

(2) 岩石名：流紋岩質結晶質凝灰岩

地層名：チュリコージョ層群中部 (Kch-2)

試料：RS1203

採取地：チュリコージョ山

写真：Photo-2

検鏡結果：結晶片として斜長石・石英及び少量のカリ長石を含むガラス質火山碎屑岩。長石類は分解汚染が著しく、微細な絹雲母を含んでいる。火山ガラス片や基質は、主に珪酸鋁物の微細な集合体に変化している他、モンモリロナイト、斜長石や石英のやや粒度の大きいモザイク集合体などを含む部分もある。

(3) 岩石名：安山岩質溶結凝灰岩 (変質)

地層名：チュリコージョ層群下部 (Kch-3)

試料：RS2201

採取地：チュリコージョ山

写真：Photo-3

検鏡結果：流状組織を有する斑状岩石。

斑晶として斜長石及び黒雲母も認められ、前者は絹雲母化、後者はオバサイト化変質作用を被っている。石基は、隠微晶質の珪長質鋁物より成る。又、もと空隙とみられる部分は、一般に内壁より珪酸鋁物、やや粗粒の石英・アルカリ長石などが占めているが、時にその中央部に絹雲母の集合が発達することもある。

1-3-2 白色凝灰岩類

前記基盤岩類を不整合に覆って、白色凝灰岩類 (Liparitic Group) が分布する。

本層群は、主に流紋岩質凝灰岩より成り、石英安山岩質溶結凝灰岩や砂岩を挟在している。層厚は全体で1,300mを越えており、前期～中期中新世 (Miocene) の火山活動を代表している。本層群の露出は、一部の例外を除き、本地域を南北に縦断するコンドリリ断層の東側ならびに標高4,600m以下の範囲に限定されており、地表で観察できるかぎりでは、本層群は基盤岩類と断層をもって接している。

本層群はNS方向のトレンドを有し、東方へ緩く傾斜する単斜構造を造っている。西側ほど下位の地層が、東側ほど上位の地層が露出しており、東側ほど緩傾斜をする。このような構造は、基盤岩類の地壘構造を中心とする背斜構造の東翼を示すものであり、その西翼は地表下に伏在しているものと推定される。本層群は下位よりウタヤネ、チョニャチャヤおよびコンドリリ

CHURICOLLO

(Kch - 2)

No. RS 1203

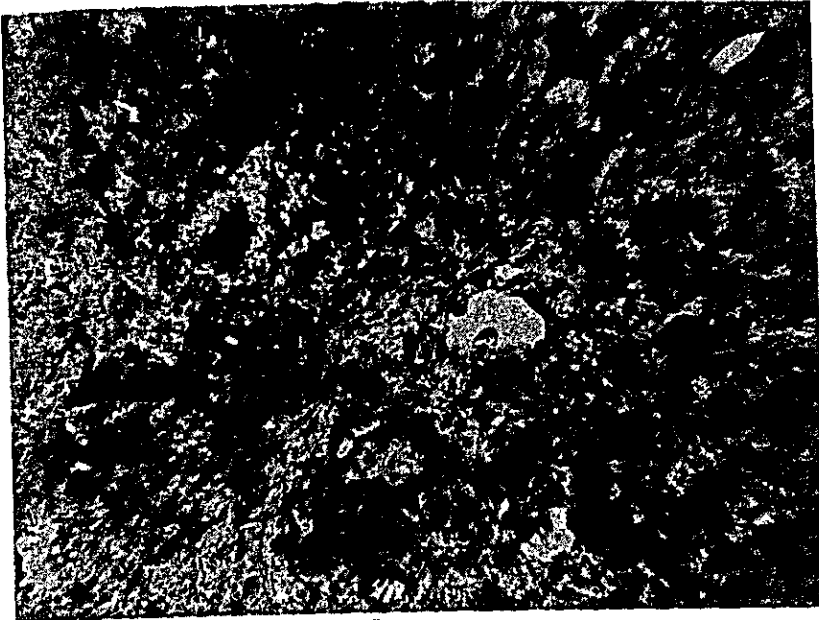


Photo - 2a

rhyolitic - crystal

Tuff (altered)

x 33

Open nicols

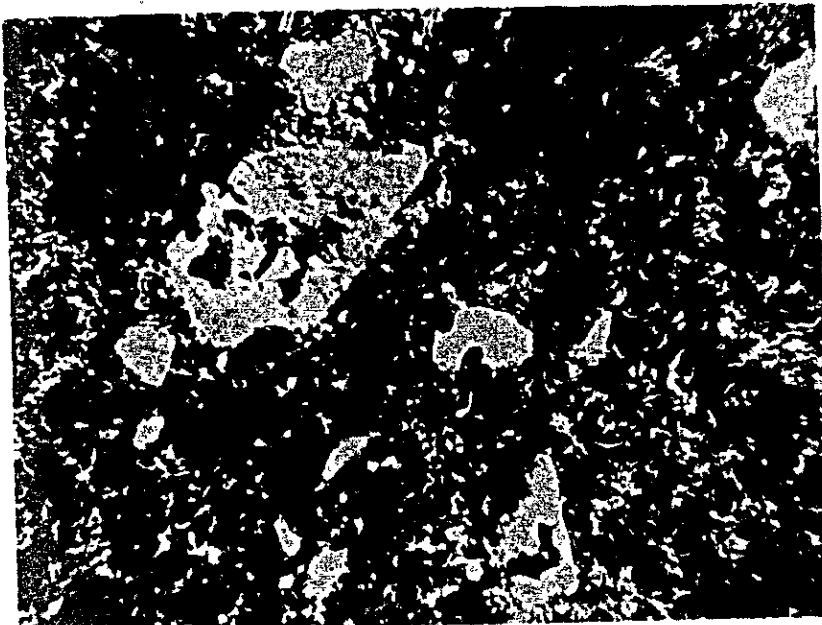


Photo - 2b

Cross nicols

CHURICOLLO (Kch - 3)

No. RS 2201



Photo - 3a
welded Tuff
(altered)

x 33

Open nicols



Photo - 3b

Cross nicols

の3層に区分される。

(1) ウタヤネ層 (Utayane Formation)

ウタヤネ層は白色凝灰岩類の最下位を構成する。

上部, 下部の2層に細分され, 下部層は流紋岩質凝灰岩, 上部層は石英安山岩質溶結凝灰岩より成る。層厚は下部層が約300m, 上部層が約400m, 合計で700mである。本層は緩やかな波動褶曲構造を造っているが, 一般的な走向はNS~NNWであり, 東方へ30°~40°傾斜する。しかし, プチュルディサ断層の近辺では傾斜方向が逆転し, 西へ30°~60°傾斜する場合もある。

流紋岩質凝灰岩 (Tu-2) は, 通常, 石英・長石の破片状斑晶を含み, 少量の黒雲母の自形斑晶が認められる。圧密された軽石の破片や同質或いは異質の礫を含むこともある。通常, 優白色を呈するが, 淡青色を帯びることもある。結晶比の程度, 斑晶が軽石および礫の多少などにより, 岩相にかなりの変動が認められる。

石英安山岩質溶結凝灰岩 (Tu-1) は, 淡褐色~暗褐色を呈し, 扁平化し紡錘形を呈する多量の軽石を含む。斑晶としては長石が主であるが, 石英・黒雲母も認められる。通常, 同質の角礫を伴い, 同質の角礫と異質の小礫が混集して砂岩様を呈することもある。

(岩石記載)

1) 岩石名: 流紋岩質凝灰岩 (変質)

地層名: ウタヤネ層下部 (Tu-2)

試料: RS1612, RS2801

採取地: チュリコージョ山の東方

写真: Photo-4, 5

検鏡結果: 斜長石・正長石・石英・黒雲母などの結晶片を含む流紋岩質~石英安山岩質凝灰岩, 長石は絹雲母化或いはモンモリロナイト化作用を被り (絹雲母-モンモリロナイト混合層粘土鉱物も認められる)。黒雲母は緑泥岩に交代され, 更に白チタン石と2次的な苦鉄質変質鉱物が生じている。ガラス片はモンモリロナイト化および珪化作用を被り, 基質は隠微晶質の珪長質鉱物に変化している。実際は, クリスタル石が玉髓などに充填されている。

2) 岩石名: 石英安山岩質溶結凝灰岩 (変質)

地層名: ウタヤネ層上部 (Tu-1)

試料: RS2807

Utayane F.

No. RS1612

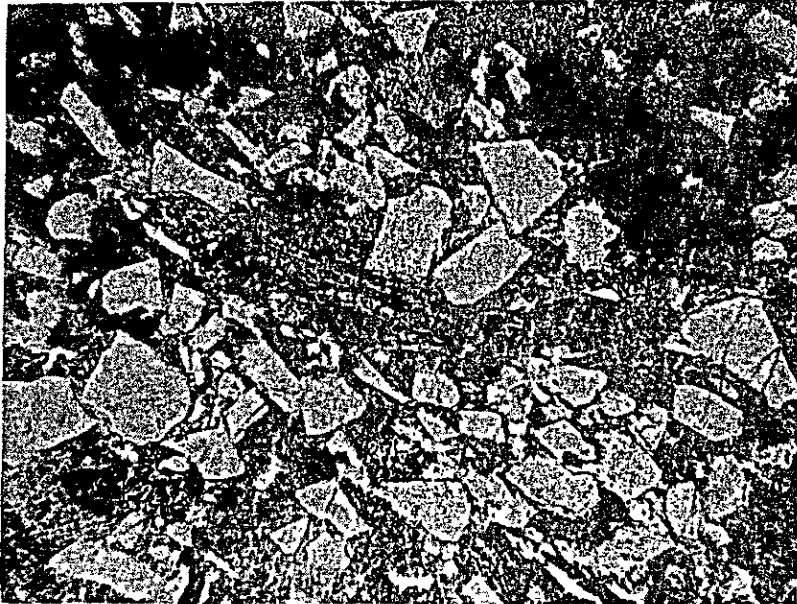


Photo - 4a
rhyolitic Tuff
(altered)
x 33
Open nicols

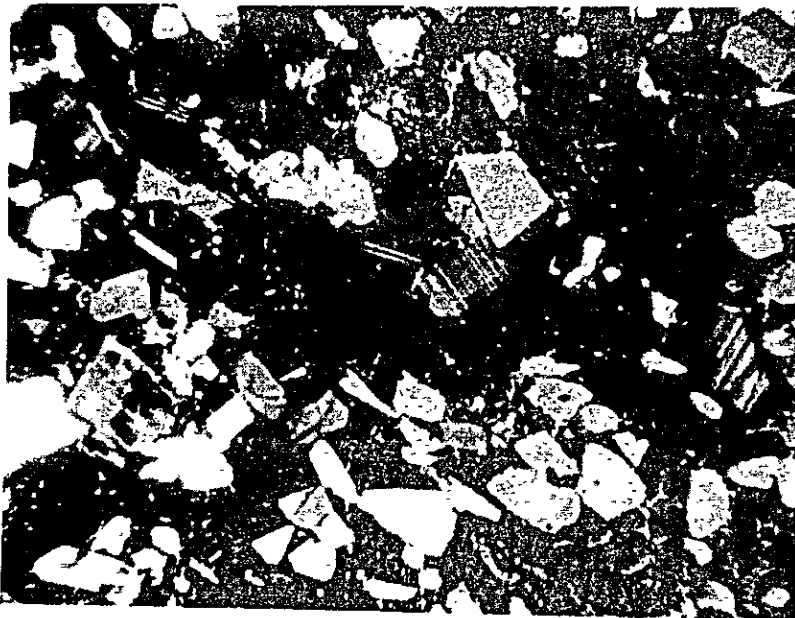


Photo - 4b
Cross nicols

Utayane F.

No. RS2801

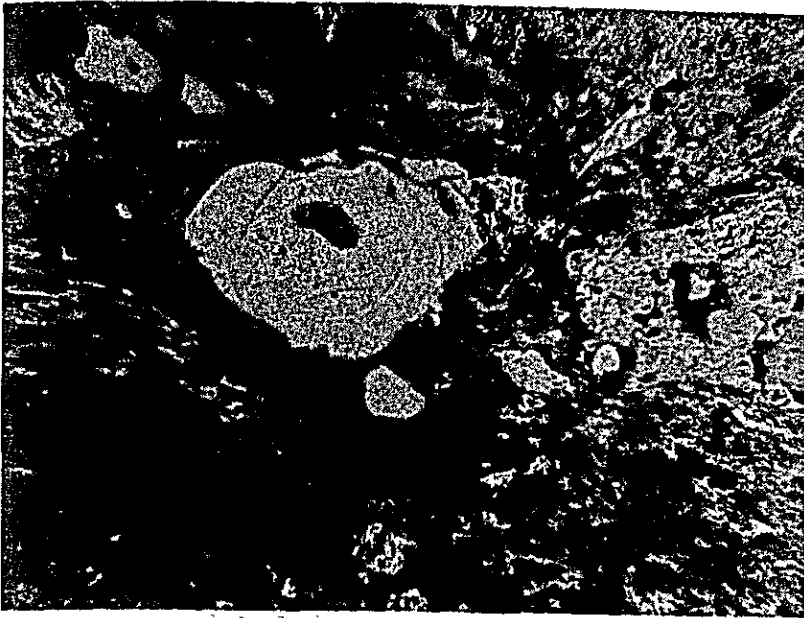


Photo - 5a

rhyolitic Tuff

(altered)

x 33

Open nicols

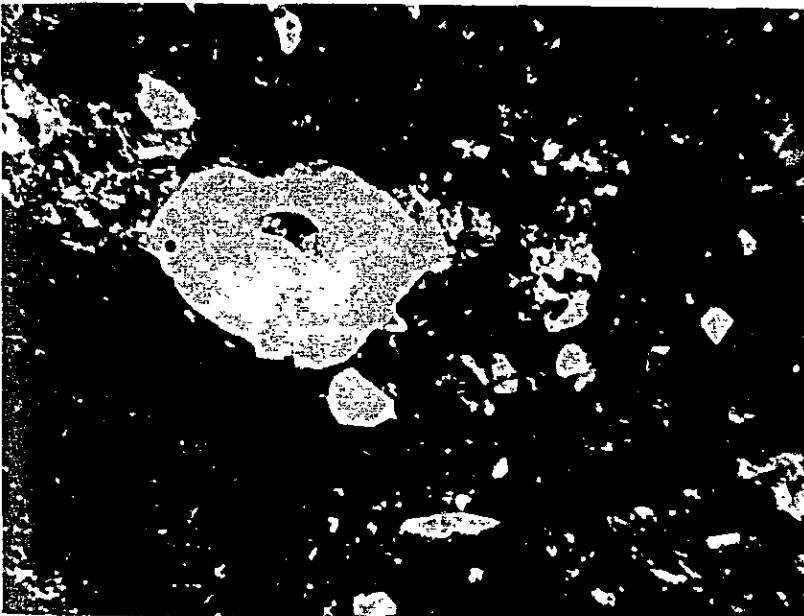


Photo - 5b

Cross nicols

採取地：チュリコージョ山の東方

写真：Photo-6

検鏡結果：斜長石・石英・黒雲母などの結晶片を含む石英安山岩質溶結凝灰岩。一部の長石片には、その周辺および割目に沿って組成変化がみられ、レターションが内部より高くなっている。黒雲母は、完全にオパサイト
に交代される場合もある。基質は、隠微晶質の珪酸鋁物に変化している。

(2) チョニャチャヤ層 (Chojña Chaya Formation)

下位のウタヤネ層とは整合関係で、チョニャチャヤ層 (Tch) が分布する。本層は層理の発達した暗緑色～暗褐色の中粒砂岩より成り、礫岩の薄層を介在している。本砂岩は凝灰質で固結は不完全、軟弱である。走向はNNWで、西へ 20° ～ 30° 傾斜する。東端では多類の安山岩質岩脈に貫かれている。層厚は350m程度である。

(3) コンドリリ層 (Condoriri Formation)

コンドリリ層 (Tct) は白色凝灰岩類の最上部を構成する。下位のチョニャチャヤ層との関係は不整合であるが、両者の堆積時期に大きな不連続はない。本層の主要部を構成するのが、優白色の流紋岩質凝灰岩である。本岩は石英・長石の破片状結晶を有し、少量の黒雲母と軽石や異質角礫を含むこともある。本層の最下位は、多量の異質礫が濃集し、礫岩状を呈する。上位は石英安山岩質に変わることがあり、多量の軽石と安山岩の角礫を有し、黒雲母の自形結晶が生じており、淡褐色を呈する。

本層は、コンドリリ山 (Mt. Condoriri) の山腹を取囲み、比較的広範囲に分布しており、コンドリリ断層の西側にも小規模な露出がある。本層の全体的な構造は、ほとんど水平であり、層厚は約350mである。コンドリリ山の山頂部において、本層は玄武岩質安山岩層に覆われている。A. Lahsen 及び P. Trujillo は、本玄武岩質安山岩層を白色凝灰岩類に含めて、コンドリリ層としたが、両者の間には約8mにわたって、凝灰質砂岩及び礫岩が発達しており、これは堆積ギャップを示すものであり、両者の関係は明らかに不整合であるとみなされるので、今回の調査では、凝灰岩類のみをコンドリリ層として定義し、上位の玄武岩質安山岩層はグアカソリ層として区別した。

(岩石記載)

1) 岩石名：流紋岩質凝灰岩

地層名：コンドリリ層 (Tct)

試料：RS1607

採取地：コンドリリ山西山腹

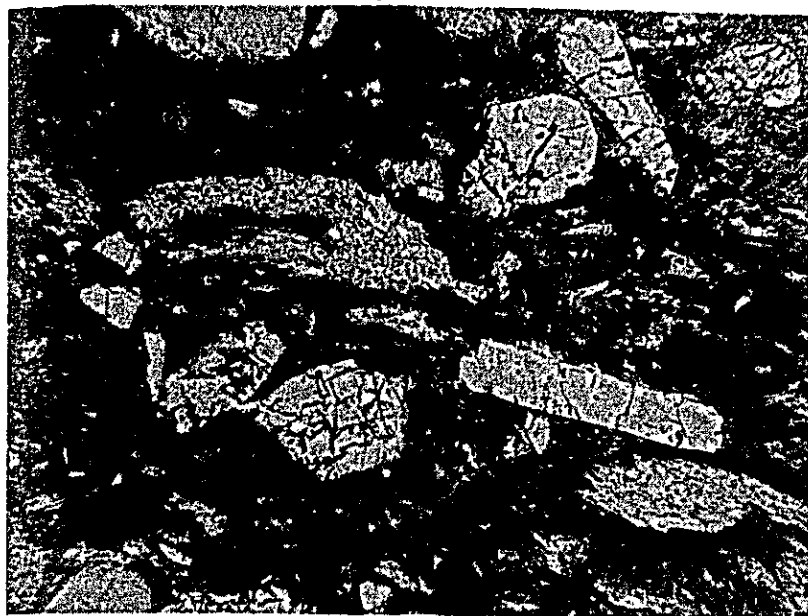


Photo - 6a

dacitic welded Tuff
(altered)

x 33

Open nicols

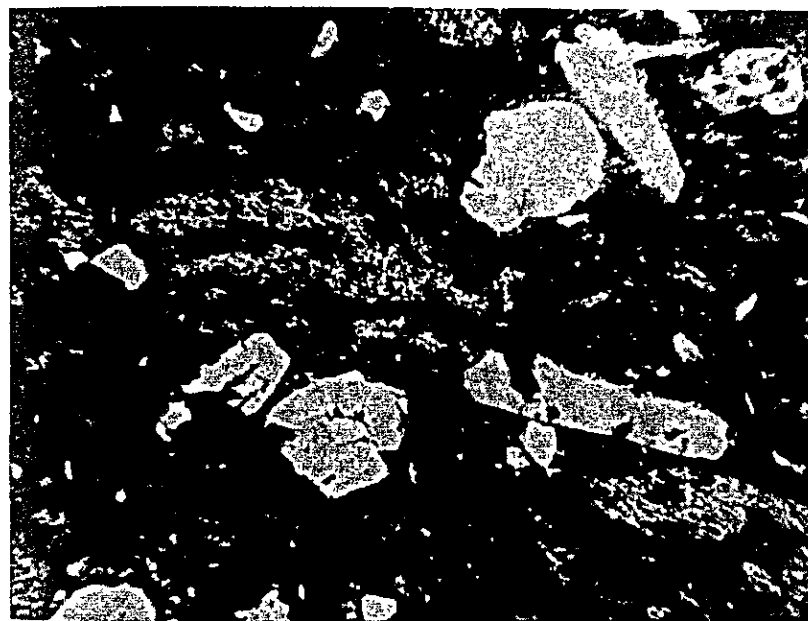


Photo - 6b

Cross nicols

写 真：Photo-7

検鏡結果：結晶片として斜長石のほか、少量の石英・黒雲母を含むガラス質の凝灰岩。結晶片は新鮮であるが、ガラス片は玉髓質の珪酸鋁物に交代される。

1-3-3 中新世安山岩類

前記白色凝灰岩類を不整合に覆って、中新世安山岩類 (Andesitic Group) が分布する。本層群は、後期中新世の火山活動を代表しており、安山岩および安山岩質溶結凝灰岩より成るプチュルディサ層と玄武岩質安山岩より成るグアカジリ層に区分される。

(1) プチュルディサ層 (Puchuldiza Formation)

プチュルディサ層は、下位の安山岩層と上位の安山岩質溶結凝灰岩層に細分される。本層は、上位のルーベ層とともに、NS~NNW-SSE方向を軸とする褶曲を繰返しており、主にコンドリリ断層の西側地域で、プチュルディサ川に沿う地形的低所に露出する。

安山岩 (Tpl) には、黒色のガラス質石基中に、多量の半自形~自形の斜長石斑晶を含み、斑状組織のよく発達したものと、斑晶が少なく黒色塊状のみかけを呈するものとの2種の岩質が識別される。前者は主に、タイピコージョ山 (Mt. Tahipicollo) からトゥーハ (Tujá) にかけて、プチュルディサ川の北岸に、後者はプチュルディサ川の南岸を中心に分布している。本層の大部分は、安山岩溶岩より成るが、砂質凝灰岩を挟むことがある。その層厚は場所により変動するが、400 m程度と推定される。

安山岩質溶結凝灰岩 (Tpt) は、長石・角閃石・黒雲母などの斑晶を有し、茶褐色~暗褐色を呈する。多数の偏平化した安山岩質破片を含み、溶結構造がよく発達している。本層の分布は、堆積後および褶曲後の浸食により断続的である。堆積時の層厚は200 m前後と推定される。

(岩石記載)

- 1) 岩石名：黒雲母・輝石・角閃石安山岩
- 地層名：プチュルディサ層下部 (Tpc)
- 試料：RS0101, RS1402
- 採取地：トゥーハ及びタイピコージョ山
- 写真：Photo-8, 9

検鏡結果：斑状組織を特徴とする。斑晶は、斜長石のほか、黒雲母・角閃石を主とするものと、輝石を主とするものがある。輝石は普通輝石と紫蘇輝石がある。石基は、斜長石微晶やガラスなどより成り、時に流状組織を

Condoriri F.

