

10247-1

REPUBLICA DE CHILE

INFORME SOBRE

EL PROYECTO DE DESARROLLO DE ENERGIA GEOTERMICA EN

EL AREA DE PUCHULDIZA

SEPTIEMBRE 1979

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

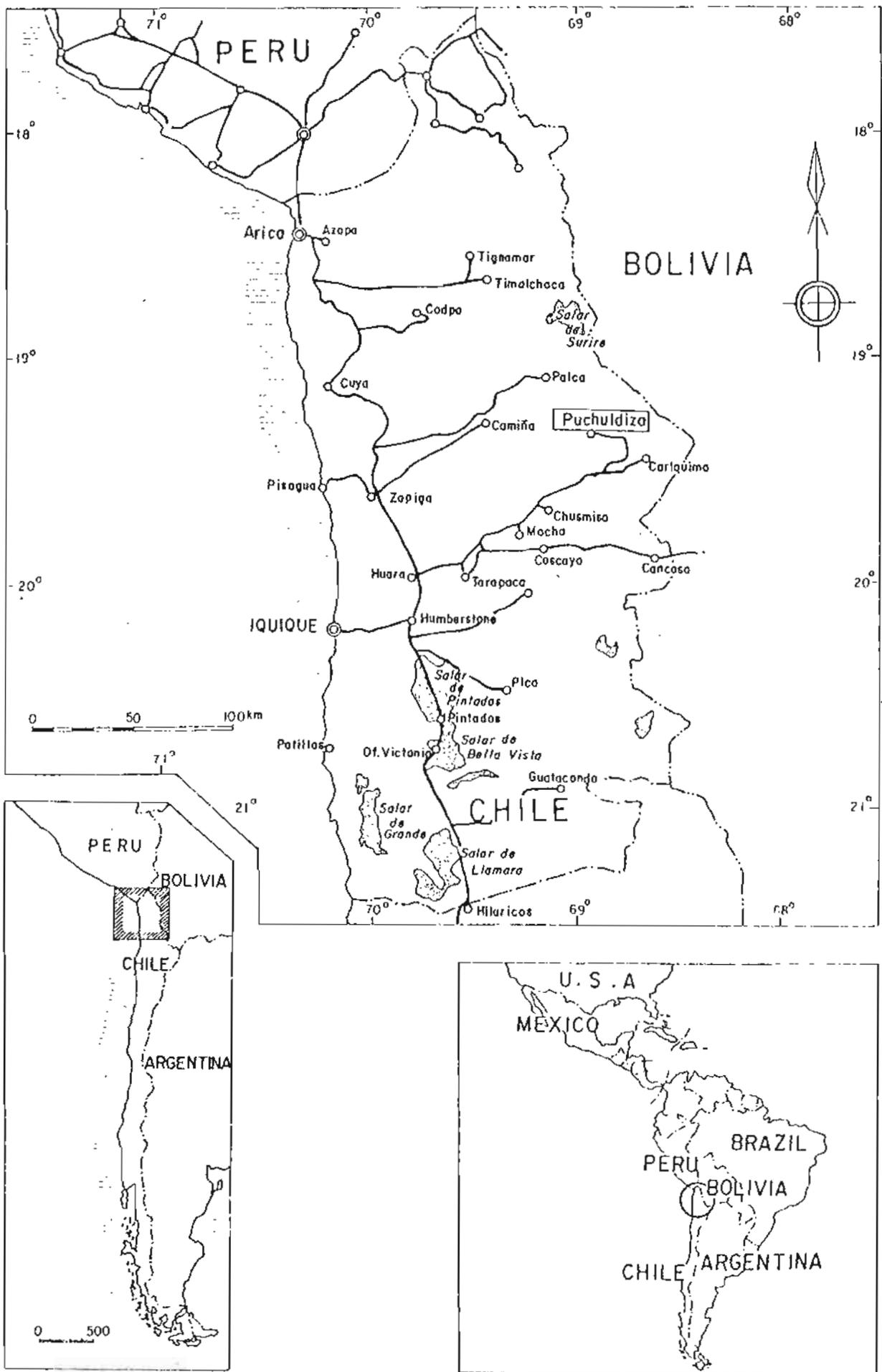
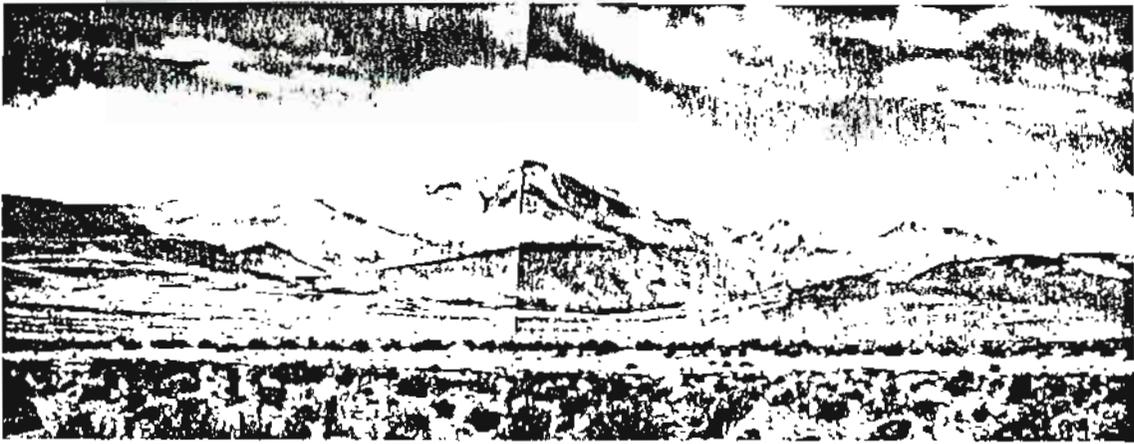


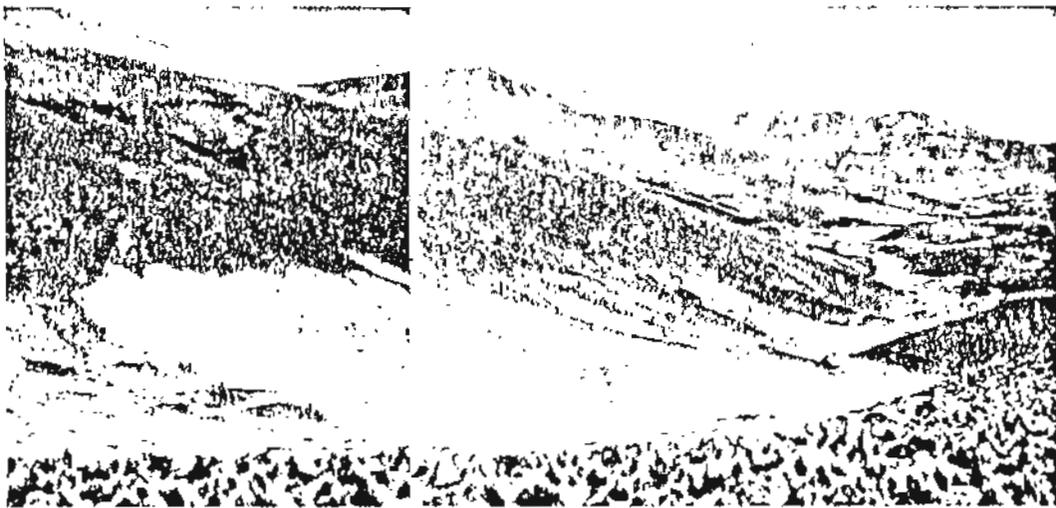
Fig I-1-1 UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO



Survey area (center:Co.81anco, 5211m elevation)



A perspective view of the survey area from Co. Blanco



Manifestations

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las siguientes conclusiones se obtuvieron luego de un estudio general integrado y un análisis de los datos geológicos, geoquímicos y geofísicos colectados en este estudio :

1. El área estuvo sujeta a complicados movimientos de bloques que formaron la actual estructura de cuenca hundida (subsistencia tipo Caldera) alrededor de los cerros de Tahipicollo y su vecindad occidental. Esta estructura, que ocupa la parte central del área de estudio, fue detectada, por levantamiento gravimétrico, como una amplia anomalía baja de Bouguer de unos 5 km (de extensión E-W) por 4 km (de extensión N-S).
2. El horizonte potencial de acumulación de fluido geotermal de alta temperatura se encuentra en la estructura geológica mencionada. El acuífero geotermal está restringido a una potente acumulación de toba ácida, como lo muestran las anomalías bajas de resistividad del estudio geofísico eléctrico. Sobreyace al acuífero un horizonte de roca de cubierta de andesita dura y compacta. La ubicación de la fuente de calor ha sido inferida como profunda y subyacente a la porción occidental de la cuenca.
3. La estimación de temperatura del acuífero, basada en el diseño de zonación de la alteración de las rocas y la composición química del fluido geotermal indicó un buen potencial de fluido geotérmico de alta temperatura, el que puede ser usado para la generación de electricidad, a pesar del hecho que las temperaturas de soluciones hidrotermales de sondeos someros anteriores no fueron lo suficientemente altas.
4. En vista de las conclusiones mencionadas arriba, se recomienda perforar más pozos de exploración en las ubicaciones que se indicarán a continuación, a fin de tener más información detallada de las características del depósito, necesaria para la evaluación del fluido geotermal de alta temperatura que podría ser usado en la generación de energía eléctrica.

Sitios propuestos para pozos de exploración :

- A. Cerca del punto de levantamiento gravimétrico 105 (500.9E,856.6N)
- B. Cerca del punto de levantamiento gravimétrico 107 (502.1E,856.5N)
- C. Cerca del punto de levantamiento gravimétrico 75 (502.6E,857.5N)

Las ubicaciones mencionadas arriba han sido seleccionadas por las siguientes razones :

1. Ellas están distribuidas dentro de la cuenca y cercanas a la zona fracturada inferida por levantamientos geológicos y gravimétricos.
2. Existe una potente cubierta de flujos de lava andesítica Cuaternaria y Terciaria, las que sirven como rocas de cubierta suprayacente. El horizonte subyacente se caracteriza por anomalías bajas de resistividad que se extienden a gran profundidad y que sugieren la existencia de toba ácida favorable como un acuífero geotermal.

De los resultados del reciente levantamiento del área de Puchuldiza se han seleccionado las áreas más promisorias, tal como se mencionó más arriba.

A fin de expeditar y ejecutar el proyecto de generación de energía geotérmica en base a este informe al Gobierno de Chile, se recomienda los siguientes estudios :

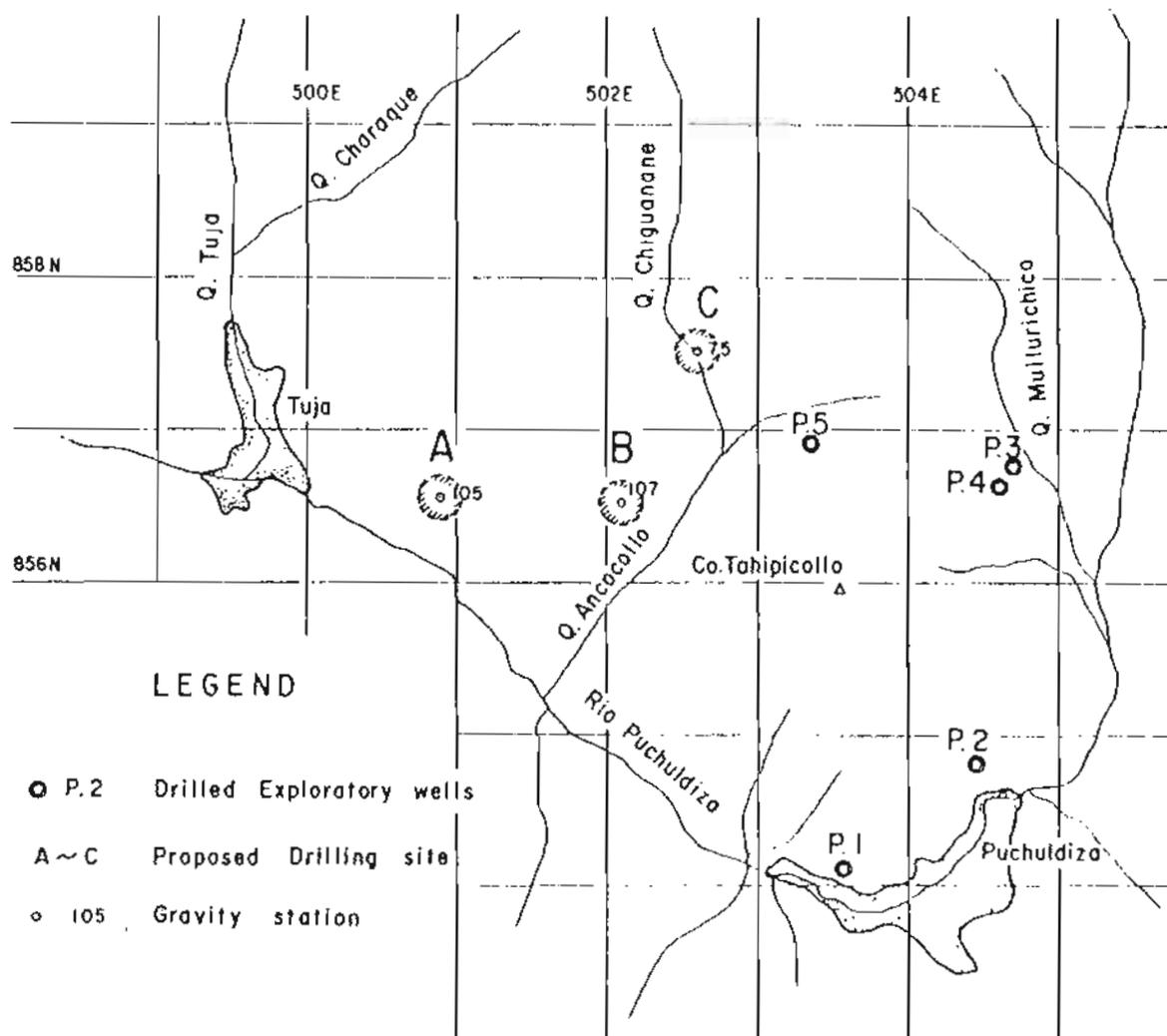
1. Perforación de pozos de exploración
 - (1) La profundidad mínima de pozos de exploración debería ser 1,000 m, a fin de confirmar con propiedad la estratigrafía, los gradientes térmicos y las características del reservorio del fluido geotermal en el área promisoría.
 - (2) Al efectuar la perforación de pozos de exploración, los testigos de sondaje deben ser recuperados como regla general. Si no es posible recuperar todos los testigos se recomienda enfáticamente que los testigos sean colectados cada 30 m. Debería estudiarse sistemáticamente los testigos recuperados al microscopio, por análisis de difracción de rayos X, y otros estudios de propiedades físicas.
 - (3) Durante la operación de sondaje, las aguas de filtración que ocurran a profundidades someras deberían ser selladas y controladas. Debería igualmente registrarse el volumen y la temperatura del agua del barro inyectado y de retorno durante la operación de sondajes.

A fin de conocer la zona de producción del vapor es muy importante observar el horizonte de pérdida de circulación del barro.

- (4) Debería efectuarse sondajes eléctricos (autopotencial y resistividad) y de temperaturas (más de 4 medidas después de cesar la circulación del barro) del sondaje antes de entubar los pozos.
- (5) Durante la prueba de descarga, el volumen del vapor, como asimismo las propiedades físicas y químicas de los materiales inyectados, deberían ser medidos de manera apropiada.
- (6) Basándose en los resultados que se obtengan del pozo de exploración N°1, debería revisarse la ubicación, profundidad estimada y parámetros que sea necesario medir para los pozos siguientes, a fin de obtener mejores resultados del programa.

2. Exploración adicional

Se recomienda enfáticamente que además de la actividad de perforación mencionada arriba, se lleve a cabo estudios geofísicos eléctricos adicionales, con al menos 2 perfiles de 6 km en dirección N-S, a fin de determinar el potencial aproximado del campo geotérmico. El levantamiento geofísico eléctrico proveerá asimismo la información básica para la estimación del potencial del depósito geotérmico como se mencionó anteriormente. Los perfiles geofísicos recomendados deben ser a lo largo de las coordenadas 501E y 502E respectivamente. Según fueren los resultados obtenidos, se podría llevar a cabo levantamientos gravimétricos adicionales con 500 estaciones y un levantamiento geofísico eléctrico adicional, en la parte N-E del sector occidental, a fin de conocer la extensión de la anomalía gravimétrica baja.



PROPOSED DRILLING SITE

I N D I C E

Prefacio	
Carta de Comunicación	
Mapa de Ubicación	
Conclusiones y Recomendaciones	

PARTE I GENERAL

Capítulo 1	Introducción	1
1-1	Objetivos del Estudio	1
1-2	Detalle del Estudio	1
1-3	Miembros del Equipo de Estudios	2
1-4	Itinerario	3

PARTE II DETALLE DEL ESTUDIO

Capítulo 1	Estudio Geológico	3
1-1	Objetivo y Método del Estudio	3
1-1-1	Objetivo del Estudio	3
1-1-2	Método del Estudio	3
1-2	Historia Geológica	3
1-3	Estratigrafía y Petrografía	5
1-3-1	Roca Fundamental	5
1-3-2	Toba Blanca	11
1-3-3	Grupo Andesitas Miocenas	17
1-3-4	Grupo Clástico Plioceno	23
1-3-5	Grupo Volcánico Pleistoceno	23
1-3-6	Aluvio	25
1-3-7	Intrusivo	25

	1-4	Estructura Geológica	29
	1-4-1	Estructuras Plegadas	30
	1-4-2	Fallamiento y Movimiento de Bloques	30
	1-4-3	Variaciones del Espesor de las Formaciones	33
	1-5	Geología de Sondajes	34
Capítulo 2		Estudio Geoquímico	36
	2-1	Objetivo del Estudio	36
	2-2	Métodos	36
	2-3	Indicadores Geotérmicos	37
	2-4	Minerales Alterados	39
	2-4-1	Zona Alterada en Superficie	39
	2-4-2	Examen de Testigos y Testigos Triturados*de Sondajes	40
	2-5	Química del Agua de las Fuentes Termales	44
	2-6	Estudio de Isótopos	47
Capítulo 3		Estudio Gravimétrico	50
	3-1	Prefacio	50
	3-2	Método del Estudio	51
	3-2-1	Resumen	51
	3-2-2	Planeamiento del Estudio	52
	3-2-3	Gravímetro	52
	3-2-4	Comparación de la Gravedad Standard	53
	3-2-5	Nivelación	54
	3-2-6	Levantamiento con Altimetro Microbarométrico ...	54
	3-3	Corrección de Gravedad	55
	3-3-1	Diagrama de Flujo de la Corrección	55
	3-3-2	Corrección de Gravedad	59
	3-4	Método de Análisis	63
	3-4-1	Densidades Supuestas	63
	3-4-2	Gravedad Residual	65
	3-4-3	Análisis de Ajuste de Superficies	65
	3-4-4	Análisis de una Sección Bidimensional	66

N.del T. * Testigos triturados es el término escogido por el traductor para la palabra "cutting".

	3-5	Interpretación	67
	3-5-1	Mapa de Anomalías de Bouguer	67
	3-5-2	Mapa de Estructura Normal	70
	3-5-3	Mapa de Ajuste de Superficie	71
	3-5-4	Mapa Residual	71
	3-5-5	Análisis de Secciones Bidimensionales	72
Capítulo	4	Estudio Geofísico Eléctrico	76
	4-1	Objetivo del Estudio	76
	4-2	Método de Estudio	76
	4-2-1	Método de Resistividad	76
	4-2-2	Perfiles del Levantamiento	79
	4-2-3	Instrumentos	80
	4-3	Método de Análisis	81
	4-3-1	Procedimiento de Análisis	81
	4-3-2	Corrección de Terreno	83
	4-3-3	Clasificación de Curvas de Sondaje Eléctrico Ver_ tical (VES)	85
	4-4	Resultado del Análisis de Resistividad	86
	4-4-1	Sección de Resistividad Aparente	86
	4-4-2	Mapa de Resistividad Aparente	88
	4-4-3	Resistividad de Muestra de Rocas y Agua	88
	4-4-4	Sección de Resistividad	91
Capítulo	5	Estudio Magnetométrico	99
	5-1	Objetivo del Estudio	99
	5-2	Método del Estudio	99
	5-2-1	Resumen	99
	5-2-2	Perfiles y Estaciones del Levantamiento	102
	5-2-3	Magnetómetro	103
	5-2-4	Corrección Magnética	104
	5-3	Método de Análisis	106
	5-3-1	Medición de Susceptibilidad	106
	5-3-2	Análisis de una Sección Transversal	106

5-4	Resultado del Análisis	107
5-4-1	Interpretación del Mapa Isomagnético	107
5-4-2	Interpretación del Análisis de una Sección Trans <u>versal</u>	109

PARTE III

RESUMEN

Capítulo	1	Resumen del Estudio	111
	1-1	Estudio Geológico	111
	1-2	Estudio Geoquímico	111
	1-3	Estudio Gravimétrico	112
	1-4	Estudio Geofísico Eléctrico	113
	1-5	Estudio Magnetométrico	114
Capítulo	2	Evaluación del Sistema Geotérmico	115
	2-1	Estructura Geológica y Fluido Geotérmico	115
	2-1-1	Resultado del Estudio y Actividad Geotermal	116
	2-2	Hidrogeología del Sistema Hidrotermal	118

Referencias

Fotografías

Curvas de Sondajes Eléctricos Verticales (VES)

LISTA DE MAPAS

Fig. I - 1 - 1	Ubicación del área de Estudio
Fig. II - 1 - 1	Relieve General de los Andes Centrales
Fig. II - 1 - 2	Mapa Geológico
Fig. II - 1 - 3	Sección Geológica (E-W)
Fig. II - 1 - 4	" " (N-S)
Fig. II - 1 - 5	Ubicación de Muestras Colectadas (roca, agua caliente)
Fig. II - 1 - 6	Lineamientos en la superficie
Fig. II - 1 - 7	Sistema de Fallas y Movimiento de Bloques
Fig. II - 1 - 8	Registro Geológico de Sondaje con curva de temperatura (1)
Fig. II - 1 - 9	" " " " (2)
Fig. II - 2 - 1	Ubicación de signos de actividad geotérmica superficial y de pozos de exploración
Fig. II - 2 - 2	Manifestación Termal en el Area de Puchuldiza
Fig. II - 2 - 3	Difracción de Rayos-X (TUJA)
Fig. II - 2 - 4	" (pozo N°2)
Fig. II - 2 - 5	" (pozo N°3)
Fig. II - 2 - 6	Curva relativa Temperatura vs solubilidad del SiO ₂
Fig. II - 2 - 7	Razones D/H y O ¹⁸ /O ¹⁶
Fig. II - 3 - 1	Ubicación de Estaciones Gravimétricas
Fig. II - 3 - 2	Mapa de Anomalía de Bouguer
Fig. II - 3 - 3	Mapa Gravimétrico Residual (Normal)
Fig. II - 3 - 4	Mapa de Ajuste de Superficie de Primer Orden
Fig. II - 3 - 5	Mapa de Ajuste de superficie de Tercer Orden
Fig. II - 3 - 6	Mapa Residual de Primer Orden
Fig. II - 3 - 6	Mapa Residual de Primer Orden
Fig. II - 3 - 7	Mapa Residual de Tercer Orden
Fig. II - 3 - 8	Secciones según Perfil A-A' y Perfil B-B'
Fig. II - 3 - 9	Secciones según Perfil C-C' y Perfil D-D'
Fig. II - 3 - 10	Relación entre Gravedad y Elevación
Fig. II - 3 - 11	Variación Diurna en Estación Gravimétrica

Fig. II - 4 - 1	Ubicación de Perfiles Geofísicos Eléctricos
Fig. II - 4 - 2	Resistividad Aparente en Secciones (Perfiles A, B, C)
Fig. II - 4 - 3	Cambio Lateral de Resistividad Aparente
Fig. II - 4 - 4	Mapa de Resistividad Aparente (AB/2 = 500 m)
Fig. II - 4 - 5	" " (AB/2 = 1,000 m)
Fig. II - 4 - 6	Resistividad en Secciones (Perfiles - A,B)
Fig. II - 5 - 1	Intensidad Total del Campo Magnético Terrestre
Fig. II - 5 - 2	Ubicación de Perfiles de Levantamiento Magnetométrico
Fig. II - 5 - 3	Variación Diurna en Estación Magnetométrica
Fig. II - 5 - 4	Perfil Magnetométrico (Perfiles 1 al 7)
"	" " (Perfiles 8 al 14)
Fig. II - 5 - 5	Anomalía Magnética causada por Modelo Esférico
Fig. II - 5 - 6	Anomalías Magnéticas causadas por Modelos de Dique, Esfera y Cilindro Horizontal
Fig. II - 5 - 7	Mapa Magnetométrico de Observaciones
Fig. II - 5 - 8	Perfiles Magnéticos
Fig. III- 2 - 1	Anomalías Geofísicas Consolidadas
Fig. III- 2 - 2	Flujo de Aguas Subterráneas Naturales

LISTA DE TABLAS

Tabla I	- 1 - 1	Itinerario del Equipo de Estudio Japonés
Tabla II	- 1 - 1	Columna Geológica
Tabla II	- 2 - 1	Análisis para Difracción de Rayos-X de Minerales Alterados
Tabla II	- 2 - 2	" " " de Testigos y Barros de Sondajes Exploratorios
Tabla II	- 2 - 3	Composición Química del Agua Caliente en el Area Geoter- mal de Puchuldiza
Tabla II	- 2 - 4	Temperatura de Fluidos Geotermales en el Depósito
Tabla II	- 2 - 5	Razones Deuterio:Hidrógeno y $O^{18}:O^{16}$
Tabla II	- 3 - 1	Cálculo del Valor de Gravedad Estándar
Tabla II	- 3 - 2	Densidad Promedio de Muestras de Roca
Tabla II	- 4 - 1	Espaciamiento de Electrodo
Tabla II	- 4 - 2	Resistividad del Agua Superficial
Tabla II	- 4 - 3	Clasificación de las Curvas de Sondaje Eléctrico Vertical (VES)
Tabla II	- 5 - 1	Susceptibilidad Magnética
Tabla III	- 2 - 1	Propiedades Físicas de las Muestras de Roca

P A R T E 1

G E N E R A L

CAPITULO 1

I N T R O D U C C I O N

CAPITULO I - INTRODUCCION

1-1 Objetivo del Estudio

El Gobierno del Japón, en respuesta a una solicitud del Gobierno de la República de Chile, ha efectuado un estudio detallado por medio de exploraciones geológicas, geofísicas eléctricas, gravimétricas y magnetométricas, en base a resultados obtenidos previamente de los estudios llevados a cabo por CORFO en el área de Puchuldiza, donde se espera que existan importantes manifestaciones geotermales. El presente estudio se llevó a cabo con el objeto de verificar la existencia del depósito geotérmico, como asimismo para seleccionar los sitios más promisorios para la ejecución de sondajes con recuperación de testigos para la próxima fase del estudio.

1-2 Detalle del Estudio

Como la República de Chile es un país volcánico similar a Japón y ambos se ubican en el Cinturón de Fuego del Pacífico, existe una buena posibilidad de desarrollo geotérmico en muchas áreas.

CORFO organizó el "Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica" en 1968, el cual ha seleccionado El Tatio y Puchuldiza como áreas promisorias.

En el área de El Tatio se han efectuado exploraciones geotérmicas entre 1968 y 1974 con la ayuda económica y técnica de UNDP y se ha tenido éxito con el desarrollo geotérmico. En el área de Puchuldiza, el Comité Geotérmico ha llevado a cabo sus propias exploraciones y llegado a la conclusión de que existe una alta posibilidad de desarrollo.

Debido a los problemas mundiales de recursos energéticos y a la política de industrialización del Gobierno de Chile, el desarrollo de energía eléctrica geotérmica en la Primera Región es considerada como de primera prioridad.

Con respecto al proyecto de generación de energía geotérmica, el Gobierno de Chile solicitó al Gobierno de Japón asistencia técnica.

De aquí que el Gobierno de Japón, en respuesta a la solicitud de Chile, ha asignado el proyecto a JICA* para que lo ejecute.

* JICA corresponde a las iniciales del Japon International Corporation Agency.

1-3 MIEMBROS DEL EQUIPO DE ESTUDIO

Jefe del Equipo	Sr. Yasunori Sakai Mitsubishi Metal Corporation	Geólogo
Coordinador	Sr. Setsuo Takemoto Japan International Cooperation Agency	
Estudio Geológico	Sr. Hideo Kuroda Mitsubishi Metal Corporation	Geólogo
Estudio Geoquímico	Sr. Jin-ichi Nakamura Mitsui Kinzoku Engineering Service Co.Ltd.	Geoquímico
Estudio Geofísico	Sr. Asahi Hattori Bishimetal Exploration Co., Ltd.	Geofísico Jefe
Estudio Geofísico Eléctrico	Sr. Masashi Kurosawa Bishimetal Exploration Co., Ltd.	Geofísico
	Sr. Eiji Tanaka Mitsui Kinzoku Engineering Service Co.,Ltd.	Geofísico
Estudio Gravimétrico	Sr. Masatane Kato Bishimetal Exploration Co., Ltd.	Geofísico
	Sr. Toshiaki Fujimoto Nikko Exploration and Development Co.,Ltd.	Geofísico
	Sr. Masasamu Ohyanagi Nikko Exploration and Development Co.,Ltd.	Geofísico
Contraparte (Comité Geotérmico - CORFO)		
Jefe del Proyecto	Sr. Patricio Trujillo Ramírez	Geólogo
Jefe Ayudante del Proyecto	Sr. Raúl Bravo Espinosa	Geoquímico
Jefe del Campamento	Sr. Jorge Sánchez Uribe	Geofísico
	Sr. Yurides Solar	Geoquímico
	Sr. Aladio Godoy	Ing.de Minas
	Sr. Ricardo Sandoval	Geólogo
	Sr. Carlos Araya	Ing. Geomensor

TABLE 1-1-1 ITINERARY OF JAPANESE SURVEY TEAM

No.	Date	Day	Schedule
1	1978. Nov. 1		Tokyo Lv. → New York Ar. Lv.
2	2		↓ Santiago Ar.
3	3		A courtesy call on the Japanese Embassy, CORFO etc.
4	4		Purchase the goods and pass customs inspection.
5	5	Sun.	Arrange for the survey.
6	6		Make arrangements with CORFO. Transport the equi. .
7	7		Santiago → Arica → Iquique
8	8		A courtesy call on the relative facilities in TARAPACA.
9	9		Iquique → Chusmiza (3,500 m elevation)
10	10		Chusmiza → Puchuldiza (4,300 m elevation)
11	11		Around of inspection at the survey area.
12	12	Sun.	1 ↑ Beginning of the survey
13	13		
14	14		
15	15		
16	16		5
17	17		
18	18		
19	19	Sun.	
20	20		
21	21		10
22	22		
23	23		
24	24		
25	25		
26	26	Sun.	15
27	27		
28	28		
29	29		
30	30		
31	Dec. 1		20
32	2		

PARTE 2

DETALLES

CAPITULO 1

ESTUDIO GEOLOGICO

CAPITULO 1 - ESTUDIO GEOLOGICO

I-1 Objetivo y Método del Estudio

1-1-1 Objetivo del Estudio

Las fumarolas y fuentes termales en ebullición de Puchuldiza y Tuja son las manifestaciones superficiales de un fluido geotérmico existente en profundidad.

Se llevó a cabo un estudio geológico y chequeos de testigos y barros de perforación de los pozos de exploración existentes con el objeto de establecer la estratigrafía, clarificar la estructura geológica asociada con el depósito geotérmico y ubicar pozos de exploración.

1-1-2 Método de Estudio

Se hicieron descripciones litológicas y estratigráficas detalladas de los principales puntos de afloramiento, con el fin de correlacionar e interpretar las estructuras geológicas. Para este estudio, se empleó un mapa topográfico a escala 1:25.000.

Se recolectaron muestras de los principales tipos de roca presentes en el área para su observación al microscopio y para la medición de propiedades físicas. También se hicieron observaciones microscópicas y medición de propiedades físicas en muestras de testigos y barros. Los datos experimentales obtenidos fueron correlacionados con los resultados del levantamiento de terreno.

Los resultados del estudio fueron compilados en un mapa geológico a escala 1:25.000, con varios perfiles. Este mapa fue reducido a escala 1:50.000 para ser incluido en el presente texto.

Los estudios de A. Lahsen (1973) y P. Trujillo (1977), quienes fueron los primeros en estudiar el área, fueron de gran ayuda en el presente estudio.

1-2 Historia Geológica

El área del proyecto está situada en el lado occidental de la Cordillera de los Andes, en el norte de Chile. Su geología y estructura geológica han sido caracterizadas por el desarrollo de la Orogénesis Andina.

Las rocas del basamento Paleozoico Pre-Cámbrico están distribuidas irregularmente y consisten en rocas sedimentarias intensamente plegadas y rocas metamórficas tales como gneiss y esquistos cristalinos.

La actividad tectónica Andina se remonta al Triásico. El desmembramiento de la tierra de Gondwana comenzó en este período y un fuerte movimiento orogénico ocurrió en el lado occidental de esta área, donde se había depositado previamente una potente secuencia de rocas sedimentarias Paleozoicas. En consecuencia, el cinturón plegado oriental de la parte oriental de los Andes puede ser trazado más allá del plateau boliviano.

Durante el Jurásico el centro del movimiento orogénico se desplazó hacia el oeste y se produjo una transgresión marina de gran escala en el lado occidental del Antiguo Continente. Se formó así el "Geosinclinal Andino" y se acumularon dentro de él sedimentos marinos y rocas volcánicas.

Durante el Cretácico, el Geosinclinal Andino se desplazó más hacia el W, y este movimiento fue acompañado por intensa actividad ígnea y regresión marina. Se depositaron potentes series de rocas volcánicas andesíticas y sedimentos continentales. Estos sedimentos fueron posteriormente intruidos por rocas graníticas.

Durante el Terciario, gran parte del área fue solevantada. El solevantamiento siguió a intensa actividad ígnea con la depositación de potentes formaciones de tobas blancas (formación Liparítica) de espesor aproximadamente superior a 1.000 m.

En el Cuaternario, el centro de actividad ígnea se movió hacia el E y como resultado se formó un arco volcánico a lo largo de la frontera entre Chile y Bolivia, en la parte central de la Cordillera Occidental. Más de 1.000 volcanes eruptaron rocas andesíticas y basálticas. Estos volcanes son del tipo estrato-volcán, con alturas de 5.000 a 6.000 m, algunos de los cuales están todavía activos.

Los movimientos tectónicos posteriores al Cretácico se caracterizan por estar asociados con fallamiento según un sistema N-S. Este movimiento ha controlado el desarrollo de las Cordilleras Occidental y de la Costa. El centro del movimiento orogénico Cretácico no coincide con aquél de la actividad volcánica post-Terciaria y ellos tienen también diferentes direc-

ciones. Esto es, el arco volcánico de dirección NNW-SSE intersecta al cinturón orogénico Cretácico, que tiene rumbo N-S.

La Cordillera Occidental se caracteriza geológicamente por una continua y vigorosa actividad volcánica y por la acumulación de potentes series volcánicas. Se infiere que esto se debe al movimiento de la placa oceánica occidental (Placa de Nazca), (Fig.II-1-1).

El área del estudio se encuentra en la región donde la Cordillera Occidental se une al Plateau Boliviano. En el área se distribuyen ampliamente rocas volcánicas, compuestas fundamentalmente de andesitas terciarias y cuaternarias, las cuales cubren una potente serie de tobas blancas. A lo largo del arco volcánico cuaternario, se distribuyen en una larga faja, numerosas manifestaciones geotermales, lo cual indica que la actividad geotérmica en el área se relaciona con el volcanismo Cuaternario y que la formación de toba blanca sirve como depósito geotérmico, en tanto que la roca volcánica actúa como roca de cubierta.

1-3 Estratigrafía y Petrografía (Fig.II-1-2 a II-1-5)

Más de un 50% del área del estudio está cubierta por coladas andesíticas relacionadas a la actividad volcánica del Cuaternario (Pleistoceno).

La roca fundamental se compone de areniscas verdes, conglomerados y rocas volcánicas del Cretácico y aflora localmente en forma de bloque levantado (horst) de rumbo N-S. La secuencia geológica del basamento y las rocas volcánicas Cuaternarias consiste en una potente acumulación de tobas blancas, andesitas Miocenas y piroclásticos Pliocenos locales (Tabla II-1-1).

La estratigrafía de esta área fue estudiada en detalle por A. Lahsen (Junio 1973) y la mayoría de sus nombres estratigráficos son usados en este estudio, aunque su clasificación fue parcialmente modificada y consecuentemente se dieron nuevos nombres a algunas formaciones.

1-3-1 Rocas del Basamento

El grupo más antiguo expuesto en el área es la formación Churicollo cuyo tipo de roca más común es una arenisca verde a gris azulado.

La arenisca (Kch-1) es generalmente tobácea, en parte arcillosa, y su textura varía de una arenisca gruesa a fina. Está usualmente bien estratificada e intercalada con estratos de conglomerado, los que se componen

TABLE II - 1 - 1 GEOLOGIC SUCCESSION

Geologic Age	Geologic Group	Geologic Formation	Geologic Symbol	Abbr.	Thickness (m)	Rock Type	Intr.	
Quaternary		Alluvium		Qa		mud, sand, gravel		
	Holocene	Volcanic	Pleistocene Andesite	Qap	800 ±	Bt - Hb - andesite		
Tm					Sandstone and pyroclastics (in the eastern area)			
Tertiary	Pliocene	Clastic	Lude	T1a-T1s	100 -	Bt-Hb-andesite and pyroclastics with breccias		
				T1i	150 ±	Sandstone and conglomerate		
				T0a	250 +	Px-Ol-basaltic andesite (in the eastern area)		
				T0t	200 ±	Andesitic ignimbrite		
				Tpl	400 ±	Bt-Hb-Px andesite intercalated with dacitic tuff		
	Miocene	Liparitic	Condoriri	Tch	Tct	300 +	Rhyolitic and dacitic tuff with pumice and breccia	
					Tch	350 ±	Greenish and brownish sandstone with conglomerate	
					Tu-1	400 ±	Dacitic ignimbrite	
					Tu-2	300 ±	Rhyolitic tuff	
					Kch-1	400 +	Green sandstone and conglomerate	
Mesozoic	Basement	Churicollo	Kch-2	Kch-2	200 ±	Rhyolitic tuff and ignimbrite		
				Kch-3	300 +	Andesitic and dacitic ignimbrite		

Bt = biotite Hb = hornblend Px = pyroxine Ol = olivine Waved line shows unconformity

de fragmentos de arenisca, lutita, chert y gravas de clastos andesíticos; estas últimas tienen fragmentos que varían en tamaño de arenas a bolones. Las gravas de bolones tienen clastos de toba andesítica soldada.

En base a las facies de rocas, se considera que estas rocas son sedimentos continentales (fluviales a lacustres). A. Lahsen considera que su edad es Cretácico medio a superior. La potencia del grupo mencionado es mayor de 400 m.

A. Lahsen y P. Trujillo definieron estos estratos de arenisca (Kch-1) como la formación Churicollo. Sin embargo, tobas riolíticas y tobas andesíticas soldadas subyacen concordantemente a las areniscas y contienen el mismo tipo de gravas que se encuentran en la arenisca; estas rocas piroclásticas han sido incluidas en el presente estudio dentro del grupo Churicollo.

La toba riolítica (Kch-2) es una roca leucocrática muy recrystalizada, con fragmentos de cuarzo y feldespatos. Su potencia es de unos 200 m. La toba andesítica soldada de la parte inferior es de color café. Los fragmentos de pómez de ésta están elongados por efecto de intenso soldamiento, el que ha causado también el desarrollo de claro bandeamiento de cristales hipidiomorfos de plagioclasa, biotita y hornblenda. Su potencia es mayor de 300 m.

El grupo Churicollo está expuesto en un área (2x2 km) que se encuentra contigua a la parte sur del campo geotermal de Puchuldiza. En el valle de Mulluri Grande cerca de 4 km al N del mismo, también se presenta la formación Churicollo como un pequeño bloque solevantado (horst) con un rumbo N-S. Se caracteriza por un fuerte plegamiento, deformación cataclástica y compactación. La tendencia de los ejes de plegamiento es N-S a NNW-SSE con inclinación al S a SSW, mostrando en conjunto una estructura de sinclinorio. Los planos de fractura dominantes tienen rumbo N-S.

Descripciones de rocas

(1)	Nombre de la roca	: Arenisca tobácea (alterada)
	Formación	: Churicollo Superior (Kch-1)
	N° de la muestra	: RS1204
	Localidad	: Cerro Churicollo

- Foto N° : Foto-1
- Observación microscópica : Roca arenosa a tobácea fuertemente contaminada por limonita. Los minerales de alteración tales como clorita, carbonatos y sílice criptocristalina son abundante.
- (2) Nombre de la roca : Toba riolítica de cristales
 Formación : Churicollo medio (Kch-2)
 N° de la muestra : RS1203
 Localidad : Cerro Churicollo
 Foto N° : Foto-2
- Observación microscópica : Roca piroclástica vítrea con fragmentos cristalinos de plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato de potasio. Los feldespatos están fuertemente alterados a sericita. Los fragmentos de vidrio volcánico y de la matriz están alterados a un agregado compuesto principalmente de pequeños cristales de sílice con montmorillonitas, cuarzo; éste está parcialmente alterado a un mosaico de cuarzo de grano relativamente grueso.
- (3) Nombre de la roca : Toba soldada andesítica (alterada)
 Formación : Churicollo inferior (Kch-3)
 Muestra N° : RS2201
 Localidad : Cerro Churicollo
 Foto N° : Foto-3
- Observación microscópica : Fragmentos de cristales de plagioclasa alterados a sericita y biotita con un margen de opacita. La matriz se compone de minerales félsicos criptocristalinos.
 Las cavidades están usualmente rellenas por minerales de sílice, cuarzo relativamente grueso y feldespato alcalino desde la pared hacia el centro. En algunos casos, se desarrollan agregados de sericita en el centro de las cavidades.

