### 5-1 調査目的

地熱は火成活動に深い関係をもつため、地球磁場を観測することによって、火成岩の分布・形態を調べることが出来る。一般に、火山に伴う磁気異常は、火山を構成する玄武岩や安山岩などの岩石が、磁鉄鉱など強い磁性を示す鉱物を含むためである。また、地球磁場の中で、高温の溶岩がキューリー点を通して冷却し固化すると、磁性物質は地球磁場の方向に強い安定な残留磁気を獲得する。

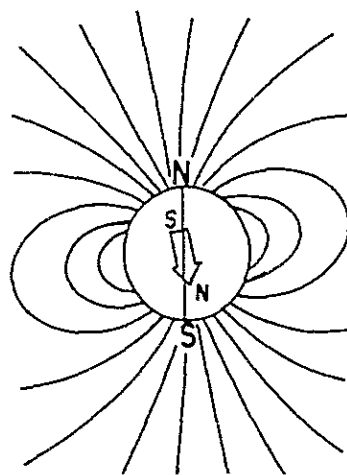
一方、高温地熱流体の潜在する地熱地帯周辺では、上記磁性鉱物が熱変質により磁性を失うために、正の磁気異常がみられることが特徴的である。本調査では、これらの諸現象を高精度の磁力計により観測し、わずかな磁気変化から地下構造を推定し、あわせて地熱との関連を究明しようとするものである。

### 5-2 調査方法

#### 5-2-1 磁気探査概論

地球の磁場は、巨大な双極子をもつ磁石、又は、均質に磁化された球体による磁場に類似している。磁場の方向は、磁極では鉛直、磁気赤道では水平である。また、その強さは磁力線の密度でさまり、磁極では磁気赤道でのその約2倍、即ち、アラスカ北部では約0.6 Gauss、又は、 $60,000 \gamma$  (ガンマ)、南米中部では約0.3 Gauss、又は、 $30,000 \gamma$  以下である。

世界の全磁力値は、Fig. II-5-1 に示す。地球は単純な双極子磁石ではなく、未知の地球磁場発生機構のために、多くの極をもつ複雑な形を示している。



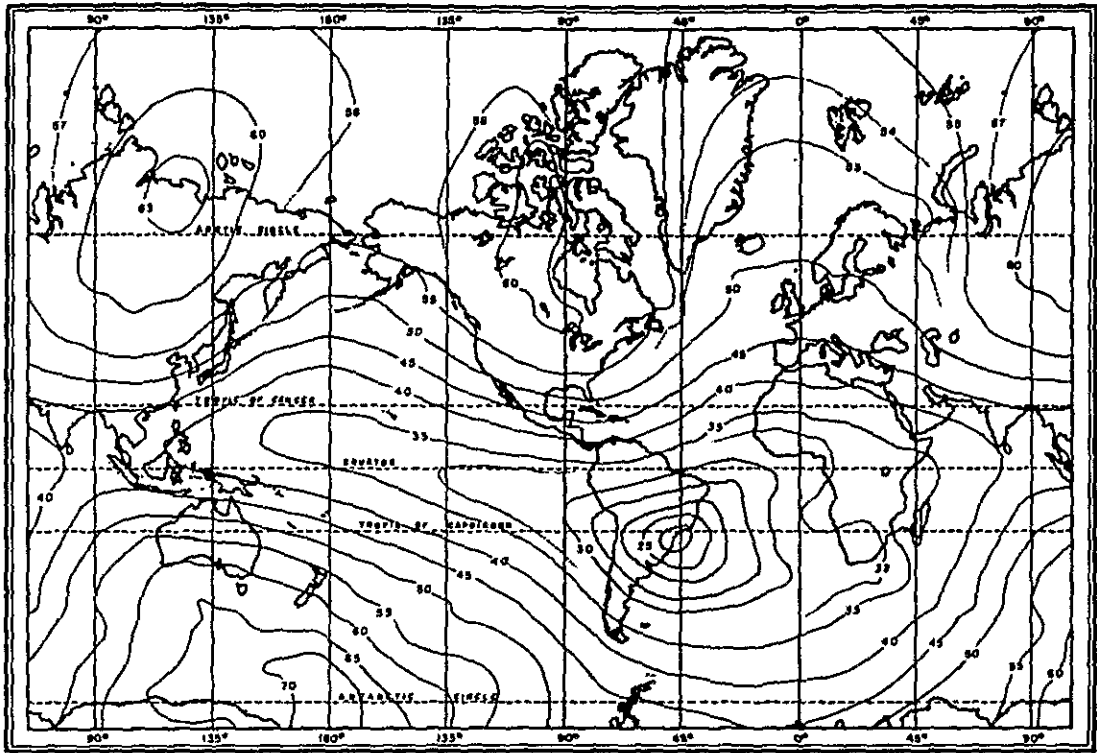


Fig. II-5-1 Total Intensity of the Geomagnetic Field

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

即ち、帯磁率 $K$ と外部磁場の強さ $F$ の積が感応磁気 $I_i$ である。

$$I_i = K \cdot F$$

$I_i$ は、CGS  $e \cdot m \cdot u$ で $F$ はガウス ( $G = 10^{-5} \times \gamma$ ) である。

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

$$K = 0.3 \rho$$

の関係があると言われている。

帯磁率の変化はおおむね次のとおりである。

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

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

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

#### • 全磁力

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

なお、実測値から短波長の地表ノイズを除去するため、磁気異常は50m間隔にて読みとられた実測値を5点平均して平断面図を作成した。

#### 5-2-2 測線及び測点

本調査では、ブチェルディサからトゥーハに至る地域、特にタイピコージョ周辺が調査の主眼となったため、これらの地域を切る14本、各4,000mの南北測線について測定した。測線間隔は原則として500mとし、トゥーハ地域では測線の中間に、また、ブチェルディサ沢に沿っては道路沿いに補助測線を設定した。測線長は、858Nから854Nに至る4,000mとし、Line 11とLine 12については、ブチェルディサ変質帯を調べるため、さらに南へ1,000m延長した。測線の方向は南北格子に沿い、重力の測点にて位置を確認した。Line 1は499.5Eに、Line 14は506Eに沿っている。測線位置図をFig. II-5-2に示す。

測点は50m間隔となり、北より0~80の測点番号を附した。観測した測点数は1,300点である。

### 5-2-3 磁 力 計

使用した磁力計は下記のとおりである。

様 式	携帯用プロトン核磁力計
型 式	G-816 米国 Geometrics 社製
感 度	$\pm 1 \gamma$ (各レンジ デジタル表示)
範 囲	20,000~90,000 $\gamma$ (全世界)
傾 度	150 $\gamma$ /ft 以下
形 状	コンソール 9×18×27 cm
	センサー 直径11cm×15cm
	スタッフ 直径3cm×高さ244cm

観測は、スタッフマン1名、読みとり1名、記録1名の3名1チームとし、50m エスロンテープにより測距しつつ1日約80点の観測を実施した。

#### • プロトン磁力計の原理

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

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

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

ここに、 $\gamma$  は磁気回転比 (磁気能率/角運動量) と呼ばれ、核の種類によって決まる物理定数である (プロトンでは 0.26752)。このようにして、同一の励起コイルにより、地球磁場に比例した周波数を測定することが出来る。

### 5-2-4 磁力値の補正

地球磁場の強さはいつも一定ではない。磁気変化の周期は、数秒の短いものから数時間に亘る長い変化があり、主に地上100km程度の電離層 (E層) に流れる電流系に起因すると考えられている。これらの変化磁場は、もとはすべて太陽面における磁気変化に起因しているので、

