

LA ACTIVIDAD GEOTERMAL Y SUS RELACIONES CON LA TECTONICA
Y EL VOLCANISMO EN EL NORTE DE CHILE

Alfredo Lahsen A.[®]

RESUMEN

La generalidad de las áreas con actividad geotermal investigadas en el Norte de Chile, se ubican en la franja volcánica Plioceno-cuaternaria desarrollada a lo largo de la Cordillera de los Andes. Ello permite suponer que la fuente de calor que genera la actividad geotermal proviene de este magmatismo reciente.

La actividad geotermal se manifiesta superficialmente en diversos tipos de fuentes termales con temperaturas de hasta 86° C (punto de ebullición a 4.200 m.sn.m.), correspondientes a aguas cercanamente neutras con altos contenidos salinos, principalmente de cloruros, y que emergen en áreas de fuerte alteración hidrotermal.

El volcanismo Plioceno-cuaternario que ha sido alimentado fundamentalmente a través de fallas de tensión orientadas aproximadamente N-S, está constituido por mantos de ignimbritas, domos extrusivos y estrato-volcanes de composición ácida a intermedia, y se superpone a otro episodio volcánico de carácter similar, de edad Mioceno, el cual se presenta suavemente plegado con ejes predominantemente NW-SE.

El hecho de que este volcanismo Plioceno-cuaternario se haya desarrollado contemporaneamente con una tectónica distensiva de grandes desplazamientos diferenciales de bloques, que a su vez han terminado de configurar los principales rasgos morfo-estructurales de esta porción del país, ha permitido en algunos lugares de la Cordillera la formación de estructuras y unidades litológicas favorables para la existencia de sistemas geotérmicos con posibilidades económicas.

[®] Departamento de Geología, Universidad de Chile. Casilla 13518
Correo 21 - Santiago, CHILE.

INTRODUCCION

La actividad geotermal en el Norte de Chile, ha sido estudiada hasta la fecha, sólo en aquellas áreas donde ella se presenta con una notoria manifestación superficial, sin considerar los volcanes activos con sus solfataras y fumarolas que constituyen también expresiones visibles de la actividad geotermal.

En estos estudios no se han empleado levantamientos térmicos mediante fotografías aéreas infrarrojo, con los que pueden detectarse anomalías de flujo térmico de hasta sólo 5 veces el promedio mundial, que es de alrededor de $1.5 \text{ u cal/cm}^2 \text{ seg.}$ (Lee y Uyeda, 1965). Las fuentes termales generalmente se presentan en áreas con flujos calóricos altos, para que estas áreas tengan significancia económica, deben estar relacionadas con un sistema hidrológico que permita al agua meteórica o superficial penetrar hasta ciertas profundidades, calentarse y almacenarse a profundidades alcanzables mediante perforaciones.

Las áreas hipertermales están generalmente asociadas con la actividad sísmica y volcánica; esta actividad se produce normalmente a lo largo de zonas o franjas bien definidas las que en la mayoría de los casos coinciden con los posibles márgenes generativos o destructivos de placas litosféricas (Lahsen, 1975). Entre estas franjas la más importante corresponde a la zona orogénica circumpacífica caracterizada por su alta sismicidad y donde se ubican cerca del 60% de los volcanes del mundo, y la mayoría de los sistemas geotermales conocidos.

Sin embargo, cabe señalarse que la distribución global de flujos calóricos ilustrado por Lee y Uyeda, no guarda mucha relación con la distribución de las áreas geotermales conocidas. La franja circumpacífica no aparece representada, en cambio la anomalía positiva principal de flujo térmico según estos autores coincide con la parte central de Africa, donde hasta la fecha se han realizado muy pocas exploraciones geotérmicas, solamente la zona geotermal de Larderello (Italia) podría corresponder con el extremo norte de este alto térmico africano.

Áreas geotermales.-

Las principales áreas con actividad geotermal investigadas aparecen en la Tabla 1, ellas presentan temperaturas que van desde los 15° C. hasta fumarolas y geiseros cuyas temperaturas pueden incluso sobrepasar el punto de ebullición local. Áreas de manifestaciones termales con temperaturas menores a las señaladas no han sido consideradas, aún cuando excedan la temperatura media anual que para la cordillera en estas latitudes es del orden de 0° C.