No. RS1617

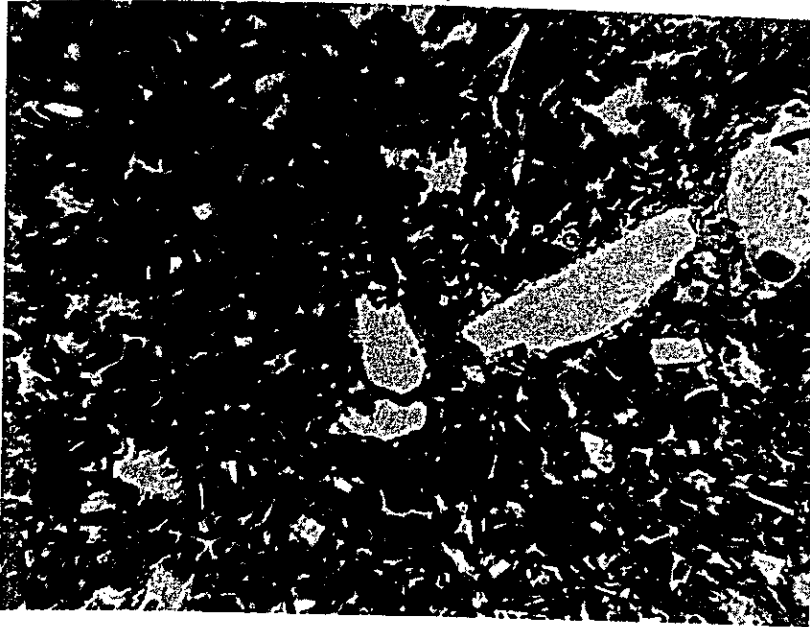


Photo - 7a

rhyolitic Tuff

(altered)

x 33

Open nicols

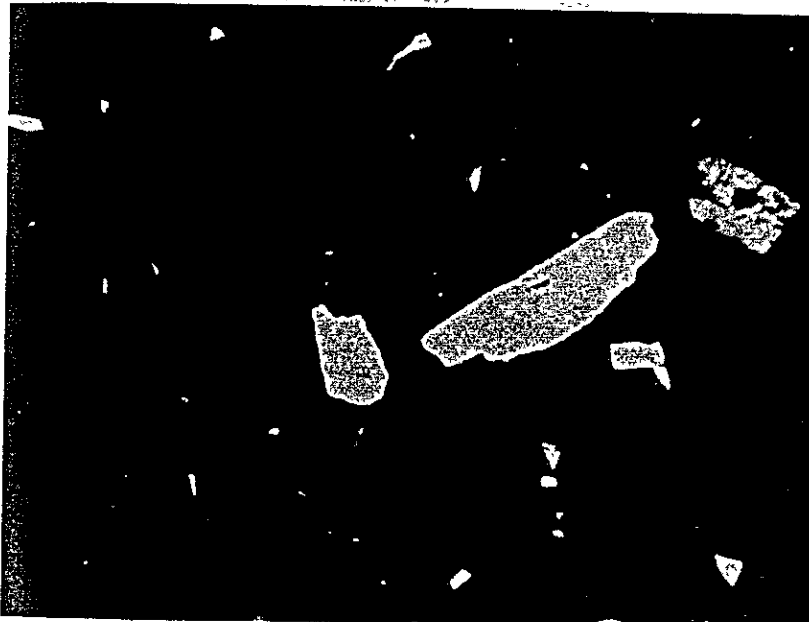


Photo - 7b

Cross nicols

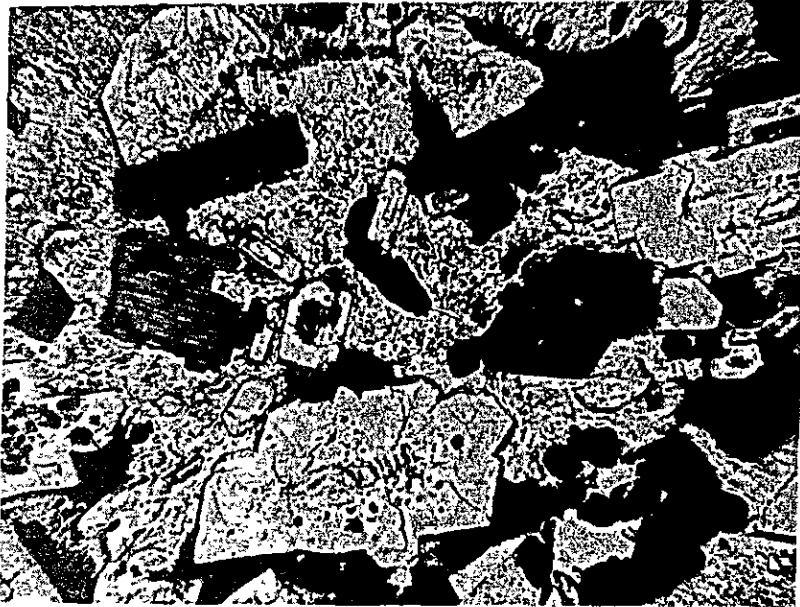


Photo - 8a

mica - amphibole

Andesite

x 33

Open nicols

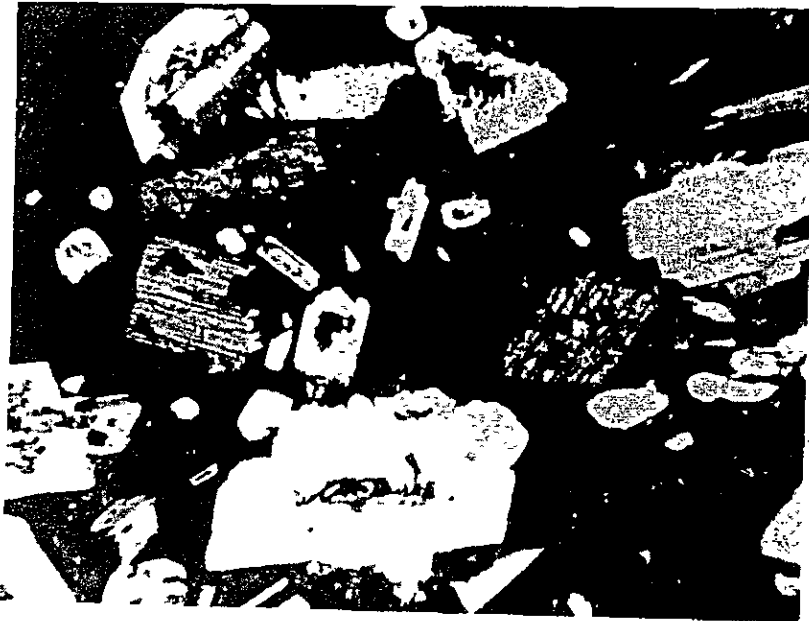


Photo - 8b

Cross nicols

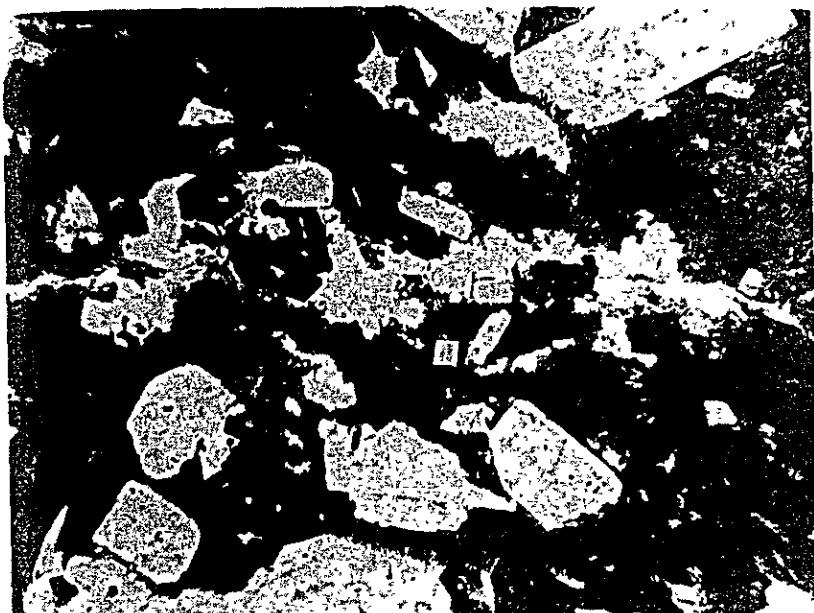


Photo - 9a

two - pyroxene

Andesite

x 33

Open nicols



Photo - 9b

Cross nicols

有する場合と凝灰質を示す場合とがある。

2) 岩石名：安山岩質溶結凝灰岩

地層名：ブチュルディサ層上部 (T_{pl})

試料：RS0302

採取地：トゥーハ

写真：Photo-10

検鏡結果：少量の斜長石・黒雲母を含む溶結凝灰岩。火山ガラスは、全体的に珪長質鉱物の集合体になり、平行に配列している。

(2) グアカジリ層 (Guacalliri Formation)

輝石・カンラン石を有する玄武岩質安山岩より成るグアカジリ層 (T_{pa}) の分布は、コンドリリ断層以東の地域に限られている。コンドリリ山では、コンドリリ層を不整合に覆い、ブチュルディサ層の発達を欠くが、グアカジリ山ではブチュルディサ層を直接被覆する場合もある。本層は、ブチュルディサ層の一部に対比されると思われる。

(岩石記載)

1) 岩石名：複輝石安山岩

地層名：グアカジリ層 (T_{pa})

試料：RS2806

採取地：コンドリリ山

写真：Photo-11

検鏡結果：斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石を含むガラス質の斑状岩。石基は、褐色ガラス・針状および短冊状の斜長石・輝石などから成る。

1-3-4 鮮新世碎屑岩類

上記中新世各層を不整合に覆って、鮮新世と考えられる碎屑岩類 (Clastic Group) が分布する。本層群は、ルーベ層とマウケ層に区分される。

(1) ルーベ層 (Lupe Formation)

ルーベ層の下部は砂岩・礫岩 (T_{l1}) より成る河成層であり、上部は火山礫と軽石を多量に含む火砕岩 (T_{l5}) である。最上部に黒雲母・角閃石・斜長石の斑晶で特徴づけられる安山岩溶岩 (T_{la}) が乗っている。本層は、下位のブチュルディサ層と調和的な構造を有し、NS~NNW-SSE方向を軸とする複合褶曲構造を造っている。このことは本層堆積後、中~後期鮮新世に圧縮期 (Compression Epoch) を経過したことを物語っている。本層の層厚は、場所により変動があるが、250m前後と推定され、その分析は、ブチュルディサ断層以西に限られ断続的である。

PUCHULDIZA F. (TUJA)

No. RS0302

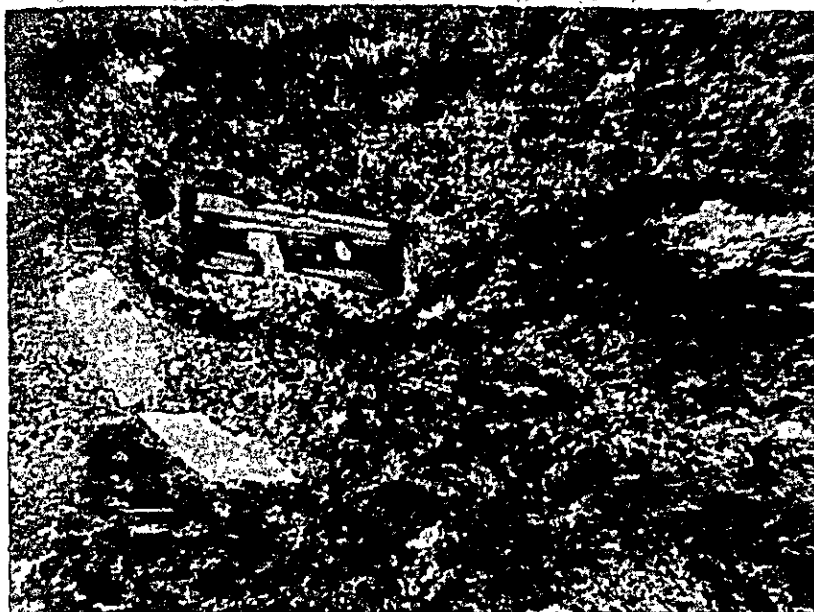


Photo - 10a

andesitic welded

Tuff

x 33

Open nicols



Photo - 10b

Cross nicols

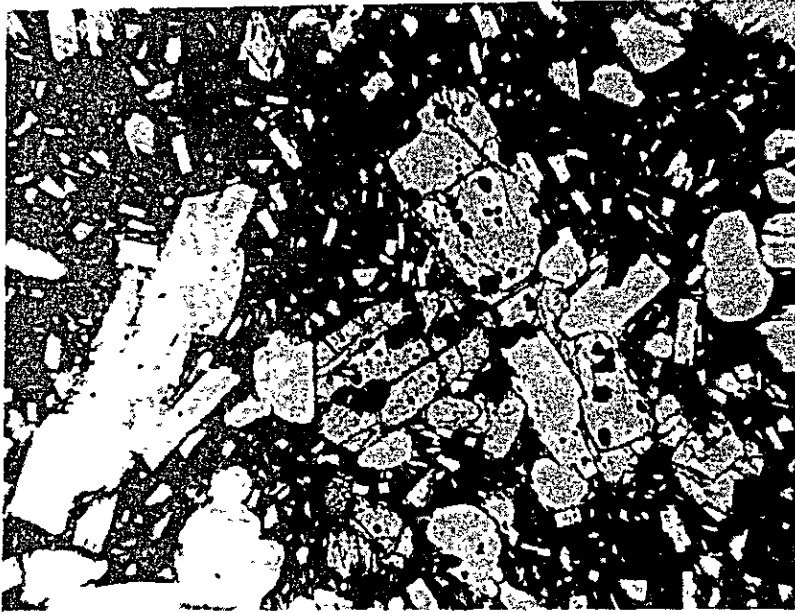


Photo - 11a

two - pyroxene

Andesite

x 33

Open nicols



Photo - 11b

Cross nicols

(2) マウケ層 (Mauque Formation)

本層 (Tm) は砂岩および火砕岩より成り、本地域の東方に広く分布する。ルーベ層との関係は不明である。

1-3-5 更新世火山岩類 (Volcanic Group)

上記各種を不整合に覆い、第4紀更新世の安山岩類 (Pleistocene andesitic rocks-Qpa) が広く分布する。プチュルディサ川を挟んで、北のセロ・ブランコ、南のガイシャネ山 (Mt. Guailane) およびキタニ山 (Mt. Quitani) に火山活動の中心があり、山頂の標高は、5,200 m に達する。安山岩類は通常、径 5 mm にも達する斜長石の巨晶および黒雲母・角閃石の斑晶を含み、顕著な斑状組織を有している。

本安山岩類の基底は、トゥーハを中心とする西部地域では、4,100 m ~ 4,250 m、タイピコージョ山を中心とする中部地域では4,400 m ~ 4,600 m、北東部では4,200 m 前後であるが、コンドリリ山を含む南東部では4,800 m 以上でも、本岩の発達を欠いている。

この基底面の標高は、火山活動直前の浸食面を表わしており、基底面の標高が各区域により著しく異なるのは、主に後期鮮新世における断層活動に基づく地塊運動によってもたらされたものと考えられる。

(岩石記載)

1) 岩石名：角閃石安山岩

地層名：更新世火山岩類 (Qap)

試料：RS 3001

採取地：プチュルディサ・キャンプ北方

写真：Photo-12

検鏡結果：斜長石の巨晶を特徴とする斑状岩。

斑晶として斜長石のほか、角閃石が認められる。角閃石は酸化角閃石に相当し、多色性が顕著で濃赤褐色～黄色を呈する。酸化角閃石は通常、オパサイト化を被り、細粒のものは完全に黒色化している。石基は短冊状の斜長石、微粒の角閃石、ガラスなどから成り、流状構造が発達する。

1-3-6 沖積層

川筋、或いは斜面などに泥・砂・礫などより成る沖積層 (Alluvium-Qa) が発達している。

1-3-7 貫入岩

本地域の貫入岩 (Intrusive Rock) としては、閃緑斑岩 (T1a) と安山岩質岩脈 (T1b) があり、コンドリリ層以下の地層を貫いている。閃緑斑岩の形態は岩脈、或いは岩株状で、

PLEISTOCENE (CAMPAMENTO)

No. RS3001 .



Photo - 12a

hornblende Andesite

x 33

Open nicols



Photo - 12b

Cross nicols

貫入方向に NS 方向の構造規制が顕著である。岩相は変化に富み、安山岩様のものから、花崗斑岩様のものまでが認められる。

(岩石記載)

(1) 岩石名：花崗斑岩 (貫入岩 Tia)

試料：RS2701

採取地：プチュルディサ南方

写真：Photo-13

検鏡結果：石基が顕著な微文象組織を成す斑状岩。

斑晶は斜長石が認められるのみで、初生の苦鉄質鉱物は認められない。石基は細粒のカリ長石・斜長石・石英・不透明鉱物より成る。長石類は微細な絹雲母・方解石・その他鉱物に変質している。2次鉱物として、他に緑泥石・白チタン石などが認められる。

(2) 岩石名：安山岩 (岩脈 Tib)

試料：RS1701

採取地：コンドリリ山西山腹

写真：Photo-14

検鏡結果：斑状組織を有し、斑晶はほとんどが斜長石である。

石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・ガラスから成る。斜長石と輝石は新鮮であるが、ガラスは帯褐緑色の粘土鉱物集合体に変質している。

1-4 地質構造

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活動と地塊運動によって特徴づけられる。

断層活動には、方向性と規則性があり、N-S系、NE-SW、NW-SE系およびE-W系の4方向が顕著であり、これらが周期的に配列し地層を地塊化している。断層活動は、白亜紀以後、断続的に作用し、地塊の上昇部では急激な浸食と剝離を、地塊の下降部では地溝堆積をもたらし、その後の堆積物の岩相や層厚を変化に富むものとしている。

これらの造構造運動の足跡は、現在の地形にも断片的に刻み込まれている。(Fig. II-1-6)

1-4-1 褶曲構造

本地域には、時期を異にする2種類の褶曲構造が発達する。

本地域の基盤を構成するチュリコージョ層群は、複合向斜構造を造っており、褶曲軸は方向

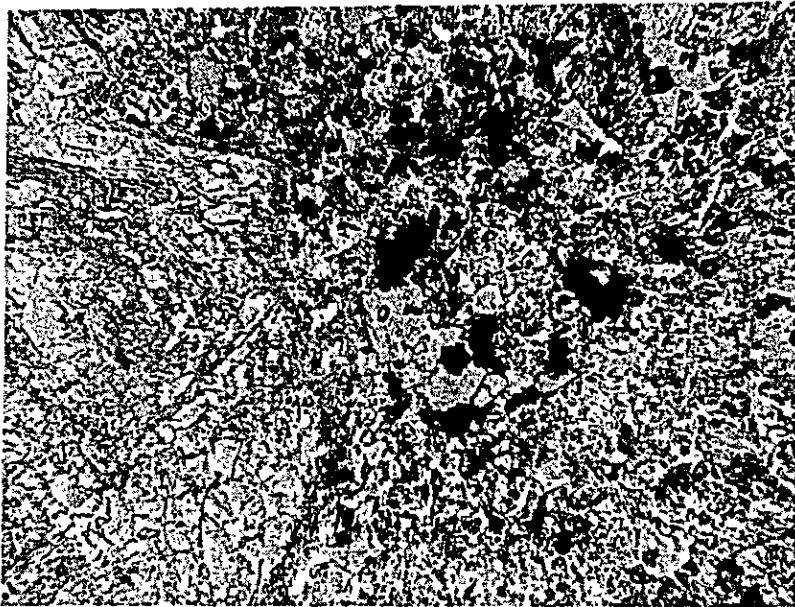


Photo - 13a

Granophyre (altered

x 33

Open nicols



Photo - 13b

Cross nicols

DYKE

No. RS1701

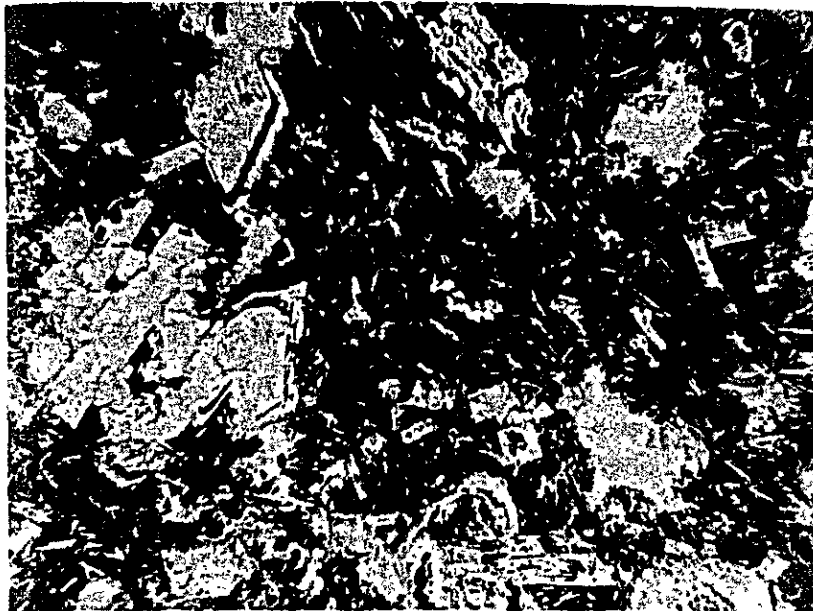


Photo - 14a

Andesite (altered)

x 33

Open nicols



Photo - 14b

Cross nicols

N-SないしNNW-SSEで、南へ急傾斜している。

白色凝灰岩類、プチュルディサ安山岩類、ルーベ砕屑岩類などには、方向NNE-SSW、軸の落しはやや南へ傾斜するが、ほとんど水平に近い緩やかな褶曲構造が間隔2kmの周期で発達している。