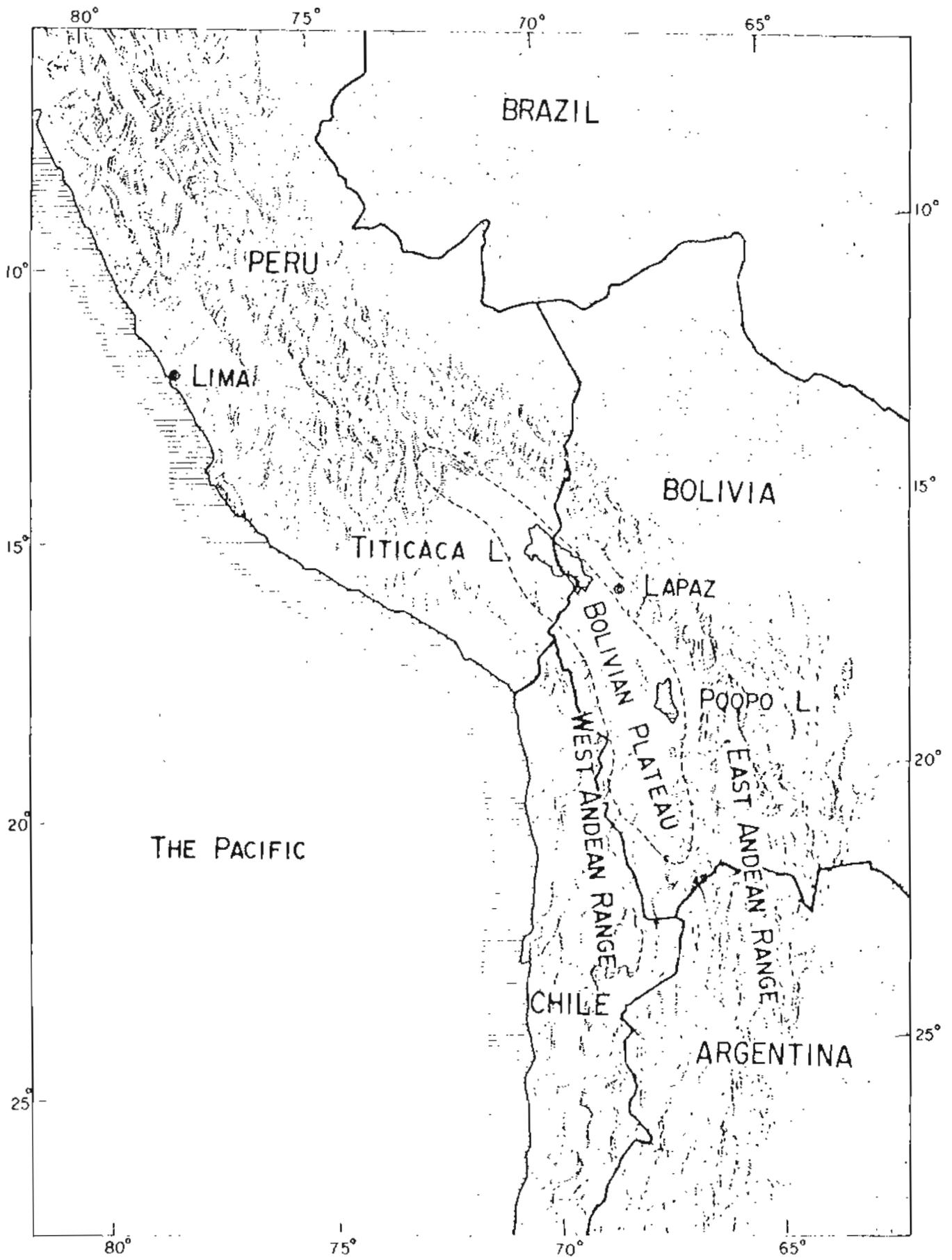


Fig II-1-1

GENERAL RELIEF OF THE CENTRAL ANDES

CHURICOLLO (Kch - 1)

No. RS 1204

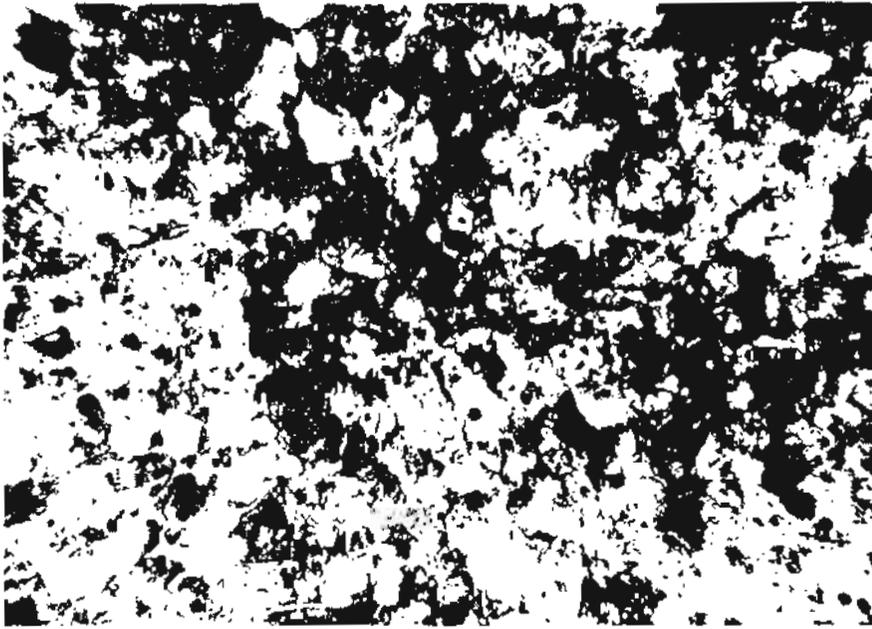


Photo - 1a

tuffaceous S S
(alteration)

x 33

Open nicols

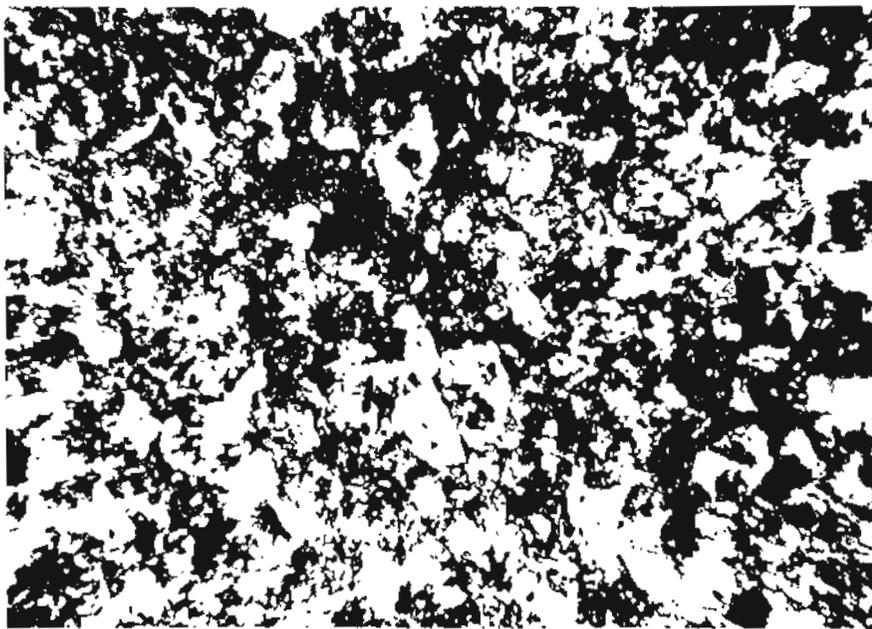


Photo - 1b

Cross nicols

1-3-2 Toba Blanca

Las tobas blancas (Formación Liparítica) sobreyacen discordantemente a las rocas del basamento.

El grupo se compone fundamentalmente de tobas riolíticas y tobas dacíticas soldadas y areniscas; alcanza en total una potencia de 1.300 m. Este grupo se formó como consecuencia del volcanismo Mioceno temprano a medio.

La distribución del grupo se limita en gran medida a la parte oriental de la falla Condoriri de rumbo NS, en un área con alturas inferiores a 4,600 m. Las evidencias de terreno indican que se encuentra en contacto por falla con rocas del basamento.

El grupo tiene rumbo NS y presenta una estructura monoclinual inclinada ligeramente hacia el E. La estructura geológica indica que el área oriental del anticlinal se formó sobre una estructura de bloque levantado (horst) de rocas del basamento, ya que las formaciones son más jóvenes y mantean suavemente hacia el E. Se ha inferido que el ala occidental, está cubierta por depósitos más jóvenes.

Este grupo puede ser dividido en 3 formaciones. Estas son: Utayane, Chojña Chaya y Condoriri en orden decreciente de edades.

(1) Formación Utayane

La Formación Utayane constituye la parte inferior de las tobas blancas y se subdivide en 2 miembros. El miembro inferior está compuesto de tobas riolíticas, en tanto que el superior está formado por tobas dacíticas soldadas. La potencia del primero es del orden de 300 m y aquella del segundo miembro de 400 m; lo que hace un total aproximado de 700 m.

Aunque la formación se encuentra ligeramente plegada, generalmente tiene rumbos NNW a SSE, con manteos de 30' a 40° al E. Sin embargo, cerca de la falla Puchuldiza, se observan manteos de 30 a 60° hacia el W.

La toba riolítica (Tu-2) contiene comúnmente fragmentos cristalinos de feldespato y una pequeña cantidad de biotita idiomorfa. A menudo se encuentran inclusiones de fragmentos de pómez y rocas esenciales o accidentales.

Generalmente la roca es leucocrática, pero a veces tiene color azul pálido. Las facies de roca cambian con las proporciones entre cristales y las cantidades de fragmentos de pómez.



Photo - 3a
welded Tuff
(altered)

x 33

Open nicols

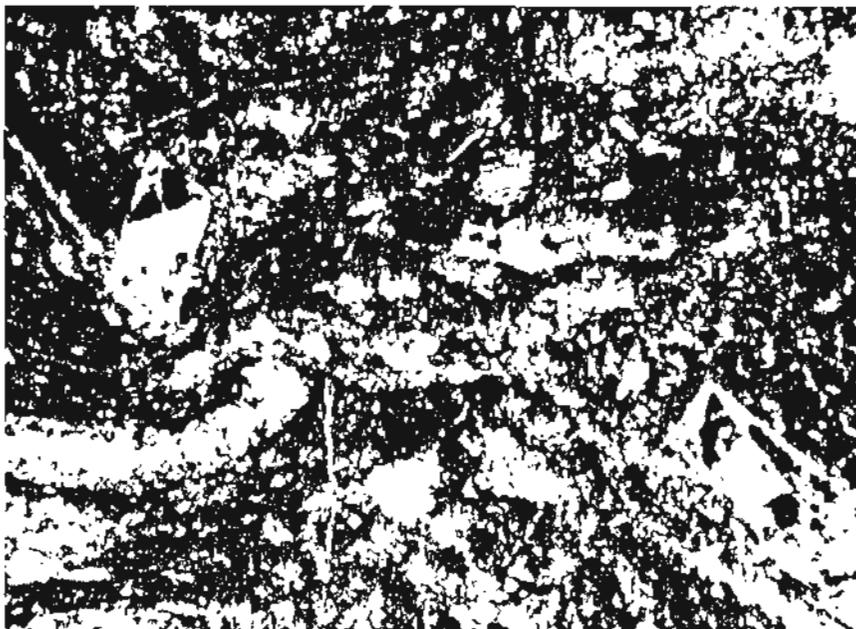


Photo - 3b

Cross nicols

La toba dacítica soldada (Tu-1) es de color café claro a oscuro, y con tiene una gran cantidad de fragmentos de pómez aplanados y fusiformes. Los fragmentos se componen principalmente de feldespatos con algo de cuarzo y biotita. A veces, un agregado de fragmentos de roca esenciales o accidentales adquiere el aspecto de arenisca.

Descripciones de Roca

(1) Nombre de la roca : Toba riolítica (alterada)

Formación : Parte inferior de Formación Utayane (Tu-2)

Nº Muestra : RS-1612, RS2801

Localidad : Parte oriental del Cerro Churicoyo.

Foto Nº : Foto 4-5

Observación microscópica : Toba riolítica con fragmentos cristalinos de plagioclasa, cuarzo y biotita. Los feldespatos se encuentran sericitizados o alterados a montmorillonita (también se aprecian sericita y montmorillonita entrecrecidas). La biotita está cloritizada. Se observan leucoxe no y minerales máficos secundarios alterados. Se presentan fragmentos de vidrio alterados a montmorillonita y silicificados, en tanto que la matriz está alterada a minerales félsicos criptocristalinos, formados por cristobalita rodeada por calcedonia.

(2) Nombre de la roca : Toba dacítica soldada (alterada)

Formación : Utayane superior

Nº Muestra : RS2807

Localidad : Parte oriental del cerro Churicoyo

Foto Nº : Foto-6

Observación Microscópica : Toba dacítica soldada con fragmentos cristalinos de plagioclasa, cuarzo y biotita. En algunos fragmentos de feldespatos las composiciones cambian en el margen del cristal y a lo largo de las fracturas en donde el contenido de sodio

Photo - 4a
rhyolitic Tuff
(altered)

x 33

Open nicols

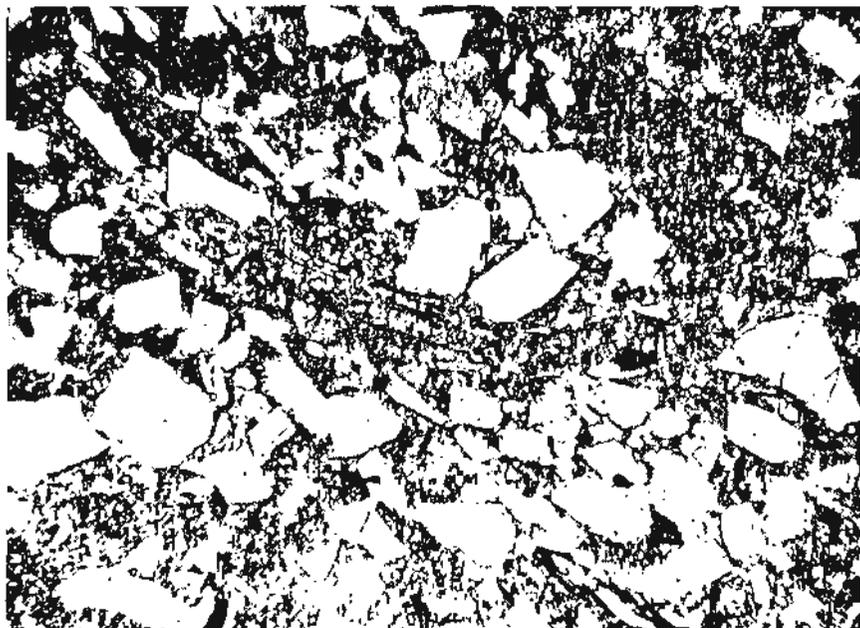
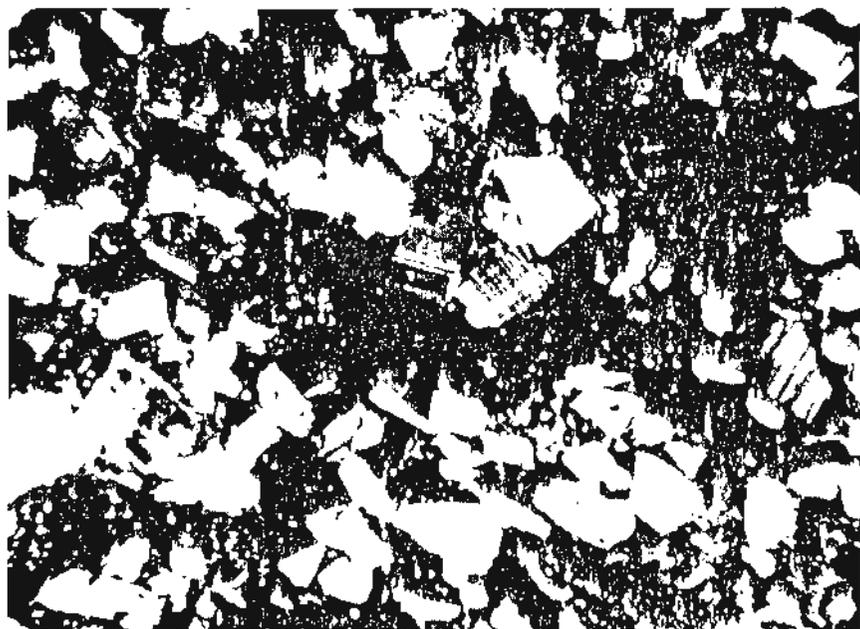


Photo - 4b

Cross nicols



Utayane F.

No. RS2801

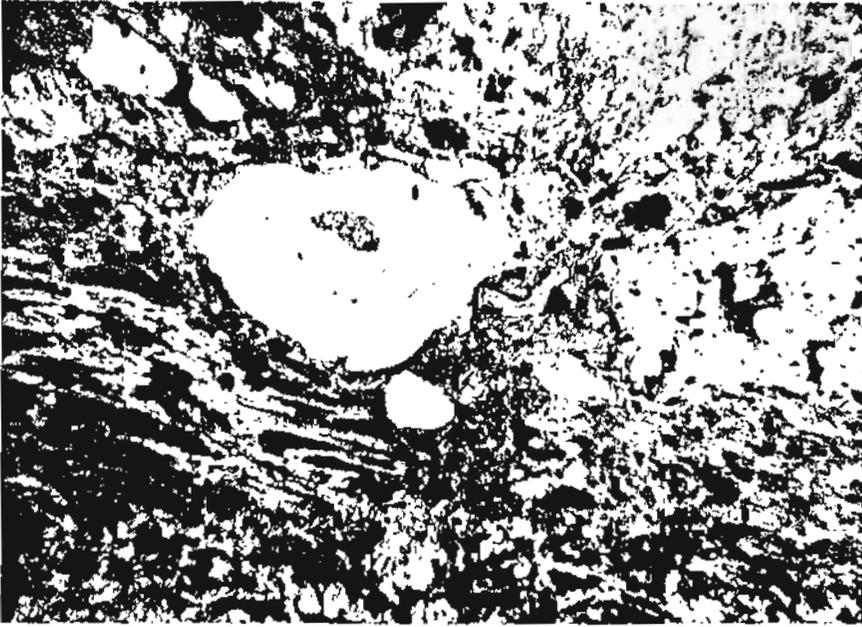


Photo - 5a

rhyolitic Tuff

(altered)

x 33

Open nicols

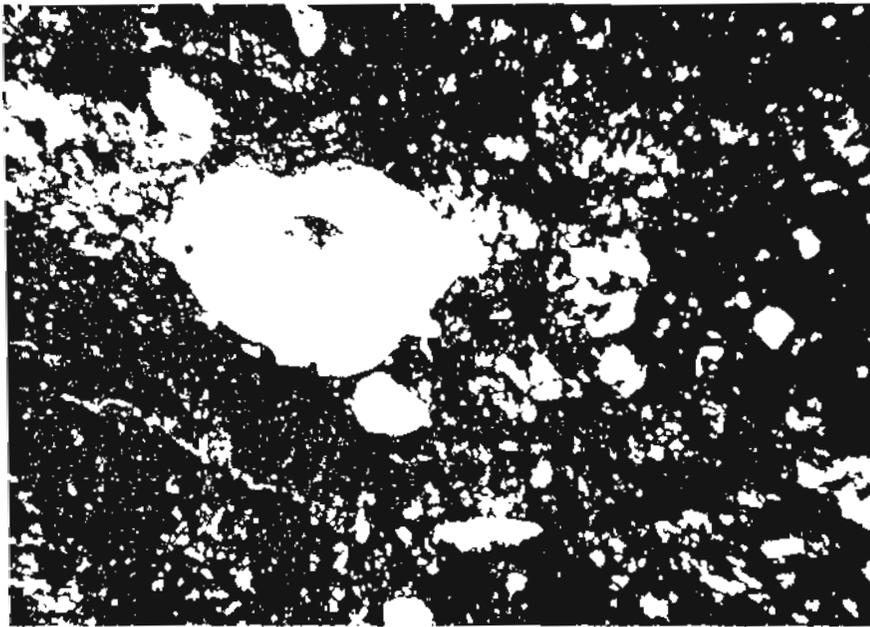


Photo - 5b

Cross nicols

es mayor que en la parte interna. En algunos casos la biotita es reemplazada completamente por opacita. La matriz está alterada a minerales de sílice criptocristalina.

(2) Formación Chojña-Chaya

La formación Chojña Chaya sobreyace concordantemente a la formación Utayane. Se compone de areniscas bien estratificadas de color café oscuro a verde oscuro y de grano medio, la cual se intercala con delgados estratos de conglomerados. La arenisca, que tiene rumbo NNW-SSE y manteo de 30° al W, es tobácea y se encuentra escasamente consolidada. En la parte oriental es intruída por numerosos diques de andesita. El espesor de la formación es de 350 m.

(3) Formación Condoriri

La formación Condoriri (Tct) forma la parte superior de las rocas blancas tobáceas. Se encuentra en contacto discordante con la formación Chojña Chaya, pero existe un pequeño hiatus entre ambas formaciones. La parte principal de esta formación se compone de toba riolítica leucocrática, que tiene fragmentos cristalinos de cuarzo y ocasionalmente escasos cristales de biotita y fragmentos de pómez o brachas accidentales. En la parte inferior de la formación se presentan frecuentemente brechas accidentales, las que se concentran como conglomerados, mientras que la parte superior a veces cambia a una roca dacítica de color café claro con fragmentos de brechas de pómez y andesita, con biotita idiomorfa secundaria. Esta formación tiene una amplia distribución en la vecindad del Cerro Condoriri y se puede ver un pequeño afloramiento en la parte occidental de la falla Condoriri. En general la estructura es casi horizontal. Su potencia es de unos 350 m.

En la cumbre del cerro Condoriri esta formación está cubierta por andesitas basálticas. A. Lahsen y P. Trujillo incluyeron la andesita basáltica en la toba blanca que llamaron formación Condoriri. Sin embargo, la arenisca tobácea y un conglomerado de unos 8 m de potencia se encuentran intercalados entre ellas, indicando un hiatus y discordancia. Este estudio por lo tanto definió solamente la toba como la formación Condoriri y distinguió la andesita basáltica de ésta, como la formación Guacalliri.

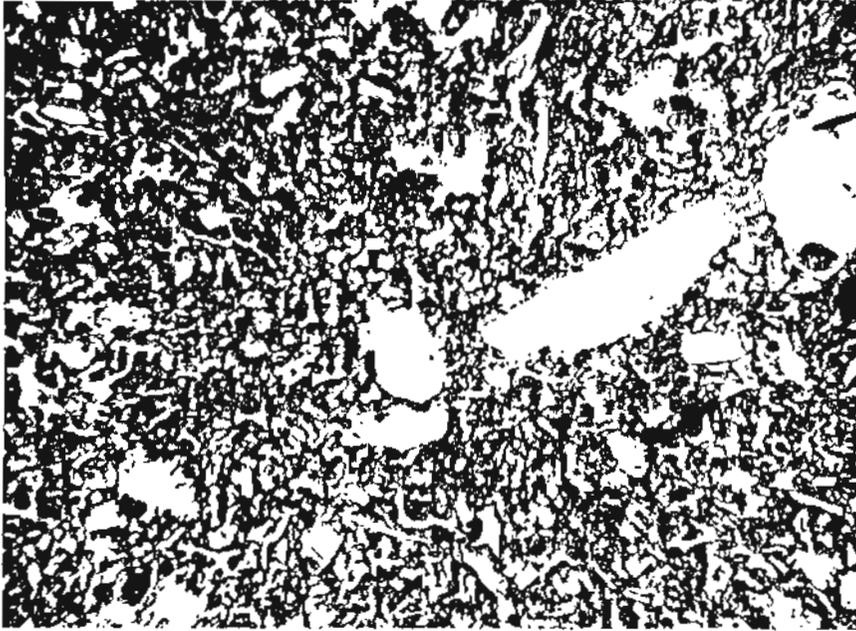


Photo - 7a

rhyolitic Tuff

(altered)

x 33

Open nicols

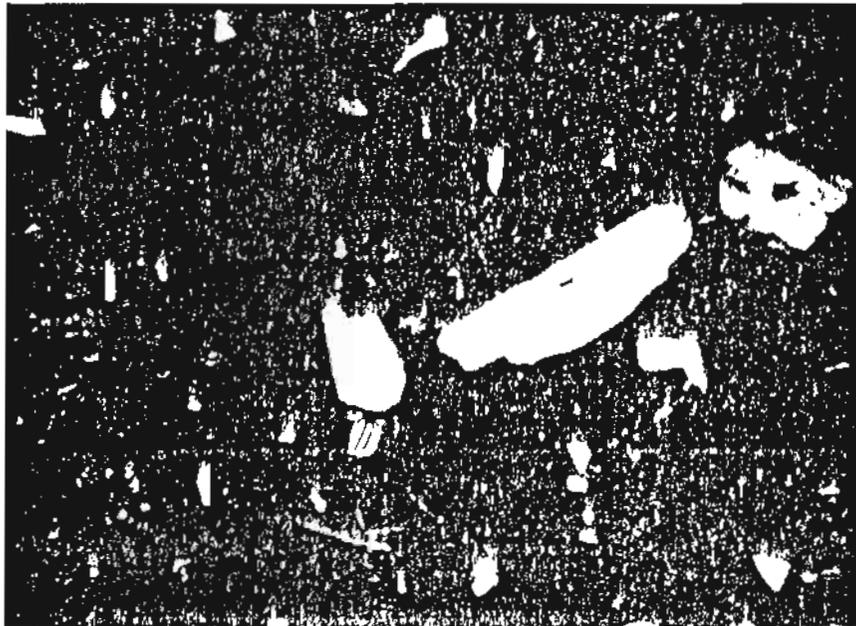


Photo - 7b

Cross nicols

Descripción de Roca

(1) Nombre de la roca : Toba riolítica.

Formación : Formación Condoriri (Tct)

Muestra N° : RS1607

Localidad : Ladera occidental del Cerro Condoriri

Foto N° : Foto-7

Observación microscópica : Toba vítrea con fragmentos de cristales de plagioclasa y pequeñas cantidades de cuarzo y biotita. Los fragmentos son frescos, pero el vidrio es reemplazado por minerales del grupo de la calcedonia.

1-3-3 Grupo de Andesitas Miocenas

El Grupo de andesitas miocenas sobreyace discordantemente a la toba blanca mencionada anteriormente. Este grupo, que representa el volcanismo mioceno tardío, se divide en tobas andesíticas soldadas de la formación Puchuldiza y andesitas basálticas de la formación Guacalliri.

(1) Formación Puchuldiza

La formación Puchuldiza se expone principalmente en las partes inferiores del río Puchuldiza, en el margen occidental de la falla Condoriri. Esta formación se divide en una andesita inferior y una toba soldada andesítica superior. Es expuesta repetidamente junto con la parte superior de la formación Lupe, que se encuentra plegada. Los ejes de plegamiento tienen rumbo NS a NNW-SSE.

La andesita (Tpl), se presenta en dos tipos distintos; uno de estos contiene abundantes fenocristales de plagioclasa hipidiomorfa a idiomorfa en una matriz vidriosa negra con una clara textura porfídica; la otra forma es negra y en general masiva con escasos fenocristales. La primera se distribuye fundamentalmente en el banco N del río Puchuldiza, desde el cerro Tahipicollo a Tuja, en tanto que la segunda se presenta en la ribera sur del río Puchuldiza. La mayor parte de la formación se compone de lavas andesíticas y tobas arenosas. Aunque es variable en diferentes localidades, el espesor de la formación se estima como del orden de 400 m.

La toba andesítica soldada (Tpt) es de color café a café oscuro y contiene fragmentos de cristales de feldespato, hornblenda, biotita y numerosos fragmentos con soldados. Esta formación se distribuye en forma irregular, debido a los efectos de la erosión posteriores a su sedimentación y plegamiento. La potencia original es estimada en aproximadamente 200 m.

Descripción de rocas

- (1) Nombre de la roca : Andesita de biotita, piroxena y hornblenda.
Formación : Formación Puchuldiza inferior (Tpc)
Muestra N° : RS0101, RS1402
Localidad : Tuja y Cerro Tahipicollo
Foto N° : Foto 8-9
Observación microscópica : Presenta textura porfídica característica, ocasionalmente con textura tobácea o de flujo. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa, biotita, hornblenda o piroxeno (augita e hiperstena). Tiene una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio.
- (2) Nombre de la roca : Toba andesítica soldada.
Formación : Formación Puchuldiza, parte superior (Tpt)
Muestra N° : RS0302
Localidad : Tuja
Foto N° : Foto 10
Observación microscópica : Toba soldada con pequeñas cantidades de plagioclasa y biotita. El vidrio volcánico cambia completamente a un agregado de minerales félsicos ordenados en forma paralela.

(2) Formación Guacalliri

La formación Guacalliri (Tpa) se encuentra solamente en la parte oriental de la falla Condoriri y está formada por andesitas basálticas con piroxeno y olivina. En el cerro Condoriri, se dispone discordantemente sobre la formación Condoriri; la formación Puchuldiza está ausente. Por otra parte, en el Cerro Guacalliri descansa directamente sobre la formación Puchuldiza. Esta formación es probablemente correlacionable con parte de la formación Puchuldiza.



Photo - 8a

mica - amphibole

Andesite

x 33

Open nicols



Photo - 8b

Cross nicols

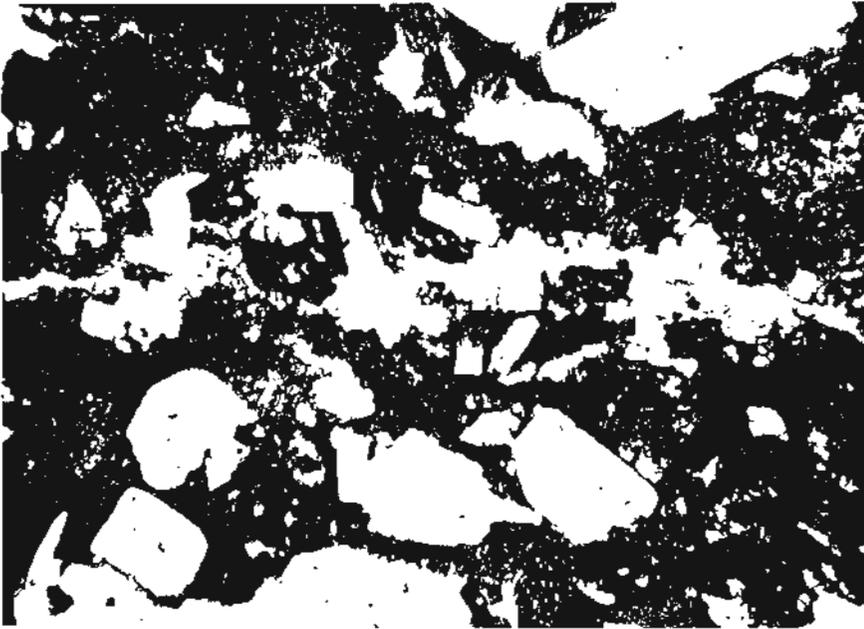


Photo - 9a

two - pyroxene

Andesite

x 33

Open nicols

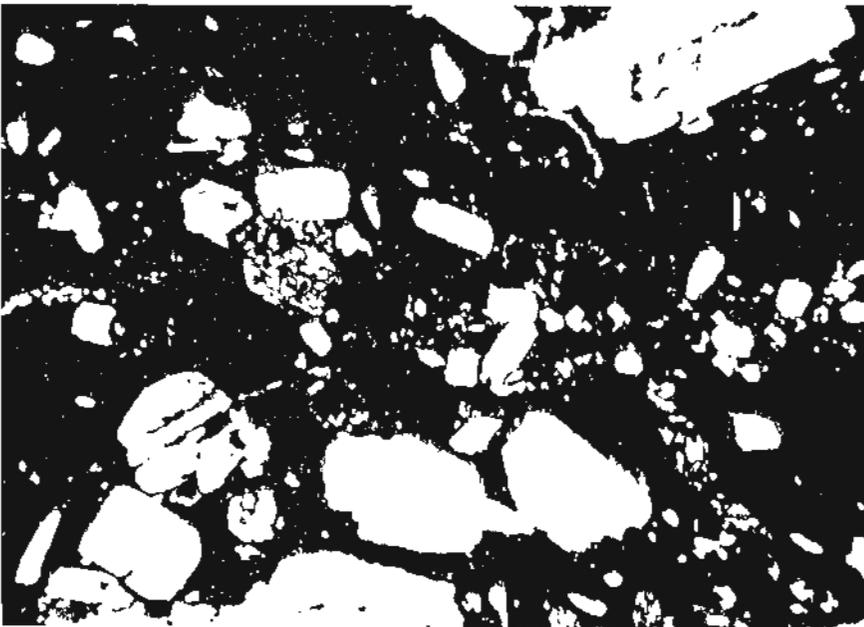


Photo - 9b

Cross nicols

Descripción de roca

- (1) Nombre de la roca : Andesita de dos piroxenos.
Formación : Formación Guacalliri (Tpa)
Nuestra N° : RS2806
Localidad : Cerro Condoriri
Foto N° : Foto 11

Observación microscópica : Roca porfídica con fenocristales de plagioclasa, augita e hiperstena en una matriz vídriosa. La matriz se compone de vidrio cáfe, agujas y láminas de plagioclasas y piroxeno.

1-3-4 Grupo Clástico Plioceno

El grupo clástico, de probable edad pliocena, sobreyace discordantemente las formaciones miocenas mencionadas anteriormente y se divide en las formaciones Lupe y Mauque.

(1) Formación Lupe

La parte inferior de la formación Lupe es de origen continental (depósitos fluviales) y se compone de areniscas y conglomerados (Tli), en tanto que su parte superior, se compone de piroclásticos con abundantes brechas volcánicas y pómez (Tls). En la parte superior se encuentran lavas andesíticas (Tla) caracterizadas por fenocristales de biotita, hornblenda y plagioclasa. La formación es concordante con la formación Puchuldiza y forma una estructura de pliegues compuestos, con ejes NS a NNW-SSE. Esta evidencia indica que hubo una época compresional en el Mioceno Medio a Superior, con posterioridad a la depositación de la formación. El espesor de la formación, variable en diversos lugares, es estimado en unos 250 m. La formación se distribuye regularmente y se presenta solamente en el lado occidental de la falla Puchuldiza.

(2) Formación Mauque

La formación Mauque (Tm), consiste en areniscas y piroclásticos y aflora en la parte oriental del área de interés. La relación entre esta formación y la formación Lupe no es clara.

1-3-5 Grupo Volcánico Pleistoceno

La formación andesítica pleistocena (Qpa) se distribuye ampliamente y sobreyace discordantemente a las formaciones mencionadas arriba. Los centros de actividad ígnea se encuentran en la parte N del Cerro Blanco, en el Cerro Guallane y en el Cerro Quitani, en la parte sur del río Puchuldiza.

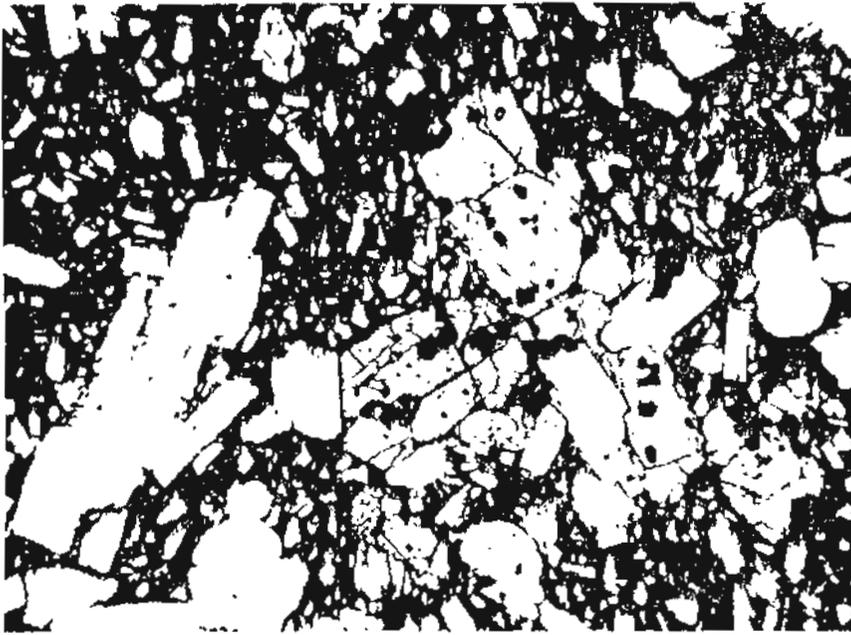


Photo - 11a
two - pyroxene
Andesite
x 33
Open nicols



Photo - 11b

Cross nicols

Sus elevaciones alcanzan a los 5.200 m. Las rocas andesíticas porfídicas continen usualmente fenocristales de plagioclasa de más de 5 mm de diámetro, biotita y hornblenda.

Las elevaciones de la base de la formación andesítica son 4.100 a 4.250 m en la parte W alrededor de Tuja, 4.400 a 4.600 m en el centro cerca del Cerro Tahipicollo y cerca de 4.200 m en el sector NE. Sin embargo, esta formación no aflora en la parte suroriental que incluye el Cerro Condoriri, a pesar de su altura de 4.800 m. Las elevaciones de la base de la del grupo Pleistoceno marcan el nivel de erosión inmediatamente anterior a la actividad ígnea, de modo que las alturas diferentes en que se encuentra este horizonte en diversos lugares, son el proudcto de movimientos de bloques asociados al fallamiento del Pleistoceno tardío.

Descripción de Rocas

- (1) Nombre de la roca : Andesita de hornblenda.
Formación : Rocas volcánicas Pleistocenas (Qap)
Muestra N° : RS3001
Localidad : Parte norte del campo Puchuldiza
Foto N° : Foto 12
Observación microscópica : Roca porfídica, caracterizada por grandes fenocristales de plagioclasa. Se reconocen asimismo fenocristales de hornblenda. La hornblenda es oxihornblenda con fuerte pleocroísmo y de un color rojo profundo a amarillo. Granos muy finos de oxihornblenda aparecen rodeados por opacita. La matriz consiste en tablillas de plagioclasa, hornblenda de grano fino y vidrio con una clara estructura de flujo.

1-3-6 Aluvio

Los depósitos aluvionales (Qa) compuestos de barro, arenas y gravas, se encuentran a lo largo de los ríos y en las laderas de los cerros.

1-3-7 Intrusivos

Las rocas intrusivas del área son pórfido diorítico (Tia) y diques andesíticos (Tib), que intruyen a formaciones más antiguas que la formación Condoriri. El pórfido diorítico tiene facies que varían de andesíticos a

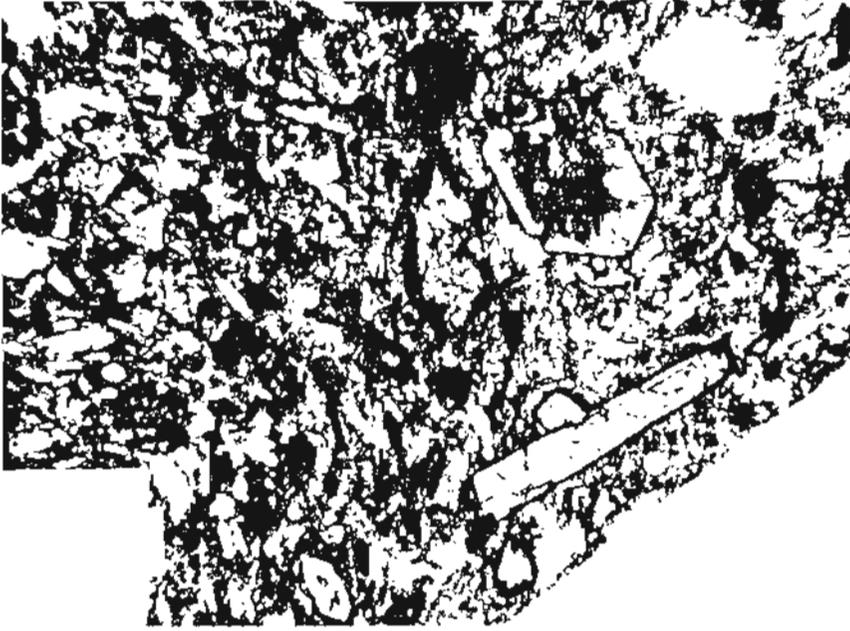


Photo - 12a

hornblende Andesite

x 33

Open nicols



Photo - 12b

Cross nicols

DYKE

No. RS1701

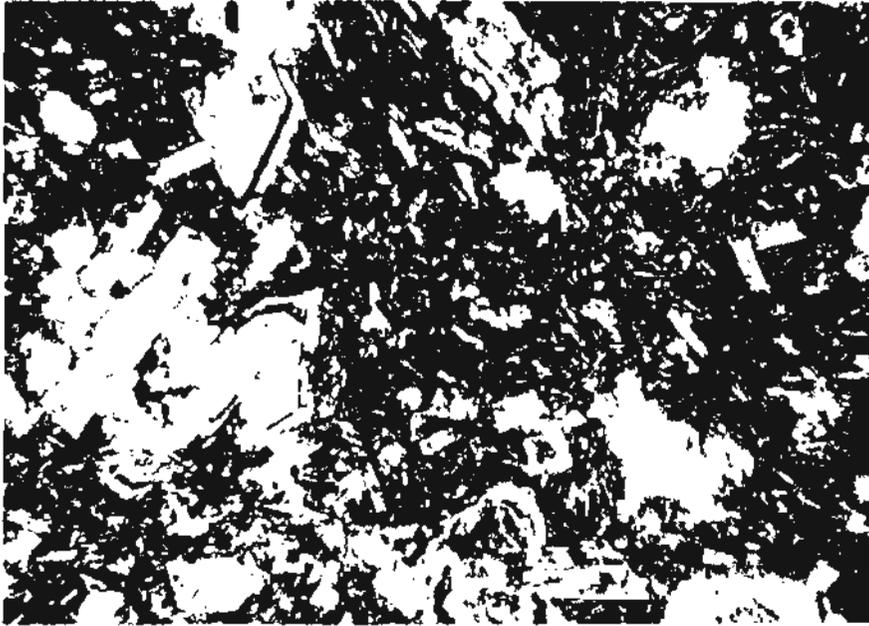


Photo - 14a

Andesite (altered)

x 33

Open nicols

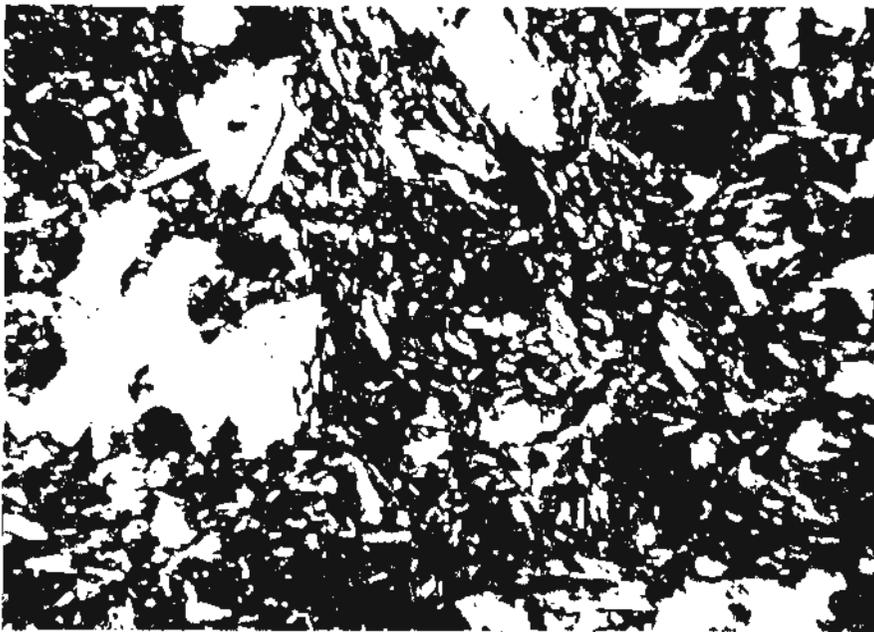


Photo - 14b

Cross nicols

pórfido granítico y ha intruido a cuerpos intrusivos en forma de diques de rumbo NS.