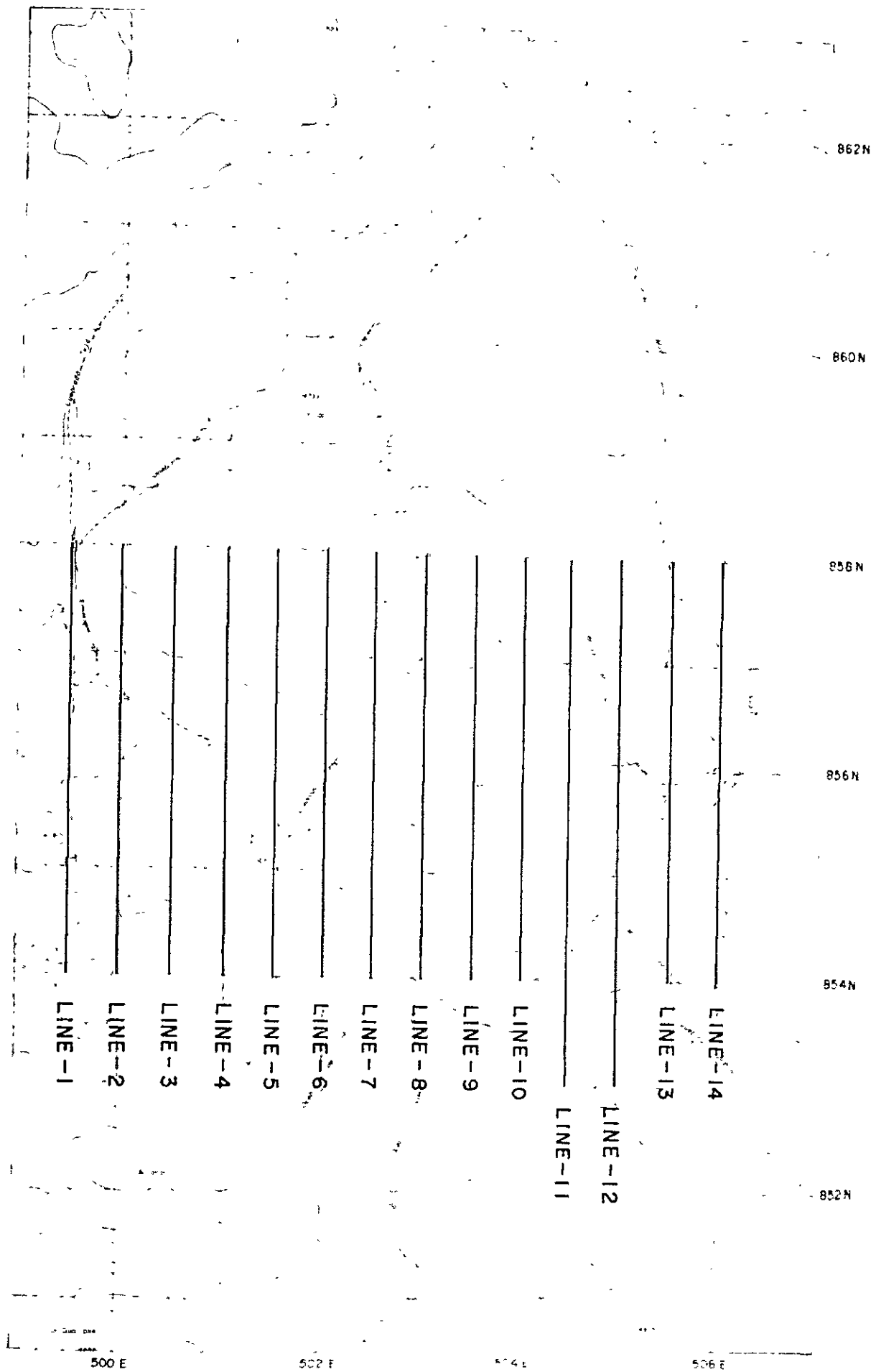


Fig II-5-2

LOCATION OF MAGNETIC SURVEY LINES





地球と太陽の位置関係などに深い関係を持っている。Fig. II-5-3 プチュルディサの基準点における代表的磁気変化を下図に示す。

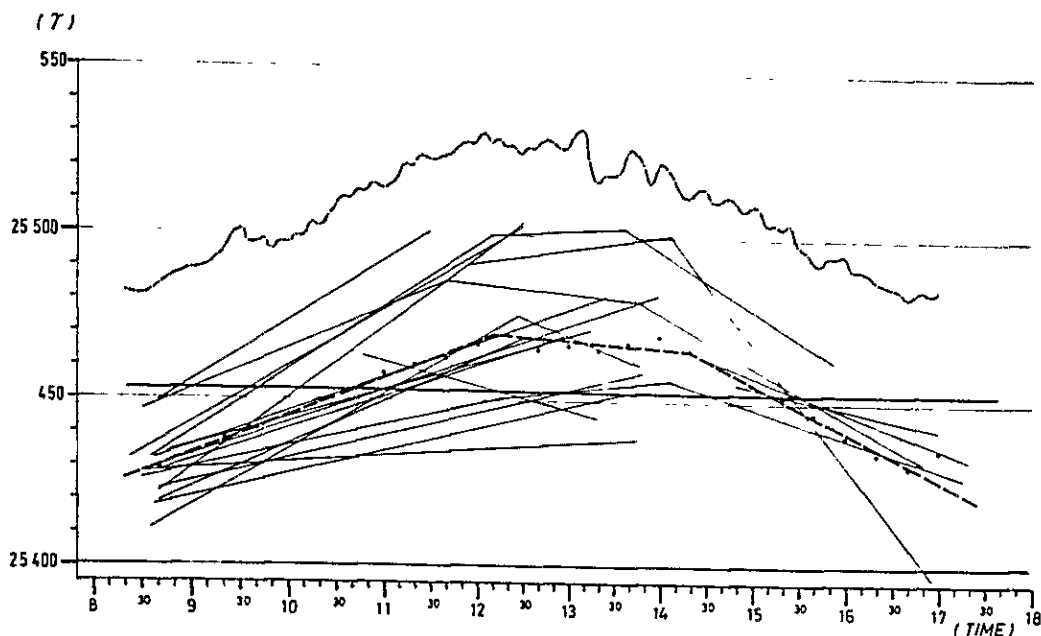


Fig. II-5-3 Diurnal Variation at Magnetic Station

きわめて精度の高い観測や解析を行なうには、基準点における連続記録や反復測定により、時間的磁気変化の補正が行なわれている。本地域の経時磁気変化は、予想以上に変化が激しく朝と昼の定点での変動は50 $\gamma$ に達した。

今回の調査では、磁力計を1台しか使用しなかったため、日変化を出来る限り補正するため、次の日変化補正法を採用した。

- 上記の磁気変化にみられる如く、磁力値は午前中に単調に増加し、正午近くには変化が少なく、午後は単調に減少している。このため、調査開始時の朝と午前の終了時、午後の開始時、午後の終了時の4回定点観測を行ない、各観測日の定点に於ける磁気変化を作成した。10分刻みに平均された磁気変化は、三本の一次直線により近似しうるため、全測定値の平均値である25453 $\gamma$ と、これら直線との差を観測された時刻により各測定値に補正することとした。

各点における観測時刻を $t$ とすると、補正值 $\Delta\gamma$ は次式で表わすことができる。

$$\begin{aligned} \Delta\gamma &= 11.5t - 123 & t \leq 12.2 \\ & -2t + 41.5 & 12.2 < t \leq 14.33 \\ & -14.5t + 221 & 14.33 < t \end{aligned}$$

但し、 $t$ は観測時刻を時間で表わしたものであり、補正済値、観測値をそれぞれ $r_c$   
 $r_0$ とすれば、

$$r_c = r_0 - \Delta r t$$

となる。

また、観測された磁気異常には、地表附近の地質ノイズやマイクロバルセーションによる短周期の異常が含まれているため、これらを除去し深部の磁気異常のみを検出するため、5測点の相加平均 $\bar{r}_5$ を求めた。

$$\bar{r}_5 = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^5 r_i$$

以上の補正をほどこしたのち、各測線の磁気変化をとるとFig. II-5-4の様になる。

### 5-3 解析方法

#### 5-3-1 帯磁率測定結果 (Table II-5-1)

既述の如く、磁気異常をもたらす岩体を解析するためには、岩石の帯磁率・その深さ及び形状をきめなければならない。現地で採取した岩石サンプルは、次の方法により帯磁率の測定を実施した。

岩石サンプルは、非磁性のハンマーにより粉碎され、めのうの乳鉢により40メッシュアンダーの粉末としたのち、定められた形状のプラスチック容器に入れて測定される。測定システムの諸元は以下のとおりである。

品名	BISON帯磁率測定器 (U.S.A)
型名	3101A型
測定範囲	(1~100,000) $\times 10^{-6}$ e.m.u./cc

容積帯磁率 $K$ は次式で求められる。

$$K = R \times \left(\frac{d}{d'}\right)^2 \times \frac{\sigma}{\sigma'} \times f \times 10^{-6} \quad \text{e.m.u./cc}$$

$R$ : Bison 3101Aによる読取値

$$d/d' : \frac{\text{基準サンプル直径 (1 inch)}}{\text{サンプル直径}} = 100$$

$$\sigma/\sigma' : \frac{\text{岩石状態の比重}}{\text{粉末状態の比重}}$$

$f$ : コイル定数 = 1.00

#### 5-3-2 断面解析

磁気探査で測定される磁力値はポテンシャル量であり、磁気異常を誘起する磁性岩体のモデルは無限に存在する。これらの無限個のモデルの中から、対象とする地域の地質構造に対して

Table II-5-1 Magnetic Susceptibility

Sample No.	Period	Formation	Rock type	$\sigma'$ (g/cc)	$\sigma$ (g/cc)	R ( $\Omega$ -m)	K ( $\times 10^{-6}$ emu/cc)
1206	Quaternary		Andesite	1.92	2.51	2001	2621
1402			"	1.84	2.34	476	605
1403			"	1.84	2.53	2052	2832
3001			"	1.83	2.45	2794	3744
0101	Tertiary	Lupe F.	"	1.75	2.39	1484	2033
1205		S S	"	1.66	1.83	827	910
0102		Puchuldiza F.	Andesite	1.64	2.30	570	798
1401			"	1.87	2.55	532	713
1610			"	1.85	2.53	995	1363
2901			"	1.65	2.57	1537	2398
1608		Condoriri F.	white Tf	1.49	1.99	140	188
3006			welded Tf	1.76	2.36	1083	1451
P3-234			dacitic Tf	1.42	2.24	38	60
P4-310			"	1.48	2.26	38	58
1701		Chojna Chaya F.	S S	1.61	2.44	1562	2374
P5-540			"	1.55	2.36	50	76
1613		Utayane F.	Tf	1.53	2.03	15	20
1702			Lava	1.66	2.29	1324	1827
1705			white Tf	1.59	2.12	12	16
2801			and-welded Tf	1.62	2.25	75	104
2802			dc-welded Tf	1.62	2.34	27	39
2803			Tf	1.61	2.04	20	25
P1-641			"	1.51	2.16	45	64
P1-697			and-Tf	1.56	2.36	76	115
P2-408	"		1.42	2.21	33	51	
P2-522	"		1.37	2.34	35	60	
P4-945	"		1.55	2.46	53	84	
P5-1012	"		1.57	2.36	195	293	
1201	Cretaceous	Churicollo F.	dc-Tf	1.54	2.30	52	78
1202			and-welded Tf	1.59	2.32	57	83
1203			S S	1.60	2.30	40	58
2201			and-welded Tf	1.55	2.30	60	89

\* P3-234 shows a sample collected at the depth of 234 m of exploratry well No.3 .

妥当なモデルを選択することが必要である。

磁気異常の定量解析は、球状、円柱状、角柱状、断面状及びダイク状構造などの単一構造と、

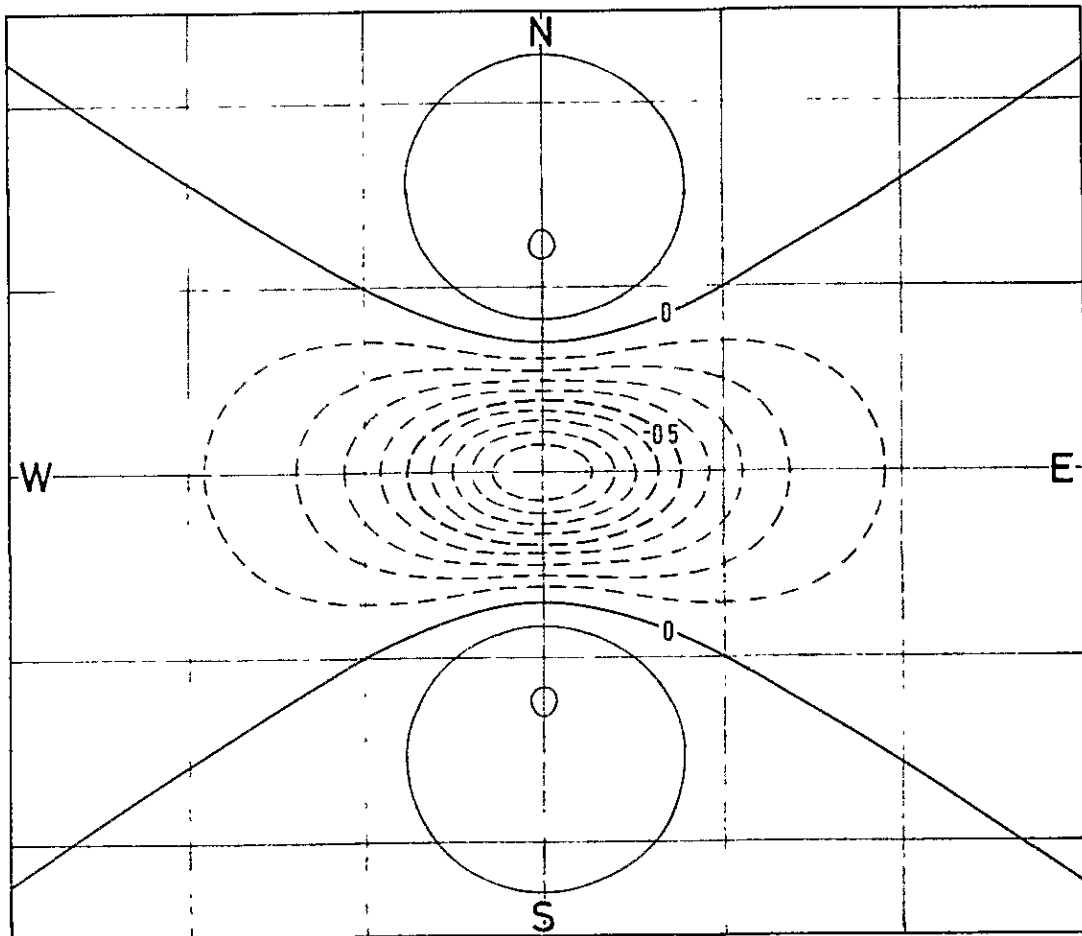


Fig. II-5-5 Magnetic Anomaly due to Sphere at the Inclination of  $0^{\circ}N$  (Radius of the sphere: 1 grid)

これらの相互に組み合わせた構造を仮定して行なわれる。

本調査は地上磁気探査であるため、地形の起伏及び地表付近の磁性岩体等の影響を受けており、短波長の磁気異常が卓越した等磁力線図となった。このため、個々の磁気異常に対する定量解析の前に移動平均をほどこして短波長を除去する必要がある。本調査地域のような磁気傾角  $0^{\circ}$  の地域での磁気異常は、負の異常が卓越しており、また、そのコンターパターンは球状構造のようなモデルでも東西方向へコンターが広がる傾向がみられ、磁気異常を誘起した磁性岩体の東西両端を決定するのは容易ではない。