前者は古第三紀、後者は鮮新世末期の活動に対比され、このことは、本地域が前後2回の褶曲期(Compression Epoch)を経過したことを示している。

1-4-2 断層活動と地塊運動

本地域の断層活動と地塊運動の詳細を解明するのは、地域の大半が断層活動後の新期堆積物に覆われているため極めて困難であるが、以下に各断層の性格、転移量及び活動時期を考察する。(Fig. II-1-7)

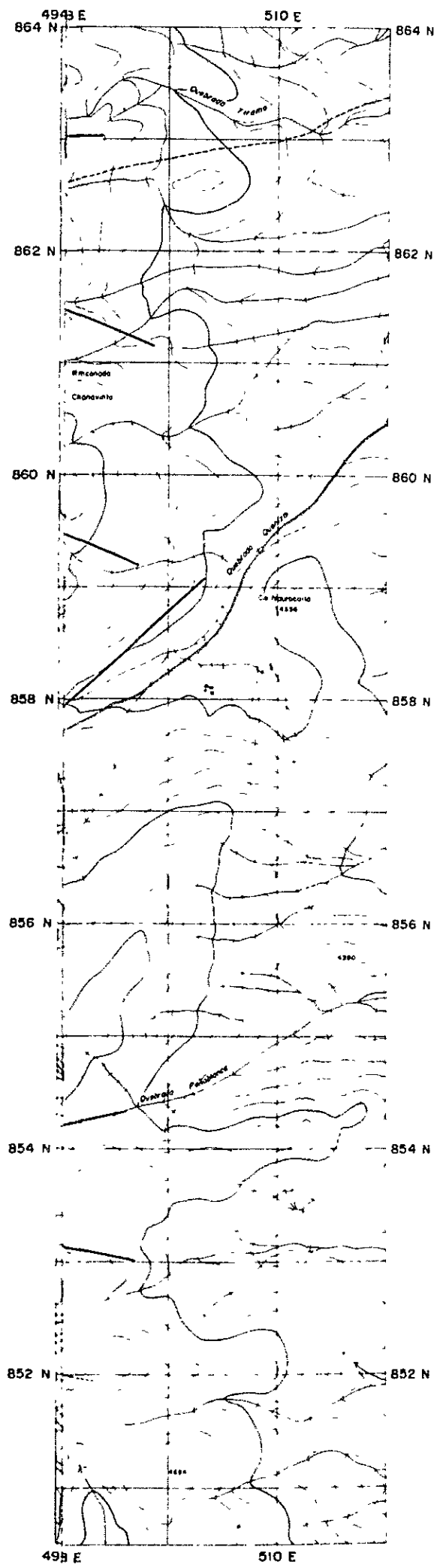
(1) N-S系断層

主要な断層として、東よりコンドリリ断層、アンココージュ断層、及びトゥーハ断層が数えられている。コンドリリ断層は、チュリコーージュ基盤岩類と白色凝灰岩類を分けており、断層沿いに閃緑斑岩類の貫入を伴っている。西側は上昇し、東側が沈降しており、見掛上の垂直方向の転移は200m~900mに達している。その主要活動期は中新世中期から鮮新世にわたると推定される。

アンココージュ断層は、ほとんど伏在断層であるが、プチュルディサ層とルーベ層及び更新世火山岩類の分布に影響を与えている。プチュルディサ断層とは逆に、東側が上昇し、西側が沈降しており、プチュルディサ層堆積後の落差は約300m、その後の浸食と剝離により、更新世火山岩類堆積直前の落差は約200mとなっている。

典型的な地溝堆積物とみられるルーベ層の分布は、本断層の西側に限られている。主要な活動期は鮮新世と推定される。トゥーハ断層は、トゥーハ地熱帯を胚胎し、更新世火山岩類にまで影響を与えており、比較的新しい活動に属すものと推定される。断層の西側が沈降しており、落差は100m弱である。

これらのN-S系断層は、いずれも垂直方向の転移を主としており、これより派生したNNE-SSW系断層及びNE-SW系、NW-SE系の断層と相まって、白亜紀チュリコーージュ層群の地壘構造を造り上げている。本系統の断層は、白亜紀末より古第三紀にかけて、造山運動を演出した一連の構造運動に関連したもので、その新第三紀における余波的活動であり、西部山脈とポリビア台地を分ける主構造線は、本地域の東部に伏在していると推定される。N-S系断層の活動に、東より西方への活動の跡が認められるのは興味深い事実である。



LEGEND

— Lineament

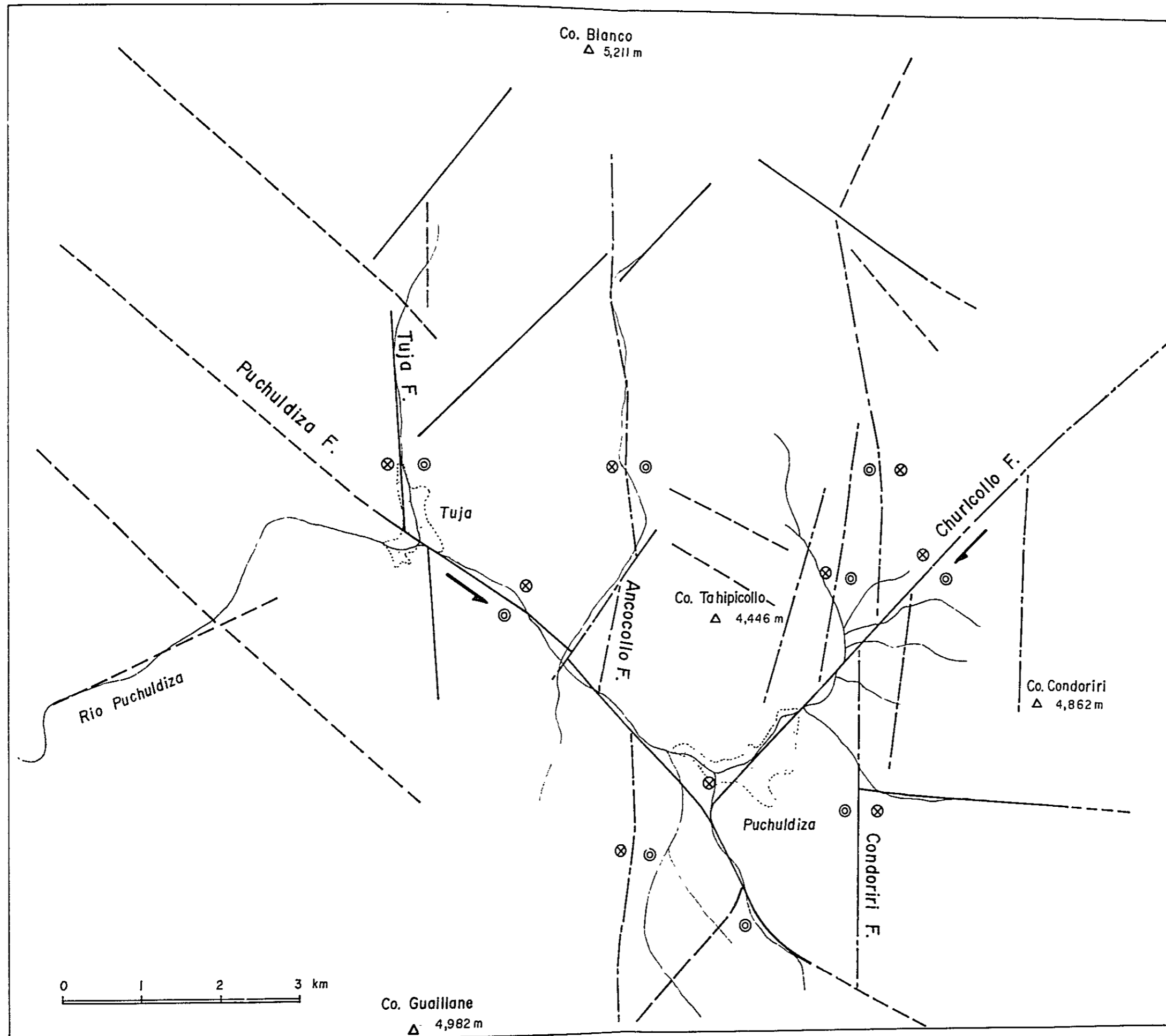
Geothermal Power Development Project
 in Puchuldiza
 the Republic of Chile

**LINEAMENTS ON
 THE SURFACE**

1: 50,000

0 1,000 2,000^m

Nov ~ Dec, 1978 **Fig II-1-6**



LEGEND

- Confirmed fault
- - - Concealed fault
- · - · - Inferred fault
- ← Direction of movement
- ⊙ Elevated block
- ⊗ Subsident block
- ☼ Geothermal area

Geothermal Power Development Project
 in Puchuldiza
 the Republic of Chile

**FAULT SYSTEM
 AND
 BLOCK MOVEMENT**

1:50,000

0 1,000 2,000^m

Nov ~ Dec, 1978 Fig. II-1-7

(2) NE-SW系及びNW-SE系断層

NE-SW系断層はチュリコージョ断層で、NW-SE系断層はプチュルディサ断層で代表される。両断層とも、N-S方向のアンデス山塊に対して繰返し働いた圧縮（Compression）及び伸張（Tension）作用の結果を反映した共役断層である。両断層とも、現在の地形に反映しており、チュリコージョ層群より更新世火山岩類に至る本地域のすべての地層の分布に影響を与えているが、特にルーベ層の分布に大きな影響を与えているので、その主要活動時期は新第三紀鮮新世であるが、現在でも活動中と推定される。

NW-SE系のプチュルディサ断層は、東よりプチュルディサ地熱帯、トゥーハ地熱帯を、さらにトゥーハの北西約10kmにキタリリ（Quitariiri）地熱帯を胚胎している。本断層は、かなり大きな水平転移を伴っており、南西ブロックを東方へ約1km転移させ、北東ブロックを約100m沈降させている。

NE-SW系のチュリコージョ断層は、プチュルディサ断層に切られており、やや旧期の活動に属すると推定される。本断層の転移量は明瞭でないが、南東ブロックが西へ約200m転移し、北西ブロックが約100m沈降している。

この種の活動は、両断層交合部付近での地塁の上昇運動にも関連しており、N-S系断層の活動と相まって、地層の地塊化をもたらし、チュリコージョ地塁帯やタイピコージョ地溝の形成をもたらしたと推論される。大部分の区域が新期堆積物によって被覆されているため、詳細は明らかにし難いが、周期的に発達する上記3系統の多数の断層による地層の地塊化が本地域の地質構造上の特徴であり、地塊の形は平行四辺形及び三角形様であろうと推定される。

なお、さきに記述した両断層の転移量は、新第三紀鮮新世以後の動きを推定したものである。両断層とも、鮮新世以前から活動し、遙かに大きな転移を起している可能性があるが、これについては、両断層が新期堆積物に完全に覆われているため、地質的に推定することは困難である。

(3) E-W系断層

本系統の断層は、N-S断層に伴う張力裂力であり、その転移は小さくなく、前記系統の断層に比し、地質構造上の意味は小さい。

(4) 新期NE-SW系断層

更新世火山岩類中は、NE-SW系の断層が、稀にNW-SE系の断層が断続的に発達している。本断層は張力割目の性格を有する最も新期の断層であるが、伏在断層の地表部におけるあらわれかも知れない。

1-4-3 地層の層厚変化について

本地域を構成する堆積層は、溶岩・凝灰岩・溶結凝灰岩などの火山岩類及び陸成の砂岩・礫岩類であり、これら各層の分布は堆積盆の性格に強く規制されるので、各層の分布の拡がりが必要しも明らかでない。また、本地域が著しく地塊化され、堆積面は必ずしも平坦でなく各層の剝離と堆積が繰返えされてきたこと、などの当然の帰結として本地域に伏在する各地層の岩相と層厚は、各ブロック各区域ごとに著しく変動すると予想される。

Table II-1-1に、地質層序と層厚が示されているが、これは各々の標式地における層厚であり、全地域での極大値を示すものである。主に不整合関係より、各層の層厚変化の可能性を考察すると、次のことがいえる。従って、本地域の地下構造の推定には下記の要素を考慮した細心の配慮が必要である。

- 1) ウタヤネ層下部層は、アバット不整合関係で、層厚削減の可能性はある。
- 2) チョニャチャヤ層は、不整合関係より欠如する場合が起りうる。
- 3) コンドリリ層は、不整合関係より層厚が減少する場合があります。
- 4) プチュルディサ層は、噴出の中心と堆積時の地形に規制され、層厚減少の可能性はある。
- 5) グアカジリ層は、噴出の中心位置関係で堆積範囲が限定され、さらに堆積後の浸食により剝離される可能性が大きい。
- 6) ルーベ層及びマウケ層は、激しい地塊化運動により分布範囲が限定され、また堆積後の浸食により剝離が進む可能性が大きい。
- 7) 更新世火山岩類の分布は、火口の位置に強く規制されている。

1-5 試錐の地質

プチュルディサ区域に対しては、すでに計5本、累計3,774 mの試錐が実施されており、これらはプチュルディサ噴気帯の北側、タイピコージョ山の山腹を取囲むように配置されている。いずれもプチュルディサ層安山岩より開削され、下位の地層を貫いている。

しかし、ほとんどの部分がノンコアであり、コアが採取されたのは、各孔とも2 m内外の区間、2~3箇所につき、試錐孔に沿う岩石と層序の判別を極めて困難にしている。コアに代るものとして、約2 m間隔でカッティングが採取されているが、深度500 m以下では粉状となっており、変質を受けていることもあって、岩石の判別は不可能である。カッティングによって岩層が確実に判別できるのは、プチュルディサ層までである。

僅かのコアと不確実なカッティングとから、試錐孔の岩石判別と層序の対比を試みたが、その結果をまとめたのがFig. II-1-8である。いずれの試錐孔も最上部はプチュルディサ層安

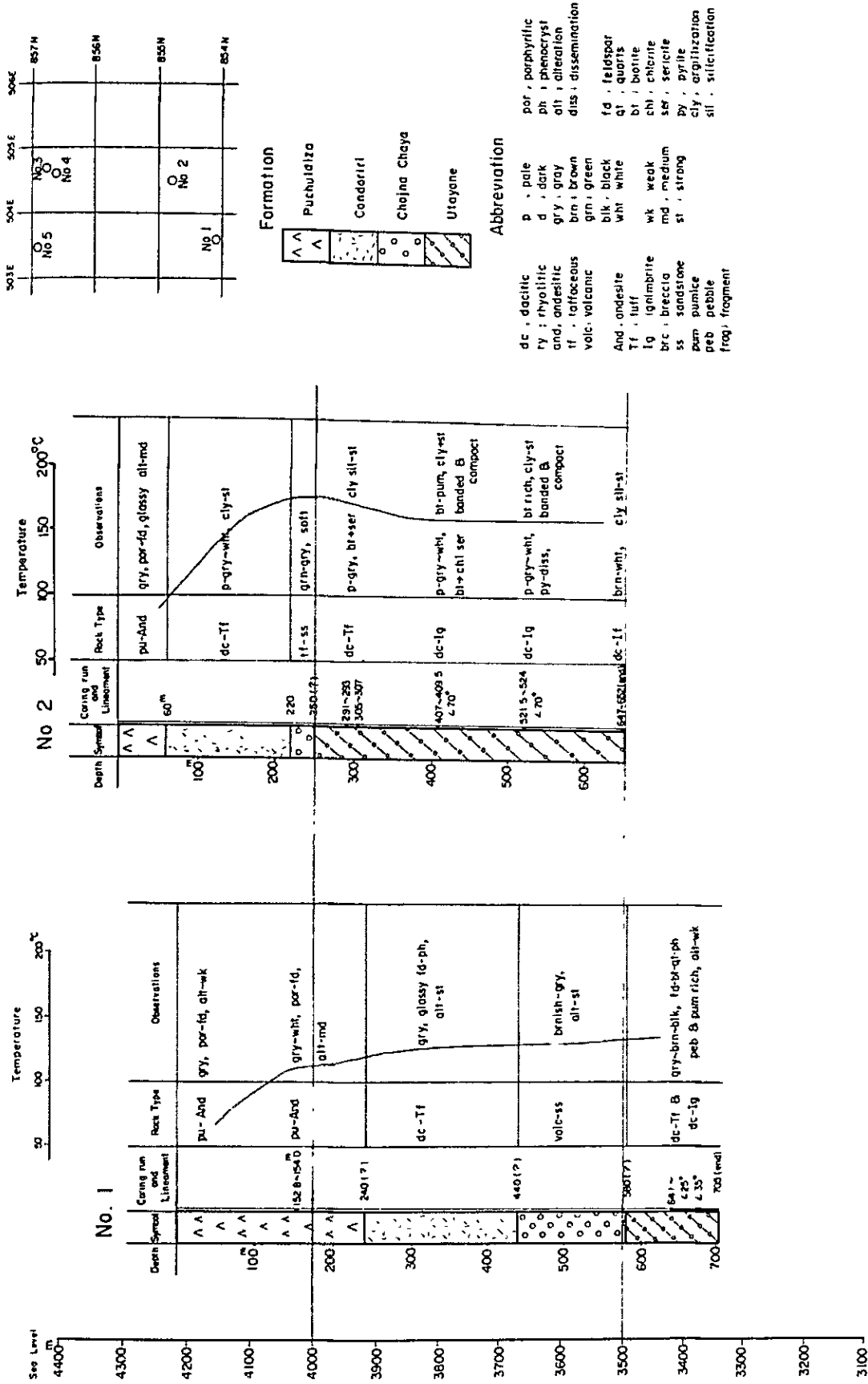


Fig II-1-8 GEOLOGIC DRILL LOG WITH TEMPERATURE CURVE (1)

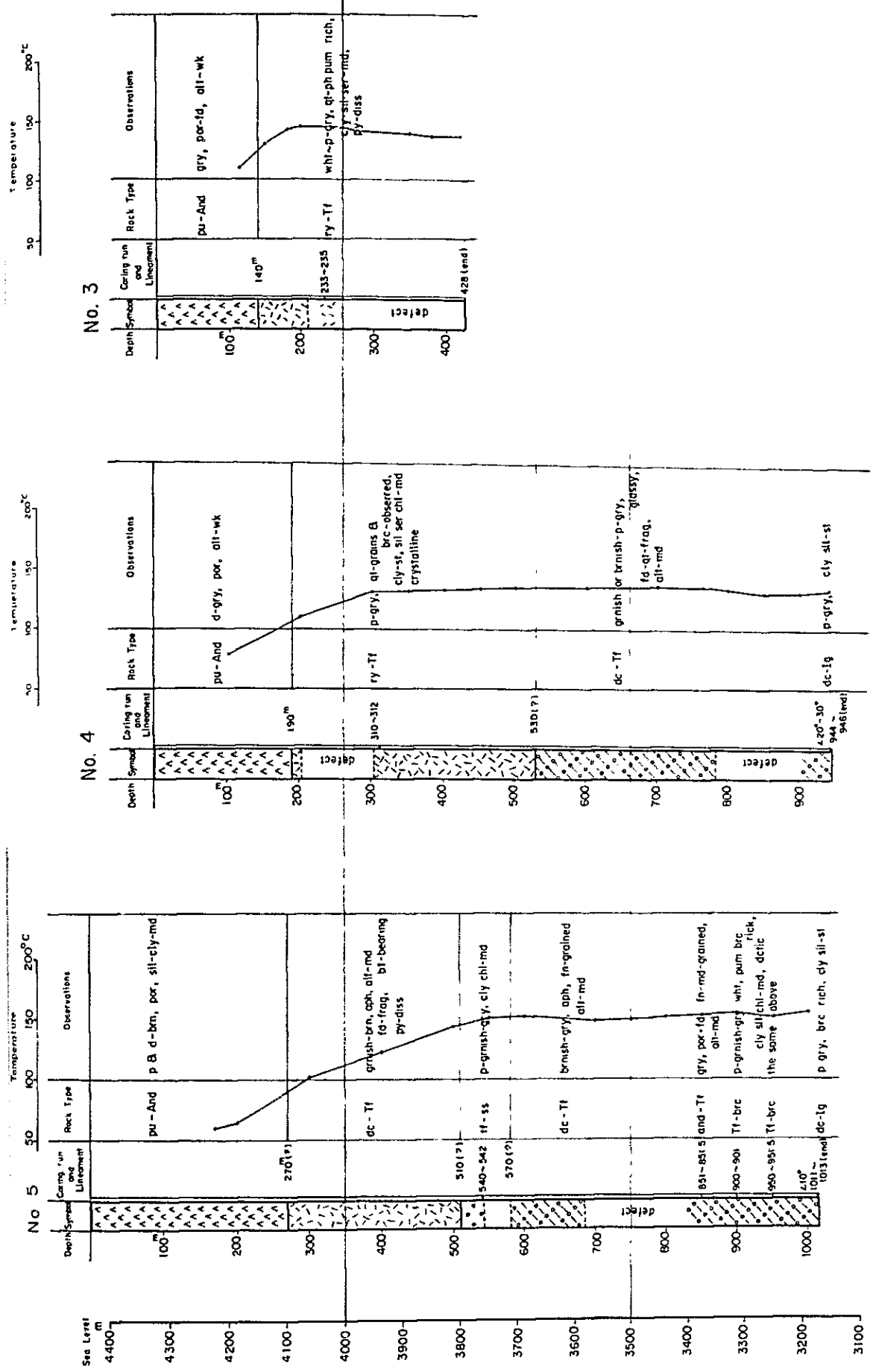


Fig. II-1-8 GEOLOGIC DRILL LOG WITH TEMPERATURE CURVE (2)