Descripción de roca

- (1) Nombre de la roca : Pórfido granítico (Tia)
Muestra N° : RS2701
Localidad : Parte sur de Puchuldiza
Foto N° : Foto 13
Observación microscópica : Roca porfídica con una clara textura micrográfica. Los fenocristales son de plagioclasa y se reconocen escasos minerales máficos primarios. La matriz se compone de feldespato de potasio de grano fino, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos. Los feldespatos están alterados a pequeños cristales de sericita, calcita y otros. Clorita y leucoxeno se presentan como minerales secundarios.
- (2) Nombre de la roca : Andesita (Tib)
Muestra N° : RS1701
Localidad : Ladera occidental del Cerro Condoriri.
Foto N° : Foto 14
Observaciones microscópicas : Textura porfídica. La mayor parte de los fenocristales son de plagioclasa. La matriz se compone de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio. La plagioclasa y el piroxeno son frescos pero el vidrio se encuentra alterado a un agregado de minerales de arcilla de color café-verdoso.

1-4 Geología Estructural

La geología estructural del área del estudio se caracteriza por intensos fallamientos y movimientos de bloques durante la Orogénesis Andina. Se reconocen algunos sistemas regulares de fallamiento, como por ejemplo los cuatro sistemas NS, NE-SW, NW-SE y EW. Estos sistemas son claramente identificables y dividen el área en varios bloques a intervalos más o menos regulares.

El fallamiento tuvo lugar en forma intermitente desde el Cretácico. La rápida erosión de los bloques solevado y la sedimentación sobre los bloques hundidos causaron considerables variaciones de la facies de rocas y del espesor de los sedimentos.

Estos movimientos tectónicos están impresos en la topografía actual. (Fig.II-1-6).

1-4-1 Pliegues

En el área del estudio se reconocen dos tipos de pliegues con edades distintas. La formación Churicollo que constituye la roca fundamental, forma un sinclinatorio con ejes de plegamiento de rumbo NS a NNW-SSE, los cuales mantean fuertemente hacia el S.

Las tobas blancas, las andesitas de la formación Puchuldiza y las rocas clásticas de la formación Lupe presentan estructuras de pliegues casi horizontales a intervalos de 2 km con ejes de rumbo NNE-SSW y con una suave inclinación hacia el S. Estos pliegues fueron inicialmente causados por movimientos Paleogenos y posteriormente afectados por movimientos Pliocenos tardíos. Se concluye por lo tanto, que en esta área, hubo dos episodios compresivos.

1-4-2 Fallamiento y Movimiento de Bloques

El hecho de que gran parte del área de estudio se encuentra cubierta por sedimentos posteriores al fallamiento, dificultó la obtención de detalles del fallamiento y movimiento de bloques en ella. Sin embargo, los autores trataron de estimar la naturaleza, desplazamiento y edades relativas del movimiento de cada falla. (Fig.II-1-7)

(1) Sistema de fallas N-S

Desde el oriente, las fallas principales son la falla Condoriri, la falla Ancocollo y la falla Tuja. La falla Condoriri pone en contacto las rocas de la formación basal Churicollo, y las tobas blancas superiores. Intrusiones de pórfido diorítico se han producido a lo largo de esta falla. El lado occidental de la falla habría sido solevado por unos 200 a 900 m en sentido vertical. El principal movimiento debe haber ocurrido en el Mioceno Medio a Plioceno.

La falla Ancocollo está casi completamente cubierta y afecta la distribución de la formación Puchuldiza, formación Lupe y las rocas volcánicas Pliocenas. El lado oriental de la falla ha sido solevado de manera diferente a la falla Puchuldiza. El desplazamiento neto después de la sedimentación de la formación Puchuldiza alcanza a unos 300 m, pero la erosión redujo este valor a unos 200 m justo antes de la depositación de las rocas volcánicas de Puchuldiza.

La distribución de la formación Lupe, que está formada por sedimentos típicos de graben, se limita al lado occidental de la falla.

Se ha deducido que el movimiento principal es de edad Pliocena. La falla de Tuja, asociada con las manifestaciones geotermales de Tuja y las rocas volcánicas pleistocénicas es comparativamente joven. El lado occidental de la falla tiene un desplazamiento neto según el mapeo de más de 100 m.

Las fallas del sistema N-S se desplazaron principalmente en sentido vertical y formaron la estructura de bloque solevado (horst) de la formación Churicollo, la cual tiene sistemas de fallas NNE-SSE, NE-SW y NW-SE. Estos sistemas se derivan de la falla principal. Las fallas de este sistema se relacionan con el movimiento orogénico del Cretácico tardío a Paleogeno y fueron causados principalmente por movimientos secundarios del Neogeno. La línea estructural principal que separa a la Cordillera Occidental del Plateau Boliviano se encuentra cubierta en el lado oriental. Es interesante notar que el movimiento de este a oeste afectó al sistema de fallas N-S.

(2) Fallas de los Sistemas NE-SW y NW-SE

Las fallas de los sistemas NE-SW y NW-SE están representados por la falla Churicollo y la falla Puchuldiza respectivamente. Ambas fallas son del tipo conjugado y reflejan los resultados de compresiones y tensiones que ocurrieron repetidamente en la Cordillera de los Andes, de rumbo N-S.

Ambas fallas afectan la topografía actual y la distribución de todas las formaciones, incluyendo la formación Churicollo y aún las rocas volcánicas Pleistocenas del área. La distribución de la formación Lupe es claramente controlada por estas fallas.

De acuerdo con lo anterior, se supone que la edad del principal movimiento de las fallas es Oligoceno y que aún existe actividad tectónica. Los campos

geotérmicos de Puchuldiza, Tuja y Quitaliri (10 km al NW de Tuja), están relacionados a la falla Puchuldiza, del sistema NW-SE. Esta falla exhibe un importante desplazamiento lateral, es decir, el bloque SW se ha movido 1 km al E y ha sido solevado por cerca de 1.000 m.

La falla Churicollo del sistema NE-SW es cortada por la falla Puchuldiza y se supone por lo tanto que es más antigua que ésta. La magnitud del desplazamiento de la falla no es claramente observable, pero se estima que el bloque SE podría haberse movido unos 200 m al W y habría sido levantado por unos 100 m.

Estos movimientos están relacionados al solevantamiento del bloque levantado (horst) cercano a la intersección de estas dos fallas. El movimiento de las fallas NS y la formación subsecuente de bloques produjeron el bloque levantado (horst) de Churicollo y la cuenca tectónica (graben) de Tahipicollo. Aunque los detalles no son claros, se puede afirmar que la formación de bloques a intervalos regulares, causada por fallas de los tres sistemas antes mencionados, caracterizan la estructura geológica de esta área. Los bloques tienen forma de paralelógramos y triángulos.

Las magnitudes de desplazamiento mencionadas anteriormente para las dos fallas fueron estimadas en base a los movimientos post-Pliocenos. Las fallas pueden haberse movido con anterioridad al Plioceno pero es difícil computar los eventuales desplazamientos debido a la sobrecarga de sedimentos que cubre las fallas.

(3) Fallas del sistema E-W

Las fallas de este sistema, cuyos desplazamientos son de poca importancia, son del tipo de tensión, que acompañan a las fallas del sistema N-S y tienen relativamente menor influencia que las fallas mencionadas anteriormente.

(4) Fallas Tardías del Sistema NE-SW

Las fallas del sistema NE-SW y con escasa frecuencia del sistema NW-SE pueden ser seguidas intermitentemente en las rocas volcánicas Pleistocénicas. Estas son las fallas últimas del tipo de tensión, indicando posiblemente la extensión de fallas ocultas existentes en profundidad.

1-4-3 Variaciones en la Potencia de las Formaciones

Los sedimentos del área del estudio consisten en rocas volcánicas (lavas, tobas y tobas soldadas) y depósitos continentales (areniscas y conglomerados). La distribución de cada formación es irregular y fuertemente controlada por la estructura de la cuenca sedimentaria. Es razonable esperar cambios en las facies de rocas y en el espesor de cada formación aflorante dentro de cada bloque y área, debido a que esta área fue sujeta a intenso movimiento de bloques y por lo tanto las superficies de depositación no siempre fueron horizontales ya que la depositación y erosión de cada formación tuvo lugar en forma cíclica.

La estratigrafía y el espesor de cada formación se muestran en la Tabla II-1-1.

Los espesores fueron medidos en las localidades tipo y representan los valores máximos probables en el área en general. Debido a las relaciones discordantes, la posibilidad de variaciones de las potencias para cada formación es considerada baja. Para inferir la estructura geológica debería tomarse en cuenta lo siguiente:

- (1) La parte inferior de la formación Utayane puede ser más delgada debido a acuñamiento.
- (2) La formación Chojña Chaya desaparece por discordancia.
- (3) La formación Condoriri puede tener su espesor reducido por la presencia de una discordancia.
- (4) La formación Puchuldiza puede también presentar un menor espesor debido a la presencia de un centro eruptivo y a la topografía elevada al producirse la sedimentación.
- (5) La depositación de la formación Guacalliri fue controlada por la ubicación de un centro eruptivo y se distribuyó en un área limitada. También es posible que esta formación tenga su potencia reducida por procesos erosivos posteriores a su depositación.
- (6) Las formaciones Mauque y Lupe tienen una extensión areal limitada debido al efecto de los importantes movimientos de bloques. El solevantamiento puede haber causado una alta velocidad de erosión, con posterioridad a la sedimentación.

(7) La distribución de las rocas volcánicas pleistocénicas está fuertemente controlada por la ubicación de los centros eruptivos.

1-5 Geología de los Sondajes

En el área de Puchuldiza se han perforado cinco sondajes con una extensión total de 3.774 m . Estas perforaciones se ubican en el lado N del campo geotérmico de Puchuldiza, alrededor del Cerro Tahipicollo. Todos los sondajes fueron ubicados en andesitas de la formación Puchuldiza y atravesaron formaciones subyacentes.

Sin embargo, la mayor parte de los sondajes fueron perforados sin recuperación de testigos. Se recolectaron testigos solamente en 2 ó 3 puntos en cada sondaje. En consecuencia, es muy difícil delinear formaciones en base a la información de los sondajes. Se muestreó barro a intervalos de 2 m para recuperar testigo triturado (cutting) pero, por debajo de los 500 m, estas muestras se encuentran totalmente molidas y alteradas, lo que impide la identificación de las rocas perforadas. Solamente es posible reconocer en testigos triturados (cutting) las rocas de la formación Puchuldiza.

Los tipos de roca probables y correlaciones estratigráficas hechas a base de los escasos testigos e información dudosa de los barros de perforación se muestran en la Fig.II-1-8.

En la parte superior de cada sondaje se presentan andesitas de la formación Puchuldiza. La andesita, comúnmente de color gris, se caracteriza por una textura porfídica con fenocristales de feldespato y una matriz vídriosa levemente alterada. No es muy difícil distinguir la capa inferior de andesita en las muestras de barro de perforación.

Las tobas dacíticas de la serie subyacente fueron correlacionadas y asignadas a la formación Condoriri. Estas son usualmente grises a blancas y contienen fragmentos de cristales de feldespato, cuarzo y biotita. Se observa una intensa alteración y fracturamiento; la alteración consiste en arcillización, silicificación y sericitización. En forma ocasional se encuentran diseminaciones de clorita y pirita. El espesor de la formación es de unos 300 m.

Las areniscas tobáceas son correlacionadas y asignadas a la formación Chojña Chaya. Estas, son usualmente de color gris verdoso y están muy alte-

radas, al punto de ser deleznable. En ocasiones se alternan tobas de cristales con andesitas y dacitas. La potencia de estas areniscas tobáceas es reducida; es de 30 m en el Sondaje N°2 y en el Sondaje N° 4 se encuentran ausentes.

Las rocas subyacentes a la formación descrita, que se compone de tobas, se correlacionan con la formación Utayane. Las rocas son de color gris claro y en ocasiones blanco, café o negro. Se observa a menudo una estructura bandeada causada por fuertes compresiones. Se reconocen asimismo fragmentos de biotita, pómez, brecha, plagioclasa y cuarzo. El fracturamiento y alteración de los minerales produjeron arcillización, silicificación, sericitización y cloritización.

En ocasiones se observa diseminación de pirita. Esta roca se encuentra a profundidades mayores de 500 m en todos los sondajes y se extiende por cerca de 400 m en la vertical. Las rocas encontradas en el fondo de los sondajes más profundos, como por ejemplo en el Sondaje N°4 y Sondaje N°5, son andesitas. La estructura bandeada de fuerte inclinación (aproximadamente 70°), que se observa en algunos puntos del Sondaje N°2, sugiere que parte de esta roca puede pertenecer al Miembro Inferior del Grupo Churicollo (Kch-3).

CAPITULO 2

ESTUDIO GEOQUIMICO

CAPITULO 2 - ESTUDIO GEOQUIMICO

2-1 Objetivo del Estudio

Las manifestaciones geotérmicas representadas por geysers y fuentes termales en la superficie son consideradas como derivadas de la energía geotérmica de un acuífero existente en profundidad. La energía de este sistema geotérmico podría ser usada en la obtención de energía eléctrica. La composición química del fluido geotermal, compuesto principalmente de agua, puede utilizarse para inferir las características de un sistema geotérmico.

Los objetivos de esta exploración geoquímica son: estudiar las manifestaciones geotérmicas existentes en la superficie del campo geotérmico de Puchuldiza; analizar la composición química que caracteriza al agua caliente colectada de las fuentes termales y pozos de exploración; deducir la temperatura del depósito geotérmico en sub-superficie; y encontrar la ubicación probable de la fuente de calor, a partir de la distribución de minerales alterados a consecuencia de la circulación subterránea del agua caliente. También se efectuaron análisis isotópicos del agua caliente y del agua de ríos, con el fin de identificar el sistema geotérmico.

2-2 Métodos

Análisis Químico de Aguas Calientes

A fin de conocer las características del agua caliente alrededor del área de las manifestaciones geotérmicas, se efectuó en este estudio un mapeo a escala 1:10.000. Durante este estudio se midieron la temperatura y pH de las aguas. Se recolectaron muestras de agua en botellas de polietileno de 1.000 ml. Estas muestras de agua fueron llevadas al Japón y analizadas por doce elementos principales en los Laboratorios Químicos de Bishimetal Exploration Co.

Minerales de Alteración

La distribución de arcillas, producto de la actividad geotérmica se estudió mediante observaciones al microscopio y análisis por difracción de Rayos X. Para este estudio se prepararon cortes delgados de muestras de

rocas de cada formación aflorante en el área y de testigos de sondajes de exploración. Rocas alteradas superficiales y testigos triturados (cutting) fueron asimismo analizadas por difracción de rayos X. El grupo usado y las condiciones del análisis se indican a continuación :

(1) Estudio Microscópico

1) Equipo

Microscopio Orto plan. Vol (Ernst Leitz, PHO (Nippon Kogaku)).
Rutomat - Fotografías (Ernst Leitz).

2) Método de Observación

Se estudiaron en cada corte delgado las asociaciones mineralógicas, paragénesis y texturas.

Se tomaron fotografías microscópicas de la parte típica de las muestras con nícoles cruzados y nícoles paralelos.

(2) Análisis por Difracción de Rayos X

1) Instrumentos empleados

Difractómetro de Rayos X Phillips

2) Procedimiento de análisis

Las muestras colectadas fueron molidas bajo 50 a 100 mallas en un mortero de acero inoxidable. Posteriormente éstas fueron reducidas a un polvo impalpable en un mortero de ágata, a fin de disponer de partículas no orientadas.

3) Condiciones de la Difracción de Rayos X

Blanco	: Cu K α
Filtro	: Monocromador de grafito
Voltaje	: 30 mA
Angulo de Apertura	: 1°
Apertura de Recepción	: 0.2 mm
Velocidad de Barrido	: 1°/min
Velocidad del Inscriptor	: 1 cm/min

2-3 Manifestaciones Geotérmicas (Fig.II-2-1)

Las manifestaciones geotérmicas observadas en superficie se encuentran dispersas en un área de 10 km², en la parte baja del campo geotérmico de Puchuldiza (a unos 4.100 m s.n.m.).

La actividad geotermal más intensa del área está representada por los geysers, fumarolas, fuentes de barro y terrazas de sínter de Puchuldiza y Tuja. Estas manifestaciones geotérmicas están estrechamente relacionadas con las fallas de rumbo N-S, NW-SE y NE-SW, las que controlan las estructuras geológicas del área.

(1) Manifestación de Puchuldiza (Fig.II-2-2)

La manifestación de Puchuldiza, que es la mayor del área, aparece en la depresión del río Puchuldiza, el cual tiene una forma de L invertida al sur de los cerros de Tahipicollo.

Esta manifestación se ubica geológicamente en la intersección de un grupo de fallas N-S que se derivan de aquellas de rumbo NW-SE.

Se considera que las soluciones hidrotermales se elevan a la superficie a lo largo de la falla Condoriri y del sistema de rumbo NW-SE de la falla Puchuldiza. Las fuentes termales ocurren en una zona de 1.2 km (extensión N-S) por 1.5 km (extensión E-W), a lo largo del río Puchuldiza.

Existen unos 100 geysers o fumarolas en el área y el flujo total de agua es de aproximadamente 40 l/seg a la fecha del estudio. En un nivel inferior a lo largo del río Puchuldiza se encontraron cloruros y sílice precipitados del agua de las fuentes termales. Se estima que la terraza de sínter que se formó pesa unos 10.000.000 de toneladas.

(2) Manifestaciones de Tuja (Fig.II-2-2)

La manifestación de Tuja se ubica en la parte occidental del campo y es la segunda en importancia por su actividad después de Puchuldiza.

La actividad termal se encuentra también en la intersección de la falla Tuja, de rumbo NS, y la falla Puchuldiza de rumbo NW-SE. En las porciones inferiores de los valles afectados por ambas fallas se han encontrado más de 50 fumarolas y géiseres en un área de 700 m (extensión NS) por 300 m (extensión EW).

El flujo de agua de los geysers ha sido estimado en 20 l/seg. Las terrazas, formadas por sinter de sílice precipitada del agua de las fuentes termales, pesarían unos 3.000.000 de toneladas.

)))

Scale 1 : 50,000

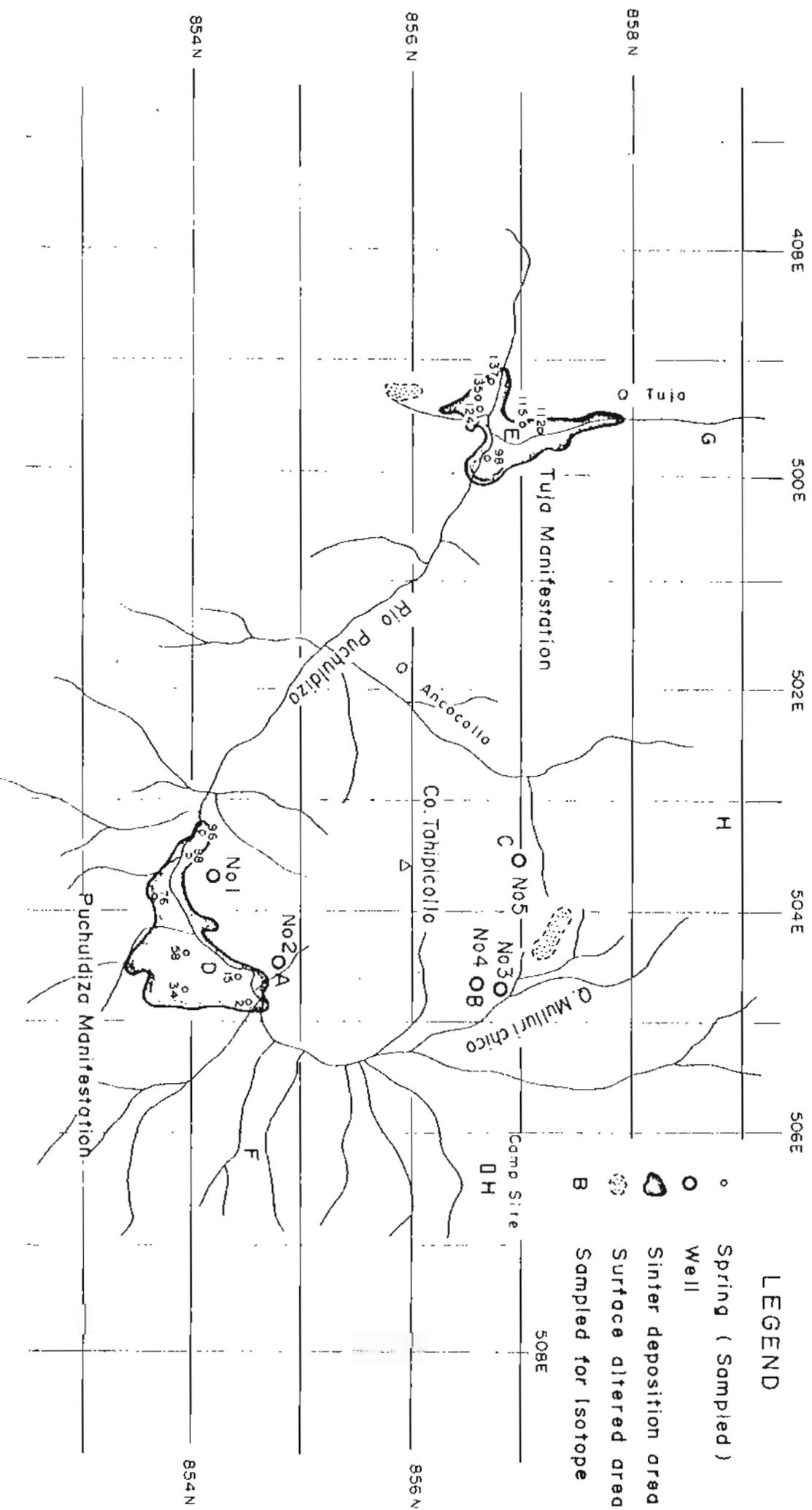


Fig. II-2-1 LOCATION OF SURFACE GEOTHERMAL ACTIVITIES

(3) Otras manifestaciones geotérmicas

Se ha observado alteración de las rocas debido a la actividad geotérmica en la zona denominada Mulluri Chico, en la parte nororiental del cerro Tahipicollo y en la extensión S de la falla de Tuja.

2-4 Minerales de alteración

La zona de alteración geotérmica está constituida por varios minerales alterados, los que han sido producidos por la interacción entre el agua caliente y las rocas de caja. En general la zona silicificada se encuentra en el centro y se compone principalmente de minerales de sílice tales como cuarzo, cristobalita y tridimita; esta zona silicificada está rodeada por la zona arcillizada (compuesta principalmente de caolinita y montmorillonita).

La distribución zonada de los minerales de alteración es común en el campo geotérmico y se considera que refleja el gradiente químico del agua caliente ascendente.

En este capítulo se discuten los tipos de minerales alterados y su distribución, basándose en los estudios microscópicos y de difracción de Rayos X de las muestras colectadas de las formaciones de rocas y de los sondeos.

2-4-1 Zona alterada superficial (Tabla II-2-1)

Se ha observado alteración en gran escala en el área que rodea a las manifestaciones de Puchuldiza y Tuja. Se ha observado alteración en pequeña escala en el río Mulluri Chico y en la parte sur de Tuja.

Los minerales detectados por análisis de difracción de Rayos X son: cuarzo α , tridimita, cristobalita α , montmorillonita, clorita, sericita, minerales del grupo del caolín, entrecrecimientos de clorita y montmorillonita y alunita.

(1) Zona de alteración de Puchuldiza

Las andesitas de Puchuldiza fueron muestreadas en la ladera S del cerro Tahipicollo, entre los sondeos N°1 y N°2. Los minerales de alteración observados son cristobalita α , sericita y montmorillonita entrecrecidas. No se detectaron arcillas en las muestras colectadas cerca del pozo N°2.

TABLA II-2-1 Análisis por Difracción de Rayos-X de Rocas Alteradas de la Superficie.

Minerales Ubicación		Sílice			Feld.		Arcilla					Zeolita		Otros			
		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 : Cuarzo Mon : Montmorillonita Mor : Mordenita
 Tri : Tridimita Chl : Clorita Lau : Laumontita
 α -Cr : Cristobalita α Ser : Sericita Cal : Calcita
 Pl : Plagioclasa Kao : Caolín Alu : Alunita
 K-fel: Feld. de K Py : Pirita
 C-M : Clorita-Montmorillonita Entrecrecidas
 S-M : Sericita-Montmorillonita Entrecrecidas

Por otra parte en la zona de alteración de la formación Churicollo, que se ubica en la ladera S del área geotérmica, no se encontraron cristobalita α , montmorillonita ni clorita. En el sur del área se detectó solamente cristobalita pero no se detectaron arcillas.

(2) Zona de alteración del río Mulluri Chico.

Se detectaron cuarzo α y cristobalita α , pero no se detectó arcillas.

(3) Zona de alteración de Tuja

Comúnmente se encuentran minerales de sílice tales como tridimita y cristobalita α con cuarzo α , en las muestras tomadas de la parte sur y oeste de la zona de alteración geotérmica. Se reconoció la presencia de sericita y clorita en la parte oriental y sur y se notó la presencia de caolinita en la parte occidental.

Solamente en esta última área se encontró alunita asociada con cristobalita α . En vista de esto, se infiere que la actividad de sulfatos debe haber sido dominante en el pasado.

(4) Zona de alteración de Tuja Sur

Se reconocieron en esta área tridimita, montmorillonita y sericita.

2-4-2 Estudio de testigos de sondajes y testigos triturados (cuttings).

Se hicieron observaciones microscópicas y por difracción de Rayos X en todos los testigos de sondajes y testigos triturados disponibles, a fin de conocer las asociaciones mineralógicas de alteración, con la sola excepción de el pozo N°3. Para la preparación de cortes delgados se utilizaron muestras de testigo de rocas. Para los análisis de difracción de Rayos-X se emplearon también testigos triturados (cuttings) y muestras de testigos tomadas a intervalos de 100 m.

(1) Observación microscópica

Debido a la escasez de testigos de sondaje se seleccionaron muestras de las partes más profundas de los pozos para su estudio al microscopio. Las tobas blancas de la formación Condoriri son rocas volcánicas clásticas, compuestas de cristales de cuarzo, feldespatos de potasio y plagioclasa. La alteración se observa claramente en vidrios volcánicos y se caracteriza por una fuerte sericitización y arcillización. También se observan caolinitización y silicificación. La formación Utayane, que se presenta en la

parte más profunda de los sondajes está constituida por tobas dacíticas. Las tobas soldadas tienen fenocristales de feldespato primario, pero los minerales máficos están alterados a clorita, calcita y otras arcillas de color verde. La masa fundamental se encuentra reemplazada por sericita o por sericita y montmorillonita entrecrecidas. Delgadas vetillas, rellenas de cuarzo, calcita y sericita han sido observadas en los cortes delgados.

(2) Análisis por difracción de Rayos-X (Tabla II-2-2, Fig. II-2-3 a II-2-5).

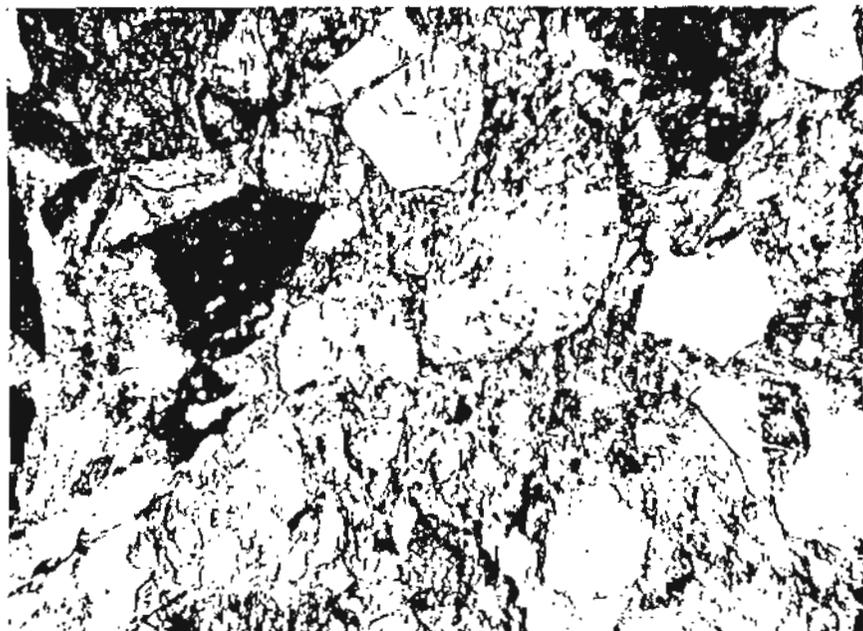
A fin de estudiar la distribución de los minerales alterados alrededor del área geotérmica se efectuaron análisis por difracción de Rayos-X de testigos de sondajes y testigos triturados (cuttings).

Por medio de técnica de difracción de Rayos-X se detectaron minerales de sílice tales como cuarzo α , tridimite y cristobalite α y arcillas tales como montmorillonita, clorita, sericita caolinita y sericita entrecrecida con montmorillonita. También se encontraron zeolitas del tipo mor-denita en la parte más somera del pozo N°1. Se encontró calcita en prácticamente todos los pozos excepto el pozo N°1. Si se analiza la forma de ocurrencia de los minerales alterados detectados por la difracción de Rayos-X se puede estimar la temperatura del acuífero.

Los minerales de sílice del tipo cuarzo α se encuentran comúnmente en la parte profunda de los pozos sondajes pero en el Sondaje N°1 se encuentran en menor proporción entre la superficie y la profundidad de 300 m. No se detecta cuarzo α sino hasta los 100 m de profundidad en los pozos N°2 y N°4.

Por otra parte, la cristobalita α , que aparece comúnmente en la zona alterada de baja temperatura, se encuentra usualmente hasta la profundidad de 600 m en el pozo N°1 y a profundidades someras del pozo N°5. Se encuentra escasa tridimite en la porción somera de los Sondajes N°4 y N°5.

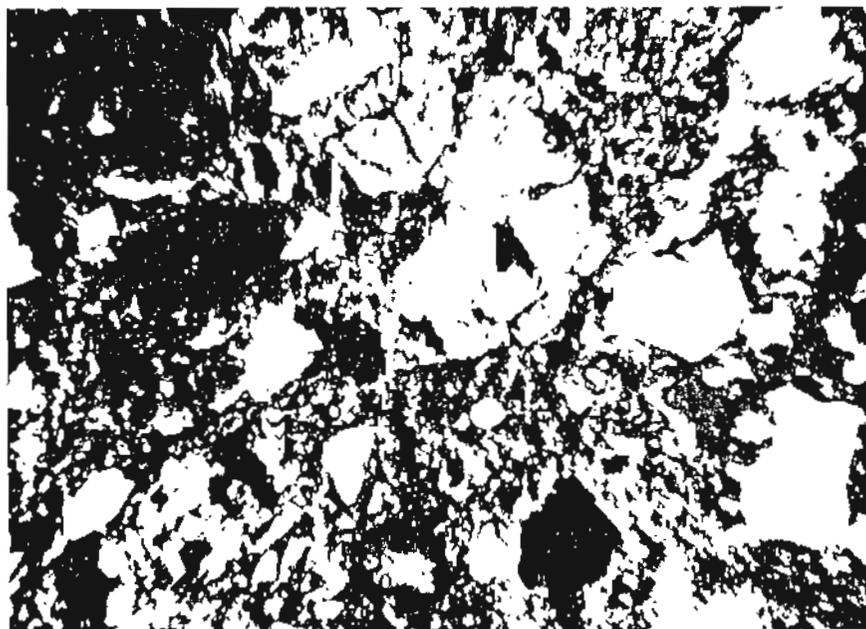
Entre las arcillas se encontró montmorillonita en la parte somera del pozo N°4 y del pozo N°5; en tanto que clorita y sericita generalmente aparecen en todos los pozos, excepto en la porción somera del pozo N°1. Montmorillonita entrecrecida y caolinita fueron encontradas solamente en el pozo N°1.



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.

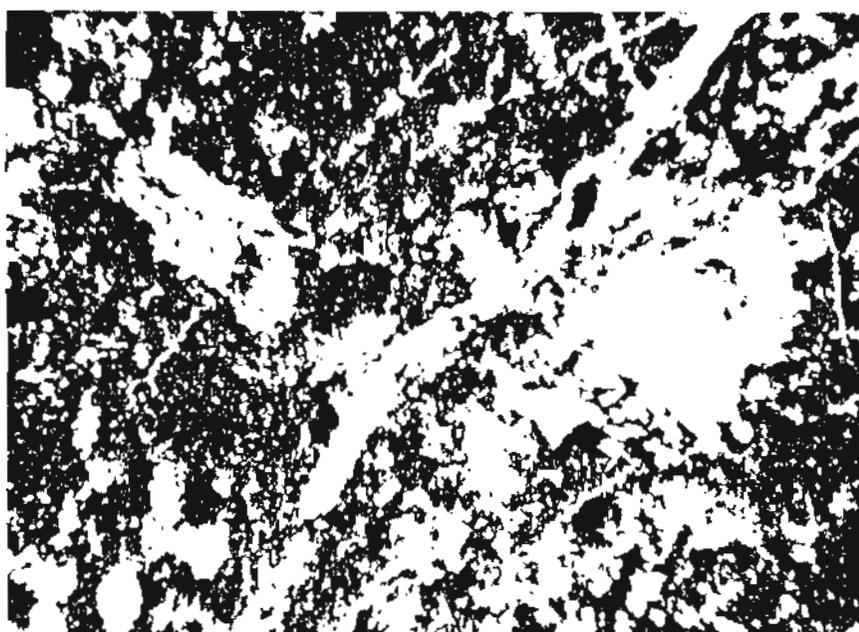
Photo : Photo is showing mainly sericitic argized part.



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.

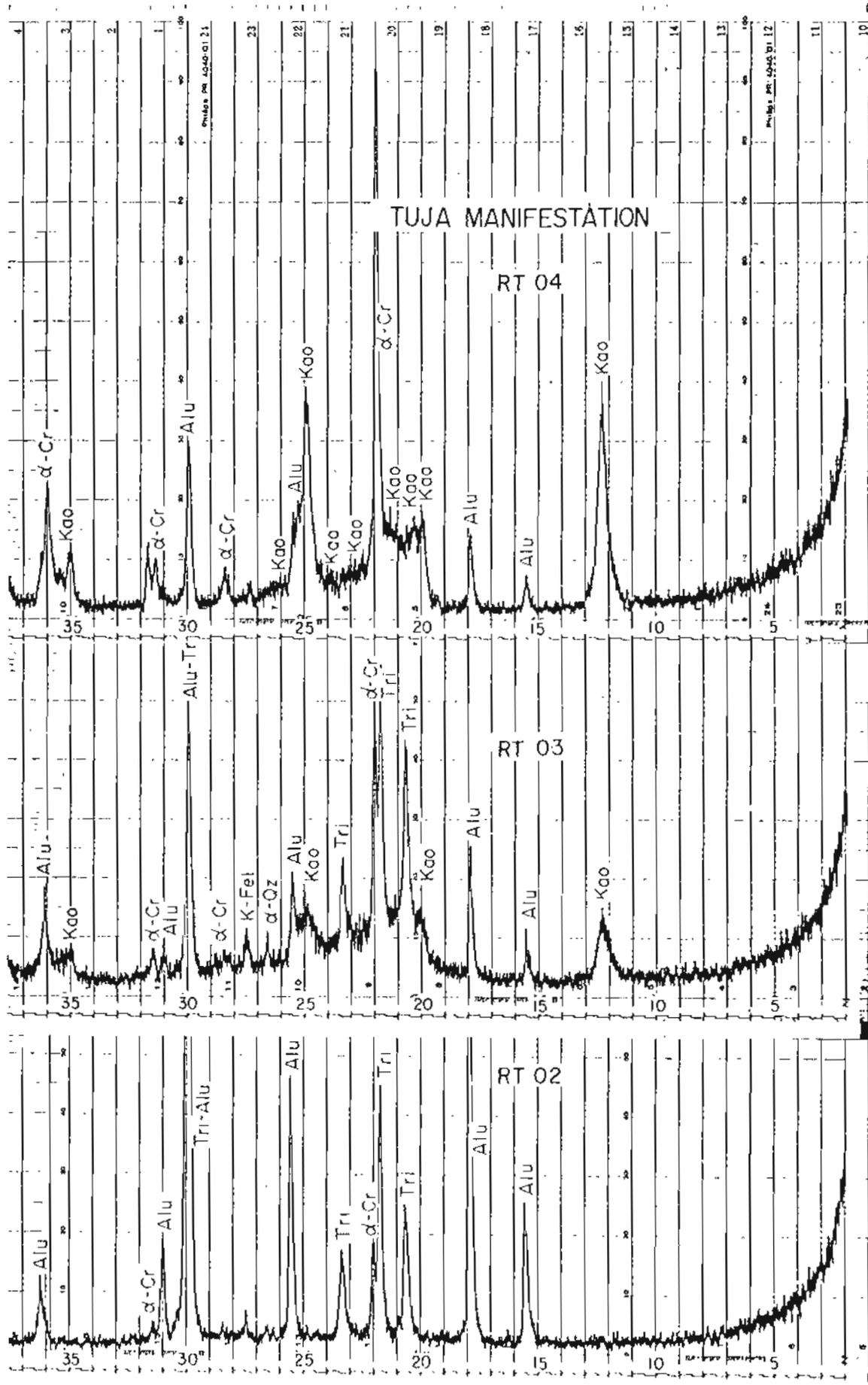


Fig. II-2-3 X-ray diffraction (TUJA)

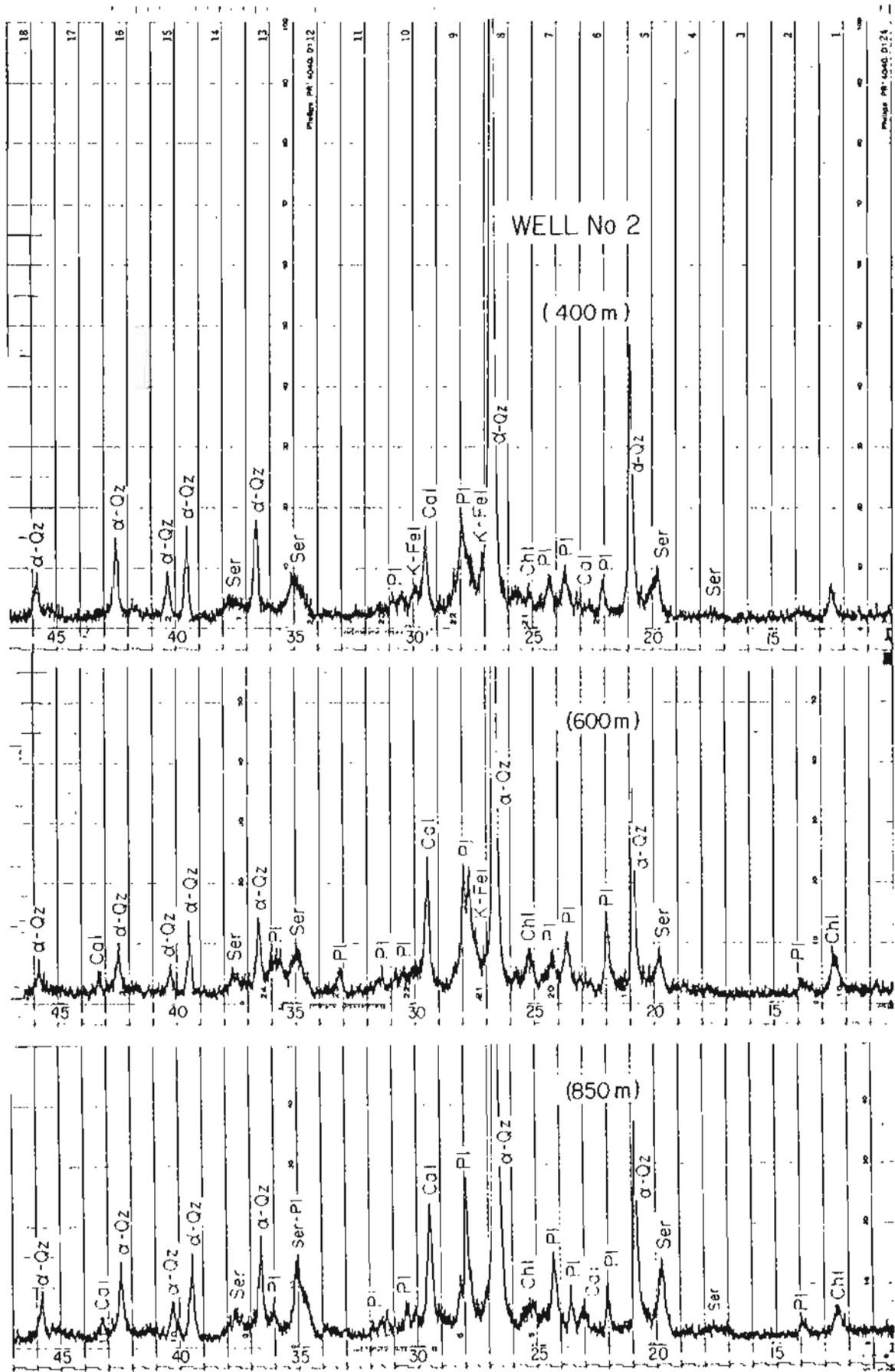


Fig. II-2-4 X-ray diffraction (Well No.2)

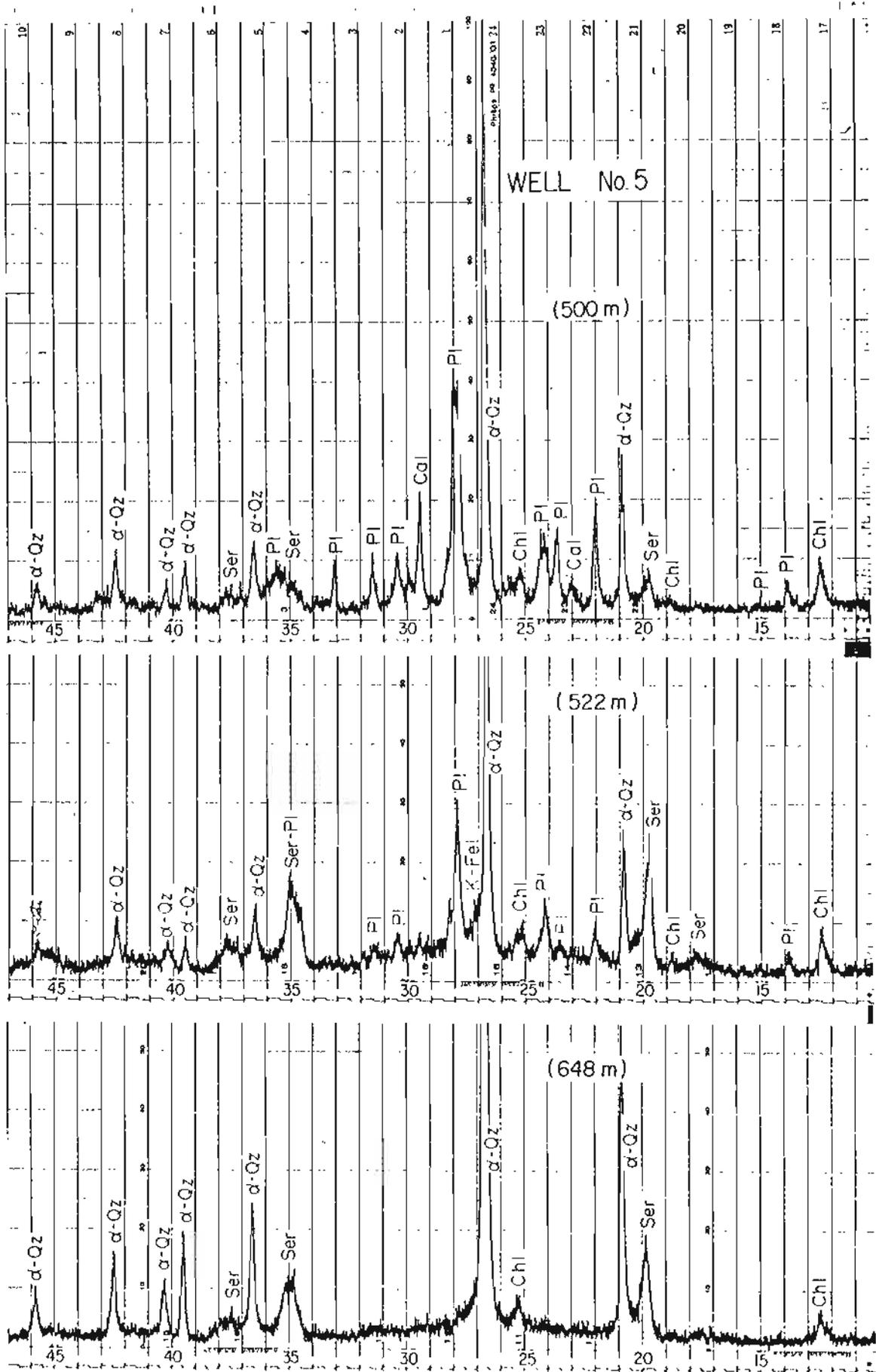


Fig. II-2-5 X-ray diffraction (Well No.5)

De las zeolitas, se presenta solamente mordenita en la porción somera del pozo N°1. Los minerales laumontita, wairakeita y pirofilita, que son minerales de alteración de alta temperatura, no estaban presentes en todos los sondajes.