高帯磁率岩体の直上では負の異常が検出されるが、平面図或いは断面図上で正の異常が独立してある場合は、この正異常が検出された付近に、周囲と比較して帯磁率の低い岩体の存在が推定され、特に地熱地帯においては、岩石の消磁効果という面で興味深い箇所である。

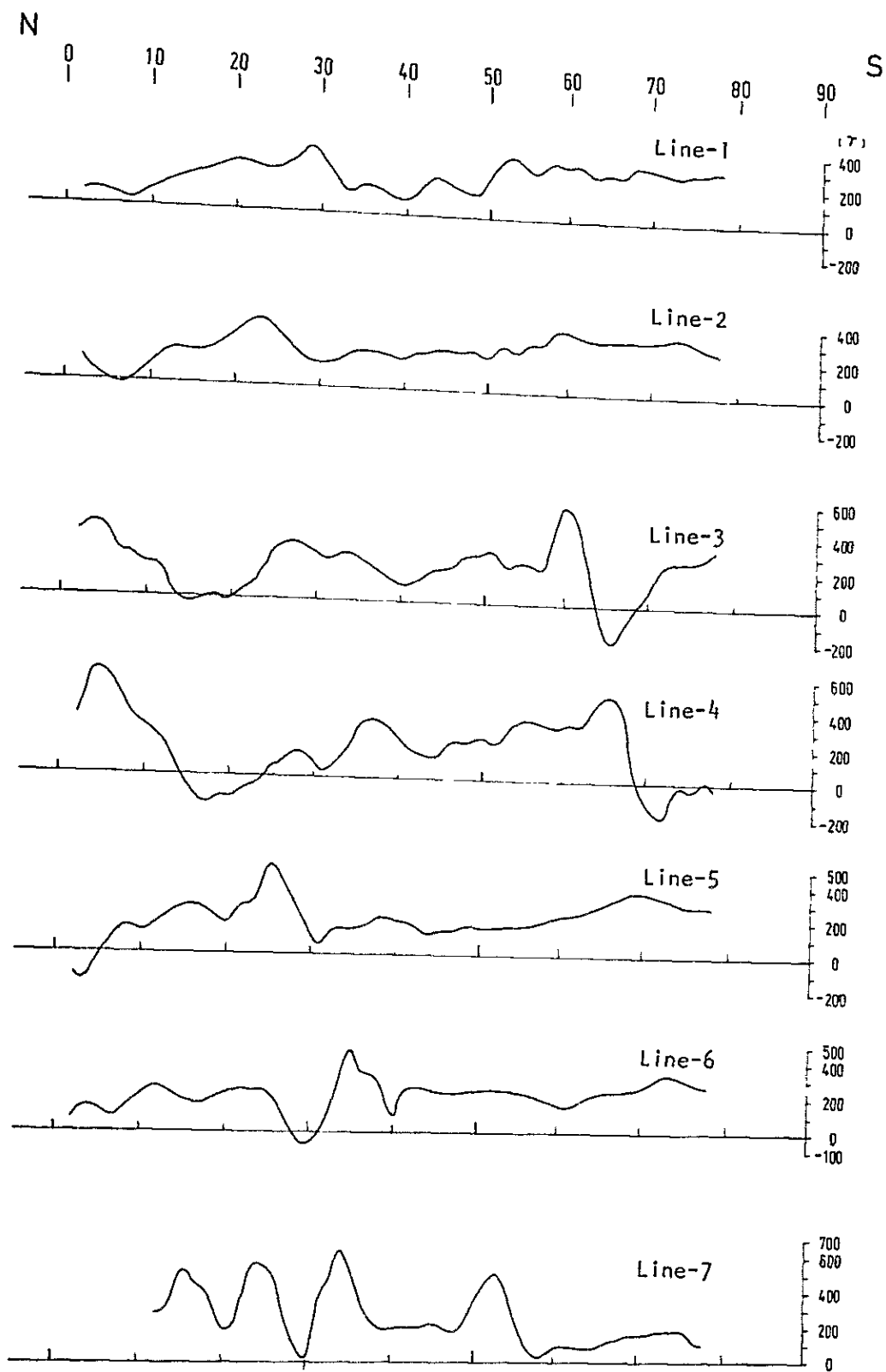


Fig. II-5-4 Magnetic profile ( Line-1 - Line-7 )



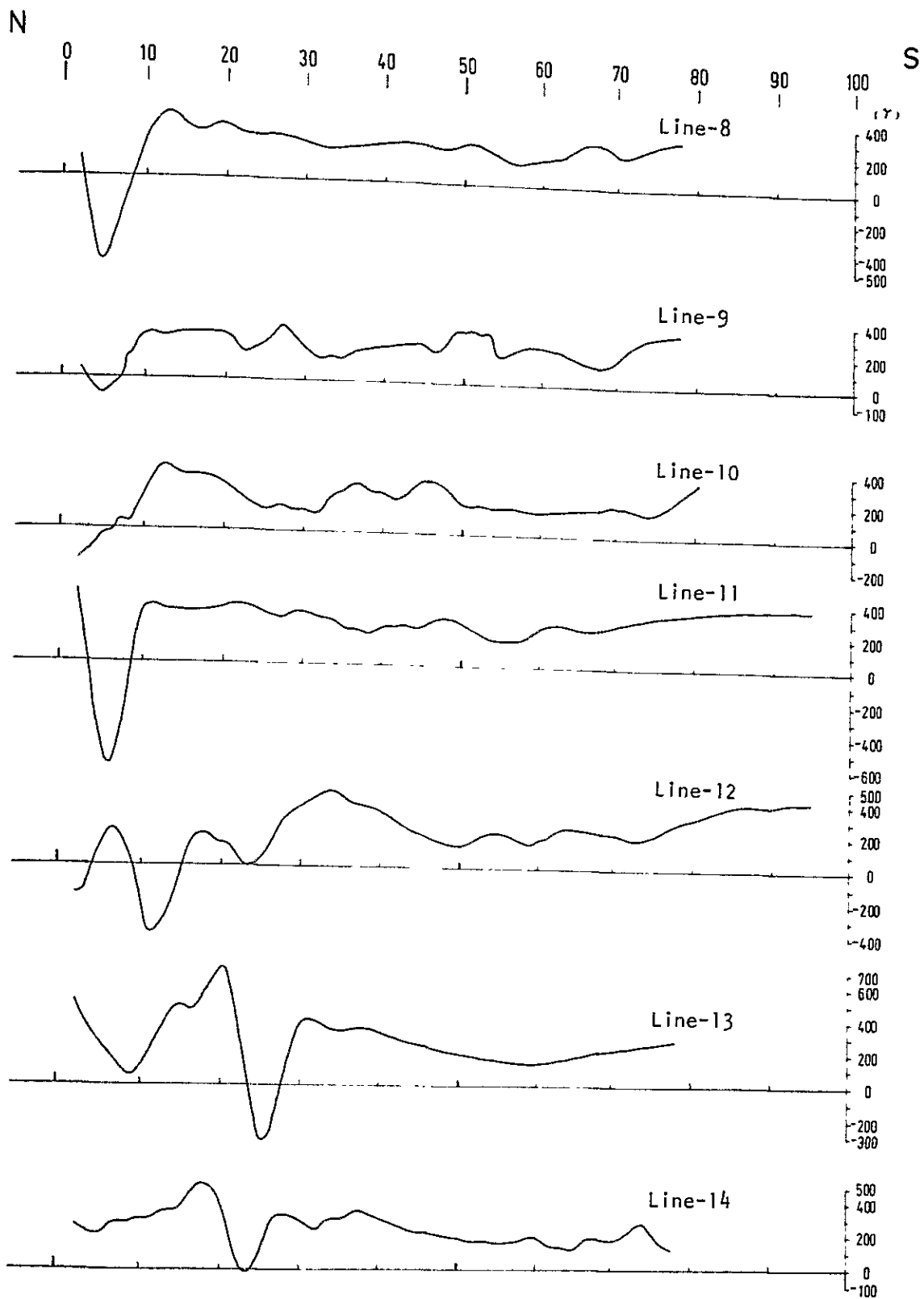


Fig. II-5-4 Magnetic profile ( Line-8 - Line-14 )





本調査の磁気異常の定量解析に当っては、(1)地上磁気探査であり測定点周辺の磁気的影響が大きいと考えられること、(2)本調査地域のような伏角 $0^\circ$ での磁気異常のパターンは、角柱状構造のようなモデルであってもダイク状構造とあまり変らないコンターパターンを示すこと、などに留意して、ダイク状構造による曲線照合法を顕著な磁気異常に対して行なった。

Fig. II-5-6 に、伏角 $0^\circ$ におけるダイク状、水平円柱状及び球状構造モデルによる磁気異常を示す。



Fig. II-5-6 Magnetic Anomaly due to Sphere, Horizontal Cylinder and Dyke Models (Inclination= $0^\circ$ )

#### 5-4 解析結果

##### 5-4-1 等磁力線図からの解釈 (Fig. II-5-7)

顕著な低磁気異常とこれに伴う高重力異常は、主に第四紀の安山岩類の分布地域に一致している。殊に、Line 2の北端から Line 3, 4の測点15附近、両側線の南端、Line 8, 11, 12の北端附近に夫々顕著な低磁気異常が検出されている。これは、岩石サンプルの帯磁率測定結果にみられる如く、第四紀の安山岩が $10^{-3}$ オーダーの強い磁性を持つことによるものである。また、調査井No5の近くには、弱いがまとまりのある低磁気異常があり、これは第三紀のブチルディサ層準の溶結凝灰岩によるものと思われる。

一方、熱変質による消磁効果は、弱い高磁気異常として検出されることが期待されるが、ブチルディサ地熱地帯を切る Line 11の南端では、広い高磁気異常帯を呈している。同様の高磁気異常帯はトゥーハから東に延びており、Line 2の測点25附近は興味深い地域である。

これら岩石の磁性と磁気異常の関係を傾向的に平面的にとりまとめると、Fig. 11-5-9の様な磁気解析平面図となる。タイピコージョ山を含む広い高磁気異常帯——帯磁率の低い岩体——が中央にみられる。この中には、山頂にみられる様な局部的な高帯磁率岩体もあるが、広範で深い低帯磁率の岩体による異常と思われ、地熱変質による広い消磁効果が働いたことが考えられる。同様の分布がブチュルディサ周辺とトゥーハから東方にも見られ、現在の地熱徴候と良い一致を示している。

また、調査地域北方の電気探査Line Aの北方には、高帯磁率岩体による低磁気異常帯が見られる。同じくアンココージョ山北方のLine 3南部にも同様の低磁気異常があり、800γを越える磁気変化が捕捉されたので、次項で述べる方法により断面解析を実施した。

#### 5-4-2 断面解析図からの解釈

Line 3の南方50~80間及びLine 13の北端10~40間に見られる顕著な磁気異常に対して、ダイク状構造モデルを想定し、定量解析によるシミュレーションを行なった結果、Fig. 11-5-8に示す結果を得た。磁気異常源の形、深さ、帯磁率の組み合わせは無限に有り、これは一つの解にすぎないが、モデルはいつでも南方へ傾斜しており、帯磁率は共に $6 \sim 7 \times 10^{-3} \text{ e.m.u./cc}$ となった。この高い帯磁率は、第四紀安山岩類に対応すると考えられ、Table 11-5-1の岩石サンプル帯磁率のオーダーと良く一致している。