山岩である。本岩は通常、灰色で長石斑晶とガラス質石基より成る斑状組織に特徴がある。変質は軽度である。その下部境界は、カンテイングから比較的容易に判別できる。

次に石英安山岩質凝灰岩が出現し、これはコンドリリ層に対比される。本岩は通常、淡灰色～白色を呈し、長石・石英などの結晶片を含み、黒雲母の結晶や軽石・角礫を含むこともある。圧砕化や粘土化、珪化、絹雲母化などの変質が強く、又、緑泥石が生じ黄鉄鉱の鉱染を認める場合もある。層厚は300m内外である。

次に凝灰質砂岩の発達が見られ、本岩はチョニャチャヤ層に対比される。本岩は通常、帯緑灰色で変質が強く軟弱となっている。結晶質凝灰岩が安山岩～石英安山岩と互層する場合もある。試錐孔では本岩は厚くなく、第2孔では30m程度、第4孔では本岩の発達を欠いている。

次にウタヤネ層に対比される石英安山岩質の溶結凝灰岩及び凝灰岩の互層が発達する。本岩は通常、淡灰色であるが、白色・帯褐色・黒色を呈することもある。通常、強く圧密され、縞状構造が発達しており、黒雲母の結晶、軽石片、角礫、長石・石英の結晶片などを含んでいる。

粘土化、珪化、絹雲母化、緑泥石化などの変質や圧砕化を強く受けており、黄鉄鉱の鉱染を認める場合もある。本岩は、各孔とも500m以深で出現し、400m以上にわたって連続しており、第4孔や第5孔などの深い試錐でも孔底は本岩中で終わっている。なお、2孔については、縞状構造が70°内外の急傾斜を示す部分があり、本岩の一部がチュリコージョ層群最下位層(Kch-3)に属する可能性も考えられる。

第 2 章

地 化 学 探 查

第2章 地 化 学 探 査

2-1 調査目的

地表で認められる地熱徴候としての噴気や温泉湧出など、いわゆる地熱現象は、その地下に存在する地熱流体に起因するものと考えられ、多くの地熱開発の結果はこの事実を裏付けている。この地熱流体を形成している化学的物質としては、主成分は水である。

本調査は、ブチルディサ地熱帯の地表における地熱徴候を調べ、また温泉や地熱調査井からの熱水の主要化学成分の分析を行なって、その性質を把握し、地下貯溜層の温度を知る手がかりを得ること、及び熱水の循環によって生ずる変質鉱物の種類とその分布から熱原の推定を行なうことを目的とした。また、熱水と河川水の同位体分析を行ない、熱水を形成するに至る過程を考察した。

2-2 方 法

• 熱水分析

地表の地熱徴候地帯については、1 / 1 0,0 0 0 のスケッチを行ない、現在の地熱活動の状態の調査を行なうとともに、温泉湧出水の温度、PH を測定し、1,0 0 0 mlポリ容器に試料を採取した。これらの試料は日本へ持帰えられ、大手開発株式会社大館試験所により熱水の主要1 2成分の分析を行なった。

• 変質鉱物

各地層より採取された岩石及び地熱調査井の岩芯の薄片を作成し、変質鉱物の顕微鏡観察を行なうほか、地表変質帯ならびに地熱調査井からの岩屑を試料として、X線粉末回折試験を行なって変質鉱物の分布状況を調査した。使用した機器ならびに測定条件は下記のとおりである。

(1) 顕微鏡写真

1) 使用機器

オルトプラン・ホル (エルンスト・ライツ社製, POH日本光学工業製), ルトマ
ット (写真撮影, エルンスト・ライツ社製)

2) 観察方法

採取した試料より薄片を作成し、上記の岩石顕微鏡を使用して鉱物組成・組織・共生関係などを観察し、岩質・変質を明らかにした後、顕微鏡観察を記載し、試料の代表的部分については平行ニコルと直行ニコルによる顕微鏡写真を作成した。

(2) X線回折分析

1) 使用機器

X線回折計 (フィリップ社製)

2) 試験方法

採取した試料をステンレス乳鉢50~100メッシュに粉細し、さらにメノウ乳鉢内で指頭に感じない程度まですりつぶして無定方位試料を作成した。

3) X線使用条件

Target Cu K α

Filter Graphite monochrometer

Voltage 30KV

Current 20mA

Divergence slit 1°

Receiving slit 0.2 mm

Scanning speed 1°/min

Chart speed 1cm/min

2-3 地熱徴候

地表で観察される地熱徴候は、ブチュルディサ地溝帯の中で面積約10km²、標高4,100mの低地に分散して存在する。この中で最も激しい地熱活動はブチュルディサ・トゥーハの温泉湧出、噴気孔、泥火山、シンター段丘で代表されるが、その地熱活動の場所は、当地域の地質構造を規制するN-S系、NW-SE系、NE-SW系断層と密接な関係を示して現れている。

(Fig. II-2-1)

(1) ブチュルディサ地熱徴候 (Fig. II-2-2)

本地域の地熱地帯を代表する地熱徴候で、タイピコージョ山南部のブチュルディサ川に沿う地形的な低地に、逆L字型を示して存在している。これは、中新世中期から鮮新世にかけて活動したN-S系コンドリリ断層から西側に派生しているN-S系断層と、NW-SE系のブチュルディサ断層、NE-SW系のコンドリリ断層が交錯する位置にあり、熱水がこれらの断層系を上昇して湧出しているものと思われる。温泉活動の規模は、ブチュルディサ川沿いに南北1.2km、東西1.5kmにわたる範囲で約100箇所温泉湧出箇所が見られ、調査時期に於ける湧出量は、30~50ℓ/secと推定した。また、湧出水より濃縮した塩化物やSiO₂の量は、ブチュルディサ川の低地を埋め、概算1,000万tの量に達してシンター段丘を形成している。

Scale 1:50,000

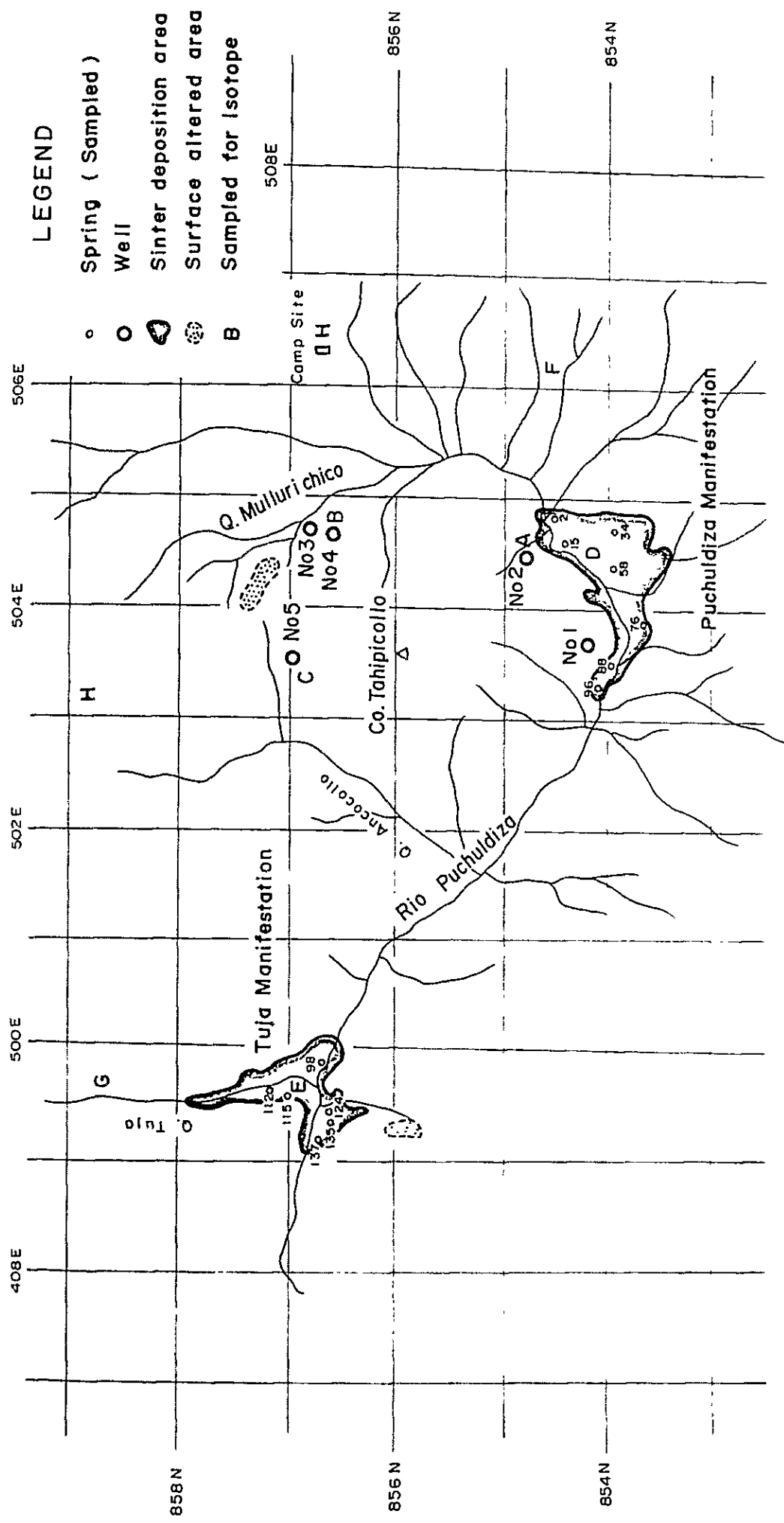
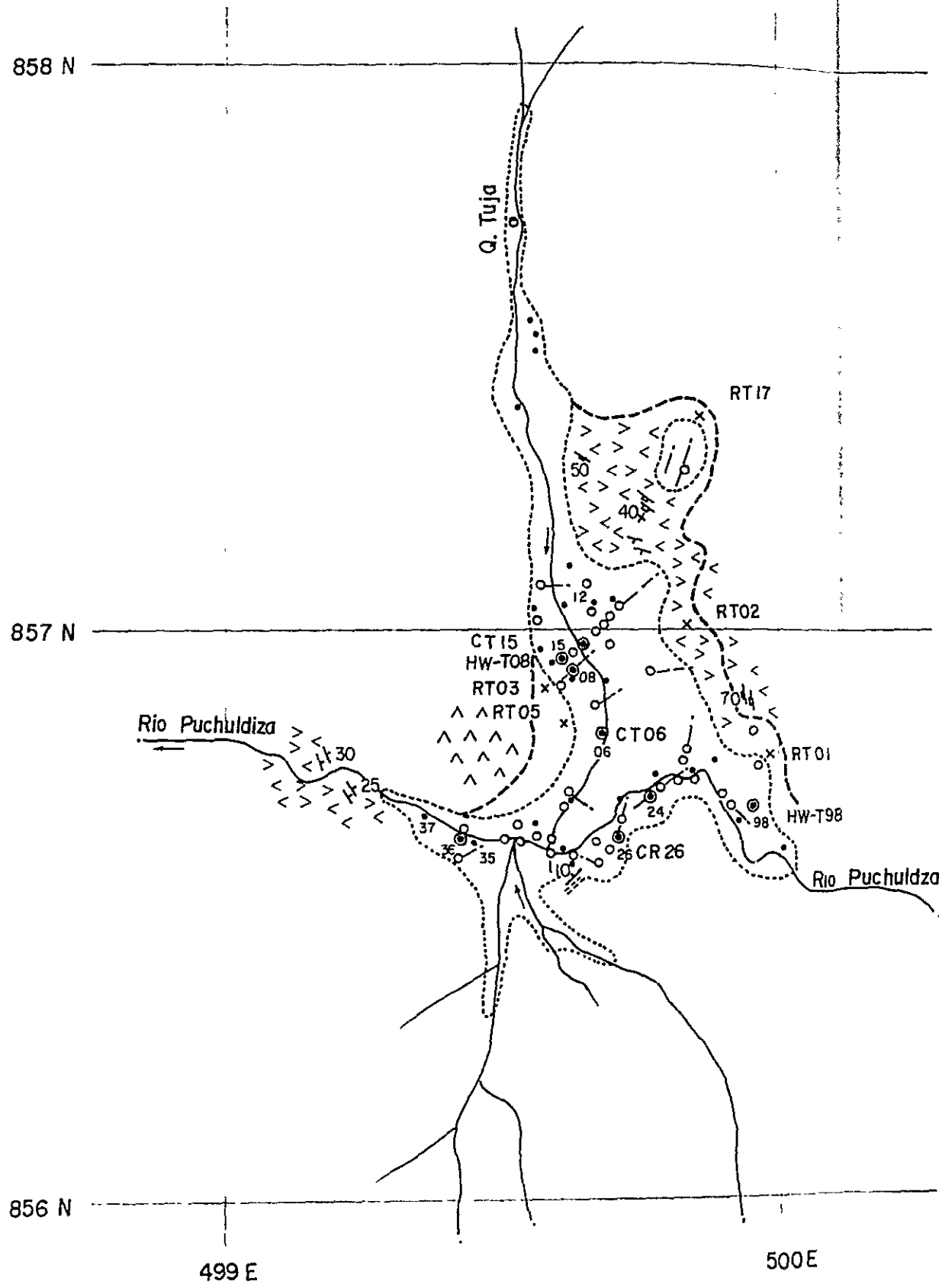
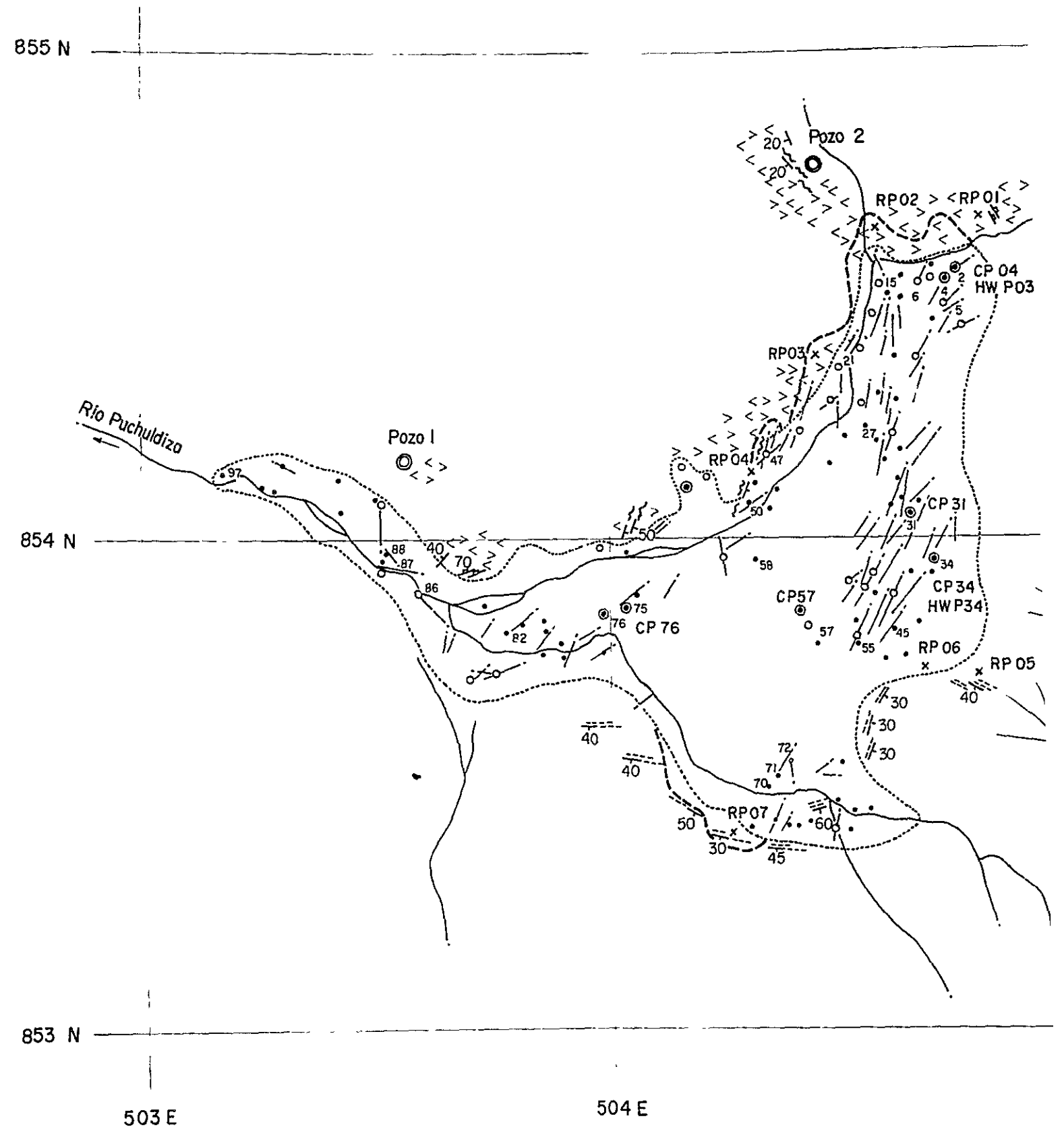


Fig. II-2-1 LOCATION OF SURFACE GEOTHERMAL ACTIVITIES AND EXPLORATORY WELLS

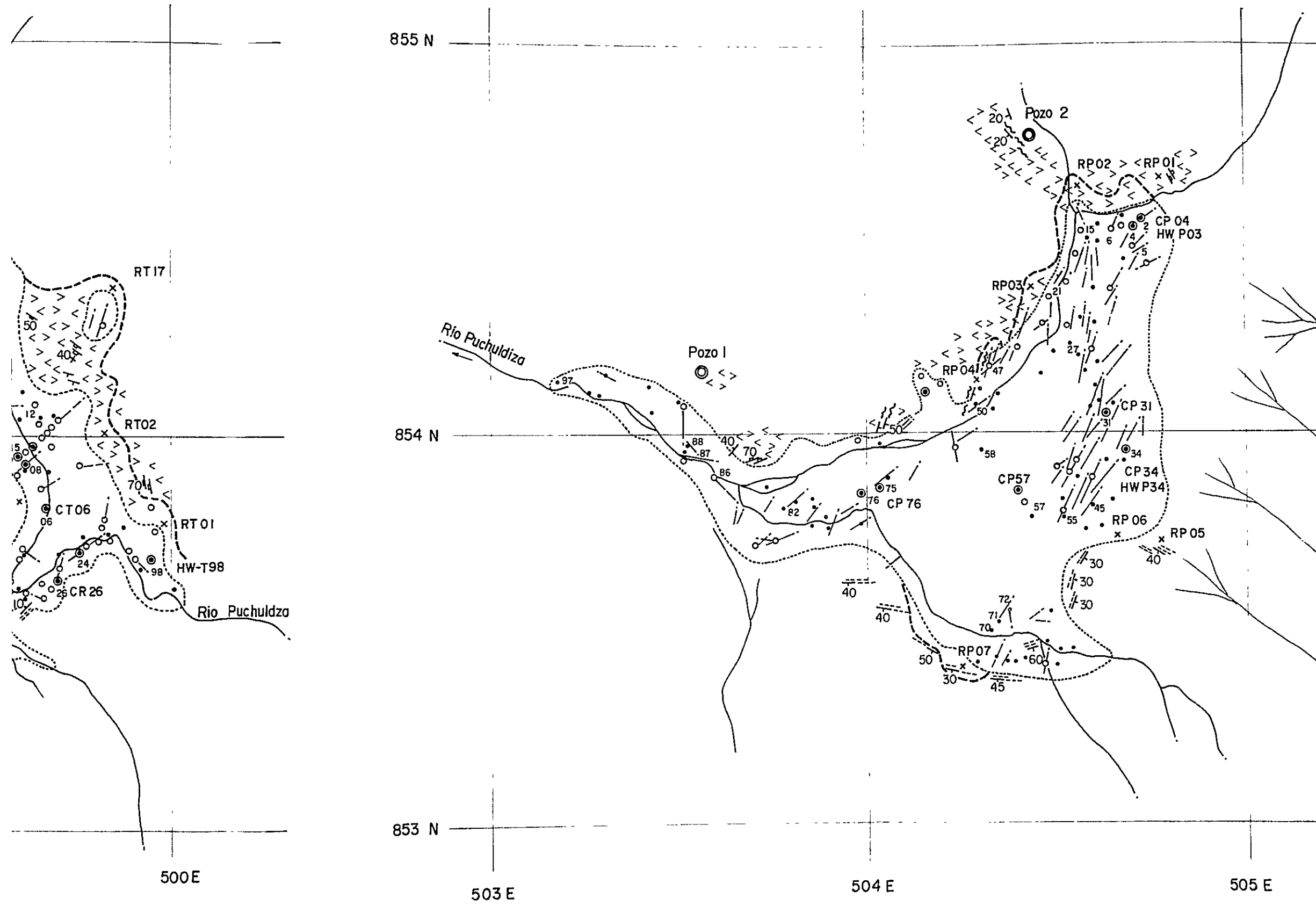
TUJA



PUCHULDIZA



PUCHULDIZA



LEGEND

- - - Sinter deposit
- Hydrothermal alteration zone
- ⊙ Sinter active strongly
- Sinter active
- Sinter
- - - Trend of sinter arrangement
- x Location of sampling
- || Gravel and terrace
- ^^ Pleistocene andesite
- >< Puchuldiza andesite
- ~ Puchuldiza andesitic tuff
- Andesitic ignimbrite

Geothermal Power Development Project
in Puchuldiza
the Republic of Chile

**THERMAL MANIFESTATION
AT PUCHULDIZA AREA**

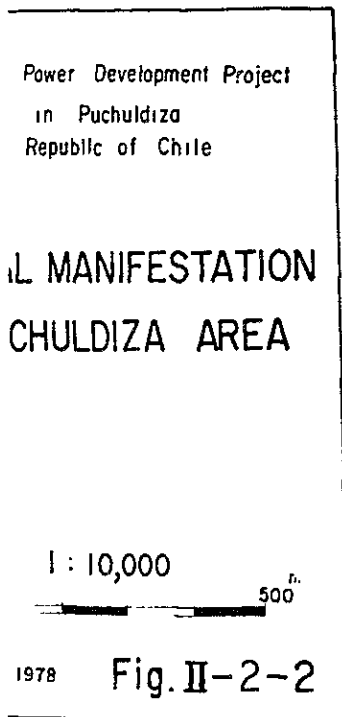
0 1 : 10,000 500'