2-5 Química de las fuentes termales

Las aguas termales del área fueron analizadas en detalle por el Dr. Hernán Cusicanqui y por estudios de CORFO. En este estudio el análisis se limitó a la composición principal de las aguas y se hizo con el objeto de chequear algunos datos conocidos de muestras típicas seleccionadas. Además de la composición química principal, se analizaron los contenidos de los elementos arsénico y yodo para efectuar comparaciones con aguas termales del Japón.

Como se estableció en la sección 2-3, en vista de las grandes cantidades de sínter silíceo depositado y el volumen de agua que fluyó, se concluye que la actividad del campo geotérmico actual debe haber sido muy grande en el pasado. Dado que los géiseres se encuentran ubicados a alturas de 4.200 m s.n.m., la temperatura de ebullición del agua debería ser de 85.5°C.

La alteración de las rocas superficiales debida al agua caliente decrece rápidamente al alejarse de los puntos de descarga de agua. Se considera que el fluido geotermal se eleva a la superficie a través de la zona de falla y no es dispersado, debido a que la superficie está cubierta por andesitas de la formación Puchuldiza, las que son escasamente porosas y poco permeables.

El resultado de los análisis químicos se muestra en la Tabla II-2-3. De acuerdo con esta tabla, las aguas termales se clasifican como del tipo NaCl neutras.

Considerando que en general, el agua caliente que sale a la superficie proviene de un fluido geotérmico existente en profundidad, si este fluido se deriva de la actividad volcánica, entonces el agua geotermal debería ser ácida. Por lo tanto, la presencia de agua caliente del tipo NaCl neutra corresponde mejor a un producto de la interacción entre aguas calientes ácidas y las rocas encajadoras.

TABLE II-2-3 Composición Química del Agua Caliente en el Area Geotérmica de Puchuldiza.

No.	Temp. (°C)	pH	TSM	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (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
T0 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

* Muestreado por el Equipo de Estudio Japonés.

Con respecto a la génesis de agua termal del tipo NaCl neutro sin embargo, la teoría predice que enormes cantidades de sal pueden ser disueltas en el agua en las condiciones de alta temperatura y presión existentes en profundidad.

No se observó diferencias en la composición química principal de las aguas termales de las manifestaciones de Puchuldiza y Tuja. Parece ser probable, por lo tanto, que el fluido geotermal de ambas áreas pueda provenir de una misma fuente de calor y que el agua caliente, que fluye en diversos lugares de la superficie, lo haga a través de rocas de caja de composición similar.

Existen escasas diferencias composicionales entre las aguas de sondeos de exploración y fuentes termales de superficie. Sin embargo, se encuentran mayores contenidos de SO_4 y HCl_3 en el agua de pozos de exploración.

Las composiciones químicas e isotópicas de sistemas geotérmicos convectivos que hayan alcanzado la superficie a través de manantiales o pozos, pueden indicar la temperatura de sub-superficie y los diseños de flujo, como asimismo la fuente de recarga, tipo de roca que constituye el depósito y otros parámetros importantes del sistema. Se llama geotermómetros a las concentraciones de ciertos componentes o sus razones que pueden ser seleccionados con la temperatura de sub-superficie. De acuerdo con Ellis y Fournier, el cuarzo de aguas calientes neutras del tipo NaCl en un reservorio geotérmico se encontraría en equilibrio con las rocas del entorno y por lo tanto el contenido de sílice del agua de descarga podría indicar la temperatura del depósito. La figura II-2-6 muestra una curva teórica de Fournier y Truesdell, con la cual se puede estimar la temperatura subterránea a partir de la solubilidad de la sílice que se encuentra en el agua caliente. Se puede obtener indicaciones de la temperatura subterránea de las razones de Na y K, tal como se deduce de experimentos a alta temperatura con feldespatos de potasio y de sodio.

Las concentraciones de sodio, potasio y calcio pueden ser usadas en geotermometría como una herramienta para la ubicación y evaluación de un área prospectiva para desarrollo geotérmico. El método emplea los resultados de Fournier y Truesdell (1973) quienes encontraron que los datos de

sodio, potasio y calcio pueden ser usados para determinar la última temperatura a la cual se alcanzó el equilibrio entre el agua y la roca. Para la mayor parte de las aguas naturales Fournier y Truesdell encontraron que un gráfico de la función F(T), definida como

$$F(T) = \log(\text{Na}/\text{K}) + \beta \log(\text{Ca}/\text{Na}) \dots\dots(1),$$

versus el valor recíproco de la temperatura absoluta, se distribuyen en una línea recta. En la ecuación (1), las concentraciones se expresan en molaridad y $\beta = 1/3$ o $4/3$ dependiendo de si el último equilibrio entre agua y roca ocurrió por encima o por debajo de 100°C y F(T) se convierte en la temperatura en (°C) usando la ecuación (basada en Fournier y Truesdell 1973)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{2.24 + F(T)} - 273.15$$

Así, los únicos datos requeridos para estimar las temperaturas esperadas en un sistema geotérmico son los análisis de sodio, potasio y calcio de muestras de fluido geotérmico.

Por medio de los métodos mencionados arriba, se calculó la temperatura de los fluidos geotermiales en el depósito como se muestra en la Tabla II-2-4.

Tabla II-2-4 Geotermómetro Químico

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

Muestreado por el equipo japonés.
Unidades : °C

2-6 Estudio Isotópico

Los estudios de composiciones isotópicas de fluidos geotérmicos han sido usados para indicar fuentes de recarga, tiempo de circulación, mezcla de fluidos y temperaturas de sub-superficie.

Las razones D/H y O^{18}/O^{16} juegan un papel importante en el estudio de el origen, movimiento y mezcla del agua. La Tabla II-2-5 y la Fig.II-2-7 muestran los datos de D/H y O^{18}/O^{16} del agua natural, el agua de fuentes termales y el agua de descarga de los pozos geotérmicos.

Tabla II-2-5 Razones Deuterio: Hidrógeno y $O^{18}:O^{16}$

Muestra	Ubicación	$\delta^{18}O$	δD
A	Descarga Pozo N° 2	-10.5	-90.3
B	Descarga Pozo N° 4	-11.6	-90.5
C	Pozo N°5, prof. 600 m.	-12.0	-99.0
D	Puchuldiza, agua caliente	-10.4	-89.5
E	Tuja, agua caliente	- 9.6	-91.7
F	Condoriri, agua de río	-14.0	-102.3
G	Tuja, agua de río	- 9.9	-81.0
H	Agua de pozo campamento	-13.6	- 88.9
I	Lluvia en C°Blanco (agua estancada superf.)	- 4.6	-50.0

(1) Estudio isotópico del agua natural

La muestra F fue colectada del río en la ladera occidental del cerro Condoriri y la muestra H del pozo de agua potable del campamento. Los datos de estas muestras coinciden con la línea de $\delta D = 8.8\delta O^{18} + 10$. En general, es difícil estimar la representatividad de una muestra de agua superficial en un área dada, sin embargo la muestra H que corresponde a agua

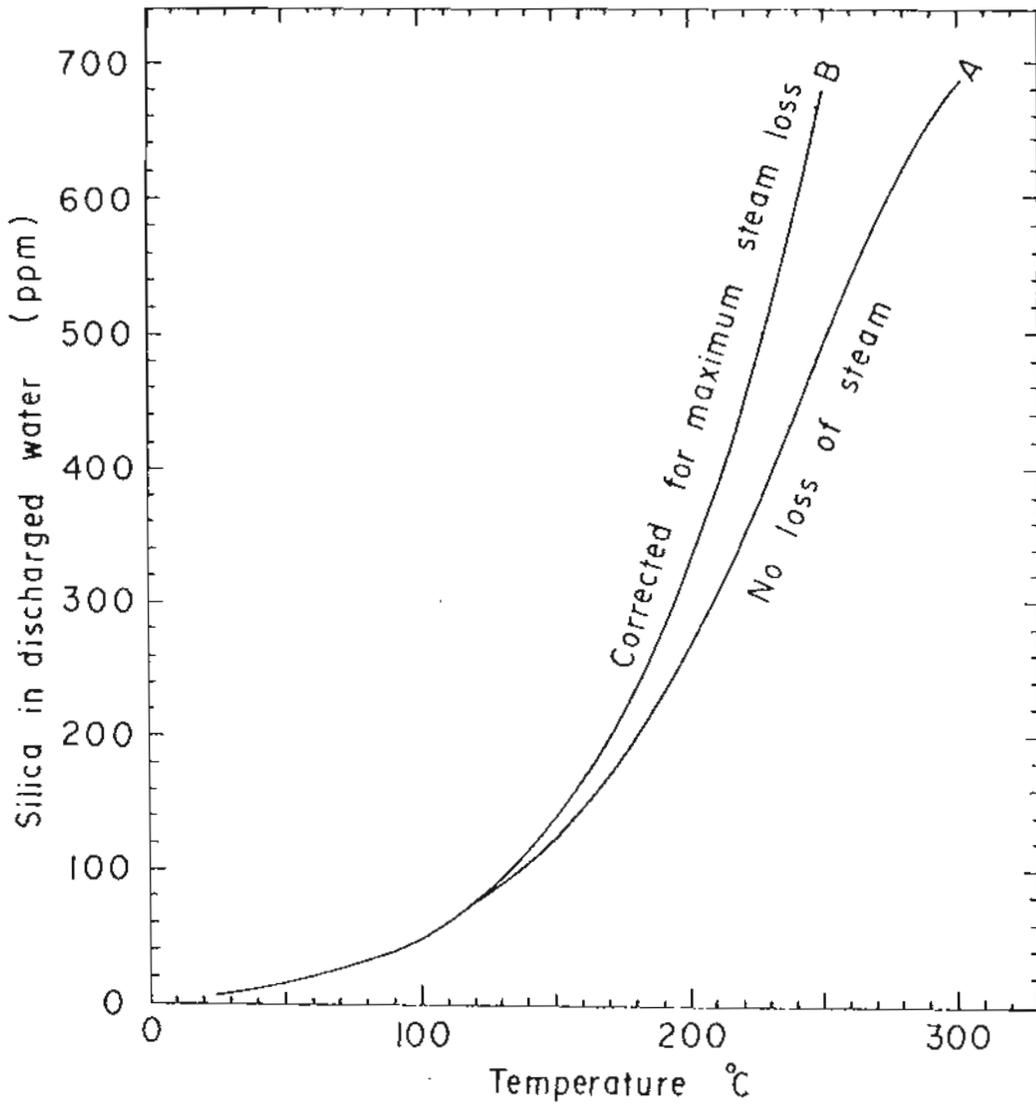


Fig. II-2-6

RELATIVE CURVE BETWEEN TEMPERATURE
AND SOLUBILITY OF SILICA

subterránea somera es considerada como una muestra representativa. La muestra I corresponde a agua estancada acumulada en la oquedad de una roca cerca de la cumbre del Cerro Blanco, la montaña más alta del área. En aguas superficiales, las razones isotópicas aumentan gradualmente debido a la evaporación.

En este caso los valores isotópicos se mueven hacia la derecha de la recta pendiente 5.0 en el diagrama δD vs. δO^{18} que se muestra en la Fig.II-2-7. Las muestras G e I se relacionan con las muestras F y H por una recta de pendiente 5.4. Como se mencionó arriba, se considera que la muestra I es agua de lluvia. Sin embargo, la lluvia en las bajas latitudes y en áreas de clima seco es usualmente más pesada que el agua subterránea debido al efecto de evaporación durante la caída y también por la transformación considerable causada por la evaporación prolongada.

(2) Estudio isotópico del agua geotermal

Las razones isotópicas de las aguas calientes que se muestran en la Fig.II-2-7 indican que el fluido geotermal es el producto de la interacción de agua superficial y las rocas de caja en la sub-superficie. Entre las muestras de agua caliente, la muestra C fue tomada usando un muestreador de superficie KLYEN a una profundidad de 600 m en el pozo de exploración N°5. La muestra C puede considerarse como un agua geotermal representativa del área, en base a su composición isotópica debido a que no se observa cambio en δD . Solamente se notó una variación en la razón de isótopos de oxígeno.

Las razones isotópicas de las aguas calientes cambian generalmente por evaporación.

En el caso de la evaporación a 100°C, la variación de la razón causa un movimiento sobre la línea de pendiente 2 hacia la parte superior derecha. Debido a la evaporación del vapor de agua durante el muestreo, han aumentado las razones isotópicas de las muestras A, B, D y E con respecto a la muestra C, que se considera como la muestra representativa del agua geotermal de esta área.

A partir de los resultados mencionados arriba las razones isotópicas del agua superficial son como sigue :

$$\delta^{18} \div -14\%.$$

$$\delta \quad \div -100\%.$$

El fluido geotérmico es el producto de la interacción entre el agua superficial y las rocas de caja, como lo muestra la variación de 1.7% del oxígeno en la muestra C.

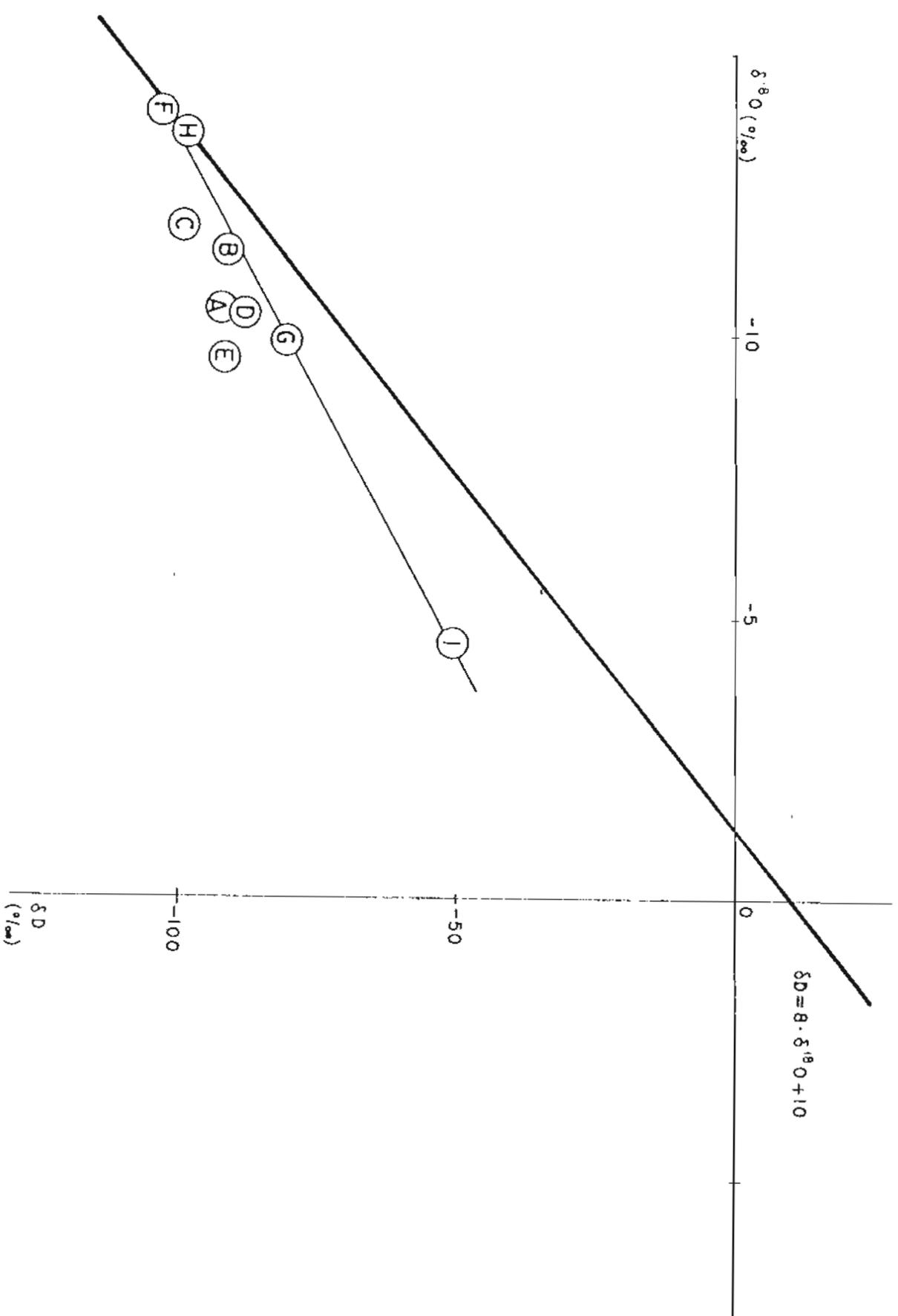


Fig. T-2-7 P/H ANP $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ RATIOS

CAPITULO 3

ESTUDIO GRAVIMETRICO

CAPITULO 3 - ESTUDIO GRAVIMETRICO

3-1 Prefacio

Los levantamientos gravimétricos son ejecutados con el fin de conocer las estructuras sub-superficiales, tales como las estructuras del basamento, fallas y rocas intrusivas de las cuales también proveen una información aproximada de sus densidades.

Además, los levantamientos gravimétricos se utilizan para confirmar las estructuras interpretadas por levantamientos geológicos y por otros medios de exploración geofísica.

Recientemente se ha utilizado los levantamientos gravimétricos en forma frecuente en la exploración regional de recursos geotérmicos. El Japón es famoso a través del mundo por sus fuentes termales. Estas fuentes termales se encuentran a lo largo de todo el país y muchas de ellas están ubicadas en o adyacentes a anomalías gravimétricas bajas de gran escala. Esta observación se conocía teóricamente en el pasado, pero la relación entre anomalías de gravedad y recursos geotérmicos se está transformando en un hecho establecido debido a los numerosos levantamientos gravimétricos regionales hechos con fines de exploración de energía geotérmica. De las plantas geotérmicas en operación en el Japón que se citan, entre las que se incluyen OHNUMA, KAKKONDA, ONIKOBE, OHDAKE and HACHOUBARU, todas tenían una relación con anomalías gravimétricas bajas de gran escala con una sola excepción, la planta de MATSUKAWA.

Estas anomalías gravimétricas bajas de gran escala sugieren la presencia de cuencas tectónicas y depresiones en profundidad y son muy efectivas para obtener información acerca de las condiciones geotérmicas.

Por otra parte, en el caso de Imperial Valley, USA y Broadland en Nueva Zelandia, se ha informado que existen anomalías gravimétricas altas localizadas, las que son causadas por rocas de mayor densidad formadas por alteración geotermal.

De acuerdo con estos informes los mapas residuales son muy valiosos y se ha confirmado la existencia de una correlación positiva entre las anomalías altas y las manifestaciones geotérmicas.

Asimismo, en el Japón se ha observado que las áreas geotérmicas están asociadas a anomalías gravimétricas altas muy localizadas y que algunas de ellas se ubican a lo largo de fallas estructurales deducidas por levantamientos gravimétricos.

Por lo tanto, además de proporcionar información concerniente a la estructura subterránea general, un levantamiento gravimétrico es de utilidad en la determinación de objetivos para estudios detallados posteriores.

En Wairakei, Nueva Zelandia, se afirma que el movimiento en profundidad de los fluidos geotérmicos se puede inferir de la observación continuada de mediciones gravimétricas.

En Japón, un estudio similar de mediciones gravimétricas a largo plazo, será efectuado en el área geotérmica de TAKINOUE. Aún cuando el tiempo y el área no permiten efectuar todo tipo de estudios, se puede interpretar datos de las estructuras geológicas y geotérmicas analizando los diseños y distribuciones de las anomalías.

3-2 Método del Estudio

3-2-1 Resumen

La gravedad terrestre es una fuerza compuesta que combina la atracción debida la masa terrestre y la fuerza centrífuga debida a la rotación de la tierra.

Si la tierra fuese una esfera perfecta y su distribución de densidades fuera esféricamente simétrica, el valor de la gravedad sería igual en cualquier parte de su superficie.

La fuerza centrífuga es máxima en el ecuador y nula en los polos y su dirección es siempre opuesta a la de la gravedad. Por lo tanto, la gravedad alcanza su valor máximo en los polos y su valor mínimo en el ecuador. La diferencia entre ambos valores es de 0.3% y por lo tanto es despreciable.

Un cuerpo en la superficie de la tierra tiene un cierto "peso" el cual resulta de la atracción gravitacional de toda la masa terrestre. Si este cuerpo se deja caer, es acelerado por su peso. La unidad de la aceleración se llama gal, en honor a Galileo y 1 gal es simplemente 1 cm/seg^2 . La aceleración de gravedad promedio en la superficie de la tierra es de aproximadamente $980 \text{ cm/seg}^2 = 980 \text{ gals}$ (pero aumenta aproximadamente en 0.5% del ecuador a los polos).

Las anomalías gravitacionales son fracciones muy pequeñas del campo terrestre y para medirlas se requiere de una unidad menor que el gal. La unidad usada comúnmente es el miligal o mgal, que es 0,001 gal. Las anomalías de estructuras geológicas locales son comúnmente del orden de 1 a 10 mgal.

3-2-2 Planificación del Estudio

Las estaciones de observación se muestran en el mapa de ubicación (Fig.II-3-1), preparado por el grupo de estudio de JICA. Se planeó usar 500 estaciones pero se hicieron mediciones en 517. Las alturas de 260 estaciones se midieron por nivelación y las otras 257 por medio de un microbarómetro. Las estaciones se numeran continuamente del 1 al 517 y la estación gravimétrica de referencia se denomina Bg.1000.

El área levantada es de unos 140 km² y el intervalo estándar entre estaciones es de 500 m. Sin embargo, a lo largo de dos perfiles E-W y tres perfiles N-S el intervalo es de 250 m. El levantamiento se hizo usando teodolito, brújula de bolsillo y nivel.

La topografía no es suave, pero gracias a la escasa vegetación, no se experimentaron demoras en el plan de trabajo.

3-2-3 Gravímetros

Se emplearon dos gravímetros La Coste Tipo G. Las especificaciones se indican a continuación.

Instrumento	La Coste Tipo G	
	G-204	G-236
Nº de Serie	G-204	G-236
Rango de Operación (mgal)	0.0 -- 7261.530	0.0 -- 7440.760
Temp. calentador (° C)	52.5	47.5
Línea de lectura	3.10	2.60
Fecha fabricación	Feb. 1969	Jul. 1970
Dimensiones (cms)	14 x 15 x 20	
Peso (kilos)	8.6	
Fabricante	La Coste S. Romberg (U.S.A.)	

Los gravímetros La Coste se caracterizan por su alcance mundial sin necesidad de ser reajustados y su deriva de menos de 0.5 mgal/mes es despreciable. Estas características hacen posible las mediciones gravimétricas en Chile y en Japón sin necesidad de reajuste. Para el cálculo de valores en mgals a partir de las lecturas instrumentales, se prepararon tablas para cada instrumento.

3-2-4 Gravedad Estándar de Referencia

En el norte de Chile no hay punto de referencia gravimétrica estándar, de modo que al principio se pensó en efectuar solamente mediciones relativas. En atención a que el área de estudio se encuentra en la Cordillera de los Andes, por encima de 4.000 m, de acuerdo con la teoría de la isostasia se debe esperar anomalías de Bouguer negativas muy bajas.

A fin de evaluar la anomalía real de Bouguer, es necesario comparar los valores medidos con valores gravimétricos internacionales. En este caso, se hizo referencia a una estación gravimétrica conocida del Japón.

Los resultados de la comparación se muestran en la Tabla II-3-1 y el valor gravimétrico estándar calculado para la estación Bg 1000 se obtuvo de dichos datos. Todos los datos gravimétricos se basan en el valor estándar de $g = 977.414185$ gal; la estación de primer orden BM7470 se encuentra en el pueblo de TOHMA, KAMIKAWA-GUN, HOKKAIDO y el punto gravimétrico JGSN71 del Instituto Geográfico del Japón, se encuentra en MEGURO-KU, TOKYO.

La deriva es de sólo 1.211 mgal para un período de 113 días, de modo que la razón de deriva promedio es de 0.0004 mgal/hora y la diferencia de gravedad entre BM4470 y Bg1000 es de unos 3.000 mgal. El procedimiento para el cálculo de la Tabla II-3-1 es como sigue :

- a. Al efectuar las correcciones sucesivas de los valores A, B, C se obtienen los valores gravimétricos corregidos D, E, F.
- b. G y H son los valores gravimétricos oficiales conocidos.
- c. La diferencia gravimétrica I entre BM7470 y JGSN71 se obtiene calculando $G-H = I$.
- e. La deriva L de la estación JGSN71 se obtiene calculando $I + J = K$, $F - K = L$. La deriva M de la estación Bg 1000 se calcula a partir de L, prorrateando el total en función del tiempo.

Tabla II-3-1 Cálculo del Valor Estándar de la gravedad.

	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

- f. El valor de la gravedad P en la estación Bg 1000 se obtiene de
 $E + M = N$; $N - J = O$ y $G + O = P$.
- g. Entonces, $K - J = I$ y $G + I = H$.

3-2-5 Nivelación

Se empleó el método directo de nivelación con un equipo Auto level B-2 de SOKKISHA, Japón, en 260 estaciones.

La base de nivelación son dos puntos de triangulación como se indica.

	LUPE	TAHIPICOLLO
Latitud	19°24'36"90S	19°24'24"66S
Longitud	68°56'54"13W	68°58'44"83W
Altitud	4305.28 m	4263.08 m

Como ruta de nivelación se emplearon los caminos principales. El levantamiento fue efectuado por dos equipos: uno chileno y uno japonés, aún cuando la mayor parte de él fue hecho por topógrafos chilenos.

3-2-6 Levantamiento con Altimetro Microbarimétrico.

Las elevaciones de 257 estaciones fueron medidas con un microbarómetro (American Paulin, U.S.A.). Dos altímetros de terreno modelo MM-1 fueron empleados; uno sirvió como barómetro móvil y el otro como barógrafo fijo para mediciones en la estación base.

Los altímetros tienen una precisión mínima de 1 m, entre 0 y 5.000 m s.n.m.. En la estación Bg 1000, de altura conocida, se tomaron registros continuos. A cada lectura se le aplicó correcciones por temperatura, presión y error de cierre.

a. Corrección por Temperatura

Las correcciones de columna de aire para cada lectura se determinan por la fórmula :

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

en donde δH : Valor de la corrección por temperatura en dos estaciones distintas.

ΔH : Diferencia de elevación entre dos estaciones distintas.

F : Temperatura promedio de dos puntos diferentes ($^{\circ}F$)

El altímetro sistema American Paulin está calibrado para medir directamente la densidad del aire a $50^{\circ}F$.

Las temperaturas sobre o bajo este valor implican un cambio en la densidad de la columna de aire medida.

b. Corrección Barométrica

En este estudio se empleó un barógrafo estacionario en la corrección barométrica. En la mayoría de los casos, luego de efectuadas las mediciones en un perfil y de aplicadas las correcciones altimétricas, se registran las correcciones de temperatura y elevación. Se debe registrar también la altura verdadera en la estación base.

c. Corrección por error de cierre

Al igual que en una nivelación, un perfil comienza en un punto de altitud conocida y se cierra en el mismo punto. El error acumulado del perfil se prorratea de acuerdo al tiempo para cada lectura, después de efectuar las correcciones mencionadas antes.

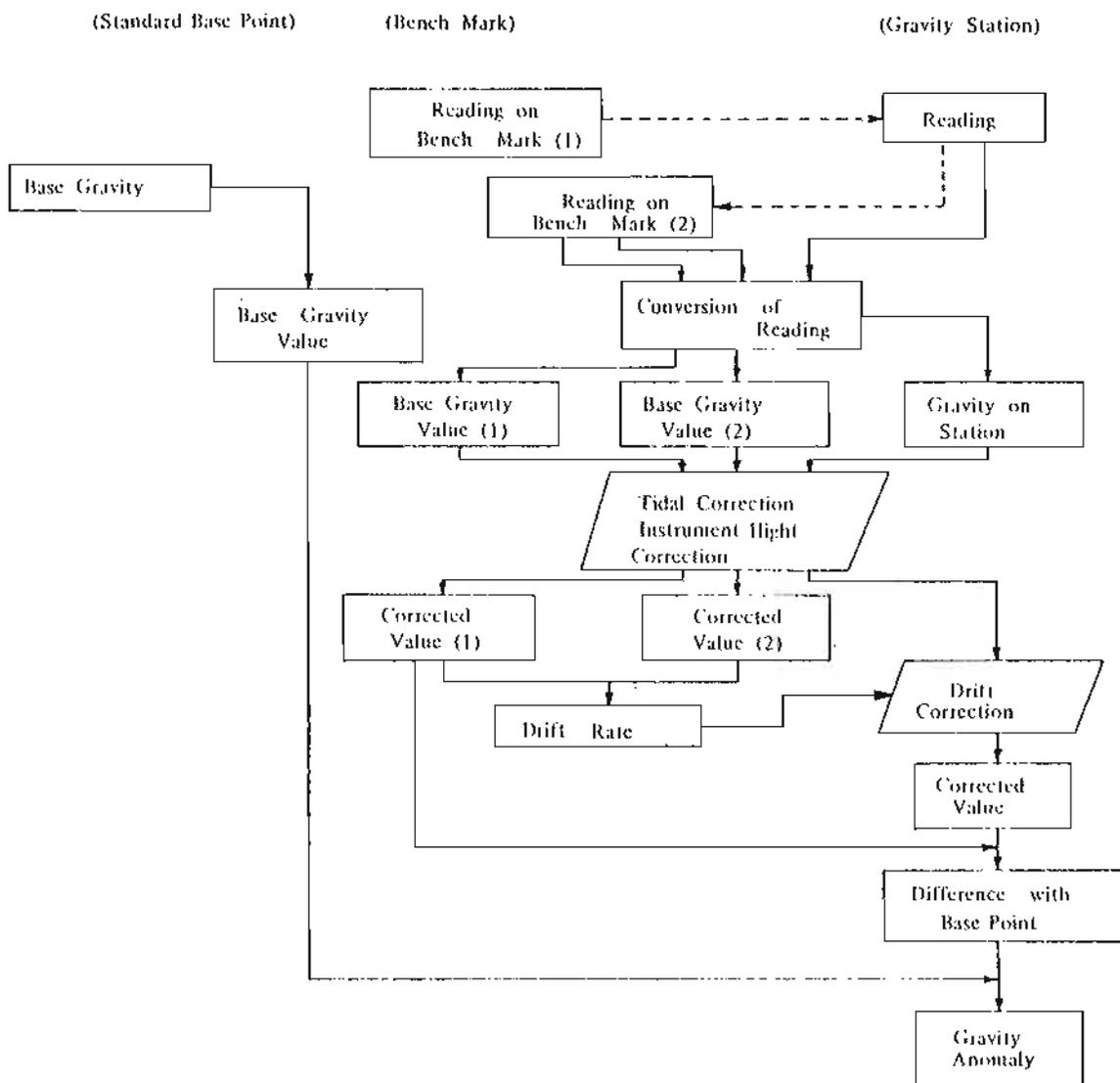
3-3 Corrección por Gravedad

Se debe efectuar varias correcciones al valor de la gravedad medido a fin de conocer el valor real de la anomalía de Bouguer.

3-3-1 Diagrama de Flujo de la Corrección. (Pág. siguiente).

a. Conversión

Para obtener valores de gravedad en mgal a partir de la lectura instrumental se emplea una tabla de conversión. En la tabla, se da el valor de la gravedad en mgal por cada 100 unidades del instrumento. Usando esta tabla y el factor correspondiente, se puede obtener el valor de la gravedad correspondiente a cualquier lectura instrumental.



b. Corrección por Mareas

Las fuerzas de marea se deben a la variación en dirección e intensidad, con el tiempo y lugar de observación, de la atracción del sol y la luna sobre la superficie de la tierra. Las fuerzas de marea debidas a la atracción del sol y la luna se calculan por la siguiente fórmula :

$$Vet = -\Sigma u$$

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

En donde,

- Vet : Corrección por marea
u : Fuerza de marea del planeta
G : Constante de gravitación
M : Masa de los planetas (sol, luna, etc.)
a : Distancia del centro de la tierra al punto de observación
r : Distancia entre la tierra y el planeta
 δ : Declinación del planeta (ángulo al norte o al sur del ecuador)
 ψ : Latitud del punto de observación
 θ : Angulo del planeta dado (ángulo entre los planos meridianos terrestre y del planeta dado).

A fin de comprobar las correcciones por gravitación, se hicieron observaciones en una estación fija. Los valores de la gravedad de la estación fija cambian sólo debido a la fuerza de marea, de modo que la variación de fuerza de marea puede ser medida al observar cambios durante más de 12 horas.

Se observaron dos máximos y dos mínimos en 20 horas 30 minutos desde las 9:30 AM, del 11 de Noviembre a las 6:00 AM del 12 de Noviembre de 1978.

Se observa un buen ajuste de los valores del período con una leve dispersión de 0.165 mgal en el máximo y -0.077 mgal en el mínimo. El error es

inferior a 0.008 mgal. Incluso en las alturas de los Andes, los resultados muestran una correspondencia exacta entre los valores teóricos y valores observados.

c. Corrección del Instrumento por Altura

Esta corrección se usa para ajustar la altura del instrumento a la estación nivelada.

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

En donde,

V_{hi} : Corrección por altura del instrumento

h_i : Altura del nivel de la estación a la parte superior del gravímetro.

d. Corrección por Deriva Instrumental

La deriva instrumental es un error propio del instrumento y es proporcional con el tiempo. La variación de la deriva instrumental no siempre es constante, ya que depende de las características del gravímetro, temperatura y presión atmosféricas y del manejo. En este estudio el error de cierre fue considerado como deriva y prorrateado proporcionalmente al tiempo.

e. Valor de la Gravedad

Las correcciones al valor de gravedad observado se hacen como sigue:

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

En donde,

V_c : Valor corregido de la gravedad

V_{rk} : Valor observado de la gravedad

V_d : Valor corregido por deriva

El valor de la gravedad (g) es la diferencia (D_g) de la gravedad corregida (V_c) y la gravedad corregida de la medida de base (V_g), sumada a la gravedad de la estación base, y tiene el mismo valor de la gravedad estándar internacional

$$D_g = V_c - V_g$$

$$g = B_g + D_g$$

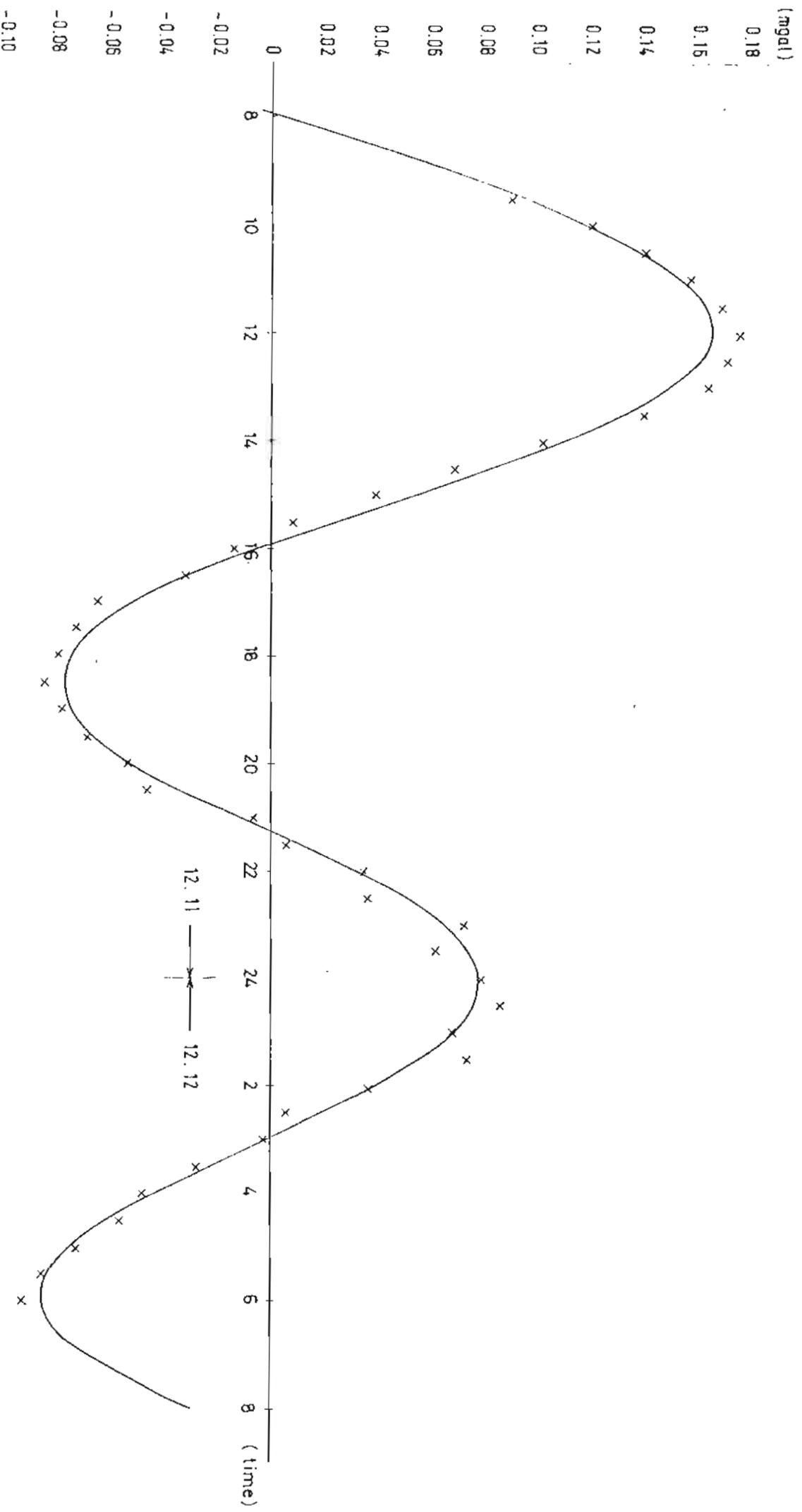
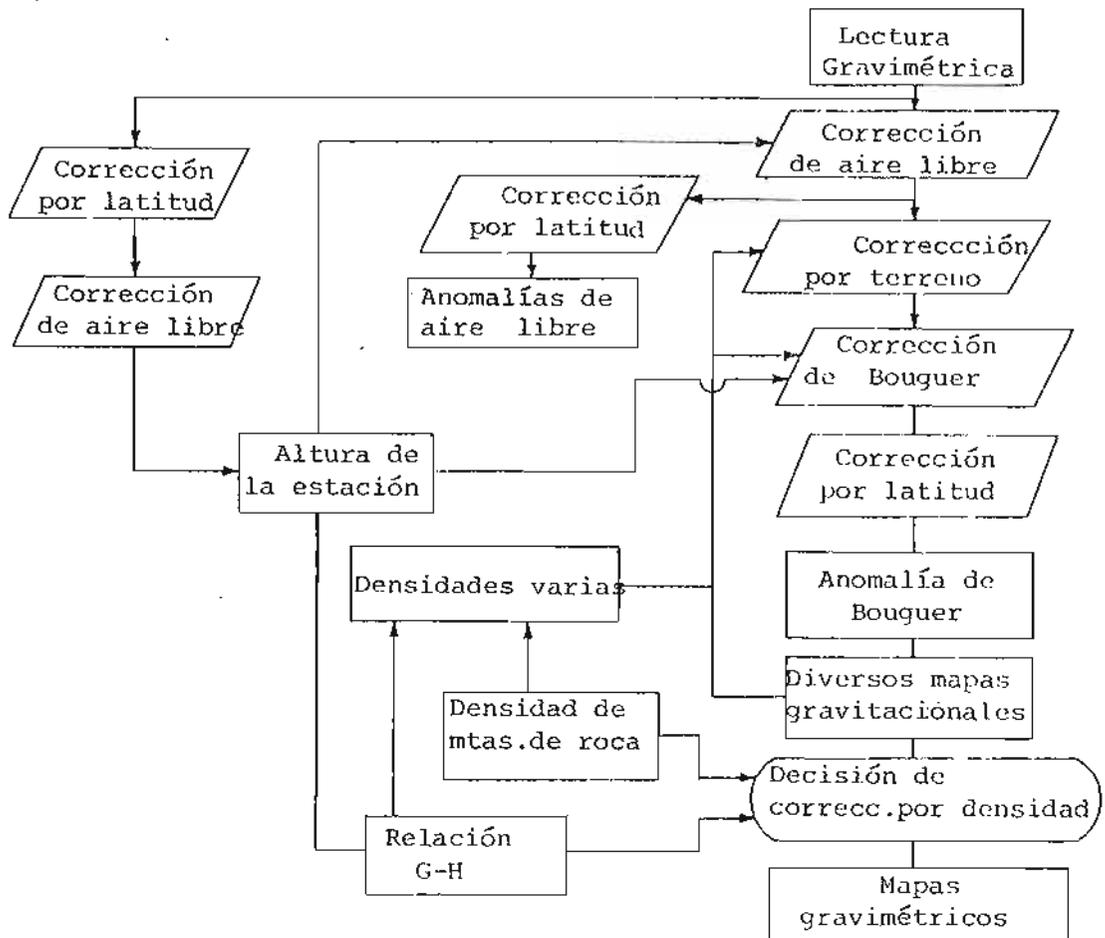


Fig. П-3-11 DIURNAL VARIATION AT GRAVITY STATION

3-3-2 Corrección de gravedad

A continuación se muestra un diagrama de flujo de la corrección de gravedad.