なお、磁気異常計算に利用した計算式は以下のとおりである。  
点 $(0, 0, z)$ に中心を持つ球による点 $(x, y, 0)$ で観測される磁気異常は次式で与えられる。

$$T_s(x, y, 0) = P \cdot \frac{(3 \cos^2 I - 1) y^2 + (3 \sin^2 I - 1) z^2 - x^2 - 3 \sin^2 I \cdot y z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}}$$

但し、y軸は磁北の方向、z軸は鉛直下方にとった。

$$P = \frac{4}{3} \pi R^3 \cdot \Delta K \cdot T_0 \quad \text{：球の磁気モーメント}$$

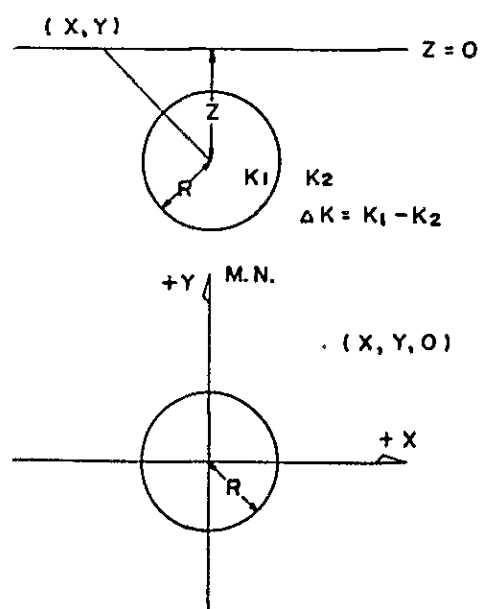
R : 球の半径

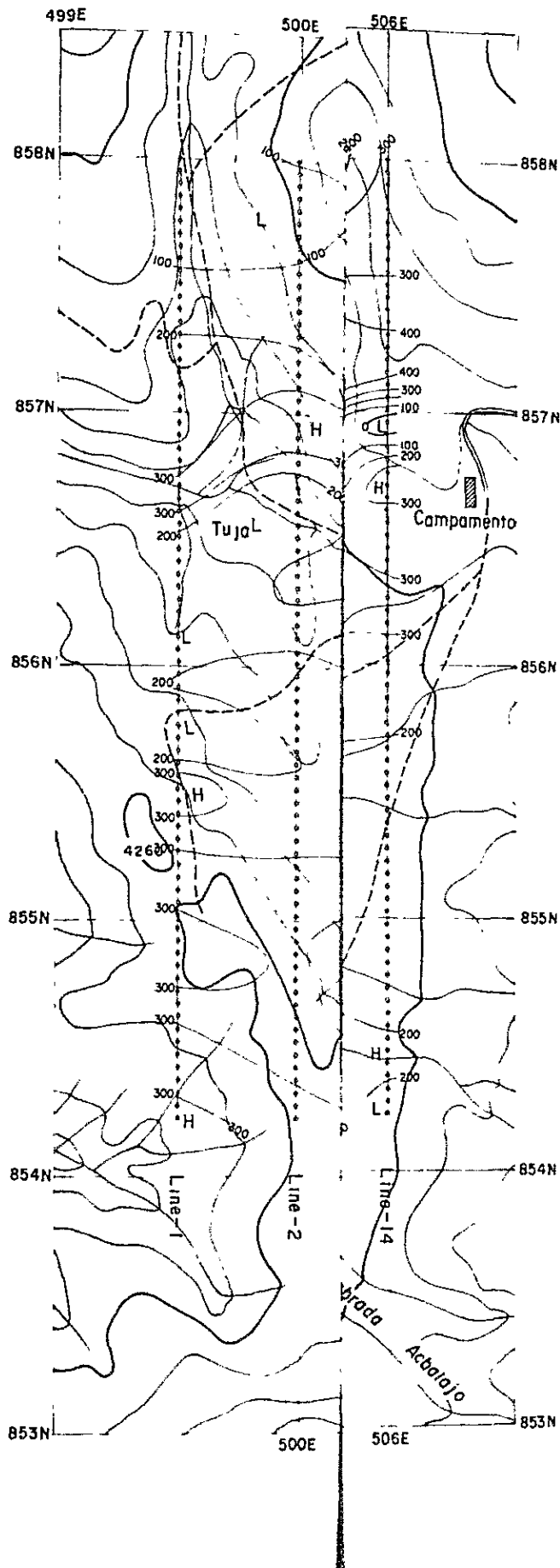
$\Delta K = K_1 - K_2$  : 球内と球外の媒質の帯磁率差

$T_0$  : その地域の地球磁場の平均の強さ

I : その地域の地球磁場の伏角

また、磁北に対して $\theta$ 方向に走行をもつダイク状構造による磁気異常は次式で与えられる。





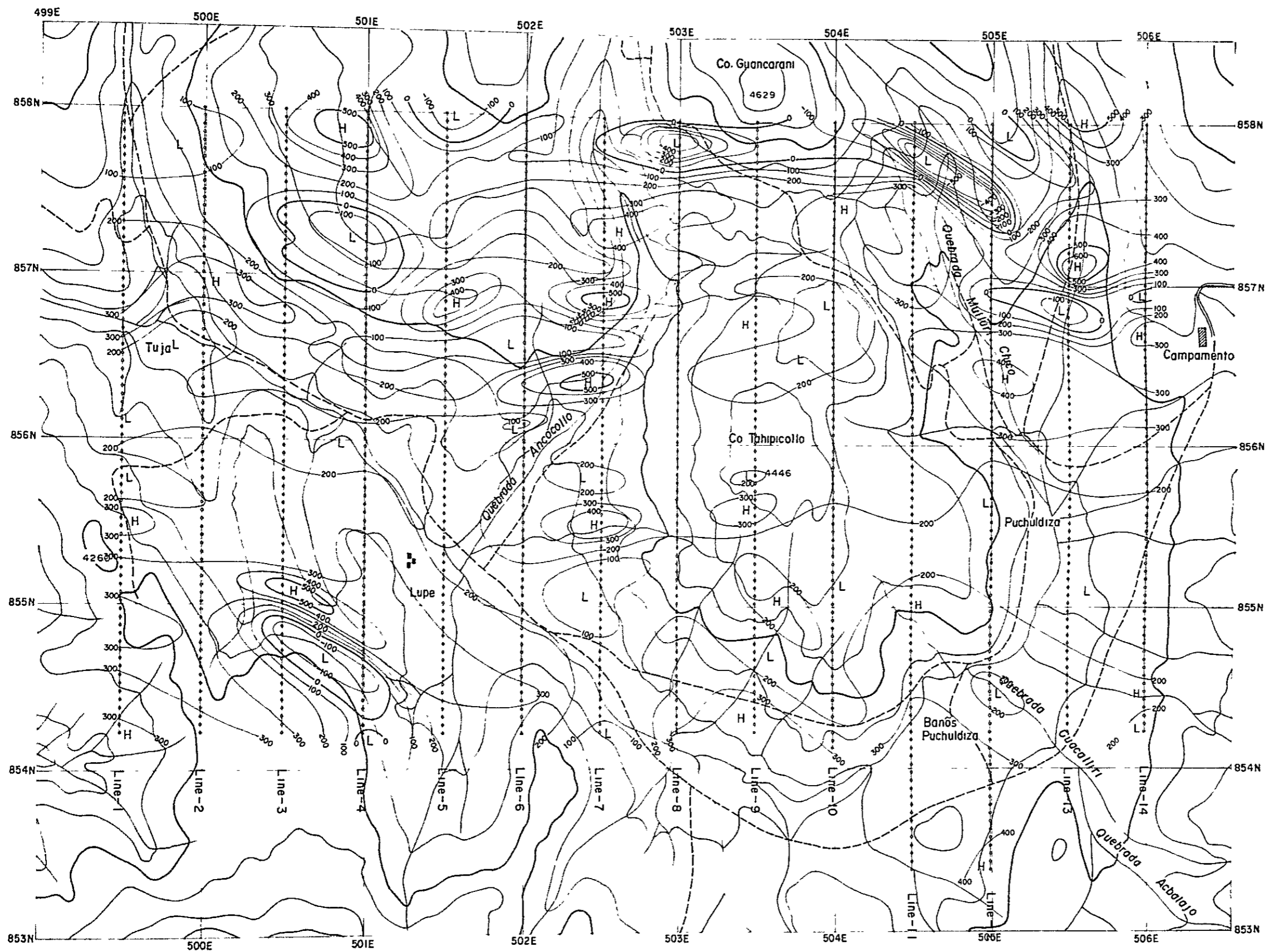
Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**OBSERVED MAGNETIC  
 MAP**