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

ND

deposit
thermal alteration zone
active strongly
active

of sinter arrangement
on of sampling
and terrace
ocene andesite
liza andesite
liza andesitic tuff
ic ignimbrite



(2) トゥーハ地熱徴候 (Fig. II-2-2)

当地熱帯の西部に位置し、プチュルディサ地熱徴候に次ぐ優勢な地熱活動が観察される。この地熱活動もトゥーハ断層 (N-S系) と、プチュルディサ断層 (NW-SE系) の会合部にあたる。この両断層によって反映された峡谷の低地に沿って、南北700m、東西300mの範囲に約50箇所以上の噴気帯、温泉湧出がみられ、湧出量は10~20 l/secと推定した。この温泉水から沈澱したシンター量は、約300万t程度に達し、シンター段丘を形成している。

(3) その他の地熱徴候

地熱活動による変質作用が、タイピコージョ山の北東、ムジュリチコ沢に沿う低地及びトゥーハ断層の南延長部で観察される。

2-4 変質鉱物

地熱地帯では、熱水と岩石の相互作用により様々な変質鉱物を生じ、その結果、地熱変質帯を形成している。一般に地表では、珪化帯 (石英・クリストバル石・リンケイ石などのシリカ鉱物を主体とする) を中心として、その外側は粘土化帯 (カオリン鉱物・モンモリロナイトを主とする) となる累帯配列が通常みられ、上昇して来た熱水の化学的勾配を示すものと解釈されている。

今回の調査では、地表における地熱徴候帯と調査井の岩芯岩屑を試料として変質鉱物の種類と分布を検討した。

2-4-1 地表変質帯 (Table II-2-1, Fig. II-2-3)

地表変質帯は、プチュルディサ、トゥーハの活発な地熱活動帯をとりまく変質帯がみとめられる他に、ムジュリ・チコ沢とトゥーハ南部に小規模な変質帯が観察される。

X線回折試験によって検出された鉱物は、 α 石英・リンケイ石・ α -クリストバル石・モンモリロナイト・緑泥石・絹雲母・カオリン鉱物・絹雲母-モンモリロナイト混合層鉱物及び明ばん石である。

(1) プチュルディサ変質帯

調査井No.2よりNo.1に向うタイピコージョ山南斜面で採取したプチュルディサ安山岩を原岩とする試料の中で、調査井No.2に近い試料のみに α -クリストバル石、絹雲母及びモンモリロナイト-絹雲母混合層鉱物がみられ、調査井No.1に近づくに従い、顕著な変質鉱物は検出されなかった。一方、当地熱徴候帯の南斜面、チュリコージョ層 (Kch-3) の変質帯では、 α -クリストバル石、モンモリロナイト、緑泥石が検出され、徴候帯より離れて南部に向うと α -クリストバル石のみで、粘土鉱物は認め

Table II-2-1 X-Ray Diffraction Analysis of Surface Altered Rocks

Mineral Location		Silica			Feld.		Clay					Zeolite		Others			
		α -Qz	Tri	α -Cr	Pl	K Fel	Mon	Chl	Ser	Kao	C-M	S-M	Mor	Lau	Cal	Alu	Py
Puchuldiza	N	RP02			+	+			+								
	N	RP03				+			#								
	N	RP04				#											
	S	RP06			#	+	+										
	E	CP34	+	+	#												
	E	S3003	#		#	+											
Q. Mulluri	C	S3007	#		#	+	+										
Tuja	E	RT01		#	+	#	+			+							#
	E	RT02		#	+												#
	W	RT03		#	#						+						+
	W	RT04		#	+						#						
	S	CT26	+			+	+		+			+					
	S	S0303		+					+		+						

Qz : Quartz Mon : Montmorillonite Mor : Mordenite
 Tri : Tridymite Chl : Chlorite Lau : Laumontite
 α -Cr : α -Cristobalite Ser : Sericite Cal : Calcite
 Pl : Plagioclase Kao : Kaoline Alu : Alumite
 K-fel: K-feldspar Py : Pyrite
 C-M : Chlorite-Montmorillonite Mixed-Layer
 S-M : Sericite-Montmorillonite Mixed-Layer

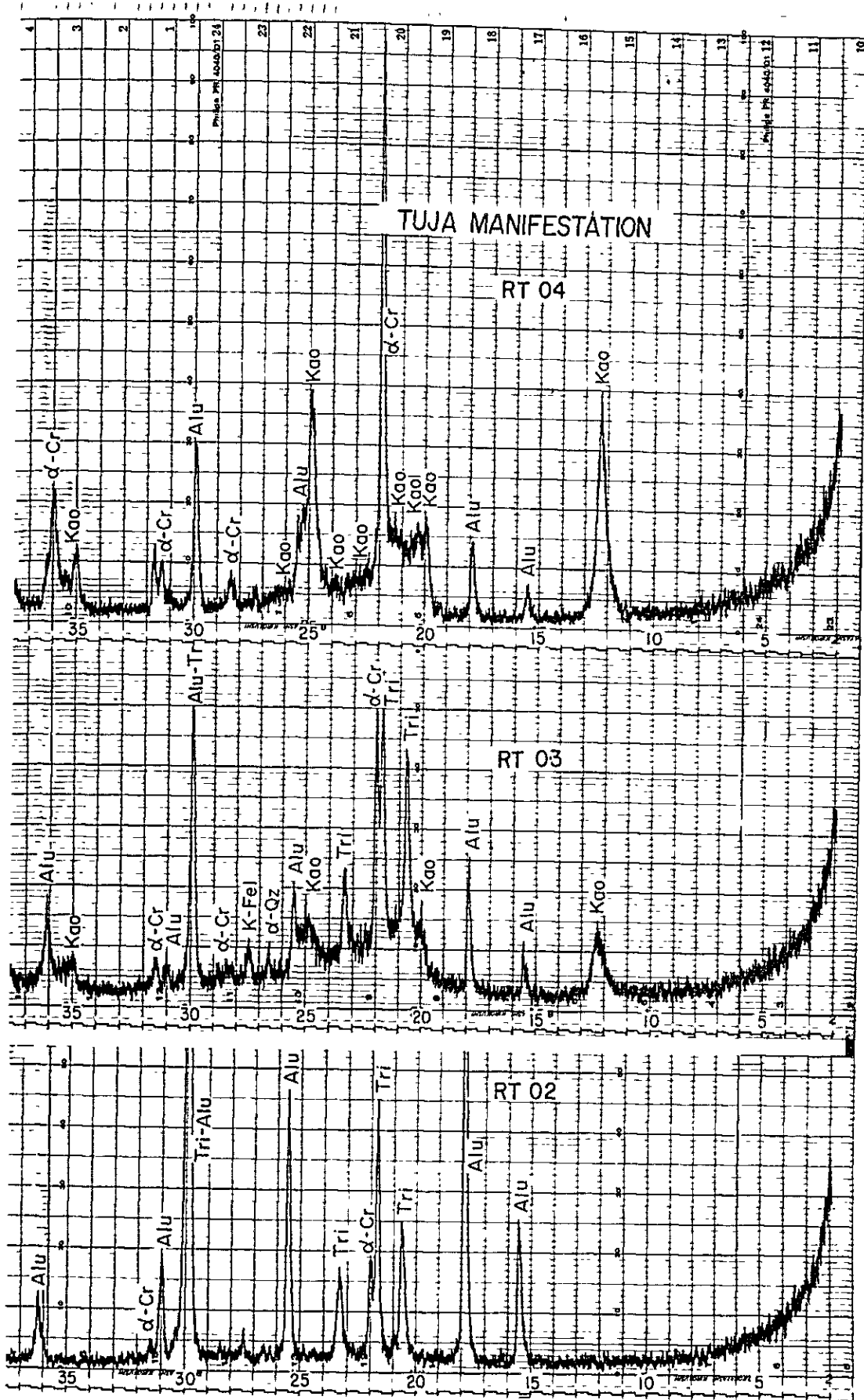
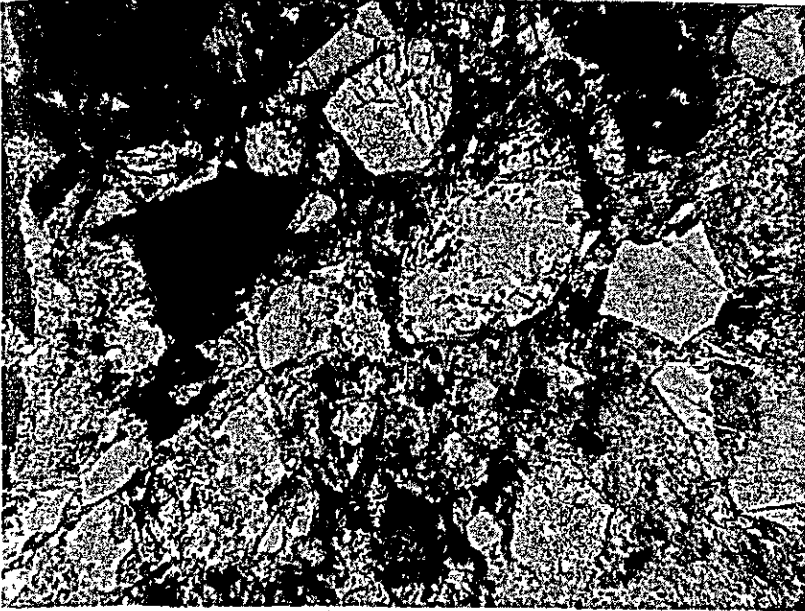


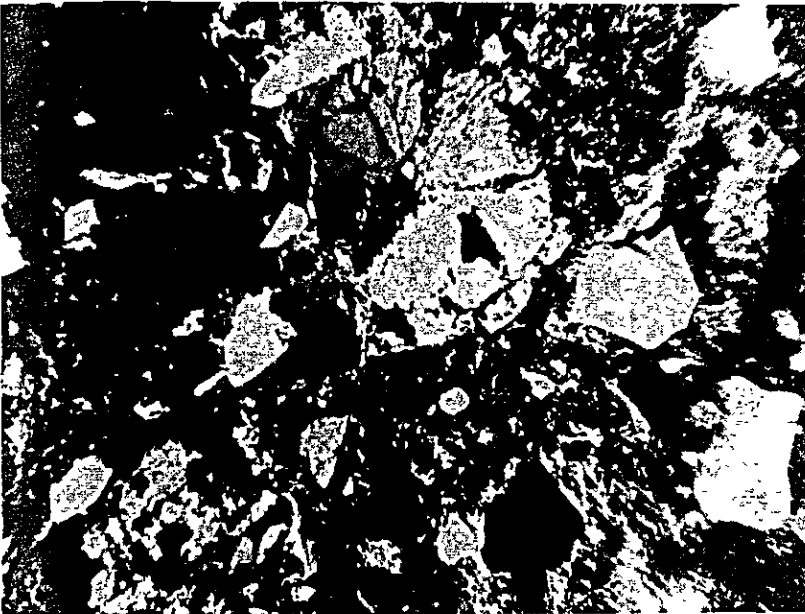
Fig. II-2-3 X-ray diffraction (TUJA)



Vitric-crystal Tuff
(altered)

x 33

Open nicols

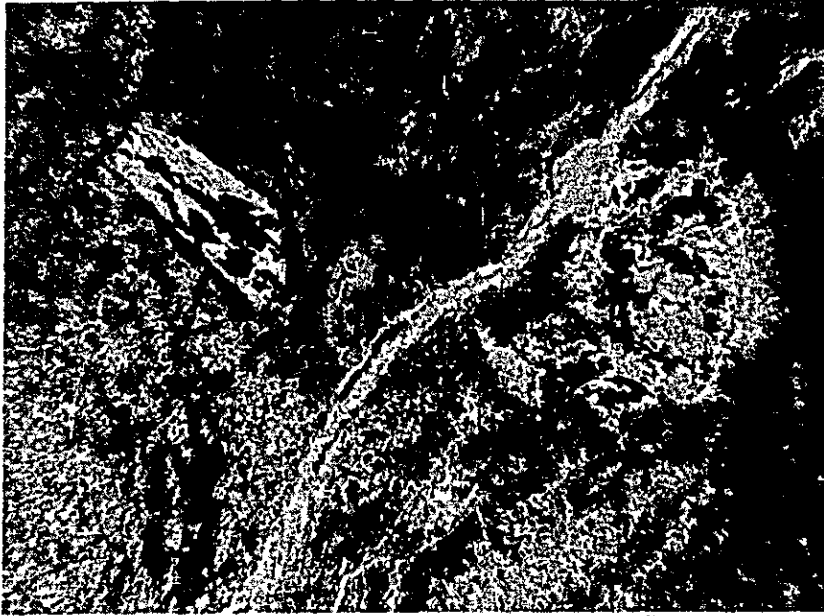


do

Cross nicols

Rhyolitic pyroclastic rock containing crystal fragments of quartz , potash-feldspar and plagioclase. Alteration (sericitic argillization , kaolinization and silicification) is remarkably recognized in volcanic glass.

Photo : Photo is showing mainly sericitic argized part.

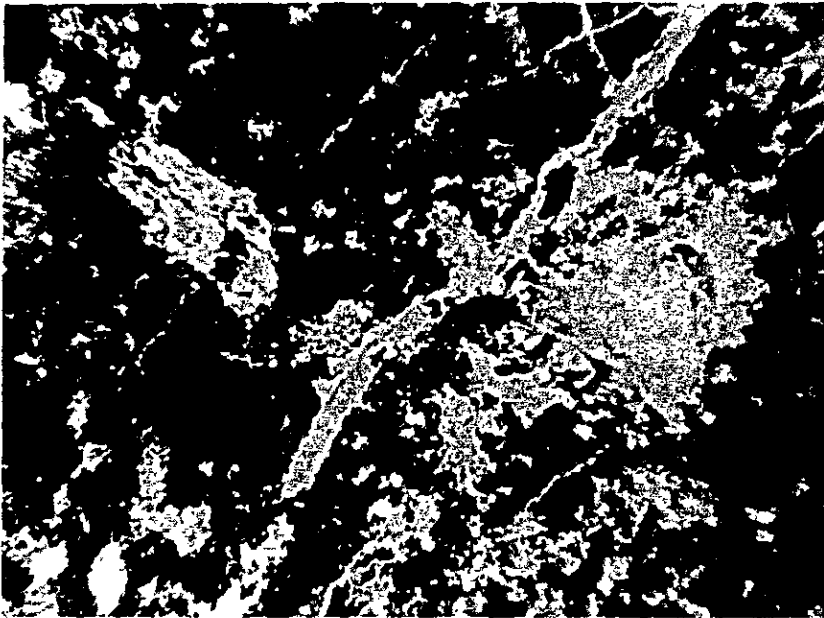


Dacitic Welded Tuff

(altered)

x 33

Open nicols



do

Cross nicols

Welded tuff containing crystal fragments of feldspar highly altered into aggregate of sericite and calcite and composed of silicified matrix.

Photo : Phenocryst is altered feldspar, showing the outline of feldspar. Phenocryst on the right contains aggregate of calcite.

Vein is composed of quartz and sericite.

られなかった。

(2) ムジュリ・チコ沢変質帯

α -石英, α -クリストバル石が検出され, 粘土鉱物はみられなかった。

(3) トゥーハ変質帯

珪酸塩鉱物として, リンケイ石, α -クリストバル石が普遍的に認められるほか, α -石英が地熱微候帯の南部, 西部の試料に検出された。粘土鉱物は, 微候帯の東部及び南部に絹雲母, 緑泥石が認められ, 西部にカオリン鉱物が検出された。なお, 当地域のみに明ばん石が, α -クリストバル石と共存して普遍的に認められるのが特徴的で, 過去において硫黄活動が優勢であったことが推定される。

(4) トゥーハ南部

リンケイ石のほか, モンモリロナイト, 絹雲母が検出された。

2-4-2 岩芯・岩屑の変質

調査井5本のうち, №3を除く試錐孔岩芯・岩屑の鉱物組成を知るため, 顕微鏡鑑定, X線回折試験を行なった。岩石薄片の検鏡は, 試錐孔の岩芯を試料とし, X線回折用試料は各試錐孔100m間隔の岩屑と岩芯の全岩試料として使用した。

(1) 岩芯の顕微鏡鑑察

岩芯採取箇所が少ないため, 各孔の中から肉眼的に変質の進んでいる箇所, とくに各孔深部の試料を検鏡した。コンドリリ層, 白色凝灰岩層は, 石英カリ長石, 斜長石などの結晶片を含む火山砕屑岩であるが, 変質は火山ガラスに特に顕著で, 絹雲母質粘土化が強く, そのほか, カオリン化, 珪化などの変質を受けている。各試錐孔の深部に出るウタヤネ層は, 石英安山岩質凝灰岩及び同質の溶結凝灰岩であるが, 斑晶の長石, 苦鉄質鉱物(初生)は, 緑泥石, 方解石その他の緑色粘土鉱物に変化し, 石基は, 絹雲母又は絹雲母-モンモリロナイト混合層鉱物に交代されている。又, 脈状に貫ぬく石英, 絹雲母, 方解石が観察される。

(2) 岩芯・岩屑のX線粉末回折試験 (Table II-2-2, Fig. II-2-4, 5)

検出された鉱物は, 珪酸塩鉱物として α -石英, リンケイ石, α -クリストバル石, 粘土鉱物は, モンモリロナイト, 緑泥石, 絹雲母, カオリナイト及び絹雲母-モンモリロナイト混合物, 沸石類は, 調査井№1の浅部にモルデン沸石がみられ, 炭酸塩鉱物は方解石が調査井№1を除く全調査井に認められた。各検出鉱物の量比から地質温度を示唆する事実がみられる。

珪酸塩鉱物のうち, α -石英は各孔に普遍的に認められるが, 調査井№1の浅部0~300mまでは少なく, 又, 調査井№2, №4においても深度100mまでは検出されな

Table II-2-2 X-Ray Diffraction Analysis of Cores and Sludges from Exploratory Wells

Mine. Well	Depth (M)	Silica			Feldspar		Clay						Zeolite		Others		
		α -Qz	Tri	α -Cr	Pl	K FeI	Mon	Chl	Ser	Kao	C-M	S-M	Mor	Lau	CaI	Alu	Py
No. 1	100			+	+	+						+	+				+
	153			+	+	+							+				+
	200	+		+	+	+			+	+							+
	300			+	+	+			+			+					+
	400	+		+	+	+			+			+					+
	500	+		+	+	+						+					+
	600	+		+	+	+						+					+
	647	+				+			+	+							
	695	+				+			+	+						+	
No. 2	100			+	+							+			+		
	200	+		+		+						+			+		+
	300	+			+	+		+	+						+		
	400	+			+	+		+	+						+		
	500	+			+	+		+	+								
	522	+			+	+		+	+								
	648	+						+	+			+					
No. 4	100		+		+	+	+								+		
	200	+			+	+											
	300	+	+		+	+			+								
	400	+			+	+		+	+								
	500	+			+	+		+	+								
	600	+			+	+		+	+								
	700	+			+	+		+	+								
	951	+				+			+								
No. 5	100	+	+	+	+	+											
	200			+	+	+	+										
	300	+		+	+	+											
	400	+			+	+			+								
	500	+			+			+	+								
	600	+			+	+		+	+								
	680	+			+	+		+	+								
	850	+			+			+	+								
	951	+			+			+	+								
	1012	+			+	+		+	+								

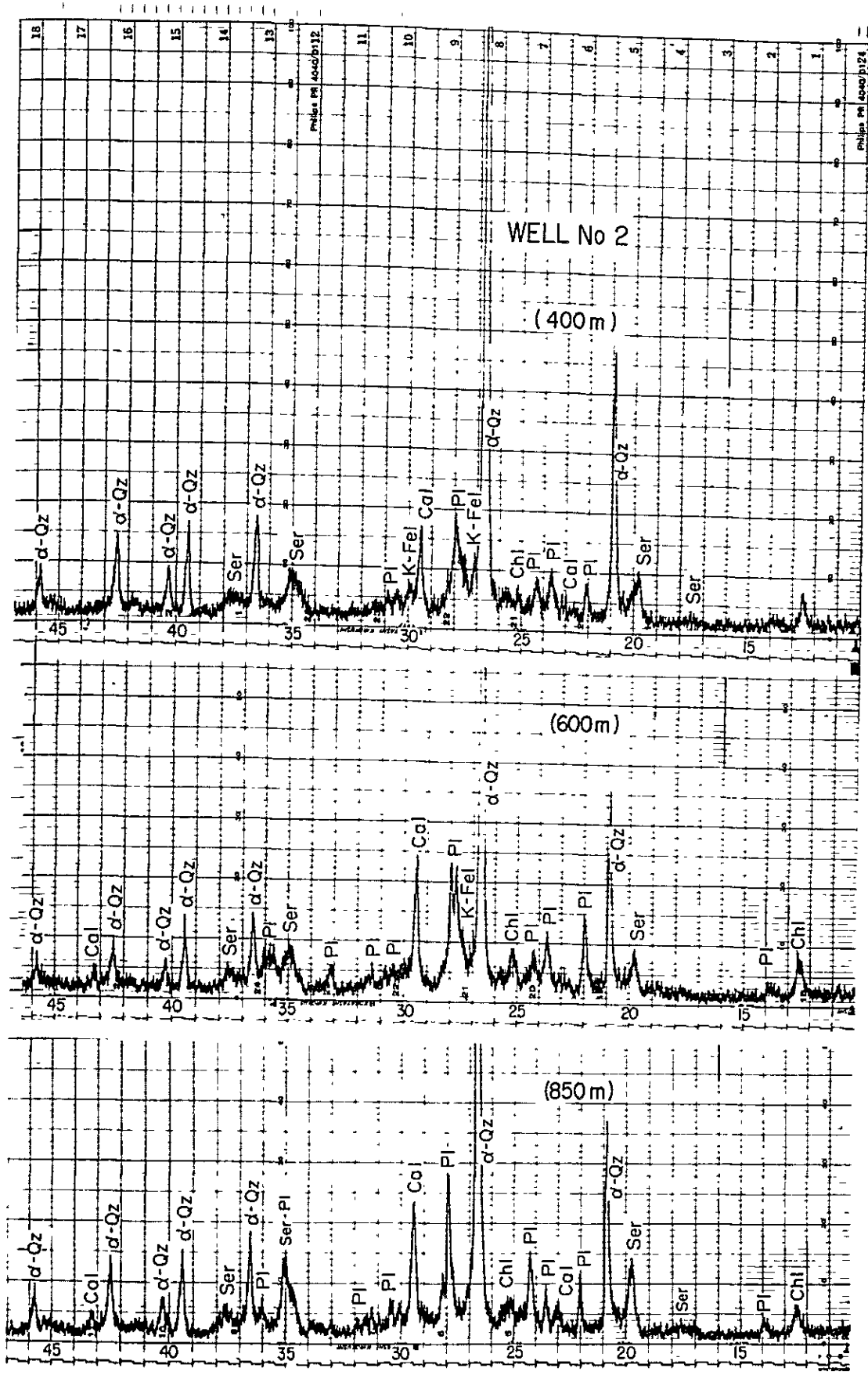


Fig. II-2-4 X-ray diffraction (Well No.2)