Corrección de aire libre

Esta es una corrección para una medida gravimétrica debida a la elevación y es requerida ya que la medida es tomada a una distancia variable del centro de la tierra.

El primer término de la corrección de aire libre es 0.3086 mgal/m.

Esta, se llama corrección de altura junto con la corrección de Bourguer.

$$\delta g = 0.3086 \cdot H.$$

En donde,

H : altitud de la estación (m)

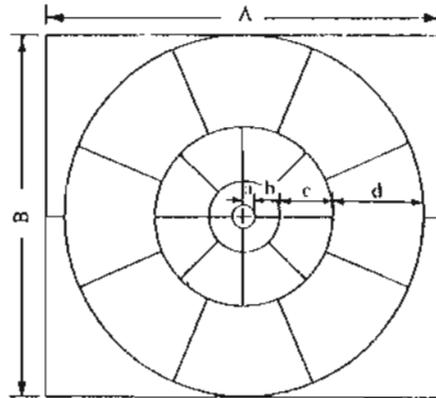
Corrección por terreno

Una irregularidad topográfica (colina, cima, ladera, etc.), ejercerá una atracción directamente proporcional a su densidad. La componente vertical de esta atracción estará dirigida hacia arriba y reducirá la gravedad.

Un término de esta magnitud debe ser por lo tanto sumado al valor medido de la gravedad. Una estación cerca de un valle representa una masa negativa y la componente vertical de su atracción será también dirigida hacia arriba produciendo nuevamente una corrección topográfica aditiva.

La corrección topográfica se calcula dividiendo el área alrededor de la estación en 5 compartimientos, a saber, lejano, mediano, cercano, vecino y muy cercano. El rango y tamaño de la red son como sigue :

Tipo de corrección	rango (km)	Intervalo real		Mapa topográfico
		X (m)	Y (m)	
Lejano	105.00 x 74.00	5250	3700	1/50,000
Mediano	21.00 x 14.80	1313	925	1/50,000
Cercano	5.25 x 3.70	328.1	231.3	1/25,000
Vecino	0.98 x 0.69			1/25,000 - 1/10,000
Muy cercano	0.04 x 0.04			



A = 980m
B = 690m

a = 20m
b = 50m
c = 100m
d = 175m

Terrain Correction (neighbor)

El rango de la corrección es el cuadrado externo de la corrección de terreno con una estación de observación de terreno en el centro y sin recubrimiento.

Las correcciones "vecinas" se basan en la altitud de una coordenada cartesiana, pero para una corrección muy cerca se usa un diseño circular, que se muestra arriba, a fin de hacer la corrección más precisa.

Esta lámina está dividida en 24 compartimientos para la corrección, con la excepción de un centro que tiene un diámetro de 40 m denominado "cercano".

Para la corrección se usa la altura promedio de cada compartimiento. La corrección "muy cercana" se obtiene por medio de una tabla de secciones topográficas bidimensionales calculadas para muchos casos diferentes.

La corrección debida a la atracción del material en un compartimiento de este tipo es :

$$\delta g_0' = 2 \pi \cdot G \cdot S_x \cdot S_y \rho \Sigma \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right)$$

En donde :

- δg_0 : corrección topográfica
- ρ : corrección por densidad
- G : constante gravitacional
- R : distancia entre la estación y la red
- S_x : longitud de la coordenada X
- S_y : longitud de la coordenada Y
- H : diferencia de altura entre la estación y la altura promedio de la red de corrección de Bouguer.

La corrección de Bouguer es una corrección de altura necesaria debida a la atracción de la masa de roca que se encuentra entre la estación y el nivel del mar para compensar la masa ausente entre la estación y el nivel del mar. La corrección de Bouguer es como sigue :

$$\delta g_0'' = - 0.0419 \times \rho H(m)$$

En donde,

- $H(m)$: altura de la estación
- ρ : densidad de la roca del intervalo

Corrección por Latitud

La atracción de gravedad de la tierra disminuye hacia el ecuador y aumenta hacia los polos, debido a la fuerza centrífuga que resulte de la rotación de la tierra y a la variación del radio terrestre por achatamiento en los polos.

De este modo, la corrección es una función de la latitud y de la fórmula internacional de gravedad adoptada en 1930 por la IUGG (Unión Internacional de Geodesia y Geofísica) y está dada por la siguiente fórmula :

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

$$a = 6,378,140 \text{ m}$$

$$b = 6,356,180 \text{ m}$$

$$\gamma_E = 978.032 \text{ gal}$$

$$\gamma_P = 983.218 \text{ gal}$$

En este levantamiento gravimétrico se empleó la fórmula que se dio arriba para el cálculo de la gravedad estándar. La diferencia entre la fórmula internacional de la gravedad (γ_1) y la gravedad normal (γ_N)

$$\text{Fórmula (} \gamma_N \text{) es } \gamma_N - \gamma_1 = 17.2 + 13.6 \sin^2 \psi$$

Anomalía de Bouguer

La diferencia entre los valores de la gravedad corregida que resultan de las correcciones mencionadas anteriormente y la gravedad estándar se llama la anomalía de Bouguer,

$$g'' = g + \gamma g' + \gamma g'' - \gamma_0$$

g'' : Valor de la anomalía Bouguer

La anomalía de Bouguer es una función de las densidades de roca. En este estudio se presentan 6 mapas de anomalías para densidades (1.80, 2.00, 2.10, 2.20, 2.30, 2.40), y fueron corregidos por densidad y por terreno.

En el apéndice se encuentran las listas de correcciones para el caso de la densidad 2.40.

3-4 Método de Análisis

Los resultados de este estudio son interpretados cualitativamente usando la estructura normal de gravedad residual, calculada por medio de la media móvil y por los resultados del análisis de ajuste de superficies junto con su mapa residual. El análisis bidimensional de las secciones es empleado como una forma cuantitativa de interpretación.

3-4-1 Densidades estimadas

Aunque sólo se necesita una estimación en el análisis de los datos derivados de un levantamiento gravimétrico, es muy difícil describir la estructura geológica usando solamente los datos de densidad. En el pasado, la densidad estimada era necesaria para las correcciones de terreno. Sin embargo, recientemente se ha visto que la precisión aumentada del análisis requiere la estimación detallada de la distribución de densidades subterráneas.

a. Densidades de las muestras de roca

En este estudio se colectaron 47 rocas de la superficie y se midieron sus densidades en seco y en húmedo. El método y los resultados de la medición son descritos posteriormente en el Capítulo 6.

La Tabla II-3-2 muestra el promedio y la distribución de densidades de las rocas que fueron estudiadas. No existe una diferencia significativa entre los promedios y la distribución de las densidades medidas, debido a que los valores muestran una amplia dispersión para las muestras estudiadas, excepto en las rocas Cretácicas.

La densidad promedio es 2.48 para las rocas volcánicas Cuaternarias y Terciarias, 2.32 para las rocas sedimentarias Terciarias y 2.40 para las rocas sedimentarias Cretácicas, lo cual conforma una estructura de tres capas con una capa intermedia de densidad inferior. La densidad promedio general es 2.41. La diferencia de densidades entre las capas correspondientes al Cretácico sedimentario, que es considerado como el basamento de alta densidad y el horizonte superior es muy pequeña $\Delta\rho = 0.08$, lo cual resulta en una dificultad para la determinación del modelo de densidad adecuado.

TABLA II-3-2 Densidad Promedio de
muestras de rocas

Período	Nombre de la roca	Promedio		Densidad				
				2,0	2.2	2.4	2.6	2.8
Cuaternario	Andesita	2.49	2.48	2.31 2.62				
	Andesita	2.46		2.30 2.60				
Terciario	Andesita Basált.	2.46	2.41	2.00 2.40				
	Toba dacítica			2.14 2.50				
	Toba riolítica	2.34		2.39 2.40				
	Toba dacít.riolít.			2.39 2.40				
	Toba dacít.soldada			2.39 2.40				
Cretácico	Toba riolítica	2.40	2.41	2.39 2.40				
	Toba dacít.soldada			2.39 2.40				

b. Correlación entre G y H

La gravedad decrece con la altura a la cual se efectúa la medición. La razón de disminución es aproximadamente igual al coeficiente de corrección por altura, $0.3086 - 0.0419\rho$. Por lo tanto, cuando los datos gravimétricos son representados poniendo en un eje las alturas y en el otro la gravedad corregida por latitud, la pendiente de la línea que se ajuste a los puntos representa el promedio de la densidad de la roca en el área del estudio. La Fig.II-3-10 muestra la correlación entre G y H para este caso y la densidad se estimó como $\rho = 2.39$, por el método de los mínimos cuadrados.

c. Determinación de la densidad corregida

Se calculó la densidad corregida como 2.40 a partir de la densidad promedio de las rocas de 2.41, y de la densidad derivada de la correlación de G y

H, 2.39. Se dibujaron mapas aproximados de la anomalía de Bouguer para dos casos de densidad $\rho = 2.30$ y $\rho = 2.40$ y se observó mejor correlación con el mapa geológico en el caso de $\rho = 2.40$.

3-4-2 Gravedad residual

A fin de detectar en forma selectiva la anomalía residual a una escala dada, se preparó un mapa residual de la anomalía de Bouguer por el método de la media móvil. El valor residual de la gravedad para estructuras normales se deriva de la fórmula de SEYA como sigue :

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

En donde $\alpha < \beta$ y para la anomalía de Bouguer $\alpha = 1$ y $\beta = 3$.

El intervalo de la red gravimétrica se fijó en 500 m. La longitud de onda dominante teórica para la detección de la anomalía de Bouguer es de aproximadamente 3 km y una anomalía de gravedad de esta escala sería claramente observable.

3-4-3 Análisis de ajuste de superficies

El análisis de ajuste de superficies muestra la tendencia general de distribución de la gravedad, la cual se sabe que expresa la anomalía de gravedad debida a estructuras profundas en el área estudiada. Las tendencias gravitacionales de anomalía de Bouguer decreciente de W a E son observadas en el mapa de anomalía de Bouguer del área del estudio. La superficie de ajuste de primer, segundo y tercer orden fueron analizadas con la fórmula siguiente,

superficie de ajuste ter. orden

$$g_1(x, y) = -279,14 - 0.315x + 0.142y$$

superficie de ajuste de 2ºorden

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

superficie de ajuste de 3er. orden

$$g_3(x,y) = -281.94 + 0.196x + 0.0900y - 0.000311x^2 \\ -281.94 + 0.916x + 0.0900y - 0.000311x^2 \\ +0.000476x^2 \cdot y + 0.0000224x \cdot y^2 \\ + 0.000215y^3$$

Mientras más alto sea el orden del análisis de la superficie de ajuste, más corta será la longitud de onda de la anomalía de gravedad que expresa. Aquí las coordenadas (x,y) se refieren en un sistema de coordenadas cartesianas cuyo origen se encuentra en las coordenadas (495E, 862N) y su eje x tiene dirección E y el eje y dirección S. El intervalo de la red para mediciones gravimétricas fue de 250 m.

El mapa de gravedad residual de un análisis de ajuste de superficie se obtiene substrayendo la superficie de ajuste del mapa de anomalía de Bouguer, esto es,

$$\begin{aligned} \text{1er. orden gravedad residual} &= G(X,Y) - g_1(X,Y) \\ \text{2do. orden gravedad residual} &= G(X,Y) - g_2(X,Y) \\ \text{3er. orden gravedad residual} &= G(X,Y) - g_3(X,Y) \end{aligned}$$

3-4-4 Análisis de secciones bidimensionales

En el análisis de secciones bidimensionales, los valores de Bouguer calculados a partir de una estructura de densidades supuesta, son comparados con los valores de Bouguer observados. La estructura de la densidad es modificada hasta que los valores calculados de Bouguer se ajustan bien a los valores observados. El cálculo de los valores de Bouguer es efectuado con un computador electrónico usando la fórmula de Talwani, incluyendo en el cálculo el efecto de la topografía.

)))

G.V-S.V

(mgal)

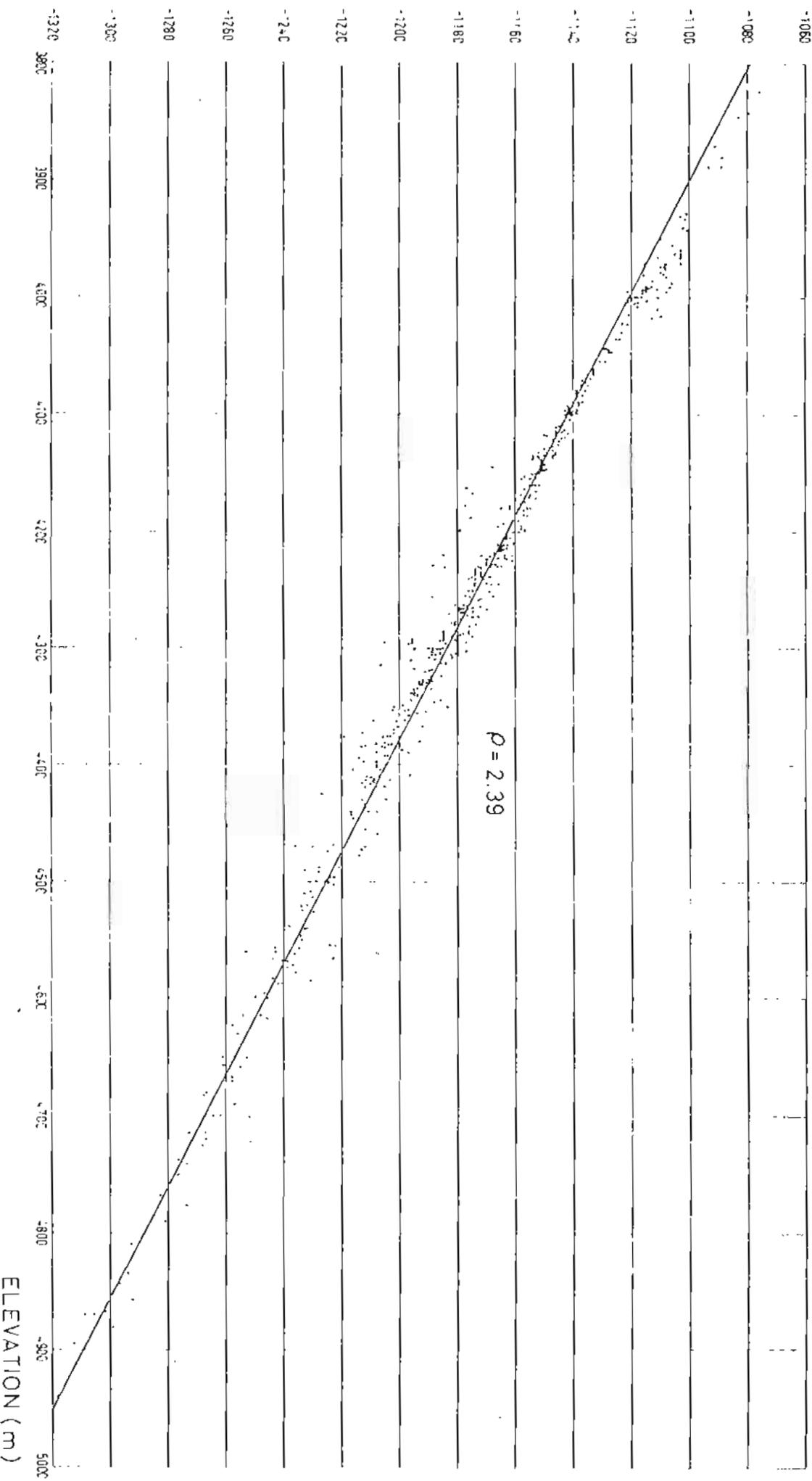
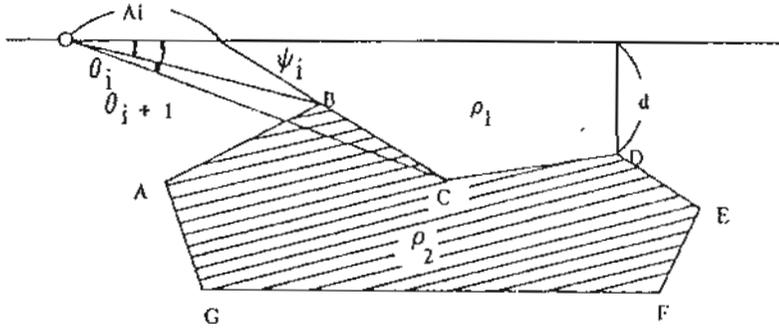


Fig. II-3-10

RELATION BETWEEN GRAVITY AND ELEVATION

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

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



Para una estructura geológica simple este análisis dará buenos resultados de ajuste. En este estudio a lo largo de las cuatro secciones del mapa de anomalía de Bouguer preparado para una corrección de densidad $\rho = 2.40$ se aplicó el método de estimación de la profundidad.

3-5 Interpretación

Los datos de este levantamiento gravimétrico son tratados cualitativa y cuantitativamente en los mapas de interpretación que siguen.

3-5-1 Mapa de anomalía de Bouguer

La Fig.II-3-2 muestra el mapa de anomalía de Bouguer obtenido con una densidad corregida $\rho = 2.40$. La distribución de gravedad en este mapa muestra una serie de anomalías.

Las curvas de igual gravedad tienen un diseño irregular y son complejas. Los valores de anomalía de Bouguer varían de -307 mgal a -273 mgal y muestran que el área investigada parece estar situada en una área típica de anomalía de Bouguer.

La tendencia gravitacional de anomalía de Bouguer decreciente desde el W hacia el E del área, puede ser claramente observada, lo cual es más obvio en los mapas interpretativos de ajuste de superficie que se muestran posteriormente. Las anomalías altas de gravedad definidas como anomalías mayores que -280 mgal se desarrollan en la parte N, S y W del área. Las anomalías bajas de gravedad que muestran anomalías menores de -290 mgal se desarrollan en la parte central, noreste y sureste del área.

En la parte norte del área existen tres anomalías altas de gravedad, las que se ubican en curvas cerradas y están agrupadas en una zona anómala de gran escala señalada por una curva de -285 mgal.

La zona anómala de gravedad alta alrededor de H₄ en la parte S del área tiene dos anomalías típicas con forma de bahía, H₅ y H₆. En el extremo occidental existe una zona anómala de alta gravedad representada por el punto H₇. Estas zonas anómalas de gravedad alta, aparecen como domos en el basamento, debido a su alta densidad. El análisis bidimensional de secciones que se describe más adelante ha demostrado sollevamientos de gran escala del basamento.

La extensa zona anómala de baja gravedad del centro de área y que tendría menos de 280 mgal se compone de L₁, L₂, L₃, L₄ y L₅; tiene además una anomalía L₆ con forma de embahiamiento. Los análisis de secciones bidimensionales sugieren la subsidencia del basamento, con algunas irregularidades localizadas en él. La zona anómala de baja gravedad del este, alrededor de L₇, se destaca claramente en L₈. La anomalía representa la zona de anomalía de gravedad baja del extremo suroriental. A partir de la escala de estas anomalías de gravedad baja, se espera una continua subsidencia del basamento desde L₇ a L₉ pasando por L₈.

Las anomalías de gravedad baja localizadas de L₁₀, L₁₁ y L₁₂, en la parte occidental del área estudiada, forman una zona de tendencia NS de la zona de anomalía baja. El pequeño gradiente observado en la zona anómala de baja gravedad del centro es también característico de esta área levantada.

Una zona de anomalía de gravedad baja continua y curva se ve también de L₇ a L₁₀, pasando por L₃, L₂, L₁ y L₆ lo cual sugiere un graben mayor. Un nuevo estudio gravimétrico en las zonas nororiental y noroccidental fuera del mapa, mostraría más información acerca de este supuesto graben. Esta área

muestra una predominancia de valores de gravedad bajos y es similar a típicas áreas geotérmicas del Japón. Los gradientes mayores de gravedad que rodean a H_1 , H_2 y H_3 o que se encuentran en el borde occidental de L_7 y L_9 o en el borde sur de H_7 parecen indicar estructuras de falla. Muchas estructuras de falla, frecuentemente encontradas en los análisis bidimensionales de secciones descritos posteriormente, implican la ocurrencia de intenso movimiento de bloques por dislocaciones en el área. La notable anomalía de Bouguer que se encuentra en el área es considerada como una influencia de la isostasia. Un ejemplo típico de anomalía negativa de Bouguer de origen isostático es la que existe a lo largo de Norteamérica, en la cual las secciones transversales muestran una correlación positiva con la discontinuidad de Mohorovicic y una correlación negativa con la topografía. En este ejemplo, valores de anomalía negativa de Bouguer de 100 a 200 mgal son observados en las zonas elevadas de Nevada, Utah y Colorado. Una de las observaciones extremas en Utah es una anomalía de Bouguer de -193 mgal a una altura de 1.000 m sobre el nivel del mar, donde la discontinuidad de Mohorovicic debería ocurrir a una profundidad de 47.7 km.

En una observación publicada de levantamientos gravimétricos a través de Sud-América, a la latitud $32^\circ S$ en los Andes cerca de la frontera entre Chile y Argentina, se encuentran marcadas anomalías negativas de Bouguer de -300 mgal en las partes altas (con alturas de 4.000 m s.n.m.), en tanto que prácticamente no se observan anomalías de Bouguer en las llanuras (100 a 200 m s.n.m.) de Argentina y Uruguay. Como en el caso de Norteamérica, la correlación positiva con la profundidad del plano de Mohorovicic y la correlación negativa con la topografía se reconocen claramente en el análisis de las secciones bidimensionales de la anomalía de Bouguer de Sud-América, en donde la discontinuidad de Mohorovicic se encontraría a una profundidad estimada de 59 a 75 km en áreas de montaña y de 31 a 33 km en llanuras.

En muchas montañas del mundo se observan valores anómalos negativos de isostasia, -300 mgal en los Andes -500 mgal a 5.000 m de altura en el plateau Tibetano y -150 mgal a 2.000 m de altura en los Alpes y constituyen ejemplos conocidos de anomalías negativas de Bouguer por efecto isostático.

Los valores de anomalía de Bouguer en el área del estudio varían de -300 mgal a -270 mgal en tanto que la anomalía de aire libre varía de +110 mgal a +200 mgal. Es característico de las anomalías isostáticas de gravedad en terrenos altos que la anomalía de Bouguer sea negativa en tanto que la anomalía de aire libre sea positiva.

3-5-2 Mapa de Estructura Normal. (Figs.II-3-3 a II-3-7)

En el mapa de estructura normal de la Fig.II-3-3, las curvas segmentadas corresponden a valores negativos de anomalía. Las anomalías de gravedad cercanas al borde del mapa, tales como H₁, H₃, H₄, H₇, L₇ y L₉ no se muestran, ya que el cálculo no puede ser efectuado en el borde del área levantada.

La zona anómala de baja gravedad, representada por tres anomalías separadas, L₁, L₄ y L₅ se cierra en el centro del área. Las anomalías negativas del sector noroeste L₆ y L₁₀, del sector suroeste, L₁₂ y del sector este, L₇ y L₈, marcan la zona de anomalía de baja gravedad mostrada en el mapa de anomalía de Bouguer. Las anomalías negativas del noreste, L₁₃, sureste, L₁₄, suroeste, L₁₅, y oeste, L₁₆, corresponden a anomalías bajas de gravedad que antes no estaban bien definidas, mientras que algunas anomalías de baja gravedad que eran observables en el mapa de anomalía de Bouguer son tenues en este mapa o han desaparecido completamente.

En cuanto a anomalías altas de gravedad, la anomalía H₂ del sector norte se destaca en este mapa como una clara anomalía positiva y los bordes de las anomalías con forma de embahiamiento, H₅, H₆ y H₇, tienen curvas cerradas claramente observables. La anomalía positiva H₈ en el sector norte destaca a la anomalía de alta gravedad. Las anomalías positivas H₉, del sector oeste, H₁₀, del noreste y H₁₁ en el centro del área, corresponden a anomalías de alta gravedad poco destacadas en el mapa de Bouguer. Se observa una continuidad de H₅ a H₈ y H₉ y de H₆ a H₁₀; ellas constituyen junto con H₂ un conjunto de anomalías positivas que rodean a anomalías negativas del centro del área levantada. Entre las anomalías positivas, H₁₀ y H₁₁ han sido identificadas como componentes de anomalías localizadas de alta gravedad y su presencia se relaciona con rocas de alta densidad.

La existencia de la cuenca tectónica (graben) representada por L_7 , L_3 , L_2 , L_1 , L_6 y L_{10} es también observable en el mapa de estructura normal, donde aparece como una zona continua de anomalía negativa.

3-5-3 Mapa de Ajuste Superficial

Aún cuando en este estudio se examinaron todos los análisis de ajuste de superficies de primero, segundo y tercer orden, solamente se muestran los mapas de ajuste de superficie de primer y tercer orden.

a. Mapa de Ajuste de Superficie de Primer Orden

La Fig. II-3-4 es el mapa de ajuste de superficie de primer orden y en él se observa una tendencia de gravedad dominante, esto es, del valor de la anomalía de Bouguer a decrecer de -274 mgal en el suroeste a -297 mgal en el noreste; y curvas de gravedad de rumbo $N70^\circ W$ con una gradiente de unos 5 mgal/km.

b. Mapa de Ajuste de Superficie de Tercer Orden

En este mapa (Fig. II-3-5) se observan tendencias de gravedad similares a las del mapa de ajuste de superficie de primer orden. La anomalía de Bouguer tiene un rango de -267 mgal a -307 mgal. Es importante notar una zona anómala curva de baja gravedad que va del extremo noreste al noroeste, pasando por el centro del mapa. Esta zona parece corresponder a la zona anómala de baja gravedad de similar disposición del mapa de anomalía de Bouguer ya descrito.

3-5-4 Mapa Residual

Los mapas residuales de primer y tercer orden (Figs. II-3-6 y II-3-7 respectivamente), tienen sus anomalías negativas representadas por curvas segmentadas. Aunque se prepararon y analizaron los mapas residuales de primer, segundo y tercer orden, sólo se discute la Fig. II-3-6, debido a la similitud existente entre ellos.

La zona anómala de baja gravedad del centro del área se divide en tres centros negativos, L_1 , L_3 y L_5 y al igual que el mapa de estructura normal, nuevamente se destaca L_1 , mostrando un diseño distinto al del mapa de anomalía de Bouguer. Las anomalías negativas L_7 , L_8 , L_9 , L_{12} y L_{15} corresponden a las anomalías de baja gravedad del mapa de anomalía de Bouguer. Las anomalías negativas L_6 y L_{11} destacan ligeramente las anomalías de baja gra-

vedad correspondientes. El mapa residual de primer orden no muestra claramente las anomalías L_{10} , L_{13} , L_{14} y L_{16} observadas en el mapa de estructura normal ni L_2 y L_4 del mapa de anomalía de Bouguer.

Las anomalías de alta gravedad H_1 , H_2 y H_3 en el sector norte, H_4 y H_5 con forma de embahamiento en el sector sur y H_7 en la cercanía del borde occidental del área, constituyen anomalías positivas muy destacadas. Por otra parte, las anomalías H_8 , H_9 , H_{10} y H_{11} , todas observables en el mapa de estructura normal, se destacan solo vagamente como una zona de anomalía positiva.

En el mapa residual de primer orden, las anomalías positivas se agrupan en el norte, sur y oeste, en tanto que las anomalías negativas que lo hacen en el noreste y el centro, representan anomalías de gran escala de la estructura del basamento. La continuidad de las anomalías negativas L_7 , L_3 , L_2 , L_1 , L_6 y L_{10} es muy clara en este mapa y en consecuencia, se espera la existencia de una cuenca tectónica (graben) con bastante certeza.

3-5-5 Análisis Bidimensional de Secciones

Se ha efectuado un análisis bidimensional en secciones del mapa residual de primer orden, en donde los valores de anomalía de Bouguer decrecen gradualmente de oeste a este. Con respecto al modelo de densidades, el modelo de tres estratos, el primero con $\rho = 2.40$ para las rocas volcánicas Cuaternarias y Terciarias, el segundo con $\rho = 2.30$ para las rocas sedimentarias Terciarias y el tercero con $\rho = 2.40$ para las rocas sedimentarias Cretácicas, éste es considerado lógico en comparación con las densidades obtenidas de muestras de roca.

Se aplicó un modelo de dos estratos con una diferencia de densidad $\Delta\rho = 0.15$, en donde las rocas andesíticas se distribuyen en forma casi homogénea en el primer estrato, para la estimación del límite superior de las rocas sedimentarias Cretácicas. La diferencia de densidad $\Delta\rho = 0.15$ se aplicó para corregir la estructura muy poco natural obtenida con $\Delta\rho = 0.10$, valor obtenido de mediciones hechas en muestras de roca. Para una mejor aproximación, se supuso la existencia de una formación, en este caso un estrato Paleozoico, con una menor diferencia de densidad $\Delta\rho = 0.3$, en el extremo norte del perfil C-C' y los extremos norte y sur del perfil D-D'. Debe tenerse

en cuenta sin embargo, que la estructura que se quiere definir en este análisis está constituida por las rocas sedimentarias del basamento Cretácico.

Como resultado del análisis en secciones, se observaron y se infirieron numerosas dislocaciones de la estructura geológica. Debido a que la formación hipotética inferior, supuesta en las secciones norte-sur C-C' y D-D' no aparece en las secciones este-oeste A-A' y B-B', ya que es casi horizontal en las últimas. Por lo tanto, la estructura de la formación Paleozoica subyacente puede corresponder a una depresión de tipo cuenca tectónica (graben), angosta en sentido N-S y ancha en sentido E-W. Debido a la muy pequeña diferencia de densidad, $\Delta\rho = 1.5$, en el resultado del análisis se aprecian algunas irregularidades, las que fueron ligeramente retocadas en el mapa de la estructura geológica que se presenta.

a. Sección Transversal A-A'

La estación N°100, en donde el basamento aflora, fue usada como punto de control en el cálculo de la sección cuyo resultado se muestra en la Fig. II-3-8. El solevantamiento observado en el extremo este corresponde a la anomalía positiva con forma de embahamiento H_{10} , y se esperan dislocaciones en sus alas este y oeste.

En el centro del área, cerca de la estación N°89, se estima que existe un solevantamiento correspondiente a la anomalía positiva H_9 y otro, presente cerca del extremo oeste, corresponde a la anomalía H_7 . Se espera dislocaciones en todas las alas de estos solevantamientos, especialmente en las alas orientales, centro y extremo oriental de los mismos. Se espera que existan fallas escalonadas.

En el área central y occidental, se desarrollan depresiones relacionadas a los solevantamientos por fallas. La estructura de subsidencia del centro del área levantada corresponde a las anomalías negativas L_1 y L_3 y se extiende por unos 5 km. hacia el oeste, creciendo gradualmente en profundidad con ligeras dislocaciones internas ascendentes y descendentes. Se estima que existe una depresión localizada con forma de graben, la cual se extiende por aproximadamente 1.5 km entre las estaciones N°90 a N°437, cuyas alas estarían limitadas por dislocaciones.

Esta depresión, que corresponde a la anomalía negativa L_1 , tiene una profundidad máxima de unos 1.500 m en la estación N°91 de esta sección. La depresión del oeste corresponde a la anomalía negativa L_{11} . Presenta una estructura monoclinada inclinada al oeste y su punto más profundo se encuentra en el extremo oeste, cerca de la estación N°425. El sollevamiento correspondiente a la anomalía positiva H_7 no es descrita aquí, ya que se sitúa en el borde del área levantada.

b. Sección Transversal B-B'

La Fig.II-3-8 muestra la sección transversal B-B'. La estación N°486 se usó como punto de control en el análisis de la sección transversal B-B', en el supuesto que el basamento se encuentra a escasa profundidad en el extremo oriental del área. En este caso, como se vio en la sección A-A', se observan sollevamientos en el extremo oriental, correspondiente a la anomalía en forma de embahamiento H_6 , en el centro, correspondiente a la anomalía H_9 y en el extremo occidental correspondiente a H_7 . Se espera que existan fallas en las alas de estos sollevamientos, excepto en el ala occidental del sollevamiento central. Se esperan fallas escalonadas en el ala oriental del sollevamiento central y al oeste del sollevamiento del extremo oriental. Las rocas del basamento en el centro y en el extremo oeste, han sido afectadas por subsidencia, tal como en la sección A-A' y los bloques se relacionan por medio de dislocaciones, excepto cerca del ala oeste del sollevamiento central.

La zona de subsidencia central corresponde a las anomalías negativas L_1 y L_2 , tiene una extensión de unos 4 km y dislocaciones que aumentan gradualmente con la profundidad, con algunas ondulaciones hacia el oeste. La depresión localizada tipo graben, con ambas alas limitadas por dislocaciones, está equidistante (a 1.3 km) de las estaciones N°476 y N°48. Esta depresión corresponde a la anomalía L_1 y su profundidad máxima de 1.600 m estaría cerca de la estación N°478. La depresión del extremo oeste se inclina hacia el oeste y su profundidad máxima está cerca de la estación N°467.

c. Sección Transversal C-C'

En esta sección (Fig.II-3-9) se escogió como punto de control a la intersección con la sección A-A'. En el centro de la figura se observa una de

presión del basamento, correspondiente a las anomalías negativas L_1 y L_5 y su profundidad máxima se estima en 1.600 m cerca de la estación N°479. Un sollevamiento localizado, cuyas alas sur y norte son limitadas por dislocaciones en el centro de la depresión, corresponde a la anomalía positiva H_{11} . El sollevamiento correspondiente a las anomalías positivas H_8 y H_1 , es adyacente al ala norte de la depresión y tiene fallas escalonadas en su contacto. A fin de obtener una compensación se presume que la formación Paleozoica subyace a esta zona. Se observa un bloque levantado en el sector sur, el cual corresponde a la anomalía con forma de embahamiento H_4 , pero se esperan dislocaciones en su contacto con la zona de depresión adyacente.

d. Sección Transversal D-D'

La Fig. II-3-9 muestra la sección D-D', en la cual se usó la estación N°208 como punto de control. La profundidad máxima de la depresión de las rocas del basamento, correspondiente a la anomalía L_2 , es estimada en 1.300 m cerca de la estación N°111. Un bloque levantado que es limitado y localizado por dislocaciones se presenta en la depresión mencionada, aunque de menor extensión que como se aprecia en la sección transversal C-C'.

Se supone que existe una dislocación en el ala sur de esta depresión. A medida que el basamento se hace más somero, pasa gradualmente a la estructura sollevada correspondiente a la anomalía positiva H_4 . El ala norte de la depresión pone en contacto las dislocaciones con el bloque levantado correspondiente a H_2 en el sector norte.

Para el análisis de esta sección transversal se supone la existencia de una depresión de gran escala en la formación subyacente.

CAPITULO 4

LEVANTAMIENTO GEOFISICO ELECTRICO

CAPITULO 4 - LEVANTAMIENTO GEOFISICO ELECTRICO

4.1 Objetivo del Estudio

Generalmente en los campos geotérmicos la resistividad del depósito geotérmico, como asimismo del fluido geotermal mismo son muy bajas. Asimismo en el área geotermal de Puchuldiza, existe una amplia zona de baja resistividad inferior a 10 Ohm/m, la cual fue confirmada por el Comité Geotérmico de CORFO. El método empleado en el primer estudio fue el de espaciamiento constante de Schlumberger con distancias entre electrodos fijos de 250, 500 y 1000 m.

Por medio de este método se obtuvo una distribución de zonas de baja resistividad, la cual sirvió para delinear aproximadamente un área de interés, pero contribuye poco al análisis de la estructura subterránea. Un estudio más detallado, por medio de sondeos Eléctricos Verticales (VES), fue empleado para determinar la resistividad de la estructura en profundidad, aumentando continuamente el espaciamiento entre los electrodos.

El objetivo de este estudio fue conocer la relación entre el depósito geotérmico y su resistividad en el área entre el cerro Tahipicollo y Tuja, debido a que estas áreas son las de mayor interés aparente.

4-2 Métodos del Estudio

4-2-1 Método de resistividad

Las rocas y estratos que componen la tierra tienen propiedades eléctricas específicas (resistividades) que varían con los distintos ambientes geológicos (esto es, la porosidad, saturación de agua, etc.). El método de resistividad emplea las resistividades de estas capas y rocas para el mapeo geológico de las estructuras ocultas; en especial como en las áreas geotermales se puede detectar zonas de baja resistividad, este método ha sido ampliamente utilizado en la exploración de campos geotérmicos.

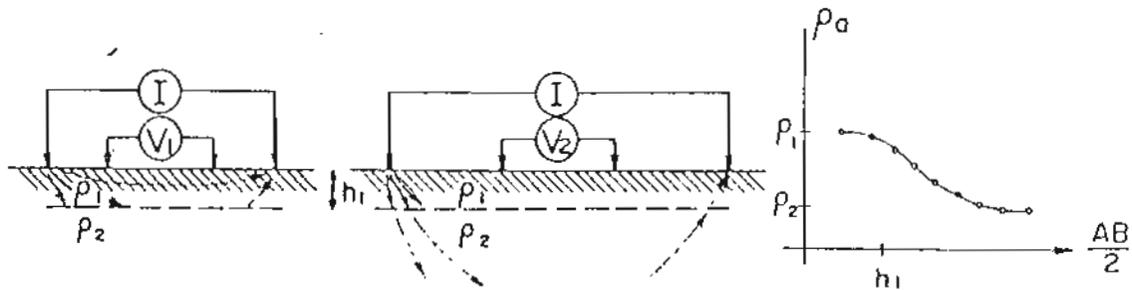
Existen numerosos tipos de disposición de electrodos con variación de la ubicación, de la corriente y el potencial de los electrodos en la superficie de la tierra, como en el caso del arreglo de Schlumberger que se

explicará más adelante, arreglos dipolo-dipolo, arreglos bipolo-dipolo, etc. El objetivo de estas configuraciones es obtener la distribución vertical de la resistividad y más aún la distribución de resistividad en profundidad, cambiando la posición de los electrodos.

En el caso hipotético de que la tierra consista de dos capas en la cual la primera tenga una ρ_1 y un espesor H_1 y la segunda capa tenga una resistividad ρ_2 y un espesor semi-infinito, la diferencia de potencial V_a varía según la resistencia eléctrica del terreno entre MN. La resistividad es una función de la configuración geométrica de los electrodos y de los parámetros eléctricos del terreno (esto es ρ_1 y ρ_2).

$$\rho_a / \rho_1 = f(\rho_2 / \rho_1, AB/2h_1)$$

Por lo tanto, el objetivo de la interpretación cuantitativa es determinar el espesor H_1 y la resistividad ρ_2 de la capa inferior a partir de la curva de terreno de sondaje eléctrico vertical que se obtiene por medio de un aumento progresivo de la distancia entre los electrodos.