1 : 25,000

0 500 1,000m

Nov~ Dec, 1978 **Fig II-5-7**



Geothermal Power Development Project  
 in Puchuldiza  
 the Republic of Chile

**OBSERVED MAGNETIC  
 MAP**

1 : 25,000

0 500 1,000m

Nov~ Dec, 1978 **Fig II-5-7**



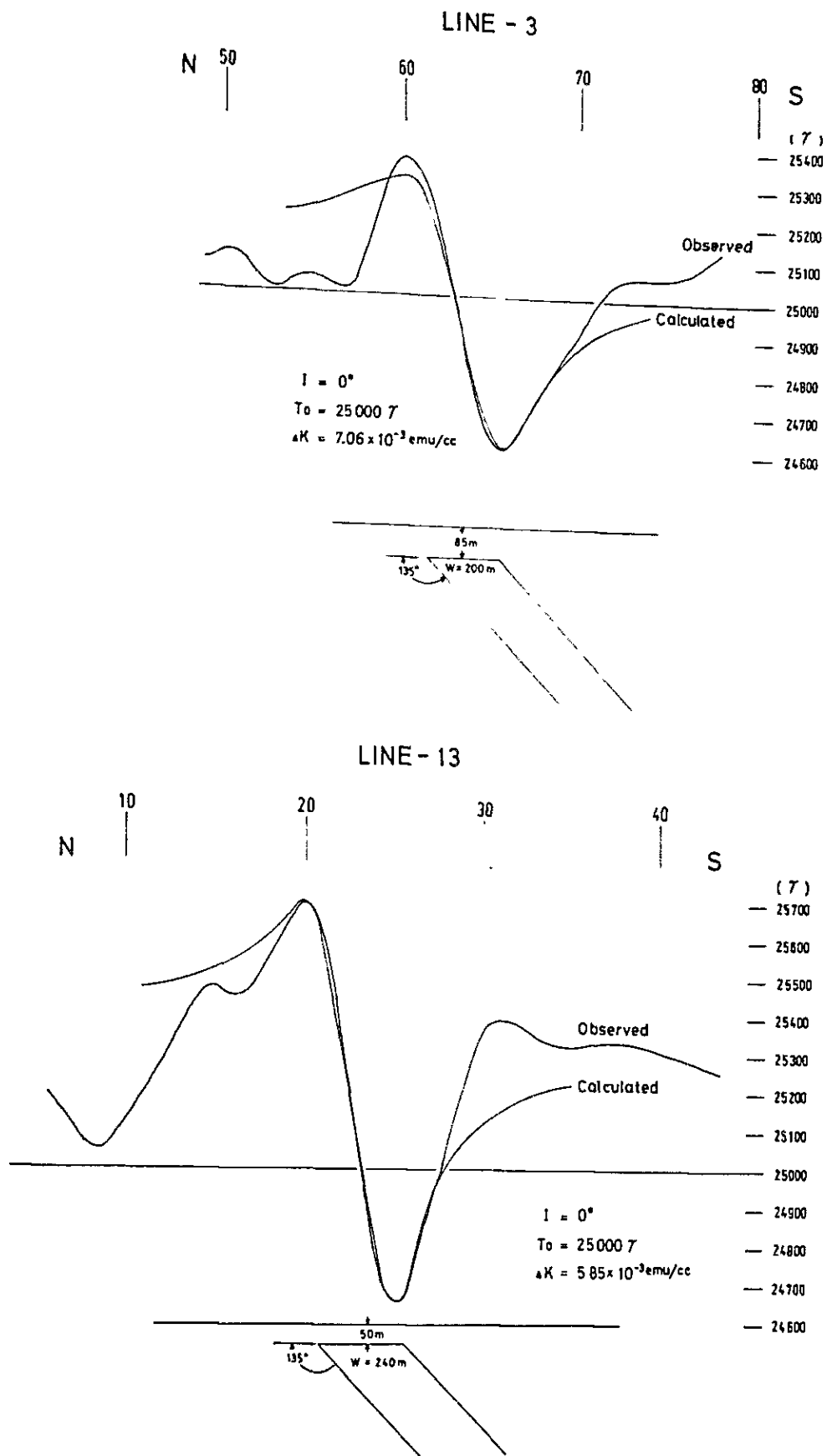


Fig. II-5-8 Magnetic Profiles



$$T_D(y, 0) = \Delta K \cdot T_0 (1 - \cos^2 I \sin^2 D) \sin d \left\{ \cos \left( 2i - d - \frac{\pi}{2} \right) \left( \tan^{-1} \frac{y + \frac{w}{2}}{z} \right) \right. \\ \left. - \left( \tan^{-1} \frac{y - \frac{w}{2}}{z} \right) + \sin \left( 2i - d - \frac{\pi}{2} \right) \ln \frac{\left( y + \frac{w}{2} \right)^2 + z^2}{\left( y - \frac{w}{2} \right)^2 + z^2} \right\}$$

但し、 $y$  : 磁北と  $D (= 90^\circ - \theta)$  の方向で、

ダイク状構造の走向と直交する方向

$z$  : 鉛直下方が正で、ダイク状構造の上面の深さ

$w$  : ダイク状構造の幅

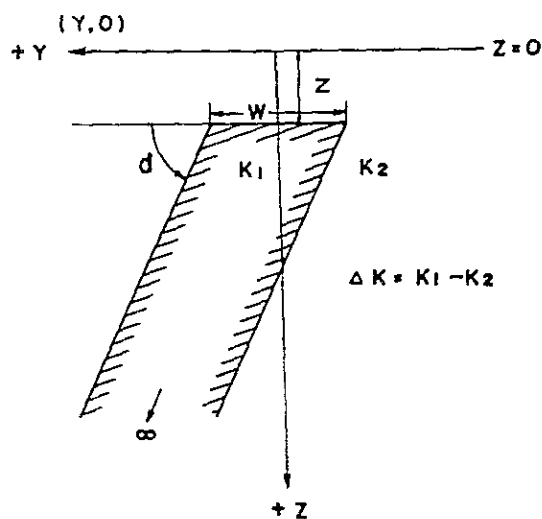
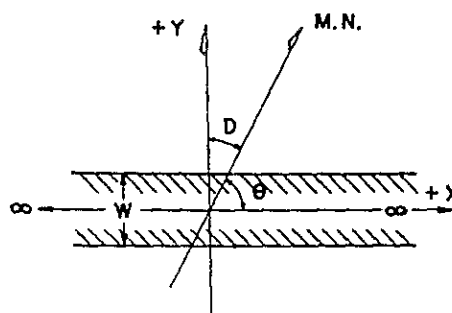
$\Delta K = K_1 - K_2$  : 帯磁率の差

$T_0$  : 地球磁場の強さ

$I$  : 地球磁場の伏角

$d$  : ダイク状構造の傾斜角

$i$  :  $\tan^{-1} (\tan I / \cos D)$  : 見掛の伏角









# 第 III 編

## 總 合 檢 討

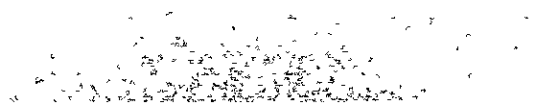


1

2

3

4



# 第 1 章

## 探査結果の要約



## 第1章 探査結果の要約

### 1-1 地質調査

地質構造と地熱流体の関係を究明することを目的として、地熱徴候地帯を中心とするほぼ200 kmに亘る範囲の地質調査を実施した。本地域は、アンデス山脈の西側の主列である西部山脈に位置しており、アンデス造山運動に伴う激しい断層活動と地塊運動を受けている。

本地域に露出する最下位のチュリコージョ層は複合向斜構造を受け、それを不整合に覆う新第三紀の白色凝灰岩類、ブチュルディサ安山岩類及び鮮新世のルーベ砕屑岩類などは、緩やかな褶曲構造が見られ、前後2回に亘る褶曲期を経過していることを示している。

断層活動を特徴づけるのが、N-S系、NW-SE系及びNE-SW系断層である。本地域は、これらの断層により地塊化され、地塁-地溝構造が形成された。タイピコージョ山およびその西方にかけての盆状構造も断層活動が関与したものと推定され、この種の盆状構造は、地熱流体の貯留に好都合の場を提供している。

### 1-2 地化学探査

地化学探査は、地表の地熱徴候を調査し、調査井の熱水・岩芯を利用して貯留層に含まれる地熱流体の性状、温度及び熱水を形成するに至った過程を知る手段であり、今回の調査では、熱水の化学成分の分析、X線回折試験による変質鉱物の同定及びD/H、 $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ の同位体分析を行った。

その結果、地表の温泉は断層が複雑に交錯する地帯の破砕帯に沿って上昇してきたもので、その化学成分は中性食塩泉である。熱水中に含まれる $\text{SiO}_2$ の含有量及びNa/K比から推定した貯留層の温度は、 $190^\circ\sim 240^\circ\text{C}$ と高温熱水の存在の可能性を予測している。

変質鉱物の配列は、地表や調査井浅部の $\alpha$ -クリストパル石は下部では認められず、 $\alpha$ -石英に転移している。また、緑泥石・絹雲母など高温変質の粘土鉱物を検出したが、沸石類は認められなかった。この事は、調査井深部に向って高温になることを示唆しているものと思われる。同位体分析結果では、地熱水は地表水が岩石と反応して変質したものであることを示している。

### 1-3 重力探査

重力探査は、ブチュルディサ、トゥーハの両地熱徴候帯を含む東西約15 km、南北約10 kmの地域に517点の観測を実施したものであり、極めて測点密度の高い精密重力探査を実施する事が出来た。

ブーゲー異常は、本地域がアンデス山中に位置するため、アイソスターの理論により極め

て大きな負異常を呈しているが、相対的には $-273$  mgal から $-307$  mgal まで、 $34$  mgalの重力変化が観測されている。このうち、調査地域中央のタイピコージョ山からルーベにかけては、大規模な低重力異常——陥没構造——が確認され、この周辺にはNS、NW方向に卓越した数条の構造線があって、地熱の供給通路となりうる可能性が強い。また、この陥没構造の中では、貯留層の帽岩となりうる安山岩の下に比較的密度の小さい第三紀凝灰岩 ( $\rho = 2.0 \sim 2.4$ ) が極めて厚く堆積しており、地熱流体の帯水盆として適している。

本地域での有望地域は、上記の陥没構造とその周辺に限定されると思われるが、一次残差図に見られる如く、調査地域北東部から北西部に延びる円弧状の低重力分布があり、今後、調査地域北西方の重力探査を実施し、低重力異常の追跡をすると共に、さらに広い範囲の重力構造を知るため、周辺の広域重力探査を実施するべきであろう。

#### 1-4 電気探査

タイピコージョ山からトゥーハに至る $6$  kmの測線 $2$ 本について $250$  m間隔に直流法電気探査を実施し、比抵抗構造を解析した。この結果、比抵抗を堅硬緻密な安山岩類に対応する上部高比抵抗層、空隙率に富む酸性凝灰岩類に対応する中部低比抵抗層と流紋岩質溶結凝灰岩類に対応する下部高比抵抗層とに大別することが出来た。酸性凝灰岩類の空隙率は、 $15 \sim 25\%$ であり、 $3 \sim 6 \Omega m$ の低比抵抗を示すことから、多量の高温塩水を含有していると思われる。なかでも、調査井の掘削されたタイピコージョ山東部～北部では浅部で $2.5 \sim 3.0 \Omega m$ の低比抵抗を示しているが層厚は比較的薄く、さらに深部では比抵抗がやや高くなっている。

一方、両測線西方にも南北に延びる低比抵抗が捕捉されており、トゥーハ東方のNo.  $70 \sim 80$ 付近は、高比抵抗の安山岩が帽岩として被覆する下部に低比抵抗の高温地熱流体が期待される。低比抵抗が比較的深部にあり、且つ、地熱を深部から供給する断層が存在するため、本地域では最も有望な地域である。

さらに、この深部低比抵抗の平面的拡がり把握するため、同様の調査法により追加調査を実施すべきであろう。ことにルーベ (Lupe) を通る南北測線 ( $501 E$ ,  $502 E$ ) により、上記深部示徴の南北の拡がりを確認する必要がある。

#### 1-5 磁気探査

タイピコージョ山を中心として、ブチュルディサ、トゥーハ地熱地帯を切る $14$ 本の測線について、プロトン磁力計による磁気探査を実施した。磁気赤道 (伏角 $0^\circ$ ) に近い本地域では、地下に高磁性岩体があれば低磁気異常を呈し、低磁性岩体又は熱水による消磁効果があるところでは高磁気異常が観測される。本調査の結果、帯磁率の高い安山岩類 ( $10^{-3} \text{ e.m.u./cc}$ )



が調査地域北部と南西部で顕著な低磁気異常を呈している。一方、タイピコージョ山を含む調査地域中央部は磁気変化に乏しく、傾向的に高磁気異常が広く分布しており、深部の帯磁率の低下——熱水による消磁効果——が期待される。

プチュルディサ、トゥーハの地熱地帯も弱い高磁気異常帯の中にあり、微弱ながら消磁効果が捕捉されたと思われる。磁気探査から考えられる有望地域としては、タイピコージョ山を含む東西に延びた低磁性岩体のうち、アソココージョ沢西方からトゥーハ東方に至るゾーンがあげられる。また、調査井No.3、No.4からNW-SE方向に広がる長周期の高磁気異常も、プチュルディサの示徴同様、地熱による変質を示すものと思われる。



## 第 2 章

### 地熱系の考察



## 第2章 地熱系の考察

### 2-1 地質構造と地熱流体

地熱探査とは換言すれば高温流体の探査である。従って、地質調査、地化学探査及び各種物理探査の目的は、水の貯留しうる地質構造と熱源の位置を明らかにすることである。世界的に地熱資源が地溝帯に多く存在することは、地溝帯が熱の担体である水の貯留に都合の良い条件—地質構造—を有するためである。また、地溝帯近辺に火山があれば、地熱帯としてはさらに有望と考えられる。

普通、帯水盆構造は、透水層と不透水層とのなす構造に規制されるが、高温の水は粘性係数が極めて小さくなるので、まったく割れ目のない地層以外は完全な不透水層となり得ないと思われる。従って、地熱貯留層を規制する構造は、むしろ個々の地層の性状ではなく、それらの組み合わせた大きな地質構造であると考えられる。一般に地熱井（生産井）からの地熱流体の汲み上げの影響は、時には数km以上に及ぶと考えられ、地下水の流れは岩石の狭義の空隙率ではなく、微細な割れ目を含む広義の空隙率に支配されたものである。特に、粘性係数の小さな高温熱水の流動を考える場合には、微細な割れ目も無視できないと考えられる。また、地表徴候の多い所が必ずしも深部に優良な高温流体の賦存することを示唆せず、さらに深部熱水の湧出孔が直接地下高温岩体貯留層の中心を示さない場合もあるように見受けられる。