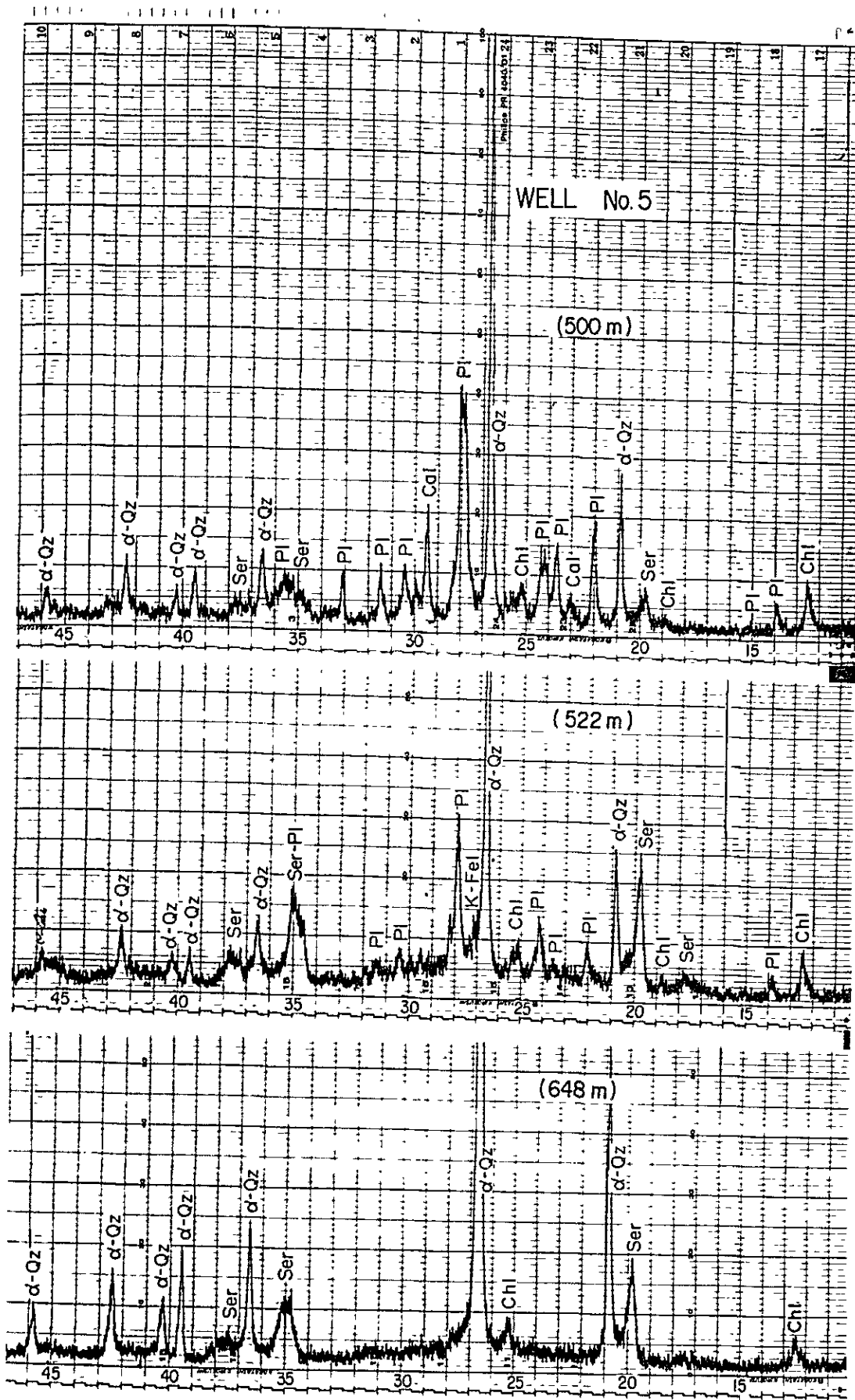


Fig. II-2-5 X-ray diffraction (Well No.5)

かった。これに対し、 α -クリストパル石はNo 1孔の600 m深度まで普遍的に認められるほか、No 5孔の浅部に強く現われている。リンケイ石は、No 4孔・No 5孔の浅部に弱く認められる。

粘土鉱物は、モンモリロナイトが浅所に、緑泥石、絹雲母はNo 1孔の浅部を除く全孔に普遍的に認められたが、モンモリロナイト-絹雲母混合層鉱物は調査井No 1に、カオリン鉱物も調査井No 1のみに検出された。

沸石鉱物は、モルデン沸石が調査井No 1の浅部に現われたにすぎず、より高温度を示唆する渦沸石、ワイラカイト、葉ろう石などは認められなかった。

2-5 温泉水の化学

ブチュルディサ地熱帯の温泉水や地熱井からの熱水についての研究は、Dr. Herman Cussicanqui やCORFOの研究者により詳細に行なわれ、多数の試料について化学成分の分析が行なわれている。今回の調査では、既存資料のチェックを行なうことにとどめ、代表的箇所からの試料採取につき主要成分の分析を行なった。先方の分析成分に追加して行なった化学成分は、As とIである。前節2-3で述べたごとく、莫大な量のシリカシッターと現在Geyserから湧出している水量を比較すると、当地域の活動は過去に於いてかなり活発な活動であったことが印象づけられる。Geyserの存在する位置は、標高4,200 mの高さにあるため、気圧は600 mbであり、水の沸点は855℃~86℃である。

熱水による変質作用は、Geyserを離れるに従って急激に弱くなる事は、当地域の地表が空疎率の低い透水性の悪いブチュルディサ安山岩に覆われているため、現在の地表でみられる温泉活動が断層帯を通して上昇し、地表近くでは広く拡散していないものと考えられる。Table II-2-3は既存分析資料と、今回採取された試料の分析結果を示す。この表から解る様に当地域の熱水は中性食塩泉である。一般に温泉が地下の地熱流体によって、又、地熱流体が火山発散物によって形成されたと考えると、最初に生成する地熱流体は、もし熱水であれば酸性の熱水ができるはずであり、中性の食塩泉は酸性の熱水と岩石との反応で生成すると考えられる。

しかし、中性の食塩泉の成因に関しては、現在では高温・高圧水蒸気中には多量の食塩が溶解しうるということに着目した成因説が有力である。ブチュルディサとトゥーハの熱水の化学成分の間には、殆んど差が認められない。これは、両地域の地熱現象が同一の熱源によって地下水が温められ、ほぼ、同質の岩石を通して上昇し、異った位置に地熱徴候をもたらしていると考えられる。また、5本の調査井より採取された熱水の分析結果は、 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ のわずかな富化が認められるほか、成分の含有量はほとんど同じである。地熱探査において、熱水やガスの化学成分量比から地質温度を推定する方法は一般的に行なわれている。地下深部の中性の熱

Table II - 2 - 3 Chemical Composition of Hot Water in Puchuldiza Geothermal Area

No.	Temp. (°C)	pH	TSM	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ka (mg/l)	Mg (mg/l)	As (mg/l)	Fe (mg/l)	B (mg/l)	I (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
2	82	7.78		1,380	167	85	2.54			92.6		2,308	114	261	260
Po 4*	86	7.01	4,905	1,540	205	59.5	3.80	14.41	0.08	66.9	1.04	2,297	219	298	416
15	86	7.49		1,520	207	35	0.96			99.0		2,462	126	195	320
34	86	7.49		1,650	223	20	0.30			108		2,704	130	200	363
58	86	8.06		1,575	208	43	1.10			102		2,543	133	261	347
76	86	6.66		1,483	164	25	0.70			98.0		2,439	114	154	272
88	65	6.38		1,487	142	56	1.46			97.0		2,416	115	116	250
96	50	6.26		1,030	97	47	17.4			70.0		1,720	82	213	205
98	86	7.17		1,600	124	82	1.16			115		2,704	94	89	277
To 5*	86	7.46	6,435	1,924	177	66.8	4.20	18.93	0.08	95.7	3.86	3,067	204	114	502
112	86	7.17		1,844	251	50	0.44			137		3,140	113	86	322
115	86	7.96		1,775	157	62	0.36			125		2,981	114	87	292
124	86	7.08		1,550	126	71	3.92			111		2,599	92	49	245
135	86	8.03		1,265	100	53	0.14			87		2,073	82	83	267
137	86	7.85		1,250	122	70	6.66			89		2,098	76	90	311
1		6.32		1,560	70	41	2.70			71		2,198	205	453	203
2		8.33		1,660	231	18	1.00			88		2,674	120	236	340
Pz 2*		8.21	5,440	1,754	232	14.6	2.90	14.65	0.07	95.4	4.54	2,718	219	220	584
4		7.65		1,290	143	25	1.62			60		1,800	237	378	163
Pz 4*		8.14	4,355	1,460	175	23.1	4.40	12.43	0.27	65.9	3.55	2,242	211	223	348
5		7.60		1,125	105	42	0.70			55		1,690	162	262	270

* Sampled by Japanese Survey Team

水は貯留層の中では、周辺の岩石中の石英と平衡にするとということが Ellis D. Fournier によって報告され、その含有量は温度に依存し、その温度の評価を±2℃の精度で示すといわれている。Fig. II-2-6に示す様に SiO₂ の溶解度は温度と共に上昇する。また、中性の熱水と共存する K-長石、Na-長石の間の高度での実験から、Na/K の値は温度依存性が認められることを手がかりに熱水温度を決めることが可能である。また、Cu²⁺ が存在する場合の補正も Fournier や Truesdell (1973, 1974) によって提唱されている。

以上の手法を用いて、プチュルディサ・トゥーハの Geysir からの温泉水及び調査井の熱水から深部の温度を推定した (Table II-2-4)。一方、温度の推定に用いた試料の採取位置と分析表は Fig. II-2-1, Table II-2-3 に示す。

Table II-2-4 Chemical Geothermometer

Location	SiO ₂	Na/K	Na.K.Ca
Puchuldiza	190	203	225
	214	220	231
Tuja	190	175	207
	227	177	211
Well No. 2	201	215	227
	238	219	249
Well No. 4	164	205	225
	202	206	234

Lower : Sampled by Japanese survey team

Unit : °C

2-6 同位体分析

地熱現象と熱水または高温蒸気の間には、密接な関係があるが水の起源、動き、混合に関して D/H および ¹⁸O / ¹⁶O 比はきわめて重要な役割を演じている。Table II-2-5 及び Fig. II-2-7 は、プチュルディサ地熱地帯の温泉、蒸気井、河川水および井戸水の中の D/H, ¹⁸O / ¹⁶O の測定結果を示している。

Table II-2-5 Deutrium Hydrogen and ¹⁸O / ¹⁶O Ratios

Sample No	Location	δ ¹⁸ O	δD
A	Well No 2 (flushing)	-10.5	-90.3
B	Well No 4 (flushing)	-11.6	-90.5
C	Well No 5 600m B G L	-12.0	-99.0
D	Hot water from Puchuldiza	-10.4	-89.5
E	Hot water from Tuja	-9.6	-91.7
F	Stream water from Condorn	-14.0	-102.3
G	Stream water from Tuja	-9.9	-81.0
H	Well water at Camp Site	-13.6	-88.9
I	Rain from Co Blanco (Stagnant water on the surface)	-4.6	-50.0

(1) 地表水の同位体比

試料番号の試料Fはコンドリリ山西斜面の河川水であり、試料HはCampの飲料水に使われている井戸水である。これらは、世界各地の雨水の同位体分布を示す $\delta D=8 \cdot \delta^{18}O+10$ の直線上によく一致している。一般にある地域の地表水の代表値の推定は難しいが、浅層地下水である試料Hは、当地域の代表的雨水といえる。試料Iは、調査地域の最高峰であるセロ・ブランコの頂上付近の岩石のくぼみにたまった雨水で、降雨の時期は不明であるが、この地域の降雨時期から考えてかなりの月日が経過していると考えられる。地表水は蒸発によって同位体比は徐々に重くなる。この時Fig. 11-2-7の δD vs $\delta^{18}O$ ダイアグラムの上では勾配5.0の直線を右に移動するが、試料GとIはまさに勾配5.4の直線で試料FとHに結ばれる。試料Iの起源は雨水であるが、低緯度・乾燥地の雨はしばしば落下中の蒸発により本来の地下水よりかなり重くなっており、又、長期間の蒸発で著しく重くなっていることを示している。

(2) 地熱水の同位体比

熱水の同位体比はFig. 11-2-7で解るように、地表水に近く、地表水と岩石の反応で変質したものと理解できる。試料A～Fの中で試料Cは調査井No 5の600m深部から、KLYEN製Sub-Surface Samplerによって採取されたもので、 δD の変化がみられず、オキシゲンシフトのみ見られることから、当地域の深部熱水を代表しているものと考えられる。熱水の同位体比は蒸発によって重くなるが、この場合100℃前後の蒸発では勾配2程度の線上を右上に移動する。試料A・B・D・Eの試料では、採取の際の蒸気の逸散により、熱水の代表と考えた試料Cより重くなっている。

以上の結果から地表水の同位体比は

$$\begin{aligned}\delta^{18}O &\approx -14 \text{ ‰} \\ \delta D &\approx -100 \text{ ‰}\end{aligned}$$

であり、地熱水は岩石と地表水の反応によって変質したもので、 $\delta^{18}O$ は試料Cで1.7‰重くなっている。 $\delta^{18}O$ が余り動いていないことは、水/岩石比が大きいか、地下温度が低いことを意味しているのではないかと考えられる。

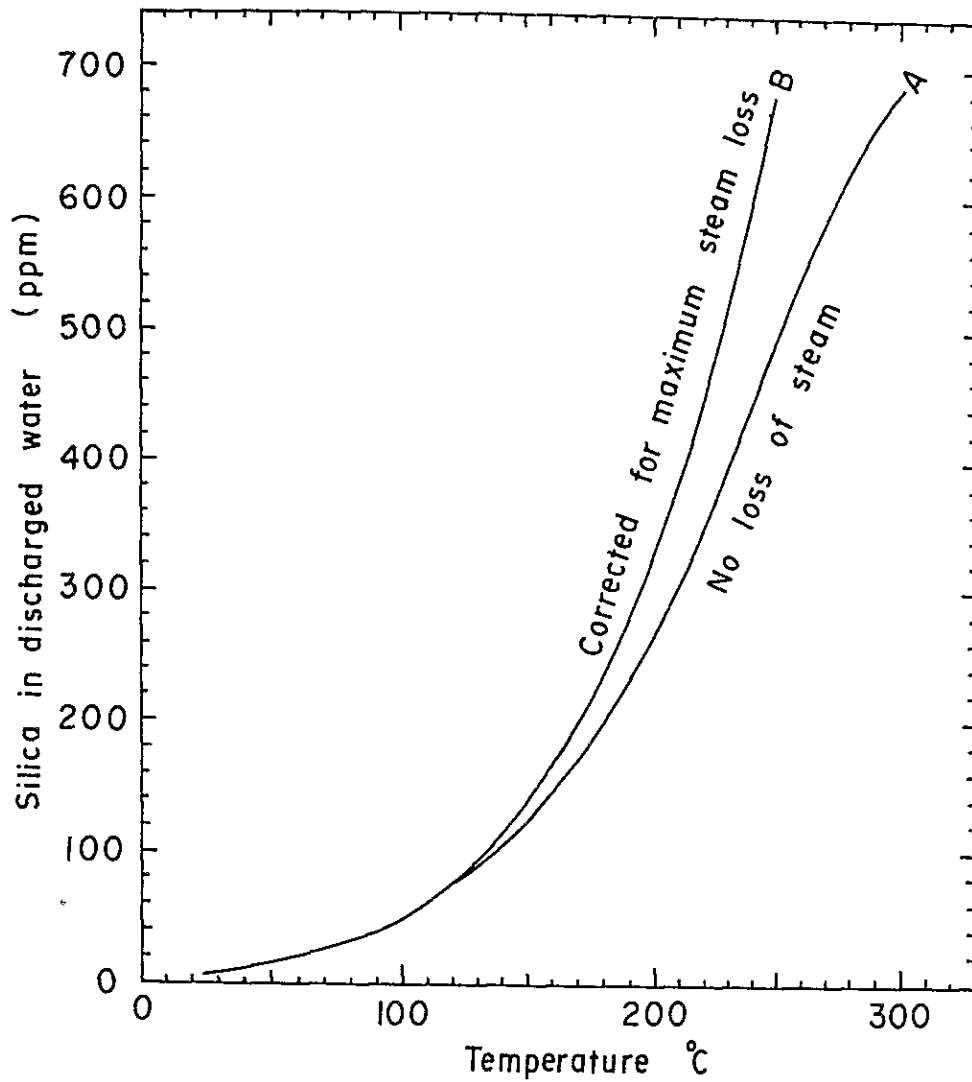


Fig. II-2-6

RELATIVE CURVE BETWEEN TEMPERATURE
AND SOLUBILITY OF SILICA

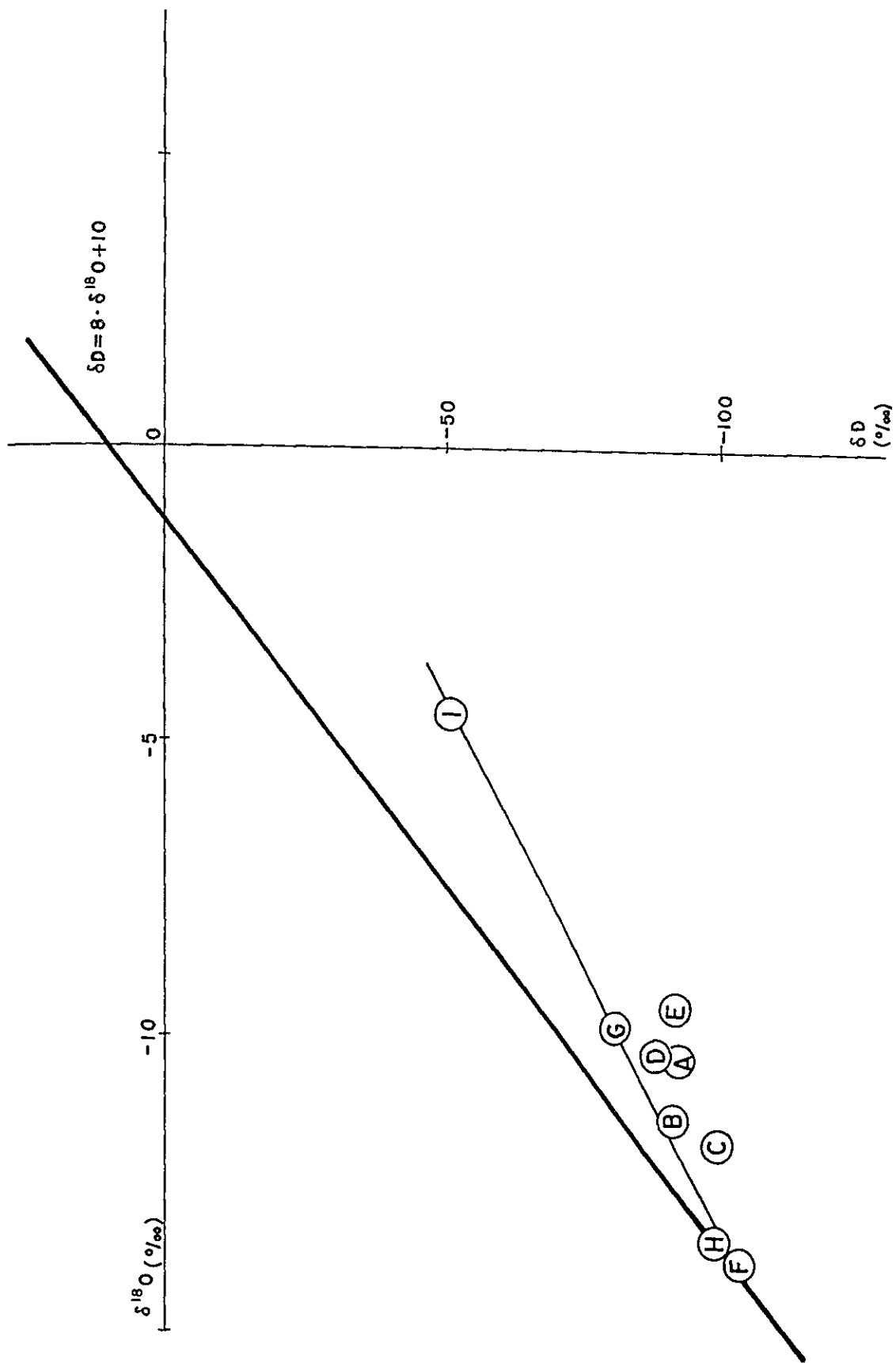


Fig. II-2-7 D/H AND $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ RATIOS

第 3 章

重 力 探 查

第3章 重力探査

3-1 調査目的

重力探査は地質構造の解明を目的に実施するもので、適切な密度分布の存在下において基盤構造、断層構造、地溝帯、隆起帯、貫入岩類の潜在などを解析することが可能である。さらに、重力探査は地質調査や他の物理探査によって推定された地質構造を確認する目的にも有効である。これは、重力観測が他の物理量の測定にくらべて極めて高精度なためであり、等重力線図は正確に地質構造を反映している。