La interpretación se basa en la comparación de las curvas observadas con las curvas teóricas.

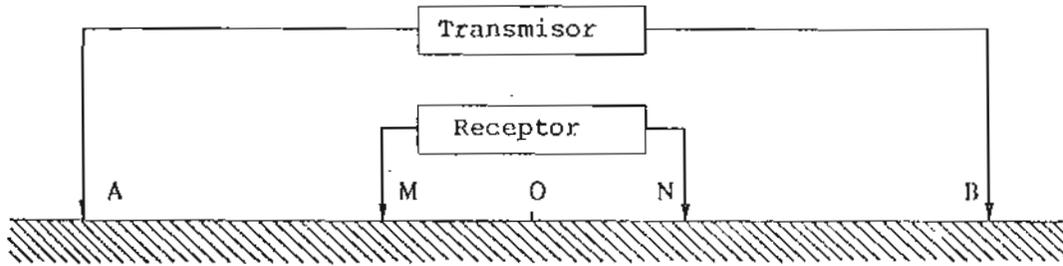
Método : Método de resistividad usando la disposición de electrodos de Schlumberger.

Distancia de electrodos : electrodos de corriente (AB/2) : 10-1500 m
 electrodos de potencial (MN/2) : 2 - 100 m

Corriente : corriente constante de frecuencia 0.1 Hz de onda cuadrada (0.1 a 2.0A). El valor de la corriente se obtiene del medidor de corriente de salida del transmisor y la onda de la corriente es observada por medio de un registrador.

Diferencia de potencial : la curva de diferencia de potencial sin consideración del autopotencial es registrada por un inscriptor y se obtiene entonces la lectura del nivel de potencial de bajo ruido.

Arreglo de electrodos de Schlumberger : Los puntos A, M, N, B se disponen en una línea recta de modo que los puntos M y N de los electrodos de potencial estén ubicados simétricamente respecto del centro o de la distancia de los electrodos de corriente AB.



La disposición del arreglo de Schlumberger empleado en este estudio se muestra en la Tabla II-4-1. Las curvas VES (de Sondaje Eléctrico Vertical) fueron obtenidas de 21 mediciones para cada punto, para la distancia AB/2 de 1500 mt, excepto para ambos puntos extremos de la línea del perfil levantado (los detalles se dan en la sección 4-3-3).

TABLA II-4-1 Medición del espaciamiento de electrodos.

N°	AB/2 (m)	MN/2 (m)	K	N°	AB/2 (m)	MN/2 (m)	K
1	10	2	75.4	12	200	40	1508
2	15	2	173.6	13	250	40	3292
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				

Aquí K es llamado el factor geométrico que depende tanto de la configuración de la corriente como de los electrodos de potencial K se obtiene como en la ecuación que sigue, si $AB/2 = L$ y $MN/2 = e$;

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

4-2-2 Perfiles del levantamiento.

Se ha sugerido que la parte norte de los 5 pozos ya perforados es interesante por parte de varios estudios anteriores y los fluidos geotermales en Puchuldiza fluyen hacia abajo desde la parte N del cerro Blanco.

Por lo tanto, se planificó un perfil de levantamiento A dispuesto en una dirección EW para medir la resistividad del área norte de Tuja y Cerro Tahipicollo.

A través de discusiones con ingenieros de CORFO se acordó disponer el 2º perfil B de modo que esté elongado en dirección EW desde la cumbre del cerro Tahipicollo, a través de la parte central del área, pasando entre los pozos N°2 y N°4 y dirigiéndose hacia la parte S de Tuja.

Se planificó un perfil adicional C en dirección NS pasando por Tuja a fin de determinar la distribución en sentido NS de las zonas de baja resistividad por medio del método del arreglo dipolo-dipolo.

La ubicación de los perfiles mencionados arriba está en la figura II-4-1.

Línea	Línea A	Línea B	Línea C
Largo (m)	6000	6000	3,000
Método	Arreglo Schlumberger		Arreglo dipolo-dipolo
Nº del punto de observación	23	23	44
Distancia entre los puntos de observación (m).	250	250	200
Coordenadas	857N a 857.5N	856N	499.5E a 500E

El levantamiento de los perfiles abiertos fue hecho por medio de brújula de bolsillo y huincha. Los puntos de la red de coordenadas establecida por CORFO fueron usados como puntos base de este levantamiento; es decir, ambos perfiles A y B fueron dispuestos en una dirección EW desde (857.5N, 503.5E, 4.380.9 m s.n.m.) y (856N, 503.5E, 4.414.9 m s.n.m.) que corresponden respectivamente a la estación N°180 empleada como base.

Los puntos de observación fueron dispuestos a una distancia horizontal de 250 m luego de establecer los puntos auxiliares a una distancia horizontal de 25 m. La numeración de los puntos se da como la distancia desde el extremo W del perfil así 0, 1, 2,....., 240.

4-2-3 Instrumentos

Los instrumentos empleados en el levantamiento geofísico eléctrico y sus especificaciones son como sigue:

Sistema Transmisor;

Transmisor Generador eléctrico tipo Mitsubishi Modelo CH-506A, B
 (fabricado por CHIBA Electronics Inc., Japón).
 Voltaje de salida 200-800V
 Corriente de salida
 Corrientes constantes de 0.1, 0.25, 0.5, 0.75, 1.25, 1.5,
 2.0 y 2.5A
 Estabilidad (inferior a $\pm 0.5\%$)
 Frecuencia 0.1, 0.3, 1.3, 10Hz (onda cuadrada)

Motor generador Modelo 421 (fabricado por Geotronics Inc., USA)
 Tipo de motor Un cilindro, 4 ciclos, a gasolina
 Potencia 3.9 HP a 3428 rpm.
 Generador Magneto tipo permanente,
 115V, 17.3A, 400Hz, 2KW de potencia.

Sistema receptor;

Registrador ; Registrador Mod. EPR200A (fabricado por Toa Electronics Co.,
 Japón).
 Tipo Potenciométrico de auto-compensación, 2 plumas,
 registrador a tinta.
 Rango de registro ± 1 mV a ± 100 mV (16 rangos)

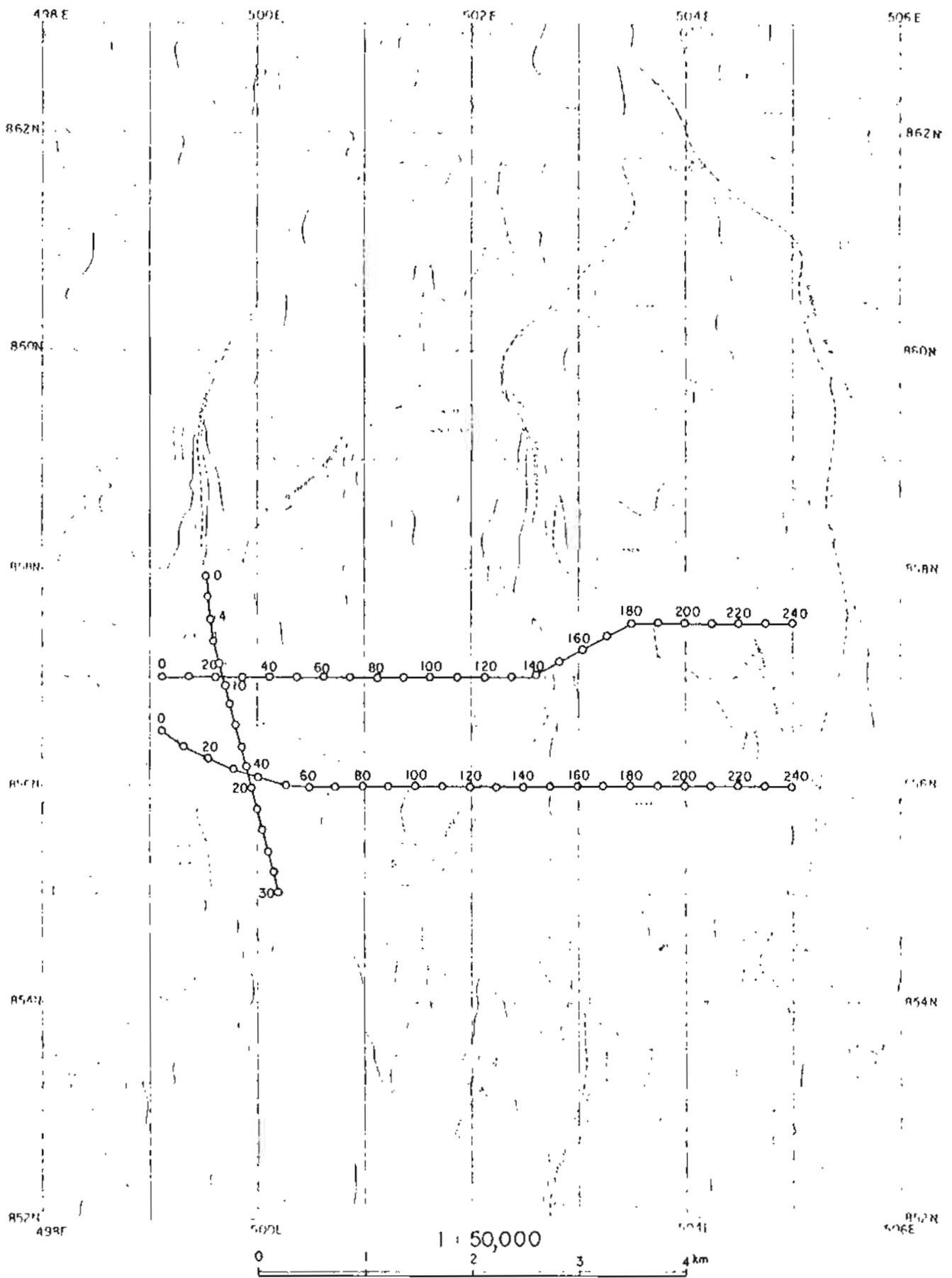


Fig II-4-1

LOCATION OF ELECTRICAL SURVEY LINES

Resistencia de entrada $2M \Omega$ para todos los rangos.
Velocidad del registro 5 mm/H-320 mm/H (13 rangos).
Potencia 12V corriente continua.

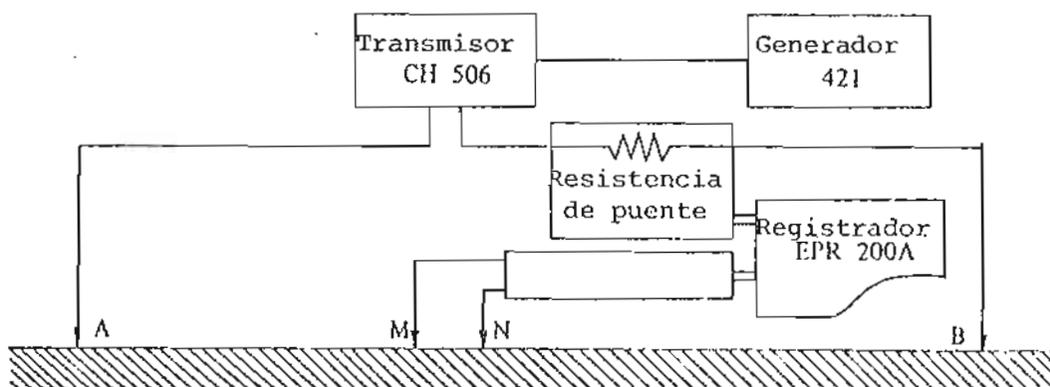
Electrodos;

Electrodos de corriente: ocho barras de acero inoxidable; ϕ 0.5 cm y 65 cm largo.

Electrodos de Potencial : Recipientes de porcelana no vidriada (electrodo no-polarizante) lleno con solución de sulfato de cobre.

Alambre Alambre forrado en vinilo, 1 KIV (1.25 mm^2).

A continuación se muestra diagrama del sistema de medición.



4-3 Método de Análisis

4-3-1 Procedimiento de Análisis

Los valores de corriente y diferencias de potencial se obtienen de las ondas del registro y se emplean para calcular las resistividades aparentes. Generalmente, las ondas de diferencia de potencial contienen muchos tipos de ruido, tales como potencial espontáneo, corrientes telúricas, rizado de la corriente, pérdidas de corriente, etc., además de las ondas de señal. En este estudio, la razón señal-ruido de la diferencia de potencial baja al aumentar $AB/2$. La perturbación de ondas se presenta a veces debido a los truenos. Para el caso de interferencia de estas ondas

perturbadas se calcula los valores de diferencia de potencial promediando varios valores puntuales de las ondas,

La resistividad aparente se calcula con la siguiente ecuación :

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

La curva de VES se obtiene graficando la resistividad aparente en la ordenada vs. $AB/2$ en la abcisa, en papel log-log. Los valores de curvas VES observados difieren de las curvas VES teóricas debido al efecto de cambios topográficos, geología de superficie y distribución local de resistividad, entre otras razones. Solamente se puede corregir cuantitativamente el efecto de la topografía usando la corrección por terreno mencionada en el párrafo anterior.

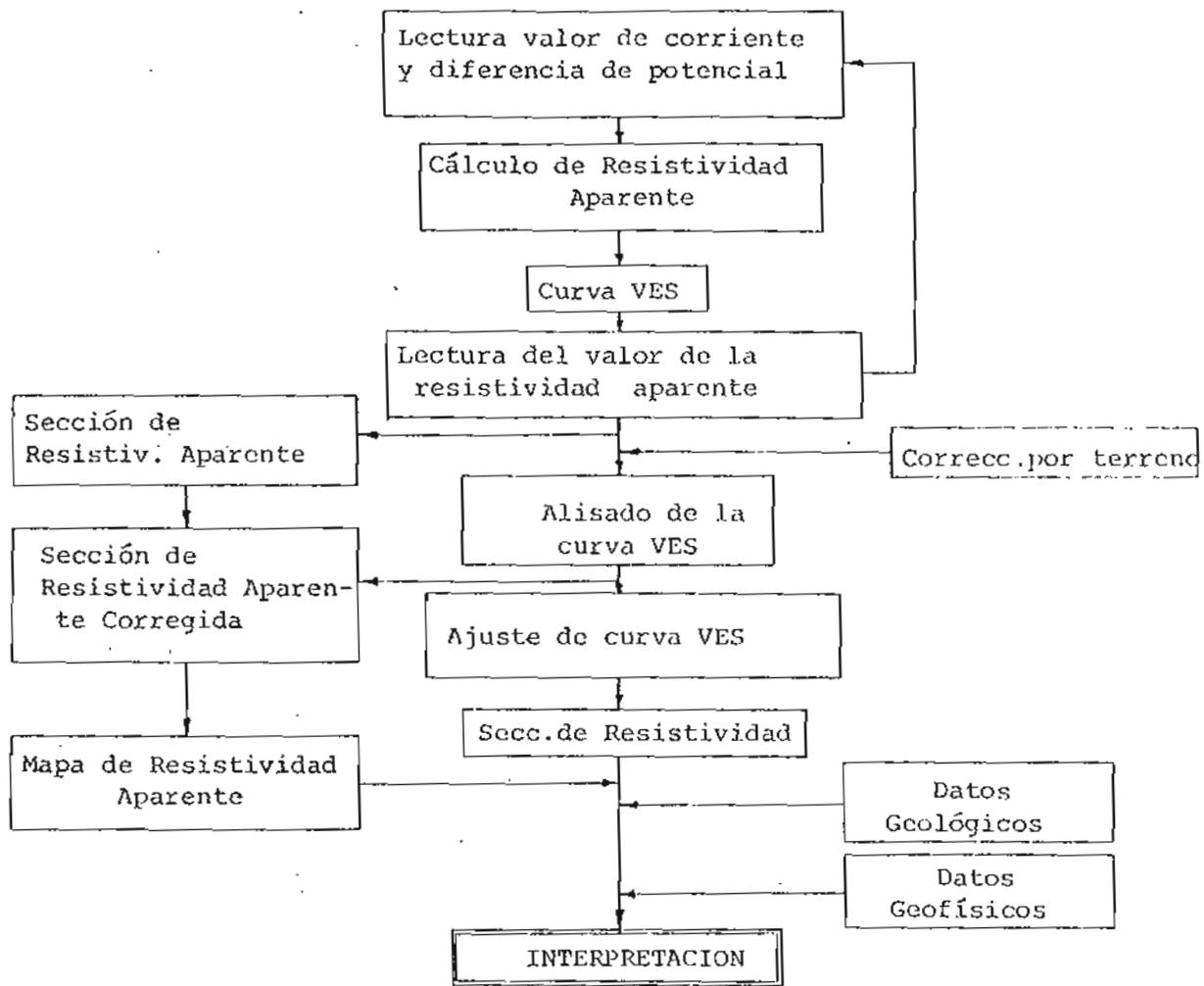


Diagrama de Flujo para Análisis de datos de un Levantamiento Geofísico eléctrico.

Luego de efectuar las correcciones cuantitativas de terreno, las curvas VES alisadas para el método de ajuste de curvas, se obtienen por medio de correcciones cuantitativas y experimentales, comparando los valores de puntos adyacentes para compensar el efecto de la distribución local de resistividad, especialmente la distribución somera, local, que puede afectar a otras estaciones.

La interpretación cuantitativa para una estructura estratificada horizontalmente se hace comparando las curvas VES suavizadas con las curvas VES teóricas, esto es, las curvas estándar de Schlumberger para 2 y 3 estratos y las curvas auxiliares de Ono

A veces, la estructura de resistividad que se obtiene por el procedimiento indicado arriba no necesariamente se ajusta a la estructura geológica.

En dichos casos, se cambia la resistividad o el espesor de las capas intermedias, y si existe una discontinuidad entre estaciones vecinas, se supone la existencia de una falla (una línea de discontinuidad de la resistividad) en ese punto.

4-3-2 Corrección de Terreno

La interpretación de sondajes eléctricos verticales (VES) se basa en la suposición que las medidas se hacen en la superficie plana de una estructura semi-infinita estratificada horizontalmente. Pero como en áreas montañosas los valores de las curvas VES observadas están sujetas al efecto de los cambios topográficos, el análisis debe hacerse luego que se ha compensado dicho efecto.

En el método de corrección por terreno, hay muchos tipos de cálculo aproximado para topografía bi y tridimensional. Como los cálculos tridimensionales son muy caros, se hacen generalmente solamente cálculos bidimensionales.

Para el cálculo se supone que se tiene una tierra homogénea, semi-infinita, de resistividad ρ_0 y que sólo la variación de la topografía causa cambios en las resistividades observadas. Si ρ_a es la resistividad aparente medida en la superficie, entonces C se calcula con la ecuación

$C = \rho_o / \rho_a$. A C se le llama el factor de corrección de terreno y es el primer coeficiente aproximado de corrección por terreno. Si se tiene los valores de C para cada estación, la resistividad aparente corregida por terreno ρ_c , se obtiene de la resistividad observada aparente, ρ , de la siguiente ecuación :

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

En este estudio, la corrección por terreno se hizo en forma bidimensional por medio de papel conductor. La corrección se hizo para las zonas de topografía muy abrupta, esto es, entre las estaciones N°130 y N°180 del Perfil A y entre las estaciones N°90 a N°130 y N°160 a N°200 del perfil B, con $AB/2$ mayor de 50 m debido a la limitación de precisión de la escala de la sección.

La escala de las secciones topográficas es usualmente 1:10.000 y 1:5.000 para los sectores con topografía especialmente abrupta.

A continuación se indican los instrumentos para la corrección de terreno.

- Oscilador Modelo E-1011, fabricado por NF Design Block Inc., Japón
- Generador de corriente continua Transmisor de Polarización Inducida (P.I.) fabricado Geoscience Inc., USA.
- Incriptor Modelo EPR-200A, fabricado por TOA Electronics, Co., Japón.
- Papel Conductor Papel ANACON, fabricado por Tomoe-gawa Paper Manufacturing Co., Japón (Resistividad 3Ω m, 90 cm x 50 cm x 0.35mm).

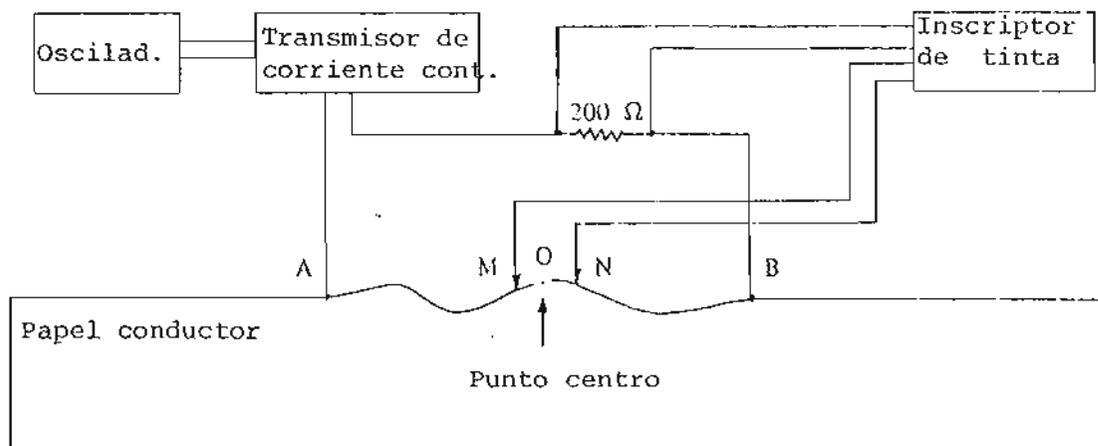
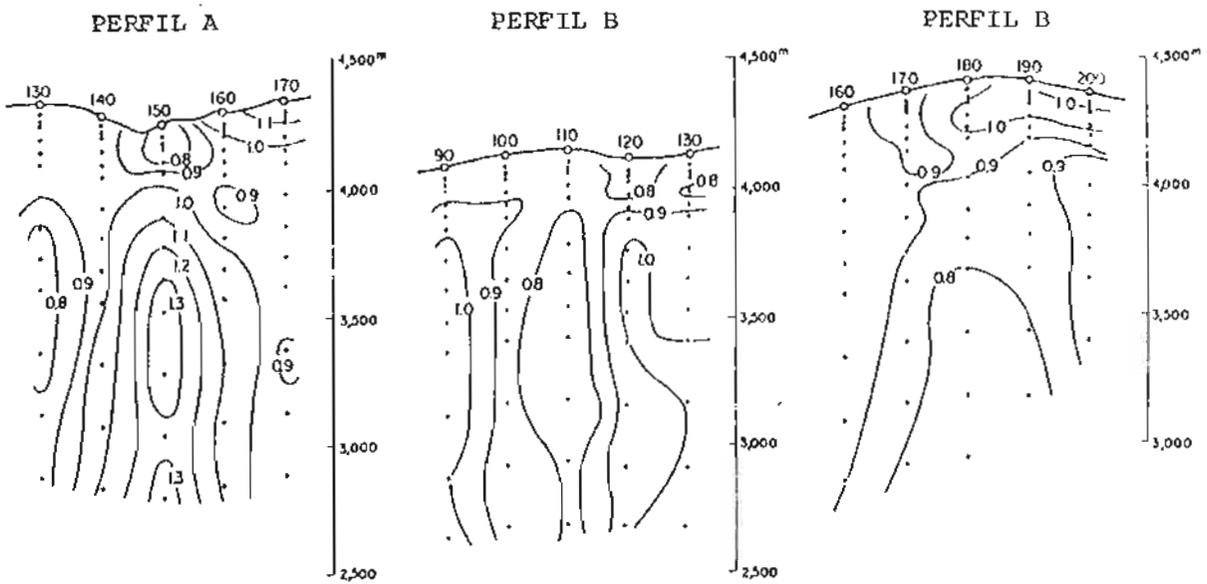


Diagrama esquemático por Corrección de Terreno.

Como la resistividad aparente, ρ_a , del papel conductor se mide en forma bidimensional, este valor se calcula con la ecuación siguiente :

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

en donde I es la corriente, V la diferencia de potencial, $L=AB/2$ y $l=MN/2$. Usualmente, para la disposición de electrodos de Schlumberger, las resistividades aparentes bajo el valle son altas, en tanto que aquellas bajo la colina son bajas. En la figura puede verse que en este estudio las resistividades bajo el valle son 1.3 veces mayores que aquellas bajo la superficie plana; aquellas bajo la colina son 0.8 veces menores que las existentes bajo la superficie plana.



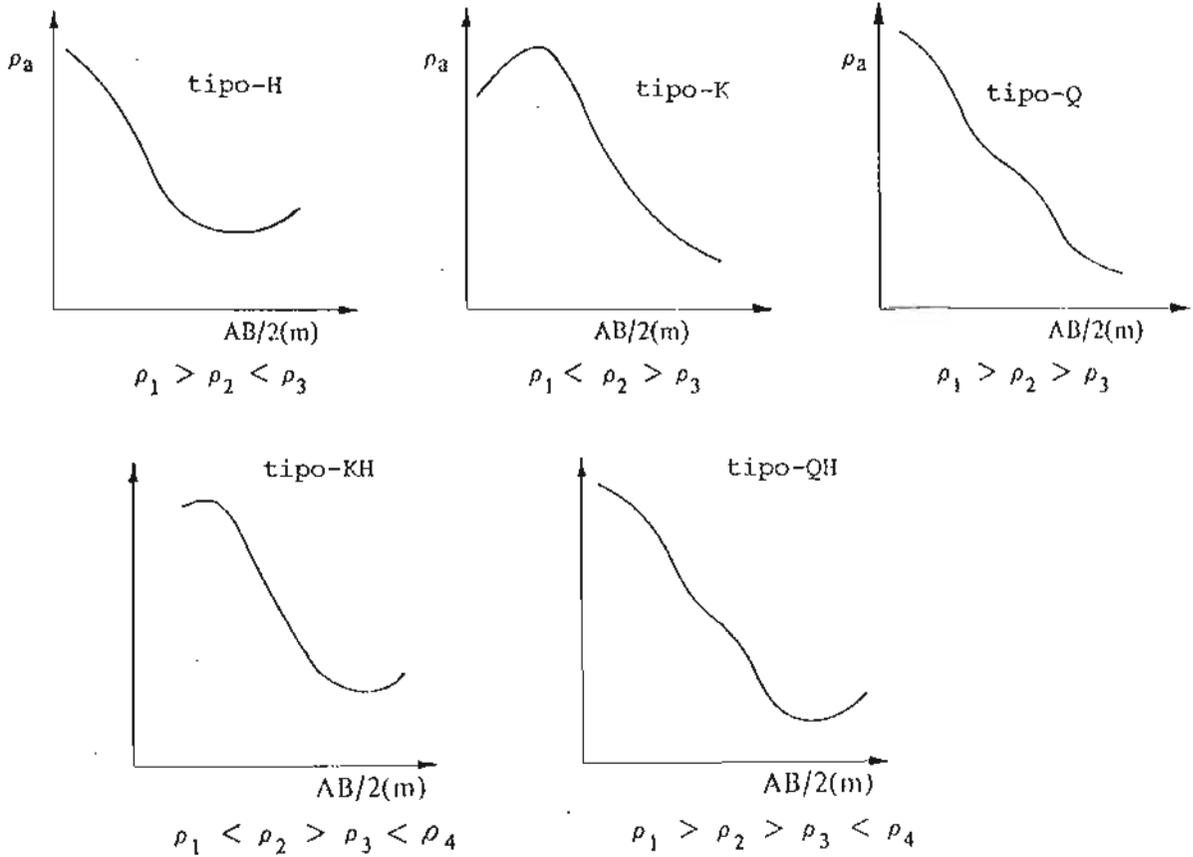
Distribución de Resistividad aparente en el Papel Conductor.

4-3-3 Clasificación de Curvas VES

Las curvas VES alisadas que se obtuvieron en este estudio se clasifican en los tipos siguientes :

tipo H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$); tipo Q ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), del tipo de tres estratos;

tipo QH ($\rho^1 > \rho^2 > \rho^3 < \rho^4$), del tipo de 4 estratos. Estos se construyen combinando algunas clases de curvas del tipo de 3 estratos, como se muestra en el dibujo :



Clasificación de Curvas VES

4-4 Resultado de Análisis de la Resistividad

4-4-1 Secciones de Resistividad Aparente.

Una sección de resistividad aparente se obtiene representando gráficamente la resistividad aparente obtenida de la curva VES suavizada, a una profundidad de $AB/2$ medida desde la superficie. De esta sección se puede estimar la distribución vertical general. El diseño de las curvas en un área con una estructura estratificada horizontal es paralelo a la su perficie, pero puede ser perturbado por cambios laterales de estratos rocosos

fallas y la distribución local y somera de resistividades. Un análisis de estos efectos se hace entonces necesario.

Perfil A (Fig.II-4-2)

Una zona de baja resistividad podría ocurrir a través del perfil A; a baja profundidad en los extremos y profunda en la parte central.

Se sugiere que la zona de alta resistividad próxima a la superficie corresponde a lava Cuaternaria y tendría forma de estrato. En la parte al oriente de la estación N°150, la sobrecarga de lava puede ser estratificada como lo señala la resistividad baja en muchas partes del área. Cerca de una quebrada en Mulluri Chico, cerca de la estación N°210, la resistividad aparente cercana a la superficie tiende a aumentar con la profundidad en forma progresiva hacia el oeste.

La zona somera entre las estaciones N°20 y N°30, presenta una resistividad considerablemente baja, debido a la zona de fumarolas de Tuja.

Perturbaciones de la curva en profundidad, las que pueden deberse a la presencia de bajas locales de resistividad, se observan entre las estaciones N°40, y N°60 y en la estación N°110.

Perfil B (Fig.II-4-2)

Este perfil tiene zonas de baja resistividad en ambos extremos como el perfil A. Una zona destacada de baja resistividad existe al este del cerro Tahipicollo.

Aún cuando la capa de alta resistividad cercana a la superficie corresponde a una lava Cuaternaria, su resistividad es un décimo de la del perfil A.

La zona de mínima resistividad del área se encuentra al sur de Tuja, en donde los valores en las estaciones N°10 y N°20 son inferiores a 5 Ω m. Más aún, zonas de resistividad baja y perturbaciones de la curva en profundidad se presentan entre las estaciones N°50 y N°60 y en la estación N°110.

Parece que la zona de baja resistividad inferior a 5 Ω m cerca de la estación N°200 puede corresponder a un depósito hidrotermal somero. Los sondajes exploratorios N°3 y N°4 se ubican aproximadamente 700 m al norte de dicha localidad y el sondaje N°2 a unos 1.200 m al sur.

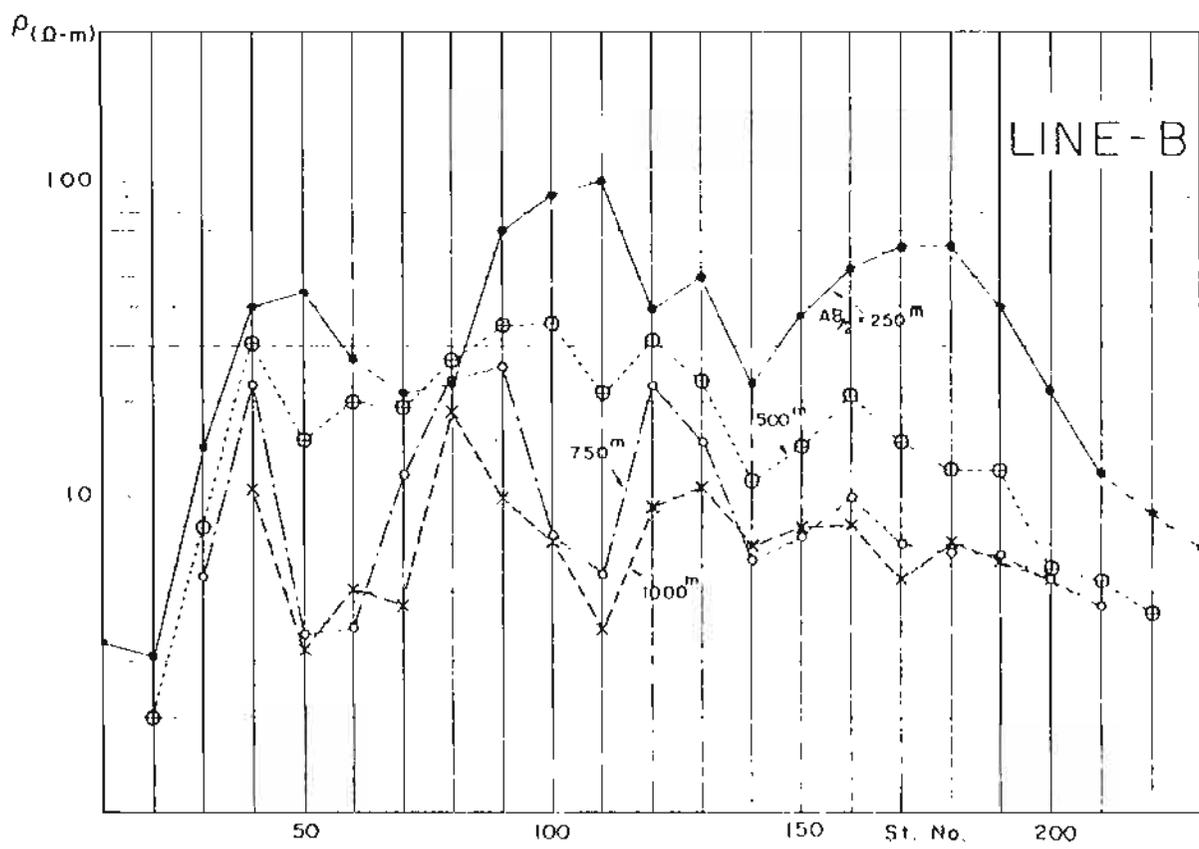
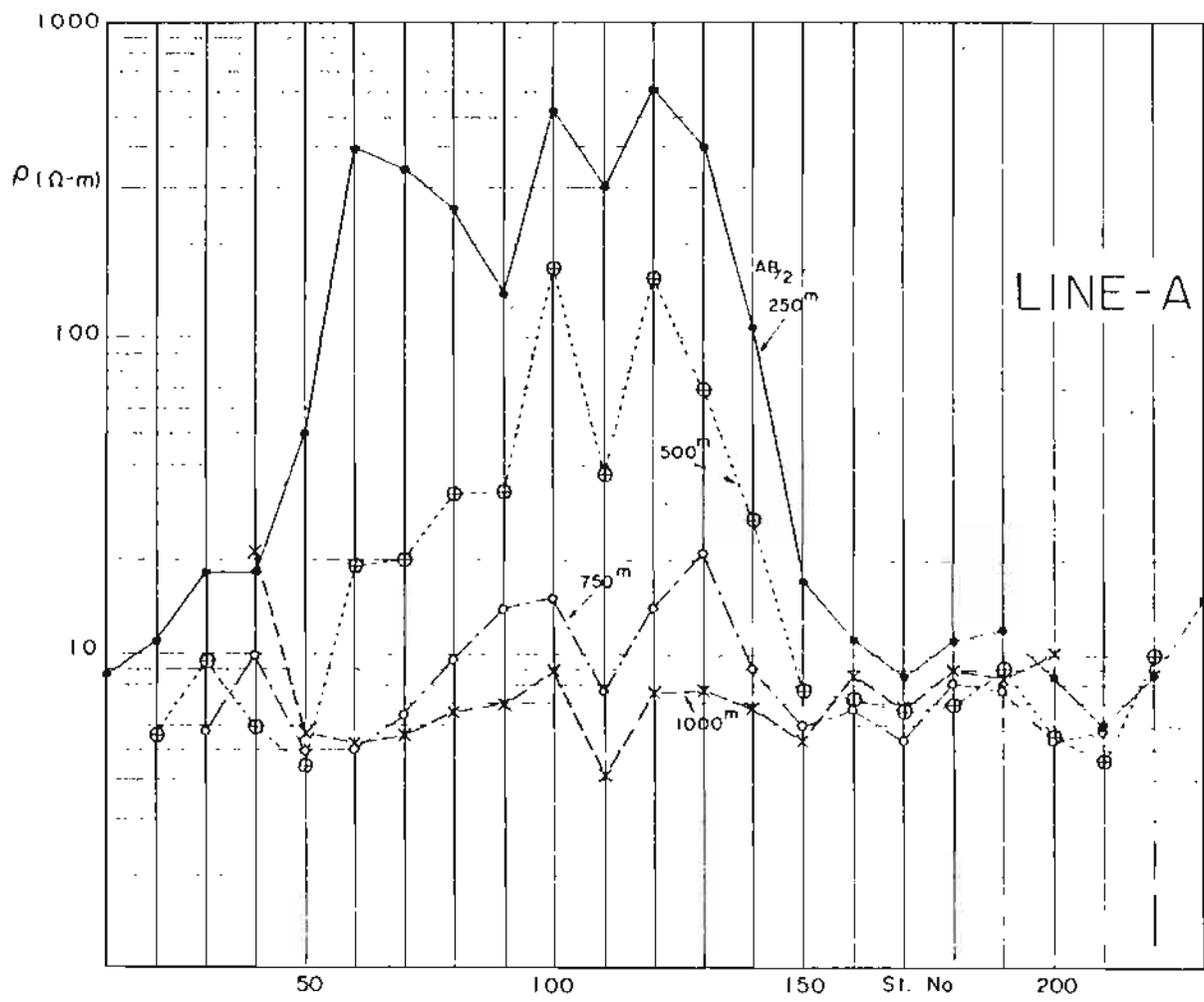


Fig II-4-3

LATERAL CHANGE OF APPARENT RESISTIVITY

4-4-2 Mapa de Resistividad Aparente (Fig.II-4-4, II-4-5)

Estos mapas se hicieron incorporando los resultados de mapas de estudios previos. Aún cuando puede haber poca diferencia entre la resistividad aparente y la resistividad en cada estación, el mapa de resistividad aparente puede dar una idea de la variación superficial de la resistividad a una cierta profundidad.

AB/2 = 500 m (Fig.II-4-4)

En los extremos oeste de ambos perfiles existen zonas discernibles de baja resistividad de rumbo N-S, las cuales pueden corresponder a los depósitos de andesita de piroxena Terciaria y lapilli Cuaternario.

Aunque existe un lineamiento geotectónico NW-SE que pasa cerca de la estación N°150 del perfil A y que se extiende hasta la estación N°190 del perfil B, las resistividades aparentes de los costados norte y este del cerro Tahipicollo, esto es, al lado noreste del lineamiento, son inferiores que en otras áreas.

En el cerro Natividad existe una zona de alta resistividad en la parte central de ambas líneas, que puede corresponder a la andesita Cuaternaria de anfíbola y sericita.

AB/2 = 1.000 m (Fig.II-4-5)

En el mapa de AB/2=500 m, hay dos zonas de baja resistividad, de rumbo N-S, que se extienden, una al norte desde Puchuldiza y la otra a través de Tuja. En este mapa, ambas zonas de baja resistividad se combinan con una amplia zona de baja resistividad de 6 km de extensión en sentido NW-SE y 3 km en dirección NE-SW. En esta amplia zona, la zona más interesante es una de baja resistividad (menos de 6 Ω m) entre la estación N°50 y N°70 de ambas líneas.

Aunque la resistividad no es grande, esto puede indicar que existe un depósito geotermal profundo.

4-4-3 Resistividad de Rocas y Aguas

Las resistividades de 33 rocas muestreadas en el área fueron medidas y los resultados se muestran en la Tabla III-2-1. El transmisor y receptor son similares a los empleados en la corrección por terreno. Las muestras de rocas cúbicas tienen 4 cm x 4 cm x 3 cm, en tanto que las

muestras de testigos de roca tienen 4 cm ϕ por 4 cm de largo. Las muestras se cortaron con sierra de diamante. Las resistividades de las muestras fueron medidas en condición húmeda después de ser saturadas en una solución de 0.1 N-KCl (resistividad de 50 Ω m, temperatura 15°C) por 48 hrs.

La corriente aplicada a las muestras de roca es corriente continua de onda cuadrada, de 2 μ A, con una frecuencia de 0.1 Hz. Los electrodos de potencial empleados fueron conductores espirales mantenidos en una solución de KCl, los que fueron recuperados usando papel filtro.

La resistividad de las muestras de roca se calcula con la siguiente ecuación :

$$\rho = (s/l) \cdot (V/I) \times 1/100$$

s : área de la sección de la muestra de roca (cm²).

l : longitud de la muestra de roca (cm)

V : diferencia de potencial (mv)

I : corriente aplicada (mA)

El sistema de medición de la resistividad de las muestras de roca se muestra abajo :

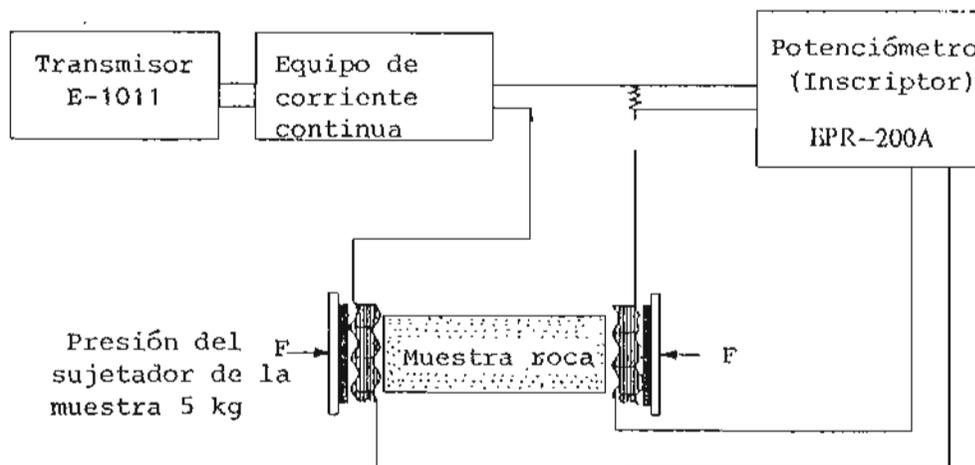


Diagrama de bloque de la Medición de Resistividad de una muestra de Roca.

Los resultados de las mediciones fueron clasificados de acuerdo al tipo de roca como se muestra abajo en la lista.