本調査結果の解析にあたっても、この事も考慮しつつ解釈する必要があるだろう。

#### 2-1-1 調査結果と地熱

- 1) 本地域の地質構造は、アンデス造山運動に伴う激しい断層運動と地塊運動によって特徴づけられており、現在の地表地熱徴候帯はこの断層帯と深い関わりを持っている。即ち、プチュルディサ、トゥーハの活発な熱水活動は、当地域に卓越するN-S系断層とNW-SE, NE-SW系断層の会合部に認められ、地下に存在する貯留層から断層に沿って上昇してきたものと考えられる。
- 2) この断層活動は、白亜紀より鮮新世まで断続的に引き続いて活動しており、当地熱地帯の規模と位置を規制している。これは重力探査の結果からも認められる。概括的に-280 mgal以上を高重力帯、-290 mgal以下を低重力帯とすると、当地熱地帯のほぼ中心に位置するタイピコージョ山を中心とした約20kmの範囲に規模の大きな陥没状構造があるのに対し、それを取りまく北部・南部及び西部では、高密度重力基盤の盛り上りが確認されている。これは、世界各地の地熱地帯が規模の大きい地溝帯ないしは、その周辺に存在している事実と一致しており、現在に見られる地熱徴候地帯が地溝帯ないし陥没構造を示す範囲に存在していることは、地熱構造の解明に有力な示唆を与えて

いる。

- 3) 本地域の地質層序は、中生代基盤岩類、新第三紀中新世岩類及び第四紀安山岩類と3つのグループから成る。しかし、これを岩石の物理的な特性、即ち実測された空隙率と比抵抗値から分類すると、(1)下部酸性凝灰岩類、(2)上部安山岩溶岩類に大別出来る。

地層の比抵抗は、岩石の種類、空隙率、地層水の成分、温度などによって大きく影響されるが、一般に地熱地帯では $10\Omega m$ 以下の低比抵抗を示す地域が、地熱流体賦存の可能性が大きいとされている。

比抵抗探査の結果、上部高比抵抗層( $100\sim 3,000\Omega m$ )、中部低比抵抗層( $2\sim 6\Omega m$ )および下部高比抵抗層( $15\Omega m$ 以上)の3層に分類される。ここで、上部高比抵抗層は、安山岩溶岩流に対応しており、中部低比抵抗層はプチュルディサ安山岩溶岩下部の酸性凝灰岩層と考えられ、これが当地域の地熱貯留層になっていると思われる。

- 4) 比抵抗断面図で見られる中部低比抵抗層は、タイピコージョよりアンココジョ沢の西部一帯に亘って最も厚い拡がりを示している。この地帯は、低重力を示す陥没構造とも一致しており、空隙率の高い上記酸性凝灰岩層に対比されること、また、地質層序からも当地域の地熱流体の帽岩と考えられる安山岩が厚く覆っていることなどから、地熱貯留層になる可能性が高い。

- 5) 地下に熱変質を受けた高温岩体があると消磁効果により、磁性が弱められ本地域では高磁気異常として認められる。プチュルディサ、トゥーハにもこの現象が見られるが、タイピコージョ山から西に延びる広範な高磁気異常が認められたことは興味深い。

物理探査の異常帯のうち、地熱貯留層に関係の深い低重力異常の周辺、低比抵抗帯、及び低磁性岩体の分布域を推定される構造線と共に図示するとFig. III-2-1.の如く表現することが出来る。これによると、低重力異常の西縁にあたるトゥーハ東方が有望地帯となる。

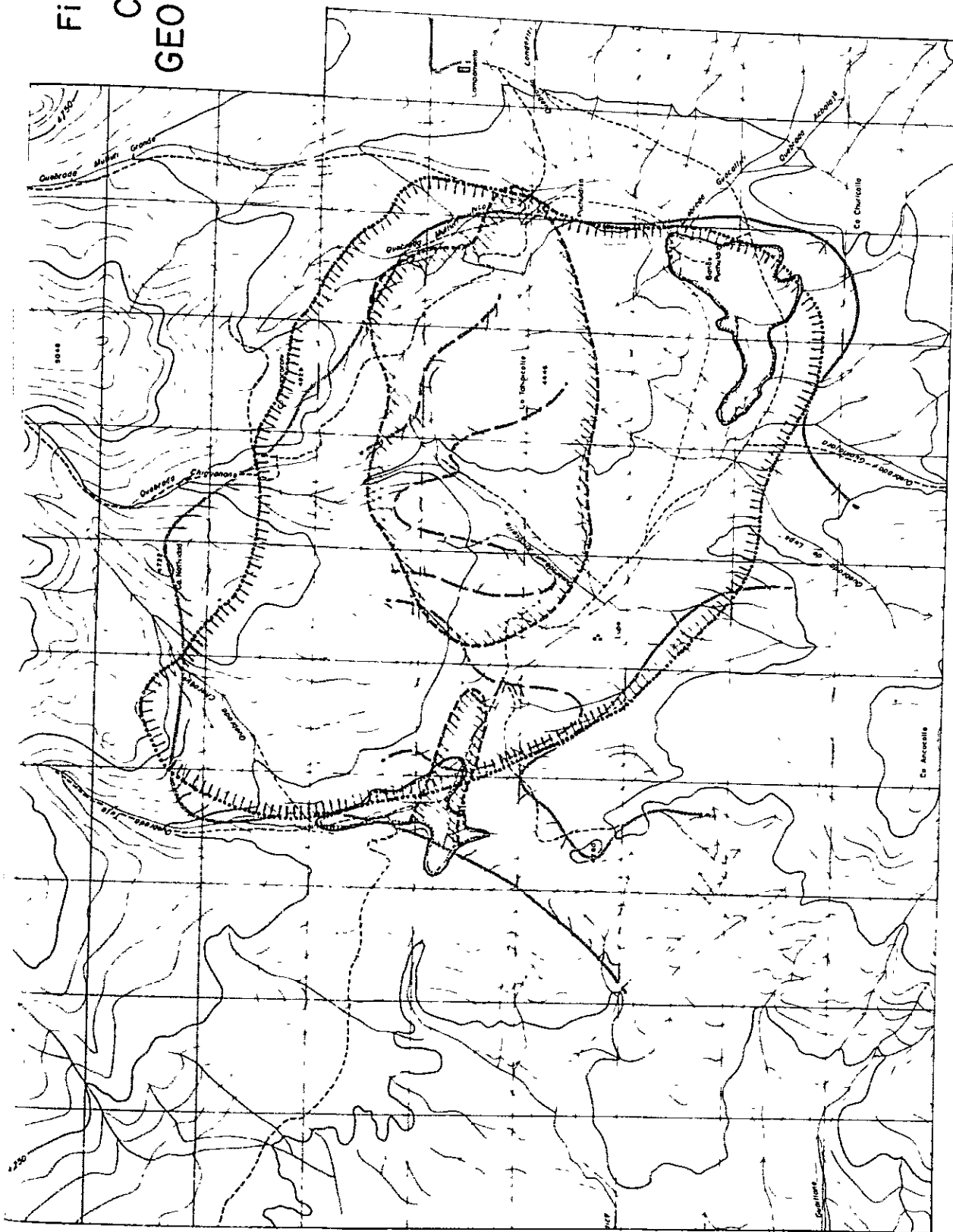
- 6) 現地で採取された47ヶの岩石試料の各種物性は、Table III-2-1の通りである。各物性の解釈は第II編各論で述べている。

- 7) 温泉水及び調査井からの熱水分析結果は中性食塩泉で、地域による化学成分の差はほとんど認められない。これは、当地域の地熱現象が同一の熱源によるものであり、化学的にもほぼ均質な岩石に貯留されて、帽岩の薄い地域の断層帯に沿って上昇してきたものと思われる。

- 8) 熱水の化学成分の量比による温度推定では、 $190\sim 240\text{C}$ と比較的高温熱水である。また、岩芯による変質鉱物の累帯も浅部の $\alpha$ -クリストパル石、モンモリロナ

Fig III-2-1

# CONSOLIDATED GEOPHYSICAL ANOMALY



## LEGEND




-  Low Gravity anomaly
-  Low Resistivity anomaly
-  Low Magnetic anomaly





Table III-2-1 Physical Properties

No.	Period	Form	Rock type	Density			Porosity (%)	Resis. ( $\Omega \cdot m$ )	Magneti. ( $10^{-4} \text{emu/cc}$ )	Sample No.	Remarks
				N	W	D					
1	Quaternary		Andesite	2.50	2.47	2.47	6.26	1900	-	0202	
2			"	2.54	2.56	2.51	8.53	200	2621	1206	
3			Andesitic Welded Tf.	2.35	2.31	2.34	7.54	390	605	1402	
4			"	2.55	2.52	2.53	5.83	720	2832	1403	
5			Andesite	2.44	2.43	2.43	7.39	690	-	1609	
6			"	2.46	2.47	2.45	6.64	920	3744	3001	
7			"	2.54	2.52	2.51	7.81	-	-	G-260	Gravity
8			"	2.62	2.62	2.60	4.55	-	-	G-287	"
9			"	2.25	2.28	2.23	14.28	-	-	G-300	"
10			"	2.52	2.51	2.50	4.40	-	-	G-343	"
11			"	2.52	2.52	2.50	5.05	-	-	G-389	"
12	Lupe F.		Andesite	2.43	2.38	2.39	7.58	1400	2033	0101	
13			Sand Stone	1.94	1.90	1.83	34.00	15	910	1205	
14			Conglomerate	2.40	2.89	2.37	9.21	-	-	G-377	Gravity
15	Puchuidiza F.		Andesitic Welded Tf.	2.34	2.36	2.30	7.92	9200	798	0102	
16			Basaltic Andesite	2.60	2.58	2.59	2.14	8400	-	0201	
17			Andesitic Welded Tf.	2.33	2.35	2.31	5.48	650	-	0302	
18			Basaltic Andesite	2.56	2.52	2.55	3.95	2600	713	1401	
19			"	2.54	2.54	2.53	2.50	270	1363	1610	
20			"	2.60	2.60	2.57	5.15	-	2398	2901	
21			Andesitic Welded Tf.	2.59	2.59	2.55	5.58	-	-	G-183	Gravity
22			Basaltic Andesite	2.81	2.30	2.28	5.30	-	-	G-372	"
23	"	2.51	2.51	2.49	3.78	-	-	G-373	"		
24	"	2.38	2.38	2.39	13.94	-	-	G-375	"		
25	Condontri F.		Dacitic Tf.	2.13	2.21	2.05	21.83	-	-	0504	
26			"	2.00	2.00	1.99	24.84	320	188	1608	
27			Basaltic Andesite	2.41	2.40	2.36	11.86	-	1451	3006	
28			Dacitic Tf.	2.28	2.35	2.24	15.45	60	60	P-3(234)	Pozo-8 234m
29	"	2.30	2.36	2.26	15.44	85	58	P-4(310)	Pozo-4 310m		
30	Tertiary Chojña chaya F.		Andesite (intrusion)	2.51	2.53	2.44	13.63	190	2374	1701	
31			Dacitic Tf.	2.43	2.46	2.36	15.78	66	76	P-5(540)	Pozo-5 540m
32			Dacitic Welded Tf.	2.11	2.14	2.03	18.29	50	20	1613	
33			Conglomeratic SS	2.36	2.38	2.29	14.49	110	1827	1702	
34			Rhyolitic Tf	2.17	2.24	2.12	16.50	130	16	1705	
35			Dacitic Welded Tf.	2.29	2.35	2.25	12.17	470	104	2801	
36			"	2.38	2.41	2.34	9.75	100	39	2802	
37			"	2.12	2.18	2.04	18.30	43	25	2803	
38			"	-	-	-	-	170	-	3002	
39			"	2.22	2.28	2.16	17.69	64	64	P-1(641)	Pozo-1 641m
40			"	2.40	2.43	2.36	11.26	170	115	P-1(697)	Pozo-1 697m
41			"	2.26	2.35	2.21	24.37	56	51	P-2(408)	Pozo-2 408m
42			"	2.39	2.43	2.34	13.21	-	60	P-2(522)	Pozo-2 522m
43			"	2.43	2.50	2.46	6.22	-	84	P-4(945)	Pozo-4 945m
44			"	2.42	2.42	2.36	11.81	290	293	P-5(1012)	Pozo-5 1012m
45			Cretaceous Churicollo F.		Rhyolitic Tf.	2.34	2.39	2.30	12.21	380	78
46	"	2.35			2.39	2.32	11.68	120	83	1202	
47	"	2.36			2.40	2.30	12.18	110	58	1203	
48	Dacitic Welded Tf.	2.35			2.40	2.30	13.20	130	89	2201	
Total					47		33	32			