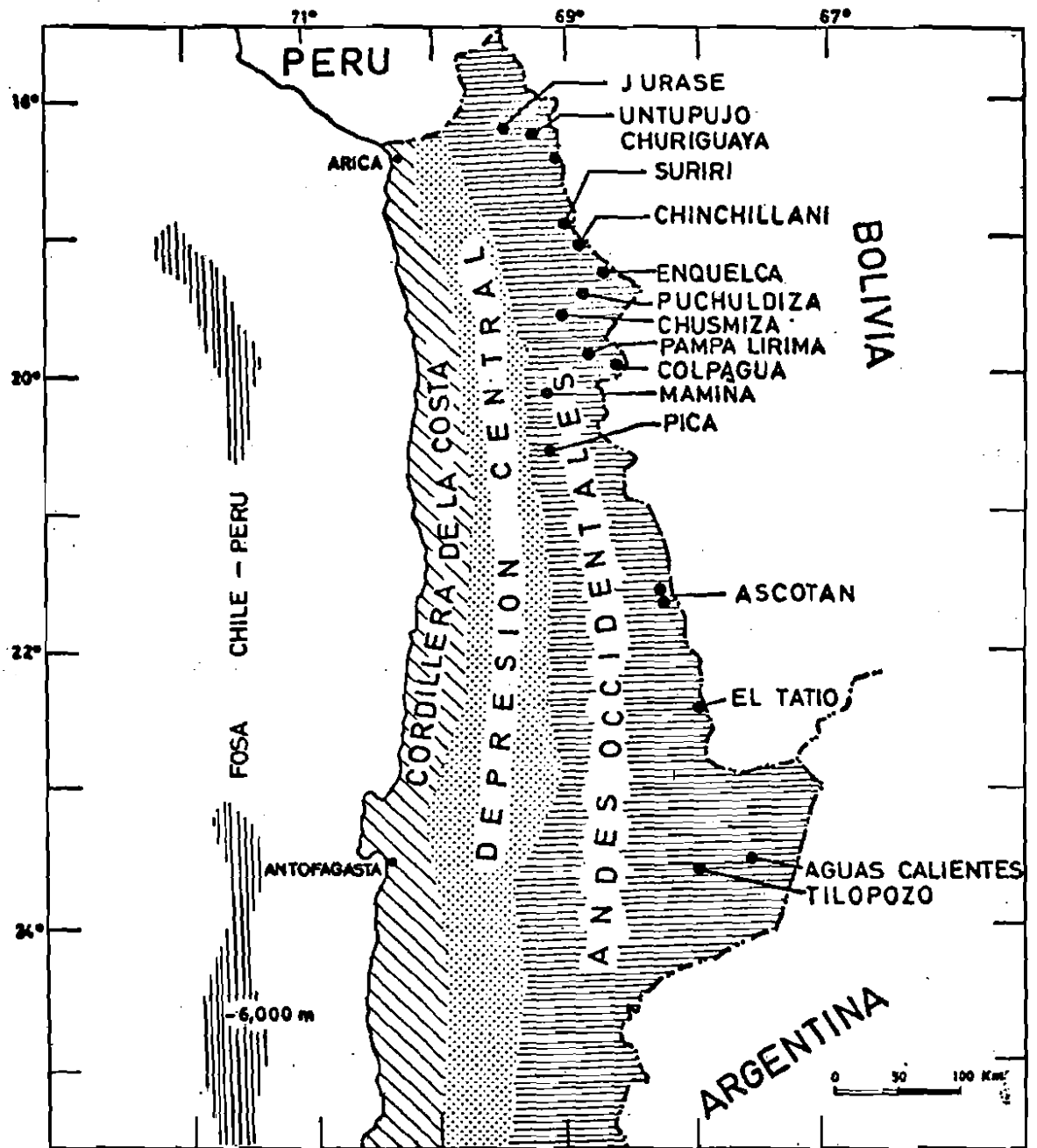


Fig. 1.- Distribución de áreas geotermales en Tarapacá y Antofagasta, modificado de Lahsen (1974 a).

Algunas de estas áreas investigadas están representadas por una sola vertiente de escaso flujo, normalmente de baja entalpía, mientras que otras cubren superficies de varios km² con una gran cantidad de manifestaciones termales como ocurre en Suriri, Puchuldiza y El Tatio donde se han además producido intensas zonas de alteración hidrotermal.

Esta alteración está caracterizada en la mayoría de los casos por una fuerte silicificación de las rocas y depositación de sílice en fracturas y en la superficie alrededor de las manifestaciones, a veces depositada conjuntamente con azufre nativo, formación de clorita, montmorillonita, zeolitas, calcita, hemalita y piritita, esta última se presenta diseminada abundantemente en el campo geotérmico de Puchuldiza.

La mayoría de las áreas geotermales están distribuidas en la alta Cordillera (Fig.1), en las vecindades de volcanes cuaternarios a una altura cercana a los 4.000 m.s.n.m., con excepción de las áreas termales de Mamña, Pica y Tilopozo, que están ubicadas en el margen occidental de la Cordillera a alturas mucho menores.