また、重力探査は広域的な地熱調査にとっても有効な探査方法として活用されている。日本は世界でも有数の温泉国で、数多くの温泉がほとんど全国的に分布しているが、多くの温泉が規模の大きな低重力異常の縁辺部に位置している。これは従来から経験的に指摘されていた事実であるが、近年地熱調査を目的とする広域重力探査が多くの地域で実施されるにしたがって、さらにその対応が明らかにされつつある。地熱地帯に関する重力探査については、現在日本において運転中の大沼、松川、葛根田、鬼首、大岳及び八丁原の地熱発電所のうち松川を除く5箇所が、なんらかの形で規模の大きな低重力異常に関係している。こうした規模の大きな低重力異常は、地溝帯や陥没構造を示唆するもので、地熱構造の解明に極めて有効な情報である。

他方、熱変質を受けて密度の増大した岩石を高重力異常として検出する例があり、アメリカのインペリアルバレー及びニュージーランドのブロードランド地熱地帯で、この方法の有効性が報告されている。これらの報告によると、いずれの地域についても重力残差図が高く評価され、正異常と地熱徴候の直接的な対応が認められるとしている。また、日本においても栗駒、白根、霧島などの地熱地帯で、地熱徴候が局所的な高重力異常の縁辺部に存在する例が指摘されている。こうした報告は、重力探査が地質構造の解明にとどまらず、地熱の直接的な探査に有効なことを示唆するもので注目に値する成果である。

さらに、ニュージーランドのワイラケイ地熱地帯では、重力の経年変化観測から地下における地熱流体の挙動を解明したと報告されている。これも地熱地帯を対象にした重力探査の効用のひとつで、日本においては滝ノ上地熱地帯に着目して、重力の経年変化観測を実施中である。

本調査における重力探査は、調査面積や調査期間の関係から、こうした目的のすべてを満足することはできないが、重力異常の規模および分布形態によって、地質構造の解明はもとより、地熱構造の推定が可能である。

3-2 調査方法

3-2-1 重力概論

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

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

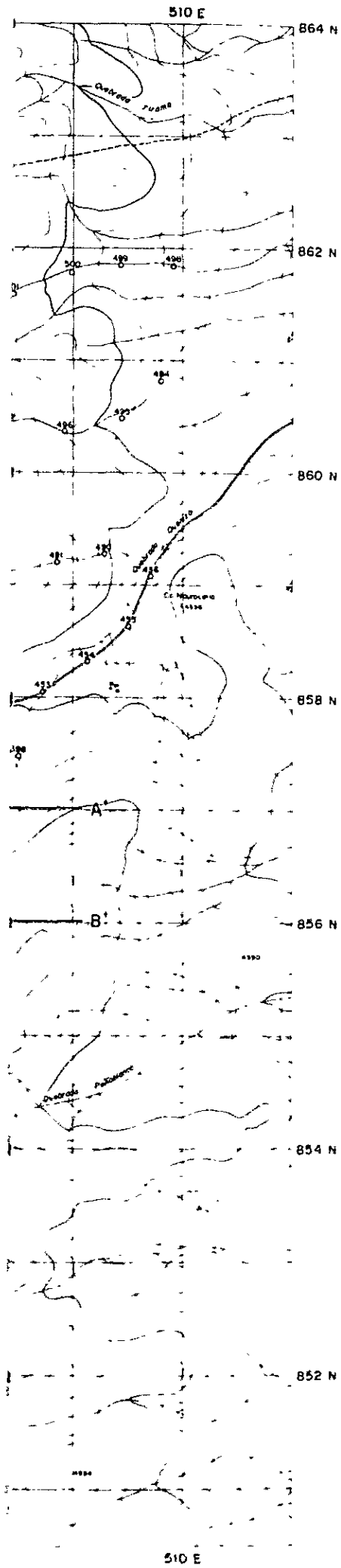
これまで地球を完全な球と仮定していたが、実際には赤道半径6,378,140 m、偏平率 $1/298.257$ の偏平な回転楕円体である。したがって、地表から中心までの距離は、赤道が最も大きく南北両極が最も小さい。引力は距離の二乗に反比例するから、緯度によって変化することになる。これは遠心力と同様の方向に作用するから、いずれにしても重力は南北両極で最大、赤道で最小となる。ここで地表というのは理論上、重力の等ポテンシャル面を意味するもので、これをジオイドと称する。ジオイド面は地球の全表面を水でおおったときの水面がとる形に近似され、地球楕円体に近い形をしている。最近の人工衛星測地学によると、ジオイドは西洋梨型をしているといわれている。

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

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

3-2-2 測点計画

測点配置はFig. II-3-1の測点位置図に示すとおりで、国際協力事業団と本調査団が協議



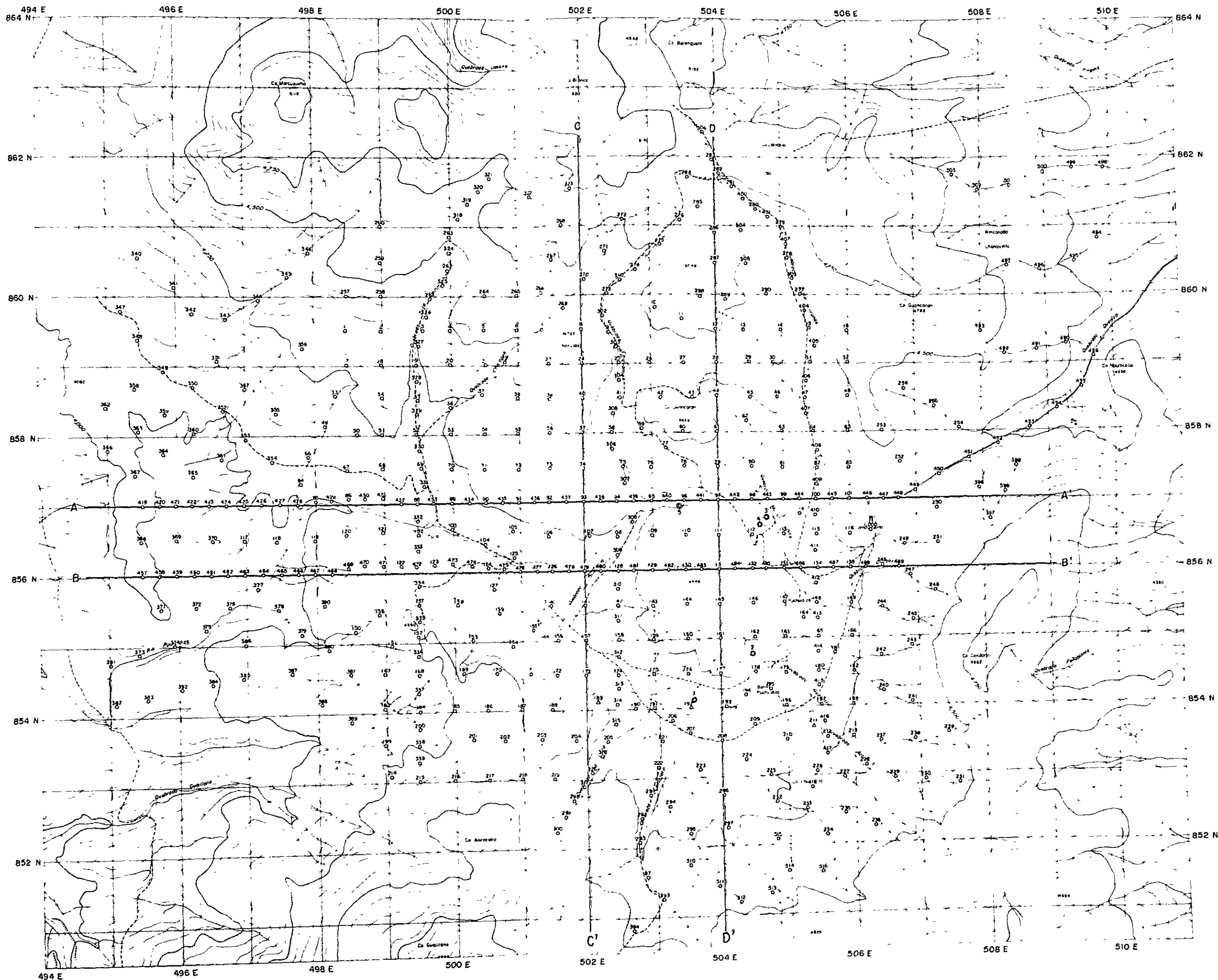
Geothermal Power Development Project
 in Puchuldiza
 the Republic of Chile

LOCATION OF GRAVITY
 OBSERVATION POINTS

1 : 50,000

0 1,000 2,000 3,000^m

Nov ~ Dec, 1978 Fig. II-3-1



Geothermal Power Development Project
 in Puchuldiza
 the Republic of Chile

**LOCATION OF GRAVITY
 OBSERVATION POINTS**

1 : 50,000

0 1,000 2,000 3,000 m

Nov ~ Dec, 1978 **Fig. II-3-1**

立案した計画にしたがっている。計画測点数は500点であったが、最終的には517点を実測することができた。このうち260点について水準測量を実施し、残りの257点は精密高度計を使用して測点高度を求めている。測点Noは欠番なしの1から516で、その他に重力基準点Bg 1,000が含まれている。

調査面積は約140km²で、測点間隔は500mを標準にしているが、E-W系2本とN-S系3本の測線については断面解析のため、測点間隔を250mに短縮している。選点の方法はトランシット、ポケットコンパスによる測量と、クリノメータを使用した簡易測量を併用して精度の向上を計っている。地形は比較的急峻であったが、樹木が全く認められないため、全測点にわたって略々平均的な測点分布を得ることができた。

3-2-3 重力計

重力計観測には、2台のラコスト (La Coste) G型重力計を使用した。それぞれの仕様性能は次のとおりである。

名 称 型 式	La Coste G 型 重 力 計	
No	G-204	G-236
観 測 範 囲 (mgal)	00~7261530	0.0~7440.760
恒 温 槽 温 度 (℃)	52.5	47.5
リーディングライン	3.10	2.60
製 作 年 月	1969年2月	1970年7月
本 体 寸 法 (cm)	14×15×20	
本 体 重 量 (kg)	8.6	
製 作 所	La Coste & Romberg 社(U.S.A)	

ラコスト重力計の特徴は、観測範囲が極めて広いことで、リセットなしで地球上全地域の重力観測が可能である。ラコスト重力計の重力観測値は、日本のような中緯度地域では測点高度のいかんにかかわらず、略々3,000mgal~4,000mgalの範囲にあるが、本地域の様に低緯度で且つ高度が4,000mを越えると900mgal~1,200mgal程度に低下する。ラコスト重力計は、こうした広範囲の重力観測値をリセットなしで観測できるため、後述するように日本=チリ=現地=日本のような往復観測が可能であった。

また、ドリフト率が小さいこともラコスト重力計の特徴で、通常1日当り0.1mgal以下、1箇月当り0.5mgal以下と言われている。したがって、閉塞観測が通常1日1回で充分なため、高精度の重力観測を能率的に実施することができる。ラコスト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別個に用意されている。使用する定数の範囲は、調査地域の測点高度および緯度によって異なるが、本調査では次の重力計定数を使用している。

Milligal Values for La Coste & Romberg, Inc.

Model G Gravity Meter G 204 & G-236

No.	Counter Reading	Value in Milligals	Factor for Interval
G-204	800	827.55	1.03485
	900	931.03	1.03500
	1,000	1,034.53	1.03512
G-236	1,000	1,063.28	1.06304
	1,100	1,169.58	1.06305

3-2-4 重力値の基準

本地域付近には、重力値の基準となる既知重力点が確認できなかったため、当初は重力値の基準を任意に決定する予定であった。しかし、本地域は標高4,000mを越えるアンデス高地に位置することから、後述するアイソスタシー的な負のブーゲー異常値が発達すると予想された

こうした負のブーゲー異常値を確かめるためには、国際的な重力網に閉塞した重力値を基準にする必要があるため、本調査では日本国内に所在する既知重力点と閉塞することによって、本調査に使用する重力値を決定している。

Table II-3-1が閉塞観測の結果で、プチュルディサ宿舎に設定した重力基準点Bg 1,000の重力値を算出したものである。本調査ではこの重力値 $g=977.414185 \text{ gal}$ を基準にして、すべての重力計算を実施している。

なお、Table II-3-1の測点のうち、BM7470は北海道上川郡当麻町地内に所在する一等水準点のベンチマーク番号で、JGSN71は東京都目黒区の国土地理院内に位置する重力基準点の番号である。閉塞時間は113日間にも及ぶが、ドリフトは1.211mgalにすぎない。

したがって、単純なドリフト率はわずか0.0004mgal/hrである。また、BM4470とBg 1,000の間には約3,000mgalに及ぶ重力値の差異が認められるが、こうした大きな重力差をリセットなしで観測できることおよび前述したドリフトが小さいことがラコスト重力計の特徴である。

[註] Table II-3-1の算出過程は次のとおりである。

- a. 各測点の重力観測結果、A, B, Cから通常の重力計算によって補正済み重力観測値

Table II-3-1 Calculation of Gravity Standard Value

	BM 7470	Bg 1000	JGSN 71
LATITUDE (DEG.MIN.)	N 43°53'20"	S 19°23'12"	N 53°38'60"
LONGITUDE (DEG.MIN.)	E 142°32'00"	W 68°56'39"	E 139°41'30"
Y.M.D.	1978.10.04	1978.11.28	1979.02.05
TIME (HOUR,MIN.)	15.03	20.36	14.21
READ	A 4010.255	B 1006.414	C 3286.595
INSTRUMENT H. (CM)	20	27	21
X.FACTOR (MGAL)	4156.448	1041.169	3404.713
EARTH TIDE CORRECTION	-0.040	0.012	-0.027
INSTRUMENTAL CORRECTION (MGAL)	0.062	0.083	0.065
CORRECTION (MGAL)	D 4156.470	E 1041.265	F 3404.751
DRIFT CORREC. (MGAL)	0	M -0.540	L -1.211
CORRECTION VALUE (MGAL)	J 4156.470	N 1040.725	K 3403.540
GRAVITY DIFFERENT (MGAL)	0	O -3115.745	I -752.930
GRAVITY VALUE (GAL)	G 980.529930	P 977.414185	H 979.777000

D, E, Fを求める。

b. G, Hは国土地理院が発表している既知重力値である。

c. $G - H = I$ でBM7470とJGSN71の重力値の差Iを求める。

d. BM7470のドリフトを0とすれば $D = J$ である。

e. $I + J = K$, $F - K = L$ からJGSN71のドリフトLを算出する。Bg1,000のドリフトMはLから時間比例で配分して算出する。

f. $E + M = N$, $N - J = O$, $G + O = P$ からBg1,000の重力値Pを求める。

g. ここで $K - J = I$, $G + I = H$ である。

3-2-5 水準測量

水準測量は、全測点517点のうち260点について実施したもので、測器舎製B-2型自動レベルによる直接水準測量である。測量の基準には次に示す2箇所の三角点を採用している。

	Lupe	Tahipi collo
緯度	S19° 24' 36" 90	S19° 24' 24" 66
経度	W68° 56' 54" 13	W68° 58' 44" 83
高度	4305.28m	4263.08m

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

なお、水準測量は日本人技師1名とチリ人技師1名によって実施しているが、大半はチリ人技師によるものである。

3-2-6 精密高度計による測量

水準測量を実施した測点を除く257点については、American Paulin社製の精密気圧高度計を使用して測点高度の測量を実施した。使用した高度計はField Altimeter Model MM-1と称する移動用2台とBase Barographと称する定点用記録計1台である。

これらの高度計は、いずれも最小目盛1m読みで0mから500mの測定範囲を有している。調査に際しては、定点用記録計を水準測量によって測点高度が決定している重力基準点Bg1,000に設定して、連続測定を実施した。

なお、測定値に対しては次に示す温度、気圧および閉塞差の各補正をほどこしている。

a. 温度補正

温度補正は高度計の読取値に対するもので、下記の式から算出される。

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

δH_T : 2点間における温度補正值

4H：2点間の高度読取値の差

F：2点間の平均気温（°F）

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

b. 気圧補正

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

C. 閉塞差補正

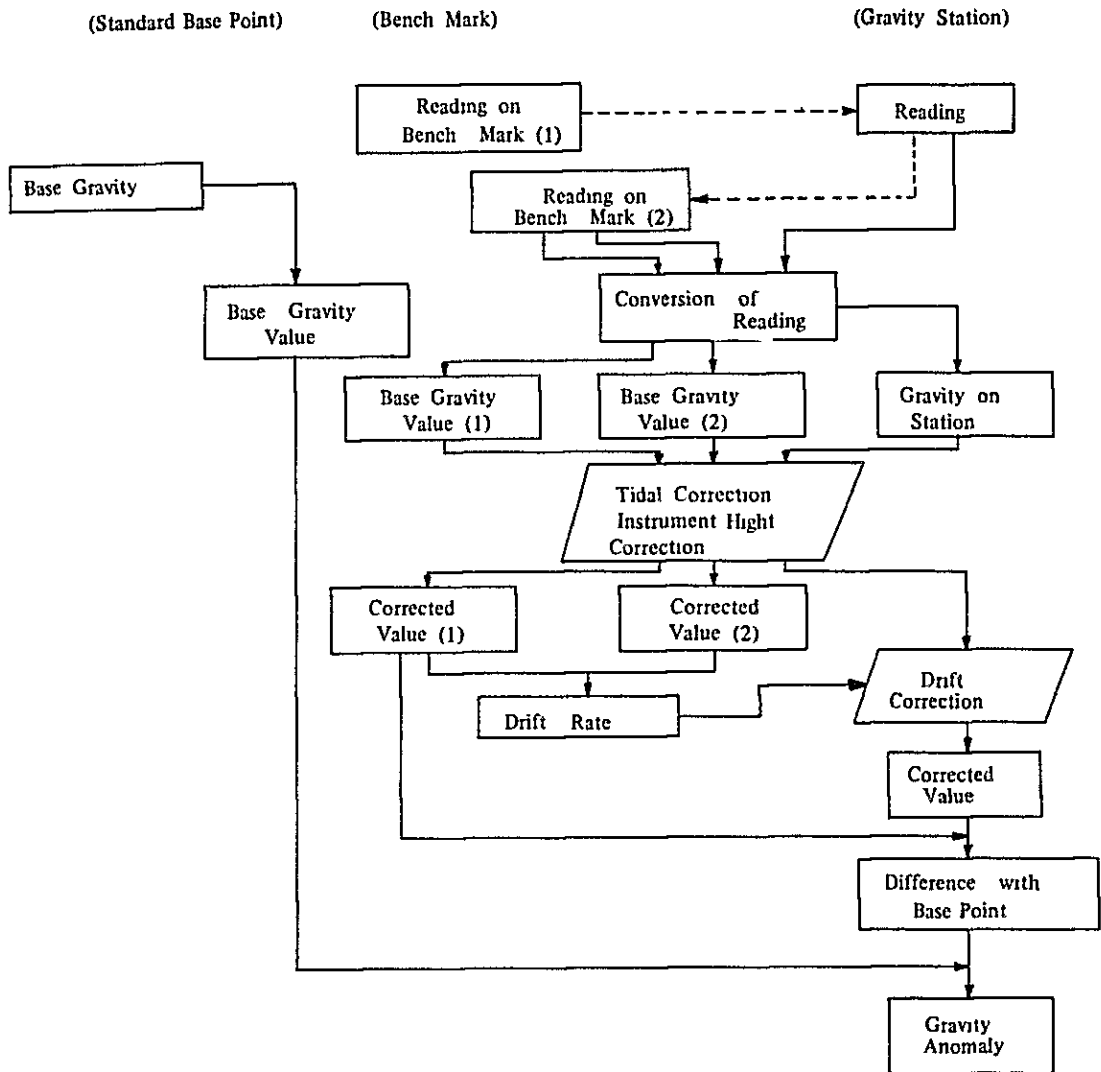
高度計による高度測定は、水準測量と同様に高度既知点から出発し高度既知点に閉塞させるが、一般には閉塞した既知点の高度測定値と既知高度が一致しない。これを補償するのが閉塞差補正で、閉塞した高度既知点の高度計読取値に温度補正及び気圧補正をほどこした補正済み高度と既知高度の差を、出発点からの時間に比例して各測点に配分している。

3-3 重力補正

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

3-3-1 重力観測値の処理

重力計による観測値から重力値を算出するまでの過程は次に示すとおりである。



a. 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。La Coste 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及びkは重力計固有の数値で、本調査の観測範囲におけるK及びkを重力計の項に記載している。

b. 潮汐補正

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

$$V_{et} = -\Sigma 1.2 u$$

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

V_{et} : 潮汐補正值

u: 天体の潮汐力

G: 万有引力定数

M: 天体（月、太陽など）の質量

a: 地球の中心からの距離

r: 天体と地球との距離

δ : 天体の赤緯（赤道から南北に測った角度）

φ : 観測点の緯度

θ : 天体の時角（天体の子午面と測点の子午面との角度）

[註] 定数 1.2 は地球が完全な剛体でないため、天体の起潮力によって地殻が変形し、それによって重力が小さくなるための定数である。

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

Fig. II-3-11 は、1978年12月11日午前9時30分から12月12日午前6時00分までの20時間30分におよぶ重力の定点観測結果で、2つのピークとボトムを観測している。重力観測値と潮汐補正值の周期は極めて良く一致し、ピークで+0.165mgal、ボトムで-0.077mgalの変化が認められるにもかかわらず、その誤差は0.008mgal及び0.006mgalにすぎない。アンデス山脈中央部の4,000mを越える高地で、このように重力観測値と潮汐補正值が良い対応を示すことは興味深い事実である。なお、Fig. II-3-11では見易さのために符号を変えて同相成分にしているが、