イトは下部では現れず、 $\alpha$ -石英、セリサイト、クロライト及びモンモリロナイト-セリサイト混合層鉱物へと変って温度上昇の傾向を示している。

しかし、5本の調査井の温度検層結果では、最高温度130℃～170℃、噴気井の気水比1:6～10と低エンタルピーの状態を示し、孔底付近では逆に温度低下の現象が見られる。この理由として考えられることは、

- ① 現在の調査井の位置が熱源の中心から離れている。
- ② 熱水の貯留層となっている酸性凝灰岩層の透水係数が高く、貯留層内で対流を起している。
- ③ 冷水の混入がある。

などであるが、今後の調査井の掘削と岩芯検討、物理検層等により更に詳細な資料の収集、解析が必要であろう。

## 2-2 地熱系の水理地質

1) 同位体分析の結果、当地域の熱水は地表水が地下に浸透し、深部に存在する熱源によって温められたものであり、断層・割れ目に沿って上昇し噴出しているということが判明した。噴出箇所は、標高4,200m以下の断層峡谷の低地に見られ、標高がそれ以上高い所での地熱微候は変質帯となっている。タイプコージョ山を取り巻く5本の調査井の地下水面(試錐孔の留面)は、ほぼ4,200mであり、調査井№1の如く孔口が4,200mより低位にある場合は、熱水は孔口より自然湧出している。このことは、タイプコージョ山をとりまく被圧地下水面が4,200mで同一の帯水層に属していると思われる。

2) 国営電力会社(ENDESA)による気象観測によると、標高4,000m高地におけるタラパカ州一帯の年間雨量は約100mmである。プチュルディサ地熱帯の集水面積は、100km<sup>2</sup>であるため、地熱帯の降水量は年間約 $1 \times 10^7$  m<sup>3</sup>と考えられる。一方、プチュルディサとトゥーハの地熱微候帯からの全噴出量は年間 $1.7 \times 10^6$  m<sup>3</sup>で、全降水量との比をとると0.17である。これは、熱水の貯留層と考えている酸性凝灰岩類の空隙率と同じ値を示している。即ち、降水量の17%は地下に浸透するということになる。

これは、現在の熱水噴出のほとんど総てが循環水起源として解釈がつくことになり、同位体分析結果とも一致している。

3) 自然湧出の状態では、水収支は完全に平衡を保っているが、30MWの地熱発電所を建設した場合はどうなるのであろうか、仮に生産井の気水比を1:5とすると、一時間当たりの蒸気放出量300t、熱水量1,500t、合計1,800tとなり、年間放出量は

1.6 × 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup> となって、降水量からの循環水ではまかないきれない。ただし、貯留層となりうる酸性凝灰岩は、かなりの層厚で広く分布しており、集水面積以外からの帯水盆への地下水の供給も考えられる。

- 4) しかしながら、地熱流体の放出量が供給量に較べて著しく大きいと、生産井周辺では急激な水位の低下をきたし、出力の低下などを起す恐れがある。従って、貯留層の圧力を保持し、採取した地熱流体を補充するため、熱水は地下に還元することが望ましい。

日本のある地熱発電所で当初は熱水を放流していたが、次第に出力を減じたため熱水の還元を開始したところ、明らかに出力が増加した例がある。

- 5) 還元熱水の温度は、原熱水の温度より低いので、これを貯留層に注入すれば当然その温度を下げることになる。しかし、熱水還元を行わない方が温度保持のために良いとは限らない。噴出した地熱流体の補充に浅部の冷水が浸入すれば、熱水還元より更に悪い影響を与えるからである。還元井の位置及び深度については十分な配慮、検討が必要である。

- 6) 自然条件下における地下水の流れは、従前考えられていたようなダルシー流ではなく、ビンガム流であることが木村ら(1965)によって明らかにされた。このことは、自然の水の流れは単純に地層の空隙率によって支配されるのではなく、基本的には地層の割れ目系に支配されており、未固結の砂礫層においても特定の水みちを流れていることを意味している。特に高温熱水の場合は、粘性係数が著しく小さくなり、微細な割れ目でも地熱流体の通路となり得る。従って、本地域の様な水収支の不足を恐れる乾燥地帯の熱水型の地熱帯では、貯留層が深部まで拡がってくる所で、しかも熱水の供給に容易な破碎帯の発達していると思われる位置に生産井を掘ることが必要である。

- 7) しかしながら、地熱流体の挙動を予測する条件は複雑であるため、観測井による水位、温度変化など継続的な観測が必要であろう。



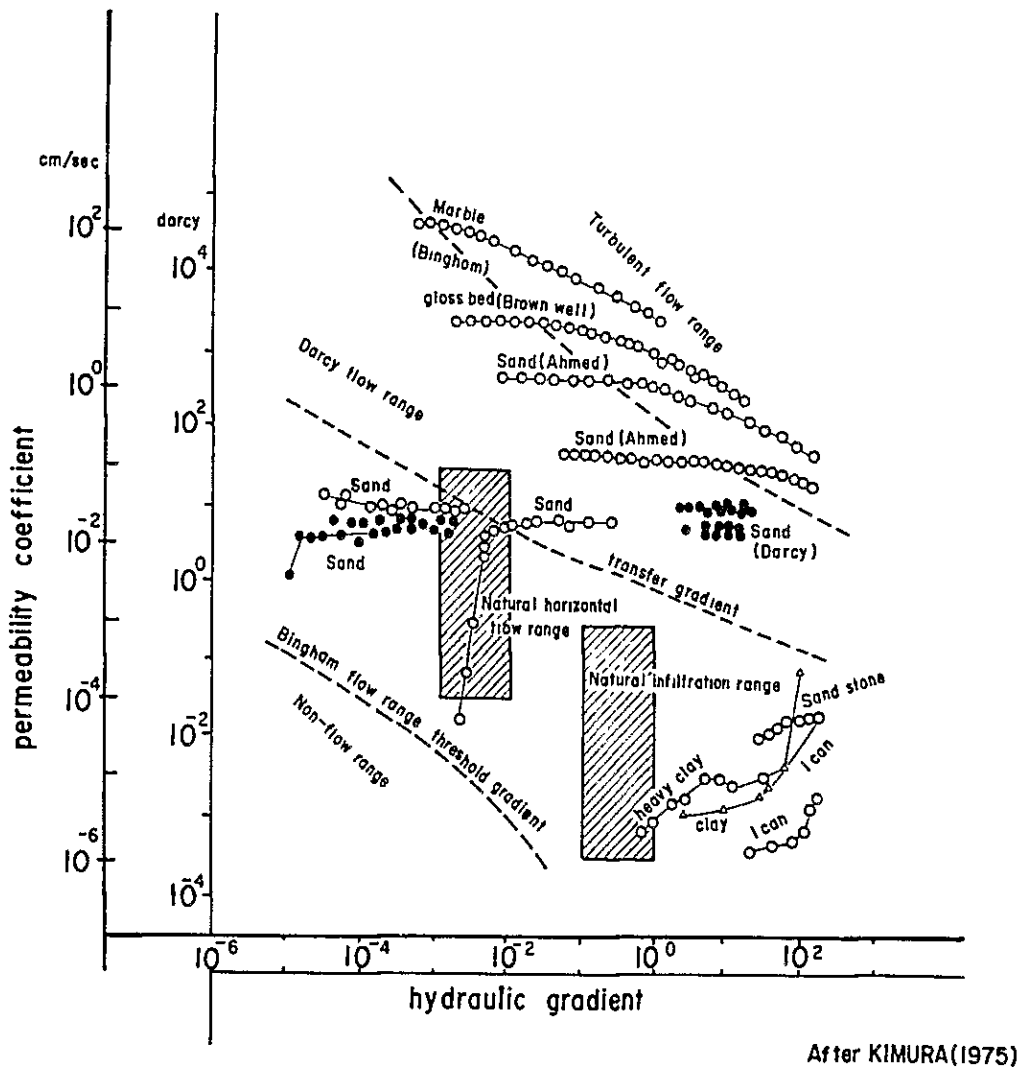


Fig.III-2-2

FLOW OF NATURAL UNDERGROUND WATER



## 第 3 章

### 試錐技術の調査





### 第3章 試錐技術の調査

地熱開発の掘削技術は、石油・石炭等の探査分野に於て開発された技術の応用である。同国の石油自給率は約25%であり、国の南部においてCORFO傘下の石油開発公社（ENAP）によって独自の探査が行なわれており、掘削の経験は豊かである。

一方、CORFOの地熱委員会は1968年以来、エル・タティオの地熱開発に於て、調査井6孔、生産井7孔の掘削を経験し、その結果、開発に成功して地熱発電所建設に着手しようとしている。また、プチュルディサに於ても上記ENAPの技術者によって調査井5孔を掘削している。

地熱井掘削に特有な問題は孔井内の高温対策である。具体的には泥水の管理、ケーシング、セメンテーションおよび暴噴防止であり、これらの技術についてはENAPの技術者より習得をして今後、地熱委員会独自で地熱井の掘削を計画している。

このため、地熱委員会は、1978年新たに小型ロータリー掘削機（米国製DENVAR、トラックマウント、能力1,200m）をUS\$60万で購入し、また、高圧ポンプ、掘削工具、API規格、ケーシングパイプなど必要な機材をプチュルディサキャンプに集積しつつある。

尚、掘削位置が標高4,200mの高地にあるため、試錐機ポンプのエンジン馬力低下を考慮して、US\$20万をかけてエンジンを取り換えるなど、準備態勢を整えている。以上の事より、今回の調査項目である調査井掘削に対するチリ国側の態勢は十分整っているということが出来る。