Tipo de roca	Promedio	Desviación (Ω m)
Andesita cuaternaria	(1.2	$\pm 0.2) \times 10^3$
Andesita Terciaria	(3.2	$\pm 1.0) \times 10^3$
Toba Andesítica soldada (Cuaternario)	(0.5	$\pm 0.2) \times 10^3$
Toba Dacítica sold.(Terciario)	(1.9	$\pm 0.9) \times 10^2$
Toba Dacít. (Cuaternario)	(1.3	$\pm 0.5) \times 10^2$
Toba Riolít.(Cretácico)	(1.8	$\pm 0.5) \times 10^2$

En la lista se observa que las andesitas tienen baja porosidad y alta resistividad, en tanto que las tobas tienen baja resistividad. Una línea divisoria de 300 Ω m, separaría a estos tipos de roca. Sin embargo, parece ser que la resistividad puede descender en las condiciones de alta temperatura y alta presión existentes en profundidad y puede llegar a ser de algunos Ω m en el depósito geotérmico debido al efecto del agua caliente salina.

Resistividad del Agua Superficial (Tabla II-4-2)

La ubicación de las muestras de agua superficial y agua termal se muestra en la Fig.II-1-5. Los valores medidos fueron convertidos a 20°C y los resultados son como sigue :

Agua de río (con agua termal)	1.7 - 2.7 Ω m
Agua de Descarga de sondajes de exploración	1.7 - 2.2 Ω m
Agua de pozo	46 Ω m

En esta área, la resistividad del agua no cambia debido a que esta es casi del tipo de descarga. El agua de pozo del campamento es agua superficial. Además, la resistividad del agua superficial en otra área puede llegar a ser alta, porque la concentración de Cl^- del agua de pozo es muy baja.

4-4-4 Secciones de Resistividad

La resistividad y espesor de cada horizonte resistivo fueron determinados del análisis de las curvas VES medidas en cada estación. Las secciones de resistividad fueron construidas representando gráficamente los datos evaluados.

Los valores de resistividad permiten clasificar a un horizonte superior (alta resistividad), uno intermedio (baja resistividad) y uno inferior (baja resistividad), respectivamente. Se dibujó una "Línea de Resistividad Discontinua" en partes y ésta señala un cambio drástico en ambas resistividad y espesor en sentido lateral, en comparación con las estaciones vecinas.

La resistividad de una capa varía de manera importante con la condición de la roca (tipo de roca, porosidad, composición del acuífero, temperatura, etc.). En la mayoría de las áreas geotérmicas, la ubicación del fluido geotérmico corresponde a las zonas de baja resistividad (menor que $10 \Omega m$).

Clasificación de las Capas Resistivas (Tabla II-4-3)

1) Horizonte Superior (alta resistividad)

Horizonte A de 1.000 a 3.000 Ωm .

Este horizonte se encuentra entre las estaciones N°60 y N°100 y cerca de la estación N°180 del perfil A; tiene un espesor de 0 a 200 m. Corresponde a la andesita Cuaternaria (andesita de anfíbola y biotita).

Horizonte B: de 100 a 600 Ωm

Este horizonte se ubica entre las estaciones N°40 y N°110, cerca de las estaciones N°140 y N°40 y entre las estaciones N°90 y N°190 del perfil B; su espesor es de unos 100 m.; corresponde

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
20	HK	c 43	5.0 72	4.0		----- : fault
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+

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 Ω -m

LINE B						
STATION	TYPE	UPPER LAYER		MIDDLE LAYER	LOWER LAYER	REMARKS
10	H	c	50	2.5		
20	2*		25	2.0		2* : two layer type
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	(3.0)	

Resistivity Classification

Resistivity (Ω -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 <

a la andesita Cuaternaria y andesita de piroxena Terciaria o bien al horizonte A alterado.

Horizonte C: de 20 - 80 Ω m.

El horizonte C se ubica en la zona alterada de Tuja entre las estaciones N°20 a N°40 del perfil A y en el lado oriental de la estación N°140 del perfil A; además, se presenta entre las estaciones N°20 y N°150 del perfil B en el lado oriental de la estación N°200 del perfil B. Su espesor varía de unos 100 a 400 m. Este horizonte corresponde a la toba andesítica soldada de la parte superior de la formación Puchuldiza.

2) Horizonte Intermedio (baja resistividad; 2 a 6 Ω m).

Se presenta potente en ambos perfiles. En Tuja y Puchuldiza, la resistividad es mínima entre las estaciones N°90 y N°100 del perfil B. Su espesor es de aproximadamente 500 a 700 m; este horizonte corresponde a tobas andesíticas soldadas de la formación Puchuldiza, toba dacítica soldada de la formación Condoriri y areniscas verdes de la formación Chojña Chaya.

Considerando la porosidad efectiva calculada, como se muestra en la Tabla III-2-1, la resistividad de la formación Condoriri es estimada como la más baja, con una tendencia a aumentar gradualmente proporcional al aumento de la profundidad.

3) Horizonte Inferior (alta resistividad); menos de 15 Ω m.

El horizonte basal es detectado por los valores crecientes de la curva VES. Su resistividad es mayor que aquella del horizonte superior, pero los valores de resistividad no pudieron ser determinados con exactitud.

En ambos perfiles, el horizonte se hace somero en el lado oriental y profundo en el occidental; no es detectable en los extremos occidentales de ambos perfiles. Este parece corresponder a la toba riolítica soldada de la Fm. Utayane, pero su espesor no se puede calcular.

Los valores de resistividad supuestos de los testigos de los sondeos N°4 y N°5 son también algo altos. El drenaje de los

sondajes del área de Puchuldiza proviene principalmente de este horizonte.

Perfil A (Fig. II-4-6)

Más de 600 Ωm se midieron en el horizonte superior (alta resistividad), horizontes A y B, entre las estaciones N°40 y N°130. Este horizonte corresponde a las andesitas Cuaternarias y a las andesitas de piroxena Terciarias; tiene un espesor de 100 a 200 m. Puede ser de poca potencia en la cima del C°Tahipicollo, pero no se encontró en el lado oriental del pantano de Chiguanane. La zona de baja resistividad en superficie, estaciones N°170, N°190 y N°210, coincide con la zona alterada superficial.

Entre las estaciones N°40 a N°60 y en la N°210, se detectó el horizonte medio (baja resistividad) que tiene una resistividad inferior a 5 Ωm . Podría esperarse la existencia de fluido geotermal a una profundidad de 400 m; asociado con la baja resistividad medida entre las estaciones N°40 a N°50. Sin embargo, el horizonte inferior se presenta a una profundidad relativamente pequeña; su profundidad aumenta hacia el este. En la estación N°210, resistividades notablemente bajas se presentan desde la superficie. Así, parece que el fluido geotermal existe a profundidades muy someras.

El horizonte de baja resistividad de las estaciones N°170 y N°130 tiene un espesor de unos 800 m. Este horizonte puede ser intersectado por la discontinuidad resistiva que se presume existe en el lado occidental del pantano de Chiguanane.

Los valores de resistividad son también comparativamente altos, entre 5 y 6 Ωm , al este de la estación N°140. La potencia del horizonte de baja resistividad puede disminuir a unos 500 m y existe una tendencia a que el horizonte se haga más somero hacia el este, debido a la topografía.

El horizonte inferior de alta resistividad situado al oriente de la estación N°80, corresponde a la formación Utayane y puede

estar ligeramente alterado en su parte superior. Parece ser que la parte del horizonte inferior de alta resistividad, caracterizada por una serie de discontinuidades, podría constituir un depósito geotérmico promisorio.

Perfil B (Fig.II-4-6)

El horizonte A no se presenta como en el perfil A, pero el horizonte C, de una resistividad de 20 a 80 Ω m, se presenta potente.

En la parte sur de Tuja, en el extremo occidental del perfil, se presenta una zona de resistividad notablemente baja (2 Ω m), que se ubica en el lado oeste de la falla que ocurre entre las estaciones N°20 y N°30. Este valor de resistividad es menor que el de los manantiales de Tuja y el dato es apoyado por la zona de alteración termal que existe al sur. Entre las estaciones N°60 y N°70, existe una estructura anticlinal en la cual se midieron valores bajos de resistividad de 2.5 a 3 Ω m, lo que indica la presencia de fluidos geotermales latentes en profundidad. Este sector es el de mayor interés en este perfil.

El horizonte C es discontinuo entre las estaciones N°80 y N°90 y se supone la existencia de una falla debido a que la capa inferior de alta resistividad no ha sido detectada en profundidad. Al este de la estación N°90 el horizonte intermedio de resistividad baja se hace paulatinamente somero en esa dirección; en la estación N°220, en la parte oriental del Cerro Tahi-picollo, se podría detectar el acuífero a escasa profundidad.

El sondaje de exploración N°2 se ubica unos 1.200 m al sur, en tanto que los sondajes de exploración N°3 y N°4 se ubican unos 800 m hacia el norte. Se ha detectado la presencia continua de un depósito de agua caliente, que se extiende de sur a norte a una profundidad de unos 300 m.

Perfil C

Este perfil adicional se efectuó usando el método del dipolo doble, con el fin de detectar la extensión en sentido N-S de la

zona alterada de Tuja. En la intersección con el perfil A, la resistividad a escasa profundidad es mayor de 20 Ωm y disminuye a menos de 3 Ωm a una profundidad mayor de 200 m. Por otra parte en la intersección con el perfil B, se midieron bajos valores de resistividad, inferiores a 3 Ωm , por a profundidades mayores de 200 m. La resistividad es muy variable y en el sur del perfil ésta no se midió.

CAPITULO 5

ESTUDIO MAGNETOMETRICO

CAPITULO 5 - ESTUDIO MAGNETOMETRICO

5-1 Objetivo del Estudio

La distribución y forma de las rocas ígneas puede ser determinada por observaciones del campo geomagnético; su importancia deriva de la estrecha correlación existente entre las actividades ígnea y geotérmica, las que tienen una relación directa con los fluidos geotermiales.

El método magnetométrico se basa en la medición exacta de las anomalías del campo geomagnético, las que deben a las variaciones en la intensidad del magnetismo de las formaciones de roca.

La magnetización de las rocas se debe en parte a la inducción causada por la fuerza magnetizante asociada al campo magnético terrestre y en parte a su magnetismo remanente. La intensidad del magnetismo depende fundamentalmente de la susceptibilidad magnética de las rocas, como asimismo de la fuerza magnetizante y de la intensidad magnética prevalente a lo largo de la historia geológica de la roca. La investigación de la intensidad magnética permanente de las rocas en especial desde 1950, ha dado lugar a la especialidad denominada paleomagnetismo.

El fenómeno único de las anomalías magnéticas positivas se produce alrededor de campos geotérmicos, en donde pueden existir fluidos geotermiales a alta temperatura, debido a su efecto demagnetizante.

En el presente estudio, se discute las estructuras, inferidas de los ligeros cambios de intensidad magnética, medidos con un magnetómetro de alta sensibilidad, en relación con la estructura geotermal.

5-2 Método de Estudio

5-2-1 Resumen

El campo magnético terrestre se asemeja al campo cercano al centro de una gran barra magnetizada o de aquél de una esfera uniformemente magnetizada.

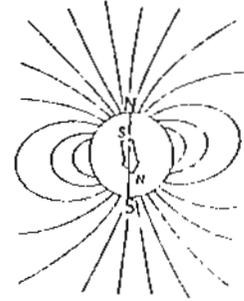
La dirección del campo es vertical en los polos magnéticos norte y sur y horizontal en el ecuador magnético.

La intensidad de campo, que es una función de la densidad de las líneas de flujo que se muestran abajo, se comporta también como en un imán de barra, siendo el doble más grande en las regiones polares que en las regiones ecuatoriales, siendo de 60.000γ (gammas) en el norte del Canadá y menos de 30.000γ en el centro de Sudamérica respectivamente.

La intensidad total de campo se muestra en la Fig.II-5-1.

La tierra no puede ser representada en forma exacta por un solo imán de barra, sino que tiene numerosos polos de orden superior y rasgos anómalos de escala muy grande debido a características desconocidas del mecanismo de generación en el núcleo de la tierra.

Pero para el objetivo de este estudio las desviaciones más significativas del campo estándar están constituidas por el conjunto de rasgos anómalos en superficie, causadas por variaciones del contenido de minerales magnéticos y otros rasgos de importancia que distorsionan el campo magnético terrestre local.



Como se mencionó anteriormente, el magnetismo de las rocas se debe en parte a la inducción por la fuerza magnetizante asociada al campo magnético terrestre y en parte a su magnetismo remanente. El magnetismo inducido es proporcional a la intensidad del campo magnético y a la susceptibilidad de las rocas.

El magnetismo inducido es igual al producto de la susceptibilidad magnética volumétrica, k , y a la intensidad de campo terrestre o ambiente, F ,

$$I_i = kF$$

don I_i es la magnetización inducida por unidad de volumen en unidades electromagnéticas CGS y F es la intensidad del campo en Gauss ($G=10^{-5}\gamma$).

La susceptibilidad de las rocas es casi enteramente controlada por su contenido de magnetita.

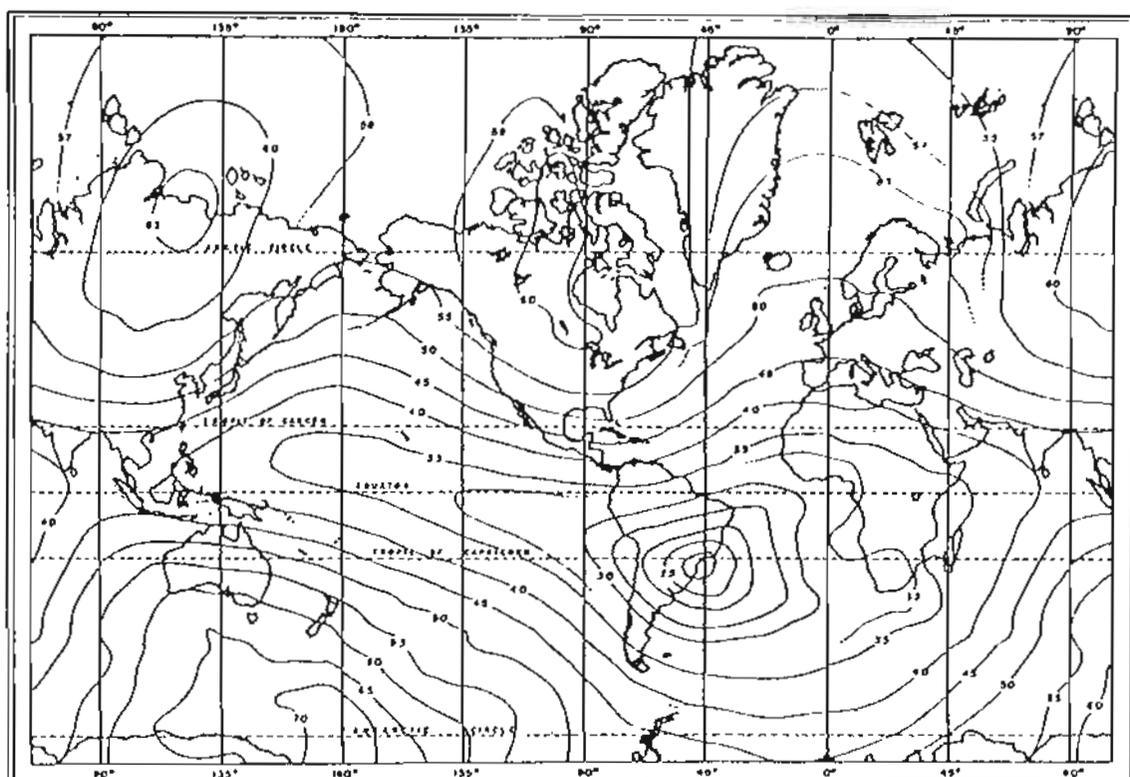


FIG.II-5-1 Intensidad Total del Campo Magnético Terrestre.

Otros minerales, además de la magnetita, muestran magnetismo, pero la magnetita es el mineral más común y la relación entre el porcentaje en peso ρ y la susceptibilidad k , es

$$k = 0.3\rho$$

A continuación se dan susceptibilidades típicas de las rocas; en muchos casos éstas pueden variar por un orden de magnitud o más :

Rocas ultrabásicas alteradas	$10^{-4} - 10^{-2}$
Basalto	$10^{-4} - 10^{-3}$
Gabro	10^{-4}
Granito	$10^{-5} - 10^{-3}$
Andesita	10^{-4}
Riolita	$10^{-5} - 10^{-4}$
Rocas metamórficas	$10^{-4} - 10^{-6}$
Rocas sedimentarias	$10^{-6} - 10^{-5}$
Chert calcáreo	10^{-6}

Típicamente, las rocas oscuras más básicas, poseen mayor susceptibilidad que las rocas ígneas ácidas y éstas últimas a su vez, mayores que las rocas sedimentarias.

El magnetismo remanente de una roca u objeto puede o no tener la misma dirección del campo magnético terrestre actual; el objeto puede tener distinta orientación ya que se sabe que el campo magnético terrestre ha cambiado su orientación a lo largo del tiempo geológico e incluso en tiempos históricos. La dirección del magnetismo remanente no es constante, pero no afecta considerablemente la interpretación de la estructura magnética.

• Medición del Campo Total

La intensidad total del campo magnético medida por un magnetómetro de protones es una medida escalar, o simplemente la magnitud del vector del campo terrestre independiente de su dirección.

La intensidad total de campo es muy importante en la interpretación de las características de asimetría de las anomalías, interpretación de anomalías y en varias aplicaciones especiales.

La profundidad forma y variación de la susceptibilidad pueden ser determinadas por la forma, amplitud y longitud de onda de la anomalía.

Las anomalías de muy corta longitud de onda son causadas por el efecto magnético de la presencia del operador, o simplemente por el contraste de la magnetización superficial de los materiales superficiales o cercanos a la superficie.

Para cada observación, hechas a un intervalo de 50 m, se empleó una técnica de media móvil de 5 puntos. Los valores promedio fueron representados gráficamente en planos y secciones.

5-2-2 Perfiles y Estaciones

El área con los valores más intensos en este estudio se ubica entre Puchuldiza y Tuja, con el Cerro Tahipicollo al centro. Así, se planearon 14 perfiles de 4.000 cada uno, a fin de cruzar el área en dirección N-S.

El intervalo original escogido fue de 500 m; pero luego se planearon perfiles adicionales entre dichos perfiles en el área de Tuja y junto al camino a lo largo de la quebrada de Puchuldiza.

La longitud del perfil es de 4.000 m para las coordenadas 858N y 854N; para los perfiles 11 y 12 se agregó 1.000 m más hacia el sur a fin de investigar las manifestaciones de Puchuldiza. El rumbo del perfil magnetométrico fue corroborado con las estaciones gravimétricas. El perfil 1 se ubica a lo largo de la coordenada 499.5 E y el perfil 14 a lo largo de la coordenada 506E. El mapa de ubicación de perfiles magnetométricos se muestra en la figura II-5-2. El intervalo entre estaciones es de 50 m y la numeración va de 0 a 80 de norte a sur. El número total de estaciones alcanza a 1.300.

5-2-3 Magnetómetro

Las características del magnetómetro protones empleado se dan a continuación,

Especificación

Magnetómetro de Protones Portátil G-816 fabricado por Geometrics Inc., U.S.A.

Resolución[†] 1 gamma en el rango de sintonización

Rango de Sintonización.... 20.000 a 90.000γ (alcance mundial)

Tolerancia de gradiente.... 150 gammas/pie

Tamaño y peso

Consola	9.5 x 18 x 27 cm	2.6 kg.
Sensor	11 cm diámetro x 15 cm	
Bastón	3.0 cm de diámetro x 244 cm.	

Teoría

Los magnetómetros de resonancia nuclear (NMR) se han empleado desde hace un tiempo para medir el campo magnético terrestre. En años recientes estos instrumentos se han usado ampliamente y con eficiencia en terrenos abruptos, debido a la miniaturización y a los sistemas de lectura digital.

La fuerza del campo se obtiene midiendo la frecuencia de precesión libre de los protones en un campo magnético. Como los protones abundan

en agua, kerosén y alcohol, se puede emplear estos líquidos, encerrándolos en un recipiente rodeado por un embobinado (embobinado de polarización y captación). Al aplicar momentáneamente un campo polarizante más fuerte que el campo magnético terrestre, los protones se alinean en la dirección del campo polarizante. Al interrumpir repentinamente el campo polarizante, los protones giran como un trompo en torno a la dirección del campo magnético terrestre.

En este caso la frecuencia de precesión libre, f , es proporcional a la fuerza del campo magnético terrestre H_0 , de modo que

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

En la ecuación de arriba, γ es denominado la razón giromagnética (momento magnético/momento angular de rotación) de los protones. Este valor es una constante física que es función de los tipos de núcleo y su valor para el protón es 0.26752.

De la misma forma descrita arriba se puede medir la frecuencia, usando el mismo embobinado, que es proporcional a la fuerza del campo magnético terrestre.

5-2-4 Correcciones Magnéticas

Todas las variaciones descritas arriba se refieren a las variaciones espaciales del campo magnético terrestre, pero también existen variaciones en el tiempo.

Las variaciones significativas con períodos de horas, minutos y segundos se deben al efecto directo o indirecto del viento solar, al distorsionar la magnetósfera o el campo magnético externo.

Para mediciones de terreno muy importantes, particularmente para mediciones de alta resolución, se emplea una estación base registradora o monitor de referencia; ésta se observa al comienzo de cada día y luego de cada levantamiento para obtener indicaciones de la actividad de tormentas magnéticas y también de las desviaciones diurnas posteriores de los datos de terreno, empleando la hora para correlacionarlas (Fig.II-5-3).

En este estudio se usó solo un magnetómetro de modo que se adoptó una corrección por variación, a fin de compensar el error al máximo posible.

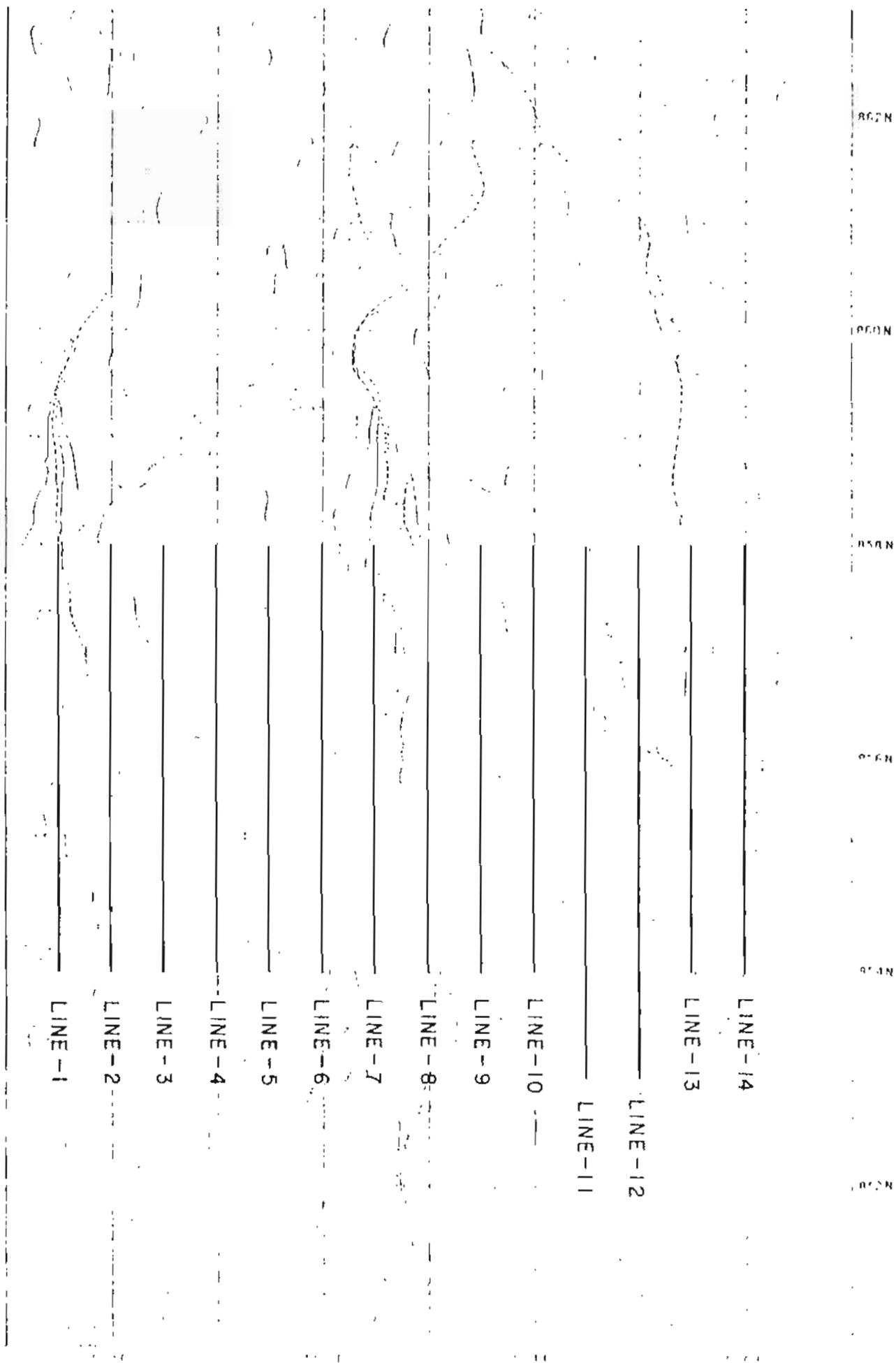


Fig II-5-2

LOCATION OF MAGNETIC SURVEY LINES

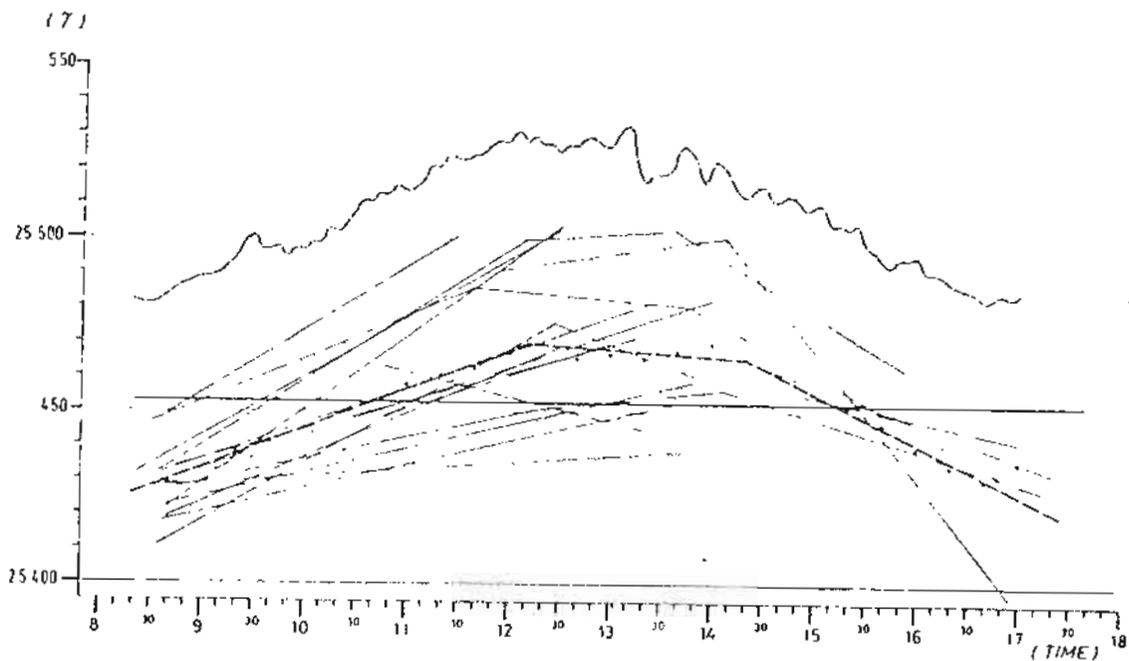


Fig.II-5-3 Variación Diurna en una Estación Magnetométrica.

Como se ve en la Fig.II-5-3 la intensidad magnética aumenta paulatinamente en la mañana, se mantiene con pocos cambios cerca del mediodía y decrece paulatinamente en la tarde. La variación magnética de la estación base se midió tomando 4 lecturas diarias: en la mañana, antes de comenzar; al final de las observaciones matinales; al mediodía antes de recomenzar y al final de las observaciones al atardecer.

La variación magnética puede ser aproximada a tres rectas obtenidas al promediar a intervalos de 10 minutos. Los valores de la corrección se obtienen midiendo la diferencia entre dichas líneas y el promedio de todos los datos de la estación base (25,453γ) y prorrateándolos de acuerdo a la hora de medición de cada valor observado.

Los valores de corrección $\Delta\gamma t$ se obtuvieron con la fórmula siguiente,

donde t es la hora de la observación y los valores corregido y observado son γ_c y γ_o respectivamente. La corrección es entonces

$$\gamma_c = \gamma_o - \Delta\gamma t$$

Como la intensidad magnética observada contiene el efecto de ruido geológico cerca de la superficie y anomalías de onda corta debidas a la micropulsación, para conocer la anomalía magnética en profundidad, se calcula el promedio de 5 mediciones de γ .

$$\gamma_s = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^5 \gamma_i$$

Los perfiles magnetométricos de cada perfil levantado, luego de efectuadas las correcciones, se muestran en la Fig.II-5-4.

5-3 Métodos de Análisis

5-3-1 Medición de Susceptibilidad Magnética

A fin de analizar la estructura magnética que causa la anomalía, se debe determinar su susceptibilidad, profundidad y forma. Las muestras recolectadas fueron analizadas por el procedimiento que se explica.

Se tuvo especial cuidado de evitar la mezcla de partículas de hierro de el martillo y el mortero con las muestras. Se usó un mortero de ágata para moler las muestras a -80 mallas. Para la medición se puso 60 gr. de muestra pulverizada en un envase de plástico (1" diámetro por 3" de largo) y se midió con el equipo de susceptibilidad magnética Bison 3101 System.

Los resultados de las mediciones se muestran en la Fig.II-5-1.

5-3-2 Análisis de Secciones

Dado que una medida magnetométrica es una cantidad potencial, un número indefinido de modelos de rocas puede explicar de manera lógica los resultados de las mediciones. Por lo tanto, es preciso determinar qué modelo particular representa de manera más adecuada la estructura geológica del área levantada.

La interpretación cuantitativa de las anomalías magnética es usualmente hecha con modelos magnéticos de rocas de forma esférica, cilíndrica,

Table II-5-1 Magnetic Susceptibility

Sample No.	Period	Formation	Rock type	σ' (g/cc)	σ (g/cc)	R (Ω -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 exploratory well No.3 .

prismática, tabular o alguna combinación de ellas.

En este caso, en que las mediciones magnetométricas se efectuaron en la superficie, en el mapa denominado de iso-gamma predominan las anomalías de onda corta debidas a la topografía del área y a las rocas magnéticas cercanas a la superficie. Se usó el método de la media móvil para eliminar las anomalías de onda corta de dicho tipo antes de efectuar la interpretación cuantitativa de la estructura subterránea.

En un área de inclinación magnética de cero grados como en este caso, en el levantamiento magnetométrico predominan las anomalías negativas. Dado que el diseño de las curvas tiene tendencia a ser elongado en dirección este-oeste, incluso para una roca magnética esféricamente simétrica, es difícil estimar el extremo oriental u occidental de la roca magnética que causó las anomalías (Fig.II-5-5).

Normalmente las anomalías negativas ocurren sobre rocas de alta susceptibilidad. Las anomalías positivas ubicadas en el mapa o en las secciones implican la existencia de rocas de baja susceptibilidad, lo cual es de gran interés en el caso de áreas geotermales por su relación con el fenómeno de la desmagnetización.

Dado que : (1) las mediciones se hicieron en superficie y el resultado es afectado por las condiciones magnéticas cerca del punto de medición; y 2) en un área de inclinación magnética cero, como en este caso, no se observa una clara diferencia entre el diseño de las anomalías causadas por una estructura prismática o tabular, para la interpretación de las anomalías magnéticas notables, se recurrió al método de ajuste de curvas a un modelo de tipo tabular.

La Fig. II-5-6 muestra las características de las anomalías magnéticas debidas a los modelos tabular, cilíndrico, horizontal y esférico para el caso de inclinación magnética cero.

5-4 Resultados del análisis

5-4-1 Interpretación del Mapa de Isomagnetismo (Isogamma) (Fi.II-5-7)

Las anomalías, notablemente bajas coincidentes con anomalías gravimétricas bajas, corresponden en su mayor parte a la distribución de

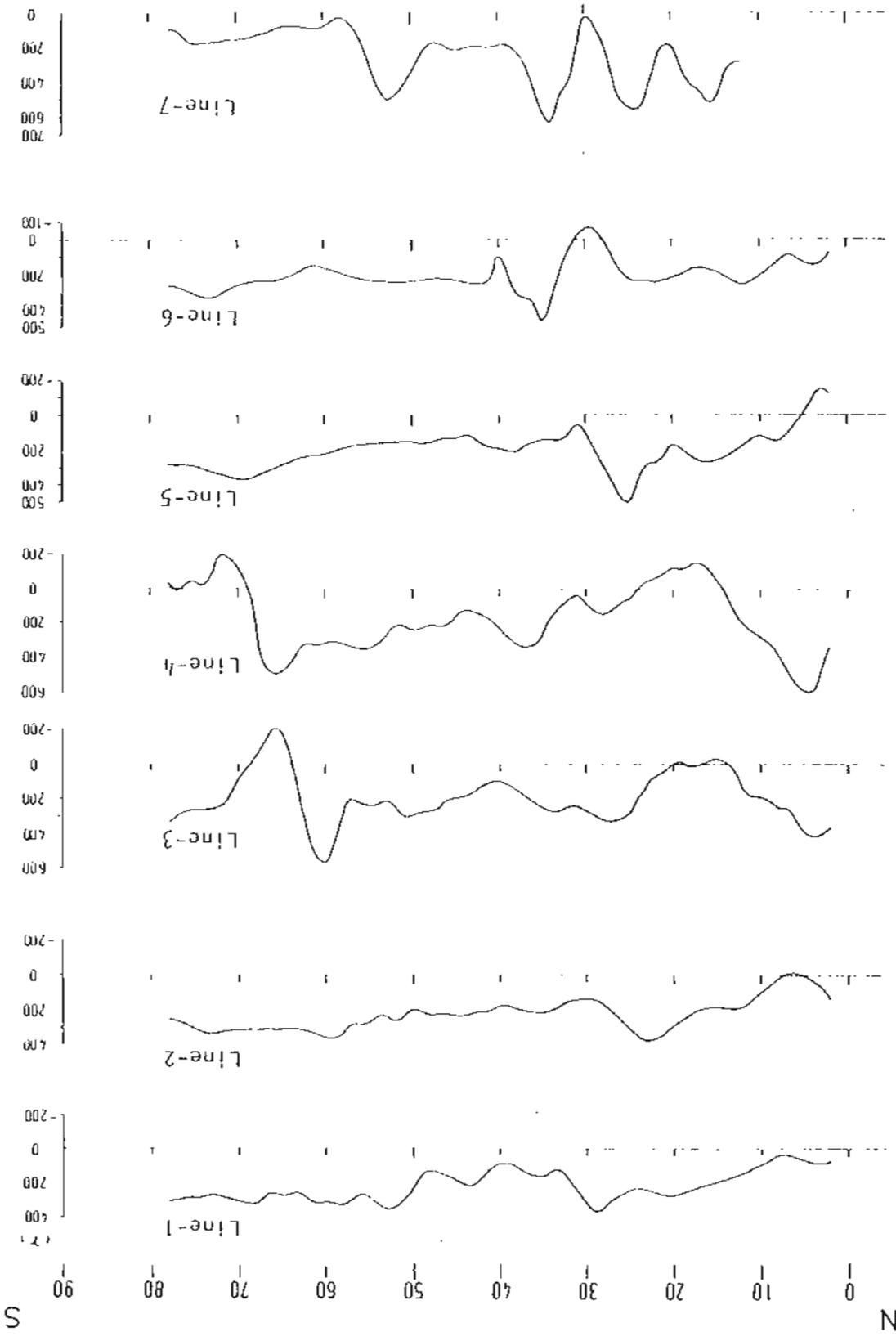
rocas andesíticas Cuaternarias. Se detectaron anomalías magnetométricas muy bajas en la parte norte del perfil 2, en el extremo sur y cerca de las estaciones N°15 de los perfiles 3 y 4, y cerca del extremo norte de los perfiles 8, 11 y 12. Estas anomalías magnetométricas bajas se deben al intenso magnetismo de las rocas andesíticas Cuaternarias (susceptibilidad magnética de el orden de 10^{-3}), medido en las muestras de roca.

Cerca del sondeaje N°5 se observó una débil pero nítida anomalía magnética baja. Se considera que debe su origen a la toba soldada Terciaria de la Formación Puchuldiza.

La influencia de la demagnetización debida a la alteración termal debería ser observada como débiles zonas anómalas de alto magnetismo. En el extremo sur del perfil 11, que cruza el área geotérmica de Puchuldiza, se observa una amplia zona anómala de alto magnetismo. Otra zona anómala de alto magnetismo se extiende desde Tuja al oriente y la proximidad de la estación N°25 del perfil 2 es un sector especialmente interesante. En el mapa de interpretación magnetométrico se muestran las relaciones entre el magnetismo de las rocas y las anomalías magnéticas observadas (Fig. II-5-10) En el centro del mapa, cerca del C°Tahipicollo, se observa una extensa zona de anomalía magnética alta, que coincide con rocas de baja susceptibilidad magnética. Aun cuando existen algunas rocas localizadas de alta susceptibilidad magnética, como por ejemplo en la cumbre de los cerros, las características magnéticas de esta región se deben principalmente a las rocas extensas y profundas que representan la extensión del efecto de demagnetización de la alteración geotermal ocurrida en el pasado. Observaciones análogas se hicieron alrededor de Puchuldiza y el área de Tuja al oriente las que coinciden con las manifestaciones geotérmicas actuales.

En el norte del área estudiada, se observó una zona anómala de bajo magnetismo, debida a rocas de alta susceptibilidad magnética, ubicada en la proximidad de la parte norte del perfil A del estudio geofísico eléctrico.

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



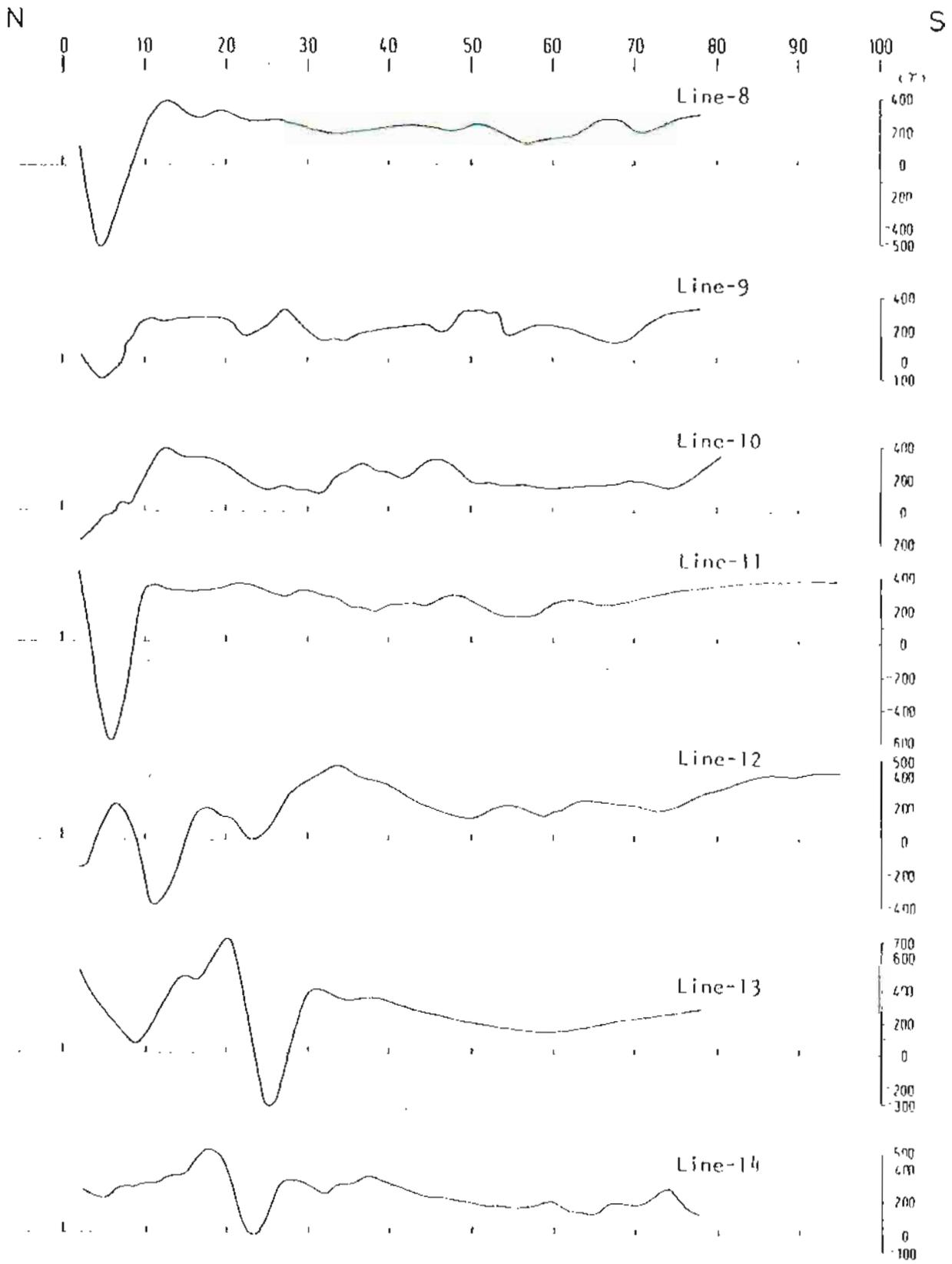


Fig. II-5-4 Magnetic profile (Line-8 - Line-14)

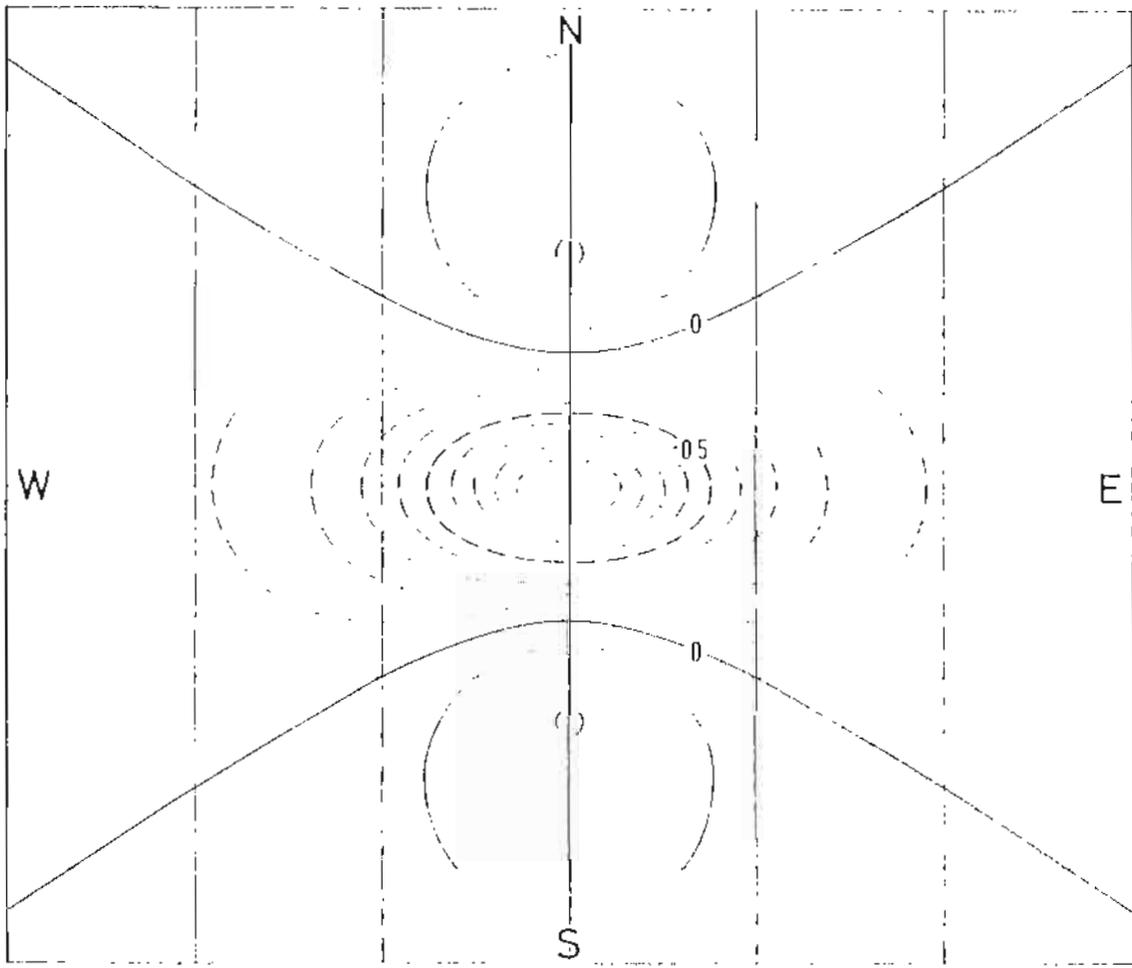


Fig. 11-5 5 Magnetic Anomaly due to Sphere at the Inclination of $0^\circ N$ (Radius of the sphere: 1 grid)



Fig. 11-5-6 Magnetic Anomaly due to Sphere, Horizontal Cylinder and Dyke Models (Inclination 0°)

En el sector al norte del C: Ancocollo, en la parte sur del perfil 3, se detectó una zona anómala de bajo magnetismo, en donde se detectó una variación magnetométrica de más de 800γ; aquí se hizo el análisis de una sección transversal. El procedimiento se describe brevemente a continuación;

5-4-2 Interpretación de la sección transversal.