実際には「重力観測値－潮汐補正值＝0」となる。

c. 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

$$Vh_1 = 0.3086 \cdot h_1 \times 10^{-2}$$

Vh_1 : 器械高補正值

h_1 : 水準測量した測点から重力計上面までの高さ (cm)

d. ドリフト補正

ドリフトは重力計に固有する誤差でほぼ時間に比例して変化する。この誤差を補償するためにおこなうものがドリフト補正で、ドリフトの変化率は重力計の固有特性、気温および気圧の変化、取扱方法などによって異なり、必ずしも一定でない。本調査では常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、本調査のドリフト及びドリフト率は重力計の項に前述したように、いずれも仕様を充分満足している。

e. 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。

$$V_c = V_{rk} + Vh_1 + Vd$$

V_c : 補正済重力観測値

V_{rk} : 重力観測値

Vd : 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

$$D_g = V_c - V_g$$

$$g = B_g + D_g$$

であらわされ、 V_c が測点における観測値で、 V_g がその閉器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 B_g の算出過程は、重力値の基準の項に前記した。

3-3-2 重力値の補正

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

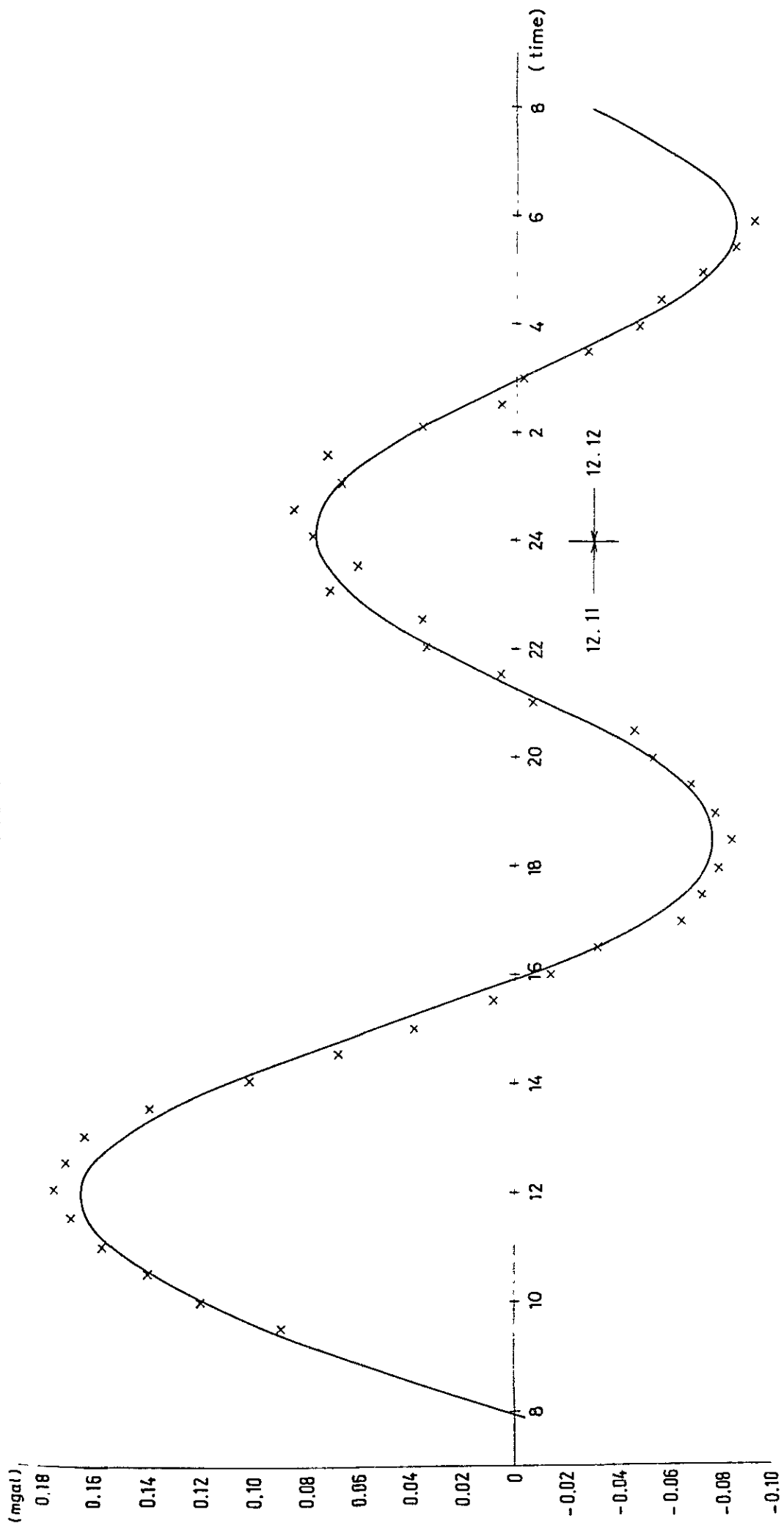
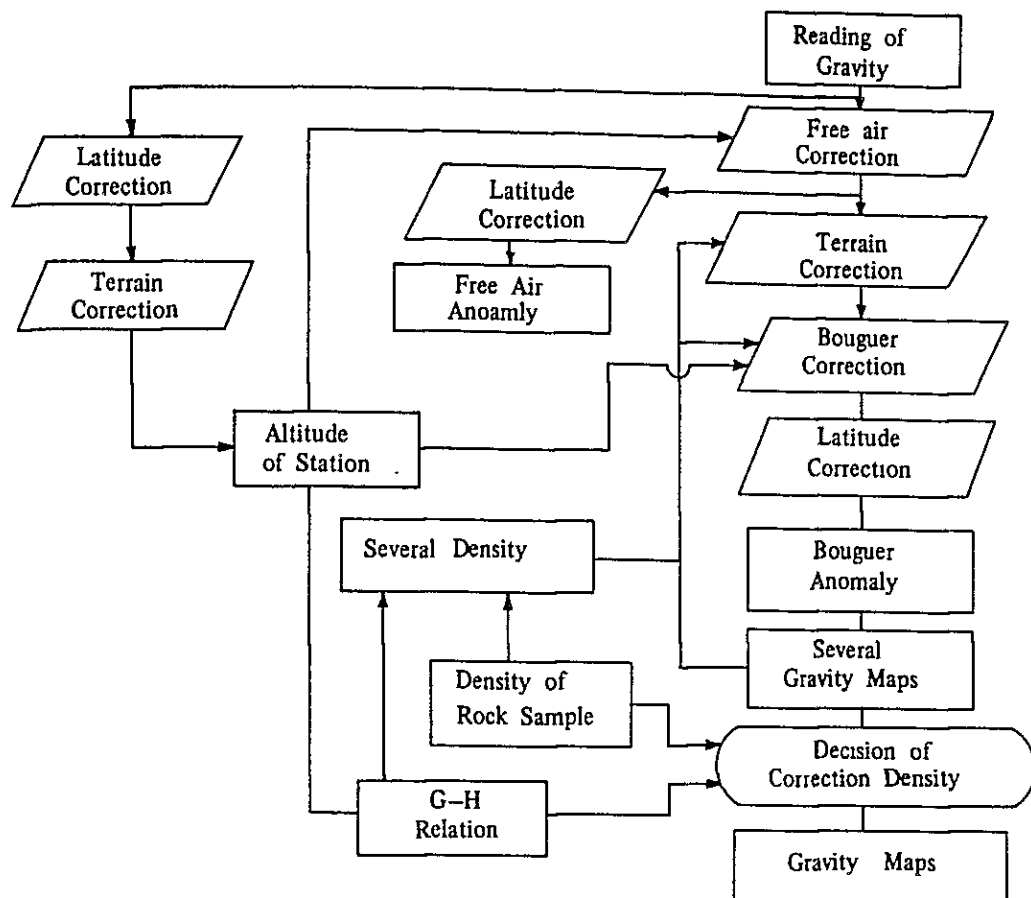


Fig. II-3-11 DIURNAL VARIATION AT GRAVITY STATION



a . フリー・エア補正

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

$$\delta g_{go} = 0.3086 \cdot H_m$$

δg_{go} : フリー・エア補正值

H_m : 測点高度 (m)

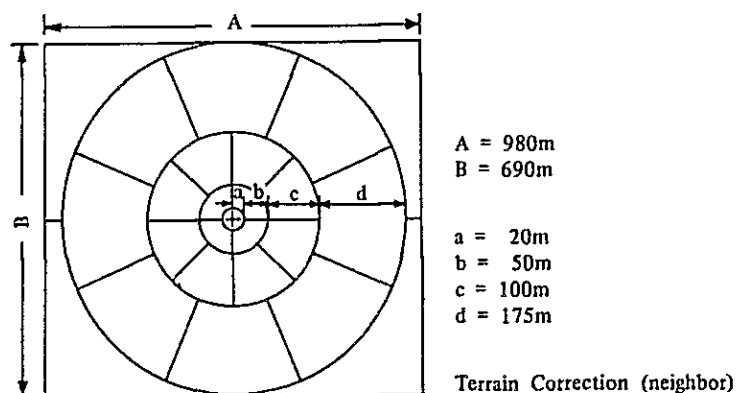
b . 地形補正

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、及び周辺の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、格子間隔等は次の表のとおりである。

補正の種類	補正の種類 (km)	格子間隔		備考 (対象地形図等)
		X (m)	Y (m)	
遠方	105.00×74.00	5,250 (3')	3,700 (2')	1/50,000
中間	21.00×14.80	1,313 (0.75')	925 (0.50')	1/50,000
近傍	5.25×3.70	328.1 (0.1875')	231.3 (0.125')	1/25,000
極近傍	0.98×0.69			1/25,000～ 1/10,000
周辺	0.04×0.04			地形断面スケッチより計算

ここで、補正の範囲を示す数値は測点を中心とする方形を意味するもので、互いに重複していない。したがって、周辺を除く他の地形補正の範囲は、下位の補正範囲を取り去ったガブチ形である。ここで遠方、中間及び近傍地形補正はいずれも直交座標系による地形高度をデータにしているが、極近傍補正については補正の精度を高めるため次に示す円板を使用している。



この円板方式は近傍地形補正の9区画分に当る範囲を、周辺地形補正に相当する半径20mの中心部を除いて24区画に区分したもので、各区画について読取った平均地形高度から補正值を算出している。また、周辺地形補正值は最大地形断面のスケッチから、あらかじめ計算している周辺地形補正值表によって求めたものである。

地形補正值 $\delta g_o'$ の計算は次の基本式にもとづいている。

$$\delta g_o' = G \cdot S_x \cdot S_y \cdot \rho \Sigma \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right)$$

$\delta g_o'$: 地形補正值

G : 万有引力定数

S_x : 格子間隔 X

S_y : 格子間隔 Y

ρ : 補正密度

R : 測点から格子までの距離

H : 測点高度と格子平均高度との差

c . ブーゲー補正

ブーゲー補正は高度補正の一つで、測点の重力値を平均海面上の重力値に換算するときに測点と平均海面の岩石の影響を取り除く補正である。ブーゲー補正は次の式であらわされる。

$$\delta g_{\rho} = -0.0419 \cdot \rho \cdot H_m$$

δg_{ρ} : ブーゲー補正 ρ : 補正密度 H_m : 測点高度

d . 緯度補正

地球上の重力値は自転およびその形状の影響で赤道で小さく両極にむかって大きくなる。この緯度による重力値の変化を補正するのが緯度補正で、本調査では測地学的な重力観測の場合と同様に標準重力値による緯度補正を実施した。これまでの重力調査では、標準重力値の算出に IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) が 1930 年に採用を決議した次の国際重力式を用いていた。

$$\gamma_0 = 978.049 \cdot (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi)$$

γ_0 : 標準重力値 (gal)

φ : 測点の緯度

しかし、1967年に IUGG が国際重力式を廃止して、新たに正規重力式を採用するように勧告しているので、ここではそれにしたがって標準重力値 γ の算出に次に示す正規重力式を用いている。

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

a : 6,378,140 m

b : 6,356,180 m

γ_E : 978.032 gal

γ_P : 983.218 gal

なお、これまで正規重力式が用いられなかった理由は、重力探査に隣接地域のコンパイルが含まれることが多かったためで、本調査のように独立した地域を対象にした場合には、その採用が容易である。

国際重力式 γ_{1930} と正規重力式 γ_{1967} との差は、mgal 単位で次のとおりである。

$$\gamma_{1967} - \gamma_{1930} = -17.2 + 13.6 \sin^2 \varphi$$

e. ブーゲー異常値

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, 緯度補正を施した結果がブーゲー異常値で, 次式であらわされる。

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

$\Delta g_o''$: ブーゲー異常値

ブーゲー異常値は, 地形補正及びブーゲー補正の補正密度 ρ によって値が異なるが, 本調査では, 地形補正とブーゲー補正の密度を同一にして 1.80, 2.00, 2.10, 2.20, 2.30 及び 2.40 の 6 種類について算出した。

3-4 解析方法

本調査では解析方法として, 移動平均法による余剰重力正規構造検出, 傾向面解析及びその残差図などの定性解析と二次元断面解析による定量解析を実施した。

3-4-1 密度仮定

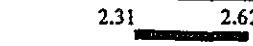
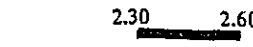

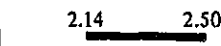
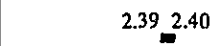
重力探査にとって密度仮定はほとんど唯一の推定事項である。しかし, 実際に地下構造を密度構造として表現することは極めて難かしく, いくつかの資料から仮定することになる。なお, これまでは密度仮定を高度及び地形補正に必要な密度に関するものとしていたが, 解析精度の向上にしたがって, 密度モデルの仮定が重要視されてきた。

a. 岩石資料の密度測定

本調査では地表の岩石 47 個を採取して, 乾燥及び湿潤密度を測定した。測定方法及び測定結果の詳細は, 第 6 章の総合討論に記載している。Table II-3-2 は, 岩石密度の平均及び密度分布であり, 平均密度に大きな有意差が認められないこと, 及び白亜紀の岩石を除くと密度分布に大きなバラツキがみられることが判明した。

全平均密度は 2.41 を示しているが, 上位から第四紀及び第三紀の火山岩類が 2.48, 第三紀の堆積岩類が 2.32, 白亜紀の堆積岩類が 2.40 の平均密度を示し, 中間層の密度が低い 3 層構造を呈している。しかし, 白亜紀の堆積岩類を高密度重力基盤に仮定すると, その上位層に対する平均密度の差は $\Delta\rho=0.08$ にすぎず, 密度モデル仮定の難しさを示唆している。

Table II-3-2 Average Density of Rock Samples

Period	Rock Name	Average		Density				
				2,0	2,2	2,4	2,6	2,8
Quaternary	Andesite	2.49	2.48	2.31  2.62				
	Andesite	2.46		2.30  2.60				
Tertiary	Basaltic An.	2.46	2.41	2.00  2.40				
	Dacitic Tuff			2.32	2.14  2.50			
	Rhyolitic Tuff	2.34						
	Dacitic Welded Tf.							
	Cretaceous	Rhyolitic Tuff	2.40	2.39  2.40				
Dacitic Welded Tf.								

b. G-H 関係

重力値は測点高度が増すにしたがって減少するが、その減少率は、フリー・エア及びブーゲー補正の和 $0.3086 - 0.0419 \cdot \rho$ に等しくならなければならない。したがって、測点高度を横軸にとり、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が調査地域の平均的な岩石密度 ρ を表現することになる。

こうした測点高度と重力値の関係を表現するものが、Fig. II-3-10 の G-H 関係図で、最小二乗法から求めた各点のつくる直線の勾配は 2.39 である。

c. 補正密度の決定

補正密度は、岩石試料の平均密度が 2.41 であること、及び G-H 関係図による密度が 2.39 を示すことから、 $\rho = 2.40$ と決定している。また、補正密度 $\rho = 2.30$ と $\rho = 2.40$ の等重力線素図を作成して比較検討した結果、 $\rho = 2.40$ の等重力線素図の方が地質図に対する相関性がすくれていることが判ったため、解析には $\rho = 2.40$ の等重力線図を用いた。

3-4-2 余剰重力

等重力線図から、特定波長（規模）の重力異常を選択的に検出する目的から、移動平均法に

よる余剰重力図を作成した。本調査では次に示す瀬谷（1959）の式にしたがって、正規構造の余剰重力値を算出している。

$$\Delta g(x_i, y_j) = \frac{1}{2(2\alpha+1)} \left\{ \sum_{k=i-\alpha}^{i+\alpha} g(x_k, y_j) + \sum_{l=j-\alpha}^{j+\alpha} g(x_i, y_l) \right\} \\ - \frac{1}{2(2\beta+1)} \left\{ \sum_{k=i-\beta}^{i+\beta} g(x_k, y_j) + \sum_{l=j-\beta}^{j+\beta} g(x_i, y_l) \right\}$$

ここで正規構造の場合、 $\alpha = 1$ 、 $\beta = 3$ で常に $\alpha < \beta$ である。なお、重力値読取り格子点間隔を $S = 500\text{m}$ としているので、正規構造検出における理論上の卓越波長は約 3km となり、この程度の規模の重力異常を最も明瞭に表現する特性を有している。

3-4-3 傾向面解析と残差

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、調査地域及びその周辺を含めた深部構造に起因する重力異常を表現すると考えられる。本地域の等重力線図には、概括的に西から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認められるところから、一次、二次、及び三次の傾向面解析を実施した。計算式は次に示すもので、高次に進むにしたがって、短波長の重力異常を表現する特性を有している。

一次傾向面

$$g_1(x, y) = -279.14 - 0.315x + 0.142y$$

二次傾向面

$$g_2(x, y) = -276.54 - 0.0502x - 0.455y - 0.00565x^2 \\ + 0.00410x \cdot y + 0.0104y^2$$

三次傾向面

$$g_3(x, y) = -281.94 + 0.196x + 0.0900y - 0.000311x^2 \\ - 0.0263x \cdot y - 0.00321y^2 - 0.000166x^3 \\ + 0.000476x^2 \cdot y + 0.0000224x \cdot y^2 + 0.000215y^3$$

ただし、 (x, y) の座標は平面直交座標系の $X = 495\text{E}$ 、 $Y = 862\text{N}$ を原点 $(1, 1)$ として、東向きを x 方向、南向きを y 方向としている。なお、重力値読取り格子点間隔は 250m である。重力残差は、等重力線図から傾向面を差引いたもので、本調査では次の式にしたがって一次、二次、及び三次の重力残差図を作成した。

$$\text{一次残差値} = G(x, y) - g_1(x, y)$$

$$\text{二次残差値} = G(x, y) - g_2(x, y)$$

$$\text{三次残差値} = G(x, y) - g_3(x, y)$$

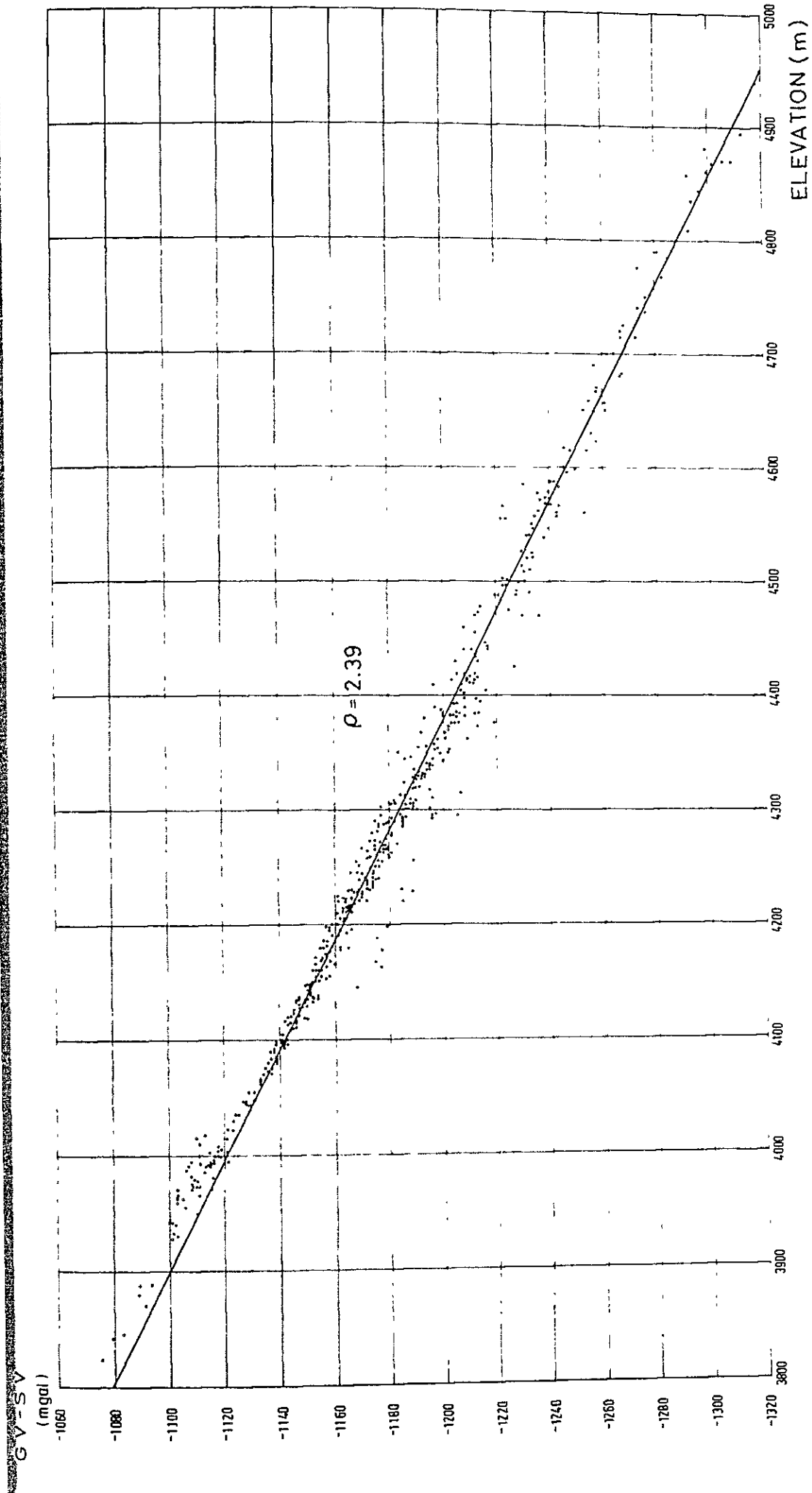


Fig. II - 3-10 RELATION BETWEEN GRAVITY AND ELEVATION