## REFERENCES



## References

- ((Unpublished report of Comité Geotermico-CORFO))
- Healy, J., 1968, Geological Reconnaissance of Hot Spring Localities in Tarapaca and Antofagasta Province.
- Healy, J., 1969, Geological Reconnaissance of Hot Spring Localities in Tarapaca and Antofagasta Province. (Second Interim Report)
- A. Lahsen, 1969, Exploración Geotérmica en las Provincias de Tarapaca y Puchuldiza.
- P. Trujillo, 1970, Manifestaciones Térmicas de Puchuldiza.
- A. Lahsen, 1970, Informe Preliminar Sobre la Geología de Puchuldiza.
- A. Lahsen, 1973, Geología de Puchuldiza.
- A. Lahsen, 1975, Evaluación del Sistema Geotérmico de Puchuldiza.
- P. Trujillo, 1977, The Puchuldiza Geothermal Field.
- A. Lahsen, 1978, Evaluación de los Resultados de la Exploración del Campo Geotérmico de Puchuldiza, Región Tarapaca.
- ((Published Report))
- Cristi, J., Hand Book of South American Geology p. 189–214.
- Vicente, C., 1970, Liminary and Geosynclinal Andes Major Orogenic Phases and Synchronical Evolutions of the Central Andes. Buenos Aires Solid Earth Problem Conference, p. 451–470.
- James, D., 1973, The Evolution of the Andes, Continents Adrift by J. Wilson.
- A. Lahsen, and P. Trujillo, 1975, The geothermal Field of El Tatio, Chile. Second United Nations Symposium, p. 157–176.
- Bhattachaya, P.K. and H.P. Patra, 1968, Direct Current Geoelectric Sounding, Method in Geochemistry and Geophysics 9, Elsevier.
- Onodera, S., 1975, An Evaluation of Geothermal Potential by Resistivity Sounding Curves, Second United Nations Symposium, p. 1167–1174.
- D. R. Mabey et al, 1978, Reconnaissance Geophysical Studies of the Geothermal System in Southern Raft River Valley, Idaho, Geophysics, v.43, no.7, p. 1470–1469.
- Tripp, A.C. et al, 1978, Electromagnetic and Schullumberger resistivity Sounding in the Roosevelt Hot Spring KGRA, Geophysics, v. 43, no. 7, p. 1450–1469.
- Ward, S.H. et al, 1978, A summary of the Geology, Geochemistry, and Geophysics of the Roosevelt Hot Springs Thermal Area, Utah, Geophysics, v. 43, no.7, p.1515–1542.
- Onodera, S., 1971, Geophysical Exploration for Geothermal Field, Kyushu University.
- Bott, M.H.P., 1959, The Use of Electronic Digital Computers for the Evaluation of Gravimetric Corrections, Geophysical Prospecting, v. 7, p. 45.



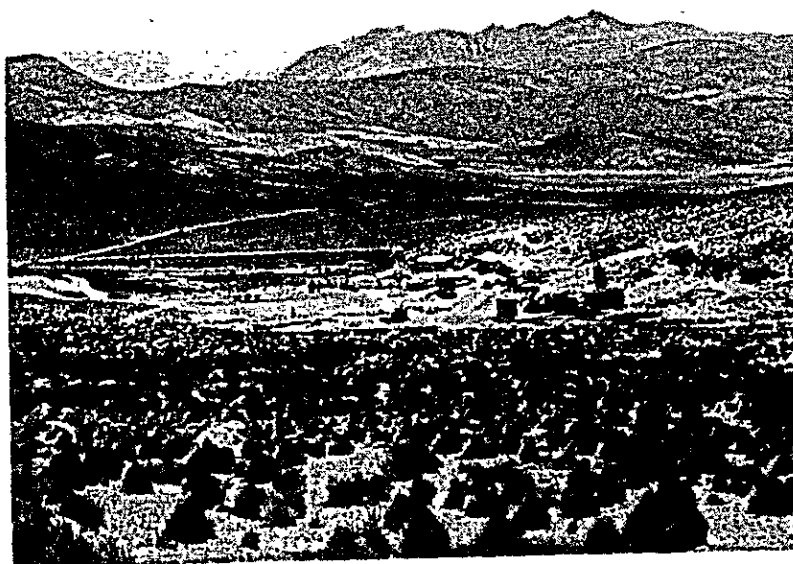
# PHOTOGRAPHS



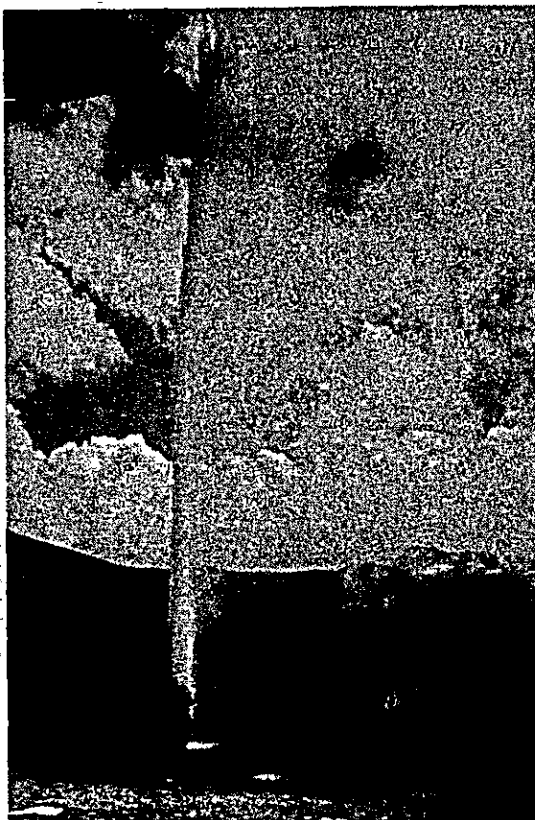




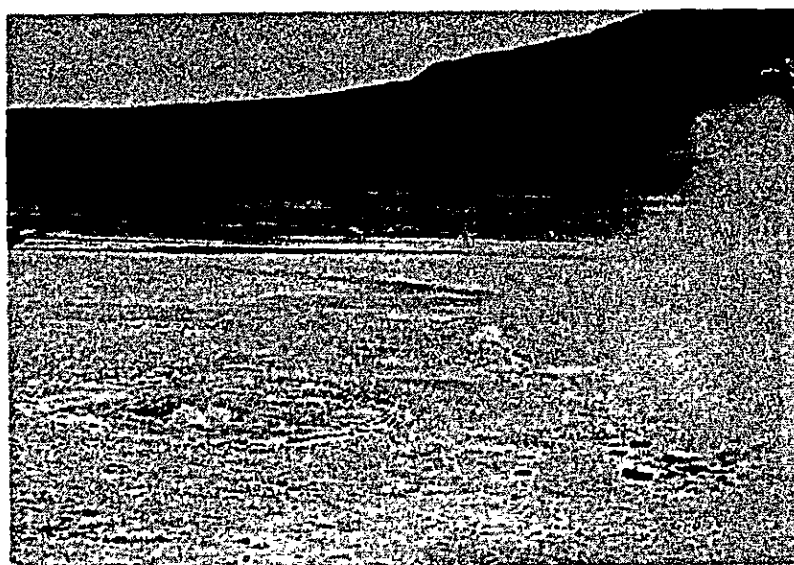
Survey Area ( Right side : C<sub>o</sub>.Condoriri 4,862m elevation )



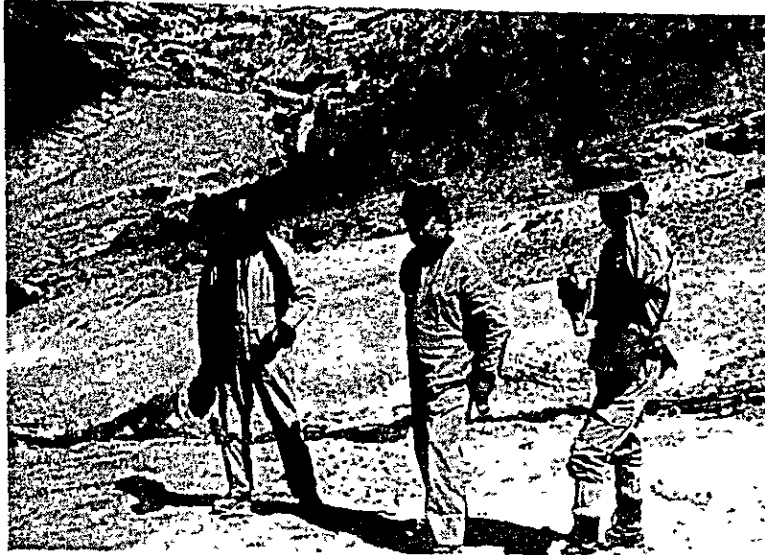
Camp site



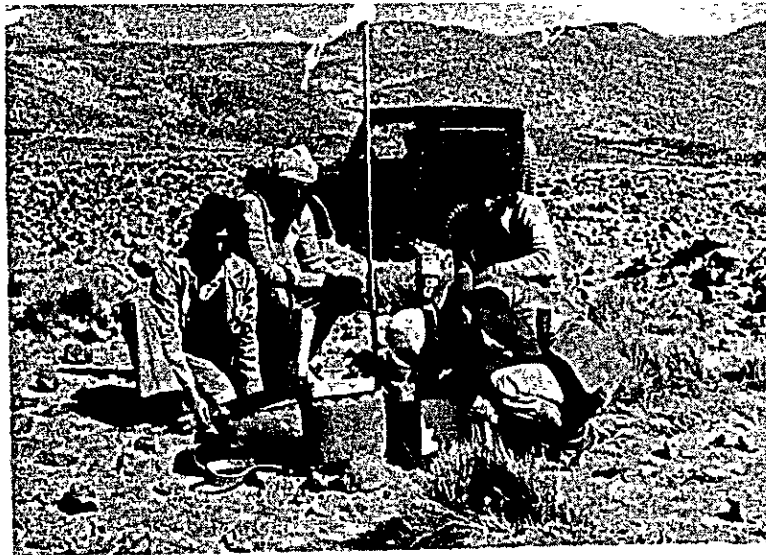
Geothermal Well  
(Pozo 3)



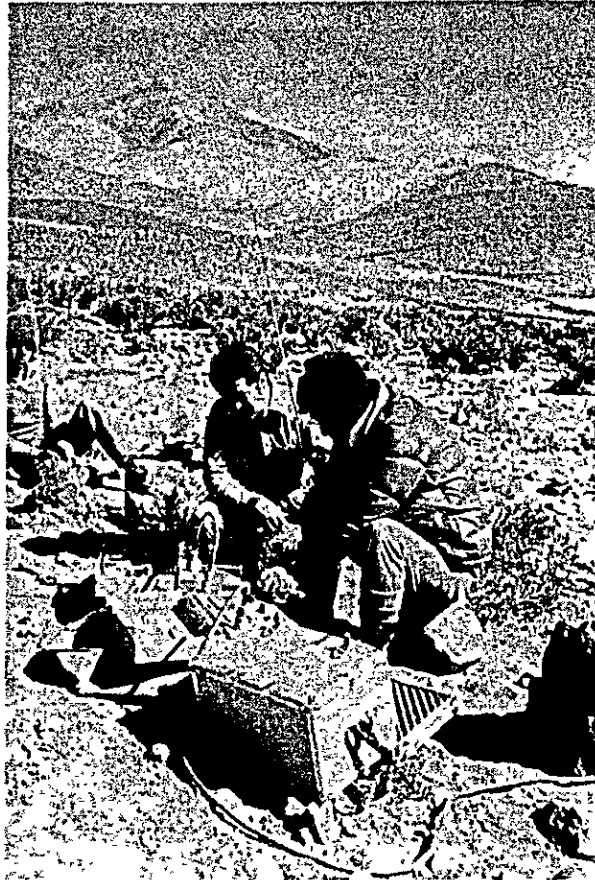
Puchuldiza Manifestation



Geological Survey



Gravity Survey



Electrical Survey



Magnetic Survey

# VES CURVES