Se hizo un análisis cuantitativo suponiendo una estructura tabular para la anomalía magnética de la parte sur del perfil 3 (estaciones N°50 a N°80) y el extremo norte del perfil 13 (estaciones N°10 a N°40). La Fig. II-5-8 muestra los resultados del cálculo. Aunque éste es un ejemplo del número infinito de combinaciones de forma, profundidad y susceptibilidad para inferir el origen de la anomalía magnética, todos los modelos de rocas empleados se inclinan al sur con la misma susceptibilidad de aproximadamente $6-7 \times 10^{-3}$ emu/cc, lo cual se ajusta a la alta susceptibilidad de las rocas andesíticas Cuaternarias medida en muestras de roca (Tabla II-5-1).

Las fórmulas que siguen fueron usadas en el cálculo de la anomalía magnética descrita.

Una anomalía magnética debida a un objeto esférico centrado en (0,0,z) es detectada en el punto (x,y,0) como

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

en donde el eje y representa la dirección del norte magnético y el eje z se dirige verticalmente hacia abajo y

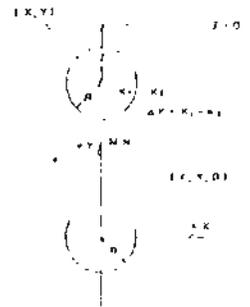
$(P = \frac{4}{3} \cdot \pi R^3 \cdot \Delta K \cdot T_0)$: Momento magnético de la esfera,

R : Radio de la esfera

$\Delta K = K_1 - K_2$: Diferencia de susceptibilidad entre la esfera y el medio que la rodea

T_0 : Intensidad del campo magnético terrestre.

I : Inclínación del campo magnético terrestre.



Una anomalía magnética debida a la estructura tabular que forma un ángulo θ con el norte magnético se da en la siguiente fórmula,

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

Aquí, el eje N forma un ángulo $D (= 90 - I)$ con el norte magnético, esto es, la dirección perpendicular al rumbo de la estructura tabular; y el eje z es normal a la superficie superior de la estructura tabular y

w : Potencia de la estructura tabular,

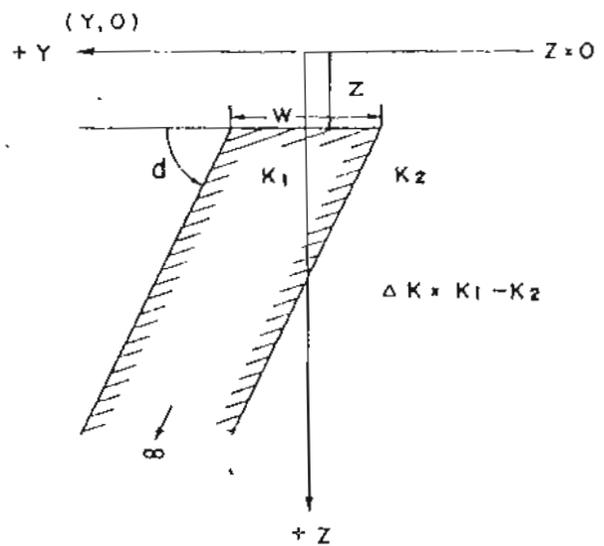
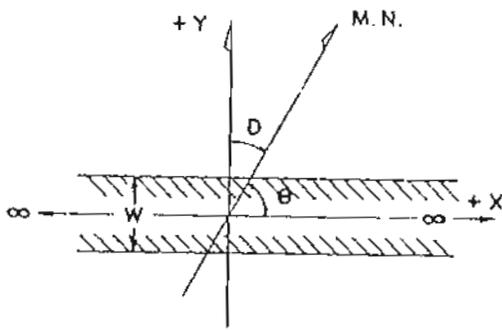
$K = K_1 - K_2$: Diferencia de susceptibilidad entre las partes interna y externa de la estructura tabular.

T_0 : Intensidad del campo magnético terrestre.

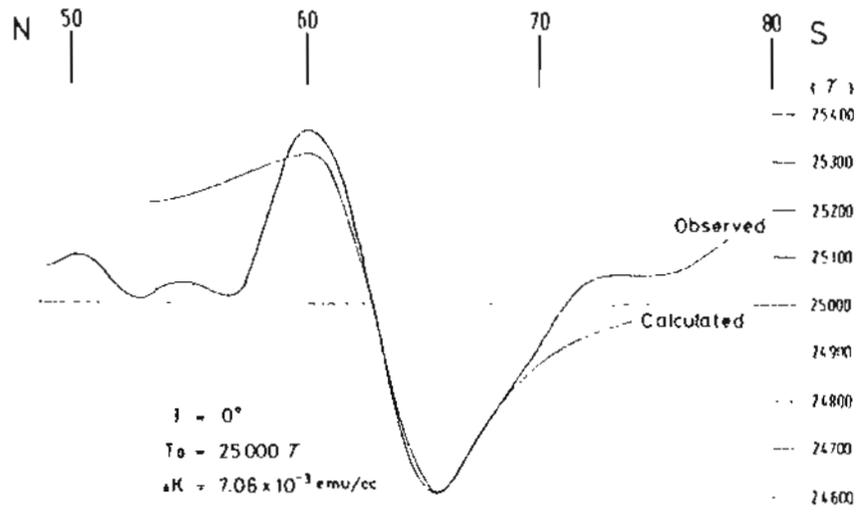
I : Inclinação del campo magnético terrestre.

d : Manteo de la estructura tabular.

$i = \tan^{-1} (\tan I / \cos D)$: Inclinação aparente



LINE - 3



LINE - 13

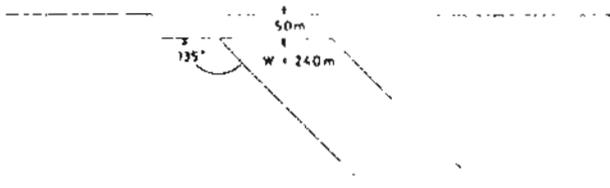
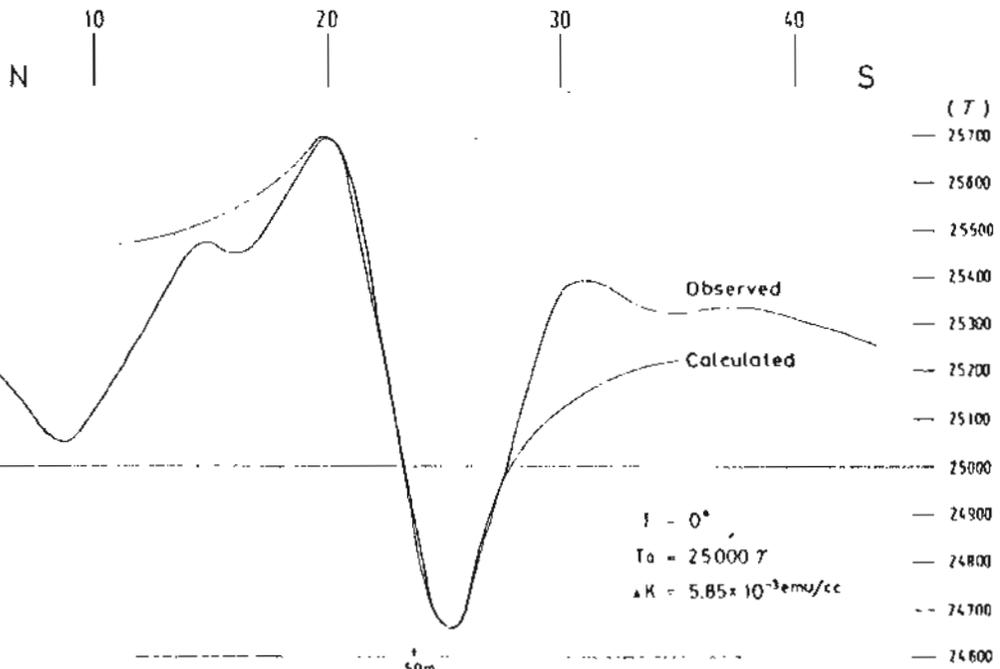


Fig. 11-5-8 Magnetic Profiles

C A P I T U L O 1

R E S U M E N D E L E S T U D I O



CAPITULO I - RESUMEN DEL ESTUDIO

Las estructuras geotermales del área fueron estudiadas por varios métodos geológicos, geoquímicos, geofísicos eléctricos, magnetométricos y gravimétricos y los resultados se resumen como sigue :

1-1 Estudio Geológico

Con el objeto de verificar las relaciones entre las estructuras geológicas y el fluido geotérmico se llevó a cabo un estudio geológico detallado en un área de 200 km² que cubre el total de las manifestaciones del campo.

El área geotérmica se ubica en la cordillera Occidental de los Andes y fue producido por continuo fallamiento y movimiento de bloques durante la orogénesis Andina.

La formación Churicollo, que es el miembro más inferior encontrado en el terreno, muestra una compleja estructura geosinclinal y está cubierta por formaciones Terciarias y Cuaternarias tales como toba blanca riolítica, rocas andesíticas de Puchuldiza y rocas piroclásticas de Lupe. Las formaciones muestran suave plegamiento. Los eventos geológicos indican que el campo geotérmico de Puculdiza ha tenido en dos oportunidades perturbaciones corticales importantes, esto es, en el Terciario y en el Plioceno.

La estructura geológica del área se caracteriza por lineamientos tectónicos de rumbos N-S y NW-SE, los que se expresan por fallas, fallamientos de bloques y estructuras de graben y horst formadas en el área.

La estructura de graben que se desarrolla a través de Tahipicollo y su parte occidental fue causada por el fallamiento de bloques ya mencionado. Esta actividad geológica, como asimismo la presencia de capas permeables, son de gran importancia en la producción de condiciones favorables para la formación de un depósito de fluido geotérmico.

1-2 Estudio Geoquímico

Una de las herramientas usadas para estudiar la naturaleza del fluido termal, para estimar la temperatura del agua caliente en el acuífero y

para deducir la naturaleza de los procesos formadores de fluidos son los estudios geoquímicos. En el estudio geoquímico efectuado en el campo geotérmico de Puchuldiza se usó extensamente los análisis químicos de agua caliente de sondajes de exploración y geysers, identificación de arcillas colectadas de la zona alterada por método de difracción de Rayos-X y estudio isotópico de las razones D/H y O^{18}/O^{16} .

El resultado del estudio indicó que los manantiales se elevan a la superficie a través de la zona fracturada formada por las diversas intersecciones de los sistemas de falla en el área.

La geoquímica confirmó que el agua caliente es del tipo alcalina débil a NaCl neutra. Las temperaturas, inferidas del contenido de sílice y de la región Na/K del agua caliente, son comparativamente altas en profundidad variando de 190°C a 240°C.

El arreglo zonal de los minerales alterados muestra que la cristobalita α domina en la superficie y en parte somera de los pozos de exploración pero no existe en la parte profunda de los sondajes y ha sido transformada a cuarzo α . Las arcillas tales como clorita, sericita y entrecrecimientos de montmorillonita-sericita que se producen en condiciones de alta temperatura fueron detectadas en los testigos tomados de las partes más profundas de los pozos. Sin embargo, las zeolitas no han sido observadas con la excepción de mordenita en las partes someras de sondajes.

El resultado del estudio de isótopos mostró que el agua hidrotermal en profundidad es el producto de la interacción entre el agua superficial y las rocas de sub-superficie.

1-3 Estudio gravimétrico

Se efectuó un estudio gravimétrico en un área de 15 km (en dirección este-oeste) por 10 km (en dirección norte-sur) que cubre las manifestaciones geotermales de Puchuldiza y Tuja. Este estudio gravimétrico tiene una alta densidad de estaciones gravimétricas, las que totalizan 517 estaciones.

Dado que el área de estudio se ubica en la parte alta de la Cordillera de los Andes, la anomalía de Bouguer muestra un fuerte valor negativo, predicho por la teoría isostática; pero, la anomalía relativa de Bouguer muestra una variación de 34 mgal y va de -273 mgal a -307 mgal.

Se detectó una anomalía baja de gravedad de gran escala (estructura de cuenca) en el centro del área del estudio, entre los cerros Tahipicollo y Tuja. Alrededor de esta cuenca predominan fallas de rumbo N-S y NW-SE y ellas podrían ser posiblemente los canales de alimentación de calor.

Más aun, en esta estructura de cuenca, se supone que existen potentes depósitos de toba blanca permeable de edad Terciaria (densidad 2.0 - 2.4), las que subyacen a los flujos andesíticos que actúan como roca de cubierta. Esta estructura sirve por lo tanto como un buen depósito geotérmico.

El arco circular de anomalía de baja gravedad observado en el mapa residual de primer orden, es de interés para estudios futuros. Debería efectuarse un estudio gravimétrico adicional alrededor de esta área, a fin de determinar la extensión de la anomalía baja de gravedad hacia el noroeste.

1-4 Levantamiento geofísico eléctrico

En la determinación de la estructura de resistividad del área entre el cerro Tahipicollo y Tuja, se empleó el arreglo de Schlumberger y un método de resistividad de corriente continua en dos perfiles de 6 km. cada uno. Las anomalías de resistividad en esta área se dividen en tres grupos. Esto es, un grupo superior de alta resistividad correspondiente a la lava andesítica compacta, un grupo intermedio de baja resistividad correspondiente a la toba ácida porosa y un grupo inferior de resistividad aún más baja, correspondiente a las rocas tobáceas del basamento.

La porosidad de la toba ácida varía de 15-25% y muestra una muy baja resistividad de 3-6 Ω m. De acuerdo con esto, esta capa parece contener abundante salmuera caliente. En la parte este y norte del cerro Tahipicollo donde se perforaron cinco sondajes de exploración se detectaron valores extremadamente bajos de resistividad de 2.5-3.0 Ω m, pero la potencia del depósito es comparativamente menor y la resistividad tiende a aumentar con la profundidad.

En el extremo occidental de estos perfiles se detectaron anomalías de baja resistividad de rumbo norte-sur. Cerca de las estaciones N°70 y N°80 en la parte oriental de Tuja se encontró andesita de cubierta de alta resistividad y bajo esta andesita se espera que exista fluido hidrotermal de alta temperatura en la zona de baja resistividad encontrada.

A fin de confirmar la distribución de las anomalías de resistividad baja en profundidad, debería efectuarse un estudio geofísico eléctrico adicional usando el mismo método. Se recomienda efectuar un perfil adicional de rumbo norte-sur a lo largo de las coordenadas 501E y 502E con el fin de seguir la distribución de la zona de baja resistividad mencionada arriba.

1-5 Estudio magnetométrico

Se efectuó un estudio magnetométrico, empleando un magnetómetro de protones, a lo largo de 14 perfiles que cruzan las manifestaciones geotermales de Puchuldiza y Tuja, teniendo el cerro Tahipicollo como centro.

En esta área, que se encuentra cerca del ecuador magnético, la inclinación es casi cero. Por lo tanto deberían detectarse anomalías magnéticas negativas sobre zonas de alto magnetismo y al contrario anomalías positivas sobre zonas de bajo magnetismo, o en rocas demagnetizadas debido al efecto de fluidos geotermales.

El resultado de este estudio indicó anomalías magnéticas muy bajas en la parte norte y sur-oeste del área, que se deben a la alta susceptibilidad magnética (10^{-3} emu/cc) de la andesita allí presente.

Por otra parte, rara vez se aprecian variaciones magnéticas en Tahipicollo, centro del área de estudio. Las anomalías magnéticas, que son comparativamente altas, se distribuyen ampliamente.

Se infiere la existencia de una fuente de calor en profundidad debido a la extensa reducción de la susceptibilidad magnética causada por la desmagnetización, de la que es responsable la alteración geotermal.

A través de las manifestaciones geotermales de Puchuldiza y Tuja se encuentran anomalías débiles pero altas, las que sugieren un débil efecto de demagnetización.

La zona de interés seleccionada a base de los datos magnetométricos, se extiende al oriente de Tuja y al occidente de la quebrada de Ancocollo, donde se encontraron cuerpos de bajo magnetismo de rumbo E-W. Por otra parte el cinturón de valores magnéticos altos que se extiende al NW y SE de los pozos exploratorios N°3 y N°4, parece indicar la alteración causada por el fluido geotermal, tal como se aprecia en las anomalías de Puchuldiza.

CAPITULO 2

CONSIDERACIONES DEL SISTEMA GEOTERMAL

CAPITULO 2 - EVALUACION DEL SISTEMA GEOTERMICO

2-1 Estructura Geológica y Fluido Geotérmico

El objetivo de la exploración geotérmica es clarificar las relaciones entre la estructura geológica con condiciones de acuífero favorable y la fuente del calor geotermal.

La mayor parte de los recursos geotérmicos del mundo están en zonas de graben con condiciones favorables para constituir depósitos de agua que podría transferir el calor geotérmico. Si existe algún volcán cercano a la estructura de graben, el lugar podría ser considerado como un área promisoría para desarrollo geotérmico.

En general, la estructura de cuenca del acuífero es controlada por la distribución de las capas permeables y no permeables, pero como el agua a alta temperatura tiene un coeficiente de viscosidad muy bajo, se cree que las capas no permeables perfectas no existen a menos que estas capas sean sólidas sin fracturas. Por lo tanto, las características de la estructura que controla el campo geotérmico no están dadas solamente por las características de la formación geológica individual, sino por la combinación de estructuras geológicas mayores.

En general, se considera que el drenaje del fluido geotermal de los pozos de producción afecta áreas varios kilómetros. El flujo subsuperficial del agua no es controlado por la porosidad en un sentido estricto, sino controlado por la porosidad en un sentido amplio, incluyendo las fracturas menores.

En el flujo de agua hirviendo a alta temperatura, la cual tiene un bajo coeficiente de viscosidad, ni siquiera las fracturas pequeñas dejan de tener influencia.

Aun cuando existan muchas manifestaciones geotermales en superficie, esto no significa necesariamente que exista un depósito favorable de fluido de alta temperatura en profundidad. Más aún, las manifestaciones superficiales del fluido geotermal profundo pueden no necesariamente estar conectadas al centro de alta temperatura del depósito geotérmico.

Al examinar y analizar los resultados del estudio por lo tanto, es necesario mantener los hechos anteriores en mente para la interpretación de los resultados del estudio.

2-1-1 Resultados del estudio y actividad geotermal

1) La estructura geológica del área se caracteriza por intenso fallamiento y movimiento de bloques durante la Orogénesis Andina.

Las manifestaciones geotérmicas en la superficie de Puchuldiza y Tuja han ocurrido en la intersección de diferentes sistemas de fallas de rumbo N-S, NW-SE y NE-SW.

El agua caliente sube a la superficie a lo largo de una zona fracturada.

2) La escala y ubicación de la actividad geotermal está controlada por el movimiento tectónico que se desarrolló entre el Cretácico y el Plioceno. Este hecho ha sido demostrado por el estudio gravimétrico. Suponiendo que por encima de -280 mgal se tiene un área de alta gravedad entonces los valores de menos de -290 mgal formarían una anomalía de gravedad baja en el área de 20 km² que rodea al cerro Tahipicollo. Su ubicación en el centro del campo geotérmico indica una zona deprimida de gran escala. Por otra parte, las áreas de alta gravedad en el norte, oeste y hacia el sur de la zona deprimida indican sollevamiento de las rocas del basamento. Esto demuestra que las estructuras geológicas del campo geotérmico de Puchuldiza tienen la misma anomalía de gravedad que se encuentra en la mayoría de los campos geotérmicos del mundo, las que están asociadas con estructuras de graben de gran escala.

3) La conformación geológica de esta área consiste en tres grupos, a saber, rocas del basamento Cretácico, piroclásticos del Terciario (Neogeno) y flujos de lava Cuaternarios. Si se consideran las propiedades físicas de las rocas de cada formación, tales como la porosidad y resistividad, las formaciones geológicas pueden clasificarse en dos grupos : formaciones piroclásticas ácidas inferiores y flujos de lava andesítica superiores.

En general, la resistividad de una formación geológica es afectada por una función del tipo de rocas, porosidad, componentes y temperatura de

aguas de ríos; es comunmente sabido que las áreas que tienen anomalías de resistividad inferiores a $10 \Omega m$, indican posibles horizontes que pueden constituir un depósito geotérmico.

El resultado de la prospección geofísica eléctrica, en que se determinó la resistividad de las formaciones, mostró la existencia de 3 horizontes, a saber: horizonte superior de alta resistividad ($100 - 3,000 \Omega m$), horizonte intermedio de baja resistividad ($2-6 \Omega m$) y horizonte inferior de alta resistividad (más de $15 \Omega m$).

El horizonte superior de alta resistividad corresponde aflujos de lava andesítica y el horizonte inferior de baja resistividad corresponde a las formaciones de piroclásticos ácidos estratificados que subyacen a los flujos de lava andesítica. A juzgar por los resultados del levantamiento de resistividad, el depósito geotérmico de este campo está asociado con las formaciones piroclásticas ácidas. En el levantamiento magnetométrico, la existencia de rocas alteradas hidrotermalmente en profundidad es reflejada como una anomalía magnética alta, lo cual debido al efecto de demagnetización. Aun cuando se observaron anomalías magnéticas altas de pequeña escala cerca de las manifestaciones de Puchuldiza y Tuja, estas mismas anomalías han aparecido en amplias áreas desde el cerro Tahipicollo hacia el occidente. Entre las anomalías observadas por varios métodos geofísicos que se muestran en la figura III-2-1 la distribución de valores gravimétricos, anomalías geofísicas eléctricas y anomalías magnetométricas, tienen una estrecha relación con el depósito geotérmico y las líneas tectónicas que cruzan las zonas anómalas. Observando el mapa se advierte que la parte oriental de las manifestaciones de Tuja constituyen el margen occidental de una anomalía baja de Bouguer. La anomalía baja de Bouguer puede ser considerada como una zona promisoría para la exploración futura.

4) Las propiedades físicas de 47 muestras de roca tomadas en el lugar se muestran en la Tabla III-2-1. La interpretación de estas propiedades físicas se hizo en la Parte II.

5) Basándose en los análisis químicos de las muestras de agua caliente tomadas de varios geysers y sondajes de exploración, se deduce que la naturaleza del agua caliente es del tipo NaCl neutra, sin diferencias apre-

Table III 2 1 Physical Properties

No.	Period	Form	Rock type	Density			Porosity (%)	Resis. ($\Omega \cdot m$)	Magneti. (10^{-4}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			Andesitic Welded Tf.	2.34	2.36	2.30	7.92	9200	798	0102	
16	Puchuldiza F.		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	Tertiary	Cholfa Chaya 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			Andesite (intrusion)	2.51	2.53	2.44	13.63	190	2374	1701	Pozo-5 540m
31			Dacitic Tf.	2.43	2.46	2.36	15.78	66	76	P-5(540)	
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	Utayante F.		"	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	Churucollo F.	Rhyolitic Tf.	2.34	2.39	2.30	12.21	380	78	1201	
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				

ciables en su contenido de componentes químicos. Por lo tanto, las manifestaciones geotérmicas del área se derivan de la misma fuente de calor y se relacionan en subsuperficie con rocas químicamente homogéneas. El agua caliente se eleva hacia la superficie en forma selectiva a lo largo de zonas fracturadas causadas por fallas. La zona fracturada está cubierta por una delgada cubierta de roca consistente en flujos de lava andesítica.

6) La temperatura del depósito se dedujo de los valores geotermométricos obtenidos del contenido de sílice y las razones Na/K en agua caliente, y es comparativamente alta, variando de 190°C a 240°C. El arreglo zonal de los minerales de alteración examinados por difracción de Rayos-X demuestra que la cristobalita α y la montmorillonita, prevalentes a profundidades someras, han sido transformadas en cuarzo-alfa, sericita y entrecrecimientos de montmorillonita y sericita. Esto indica que la temperatura aumenta con la profundidad.

De acuerdo con la medición de temperatura en 5 sondajes, sin embargo, las temperaturas máximas son de 130°C a 170°C. Algunas veces se observó que la temperatura de fondo de algunos sondajes disminuye con la profundidad. La razón entre vapor y agua del drenaje de los pozos varía de 1 a 6-10 y la entalpía del fluido es baja.

Debería considerarse lo siguiente :

- 1) Los sondajes de exploración perforados previamente estarían lejos de la fuente de calor.
- 2) La convección del fluido termal en el acuífero está relacionada a los estratos de alta permeabilidad.
- 3) El agua fría de un nivel somero se mezcla con el agua caliente en profundidad.

Basado en lo anterior para estudios futuros sería necesario investigar los testigos de sondajes, efectuar mediciones eléctricas en los pozos y coleccionar otro tipo de informaciones.

2-2 Hidrogeología del Sistema Geotermal

- 1) Los resultados del estudio de fraccionamiento de D/H y O^{18}/O^{16} demuestran que el fluido geotermal de esta área es el producto del

calentamiento del agua meteórica fría, que se infiltra por la fuente de calor que existe en profundidad, y que finalmente se eleva a la superficie a lo largo de fallas y fracturas. La actividad superficial de fuentes termales está restringida a las partes del valle controlado por fallas, con una altura inferior a 4.200 m s.n.m. Otras manifestaciones geotermales por encima de los 4.200 m s.n.m. consisten principalmente en zonas de alteración. Dado que los niveles de agua de 5 sondajes de exploración ubicados alrededor del cerro Tahipicollo son de 4.200 m, el agua termal derrama espontáneamente de la parte superior del pozo en el caso del sondeaje N°1, que está ubicado por debajo de los 4.200 m s.n.m. Considerando estos hechos, el nivel del agua cerca del cerro Tahipicollo es 4.200 m s.n.m. y el acuífero del área se relaciona a este mismo horizonte geológico.

- 2) De acuerdo a las observaciones meteorológicas efectuadas por ENDESA, las precipitaciones anuales del sector de más de 4,000 m de altura de la provincia de Tarapacá, en el norte de Chile, son del orden de 100 mm. El volumen anual de lluvia caída en el campo geotermal de Puchuldiza es aproximadamente de $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ considerando que el área es de unos 100 km^2 .

Por otra parte, la descarga anual de los geysers de Puchuldiza y Tuja se calcula en $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3$, con una razón de descarga respecto de las precipitaciones totales de 0.17.

Esta razón de 0.17, es el mismo valor obtenido en la medición de la porosidad de la formación piroclástica ácida, la que es considerada como el acuífero del fluido geotermal.

De acuerdo con esto, el 17% del agua de precipitaciones se infiltra y esto muestra que toda el agua de descarga de las manifestaciones geotérmicas que se observan actualmente en la superficie podría considerarse como agua de origen meteórico. El resultado del estudio isotópico coincide con las observaciones hechas anteriormente.

- 3) El balance hidrológico se mantiene por flujo natural, pero suponiendo que una planta geotermoeléctrica de 30MW fuera construida en el

campo, debería considerarse seriamente el balance hidrológico y la recarga. Por ejemplo, si la relación entre vapor y agua es de 1:5, el volumen de descarga de los pozos de producción para una planta generadora de 30MW es de 300 ton de vapor y 1.500 ton de agua por hora, respectivamente. Esto significa que el agua de circulación derivada de la lluvia no sería suficiente, puesto que el volumen de descarga requerido anualmente sería de 1.6×10^7 m³. Como el acuífero, representado por el horizonte piroclástico ácido, es potente y tiene gran extensión, la recarga de agua para el acuífero proveniente de una fuente externa lógicamente debería ser considerada.

- 4) En el caso que el volumen de descarga de fluido geotermal de los pozos de producción sea considerablemente mayor en comparación al agua de recarga del acuífero, el nivel de agua subterráneo decrecería en los pozos de producción cercanos y por lo tanto la energía producida sería inevitablemente reducida. A fin de mantener la presión del acuífero y alimentar el fluido geotérmico es, por lo tanto, aconsejable reinyectar el agua caliente de vuelta en el acuífero. En ciertas plantas geotérmicas del Japón, el agua ya utilizada fue inicialmente descargada en ríos, luego de la separación del vapor. Consecuentemente, la extracción continua de agua caliente sin relleno causó gradualmente una disminución de la energía producida. A fin de recuperar la pérdida de energía producida se inició la inyección de agua y debido a esta medida la energía generada ha aumentado gradualmente.
- 5) Como la temperatura de inyección del agua es inferior a la del agua caliente original, es lógico concluir que el agua reinyectada disminuiría la temperatura del acuífero. En algunos casos, por lo tanto, la reinyección de agua es buena para mantener la temperatura del acuífero, debido a que si penetrara agua fría de la superficie en lugar del agua reinyectada para suplementar el agua caliente descargada, esto tendría un efecto más desfavorable sobre el acuífero. Al considerar el efecto del agua reinyectada al depósito, es necesario estudiar la ubicación y profundidad del pozo de inyección cuidadosamente.

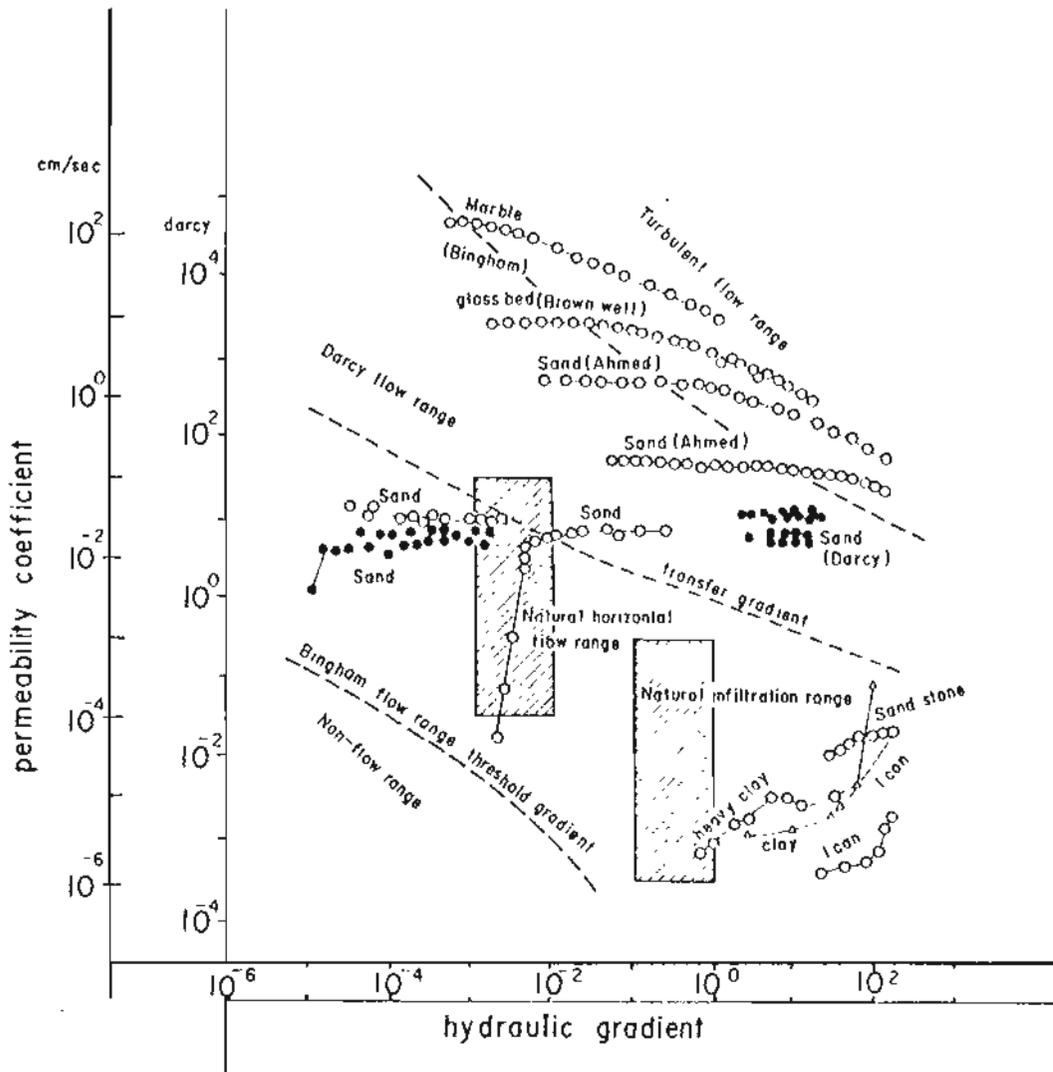
- 6) Kimura y otros (1965) señalan que el flujo del agua subterránea en condiciones naturales no sigue la ley de Darcy como se suponía anteriormente, sino que seguía la ley de Bingham. De acuerdo a esta última ley, el flujo natural del agua no es controlado de manera simple por la porosidad de los estratos, sino que también fluye a través de canales específicos. Aún en las rocas tobáceas altamente porosas, el agua termal fluye por fisuras de los estratos y a lo largo de contactos y no de manera uniforme a través de la roca tobácea.

En el caso del fluido geotérmico de alta temperatura, cuyo coeficiente de viscosidad es muy bajo, aún las fracturas menores de la formación deberían ser consideradas como un camino adecuado para el flujo de fluido geotermal en las capas de sub-superficie.

En un campo geotérmico donde predomina el agua, como en Puchuliza, y ubicado en un área de clima árido, el balance hidrológico del acuífero puede causar serios problemas a la operación continuada de plantas generadoras de energía. Se recomienda por lo tanto, que las ubicaciones de pozos de producción sean estudiadas cuidadosamente a fin de mantener una producción estable de energía geotérmica.

A fin de mantener el balance hidrológico, los sondeos recomendados para el desarrollo posterior, fueron ubicados en lugares donde el depósito geotérmico se extiende a sectores profundos y en donde se ubican las zonas altamente fracturadas para el aprovechar el desplazamiento sin complicaciones del fluido suplementario.

- 7) Sin embargo, para la estimación de la conducta del fluido hidrotermal debería considerarse muchos parámetros complicados. Por lo tanto, deberían observarse continuamente el nivel del agua del pozo y los cambios de temperatura y presión.



After KIMURA(1975)

Fig.III-2-2

FLOW OF NATURAL UNDERGROUND WATER

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, Exploracion Geotermica en la Provincias de Tarapaca de Puchuldiza.

P. Trujillo, 1970, Manifestaciones Termales de Puchuldiza.

A. Lahsen, 1970, Informe Preliminar Sobre la Geologia de Puchuldiza.

A. Lahsen, 1973, Geologia de Puchuldiza.

A. Lahsen, 1975, Evaluacion del Sistema Geotermico de Puchuldiza.

P. Trujillo, 1977, The Puchuldiza Geothermal Field.

A. Lahsen, 1978, Evaluacion de los Resultados de la Exploracion del Campo Geotermico de Puchuldiza, Region 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.

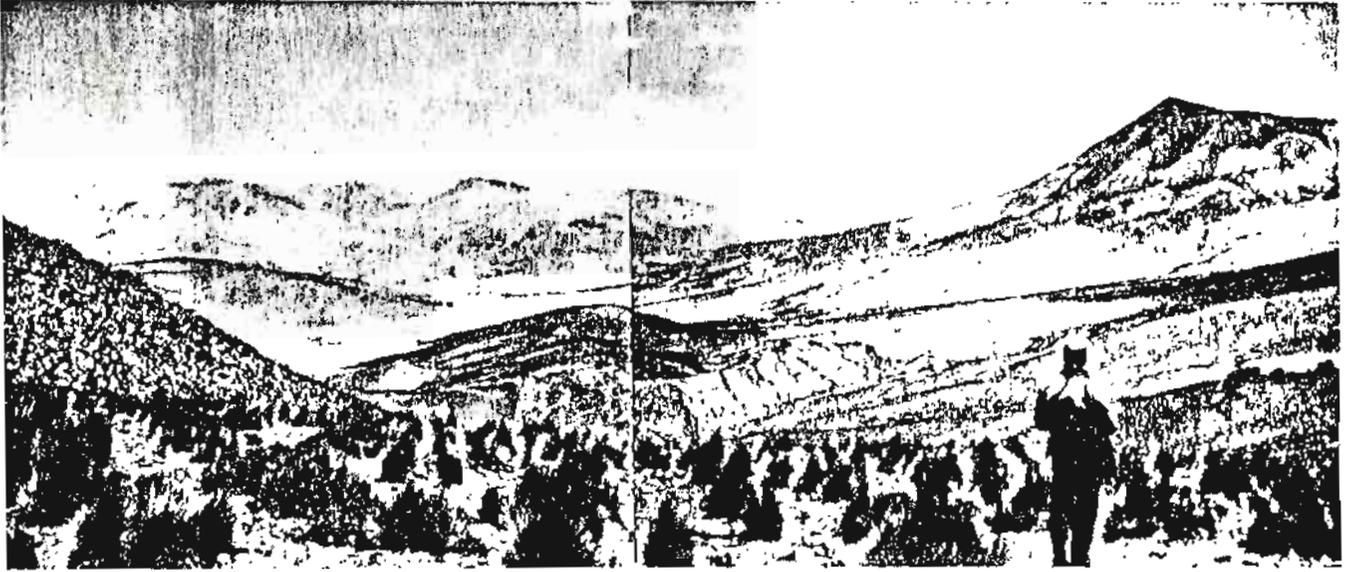
Tripp, A.C. et al, 1978, Electromagnetic and Schullumberger resistivity Sounding in the Roosevelt Hot Spring KGRA, Geophysics, v. 43, no. 7, p. 1450-1469.

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.

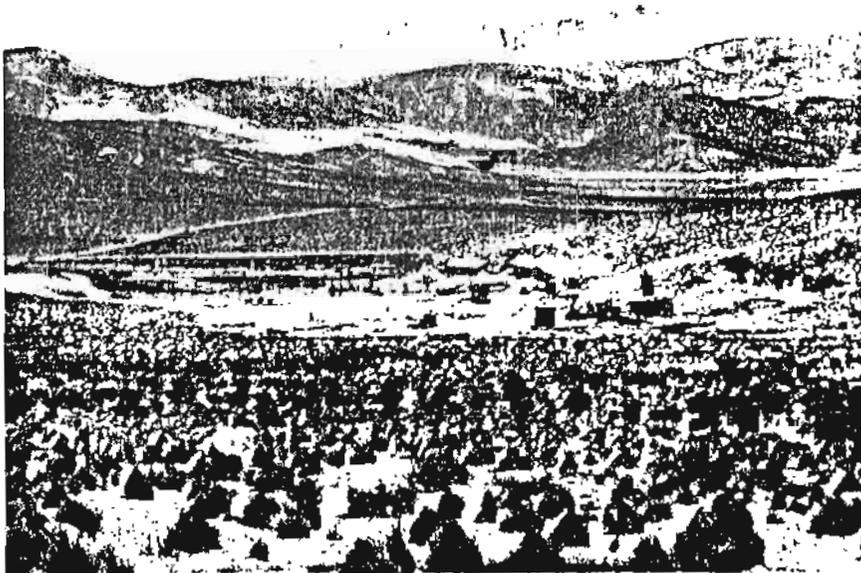
Onodera, S., 1971, Geophysical Exploration for Geothermal Field, Kyushu University.

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. Condoriri 4,862m elevation)



Camp site



Geological Survey



Gravity Survey

CURVAS VES