Composición de las aguas termales.-

La composición química de las manifestaciones termales aparece en la Tabla 2, ellas corresponden en su gran mayoría a soluciones prácticamente neutras cuyos contenidos salinos en términos de concentración de cloruros varían de unas 50 a 8.000 p.p.m.

Tabla 1.-

Áreas de actividad geotermal en Tarapacá y Antofagasta.

AREA GEOTERMAL UBICACION	ALTURA m.s.n.m.	ACTIVIDAD SUPERFICIAL	TEMP. °C
1. Baños Jurase 18°12'S-69°32'W	4.000	Vertientes calientes, alteración hidrotermal y depositación de sílice	68
2. Untupujó 18°13'S-69°17'W	4.350	Vertientes tibias	15
3. Churiguaya 18°20'S-69°12'W	4.400	Vertiente tibia	14
4. Suriri 18°20'S-68°12'W	4.300	Fumarolas, vertientes y pozas de agua caliente. Depósitos de sinter y fuerte alteración hidrotermal.	86 ^a

^aPunto de ebullición para esta altura.

Cont. Tabla 1.-

5. Chinchillani 19°08'S-68°55'W	4.200	Vertientes calientes	30
6. Enquelca 19°15'S-68°43'W	3.750	Vertiente caliente	31
7. Puchuldiza	4.250	Geiseros, fumarolas, vertientes y pozas calientes; fuerte alteración y depósitos salinos.	
8. Chusmiza 19°41'S-69°12'W	3.350	Vertiente caliente	40
9. Pampa Lirima 19°53'S-68°56'W	3.900	Vertientes y pozas calientes; depósitos salinos	73
10. Colpagua 19°53'S-68°38'W	3.800	Vertiente caliente	44
11. Mamiña 20°04'S-69°13'W	2.750	Vertientes calientes	45
12. Pica 20°28'S-69°20'W	1.400	Vertientes calientes	34
13. Ascotán 21°36'S-68°15'W	3.680	Vertientes calientes, depósitos salinos	33
14. El Tatio 22°20'S-68°01'W	4.300	Geiseros, fumarolas, vertientes, pozas de agua y barro hirvientes, alteración hidrotermal y depósitos de sinter.	86
15. Aguas Calientes 23°32'S-67°37'W	4.400	Vertientes y pozas tibias	27
16. Tilopozo 23°48'S-68°15'W	2.300	Vertientes tibias y depósitos salinos.	27

Los constituyentes principales presentes en las fuentes corresponden de acuerdo con la Tabla 2 a: cloruros, sílice, sodio, potasio, litio, calcio, magnesio, boro, carbonatos y sulfatos, además de cesio, rubidio y arsénico. Este último elemento, que no aparece en la Tabla es muy común en las aguas termales y subterráneas frías del Norte, y alcanza concentraciones de hasta 50 p.p.m. en algunas manifestaciones de El Tatio.

Tabla 2.-

Composición química de las manifestaciones termales.

AREA GEOT.	TEMP °C	PH 20°C	Concentración en p.p.m.													
			Li	Na	K	Rb	Cs	Ca	Mg	Sr	Cl	B	F	SiO ₂	HCO ₃	SO ₄
1	66.0	7.60	2.0	300	14.0	-	-	304	1.0	-	243	12.8	-	53	58	1100
2	14.5	7.00	0.3	64	4.5	-	-	11	1.0	-	48	3.1	-	4	82	30
4	82.0	8.10	8.2	1115	187.0	-	-	98	8.0	-	1780	46.9	-	157	238	215
5	29.0	7.45	0.5	116	24.0	-	-	192	14.0	-	115	1.5	-	67	96	572
7																
7-75	82.0	6.66	12.6	1483	153.0	1.7	2.5	25	0.7	2.2	2439	82.4	4.0	272	154	114
7-98	86.0	6.96	12.3	1569	115.0	1.2	2.8	79	1.0	3.5	2744	101.9	2.5	258	73	89
7-137	86.0	7.54	9.1	1234	109.0	0.9	2.1	55	6.2	2.0	2120	78.6	2.6	266	48	81
8	46.0	7.50	0.1	139	6.0	-	-	30	0.5	-	55	2.3	-	49	44	270
9	69.0	7.95	3.0	300	37.0	-	-	44	20.5	-	297	10.0	-	198	137	290
14																
14-103	70.0	5.90	33.0	3360	170.0	-	10.3	247	0.3	-	5934	139.0	-	162	17	67
14-226	83.0	7.00	47.0	4540	530.0	-	13.1	162	-	-	8233	186.0	2.4	260	29	44
14-p 7		7.15	45.0	4890	840.0	0.6	17.3	211	0.1	-	8870	203.0	-	750	39	29

Análisis realizados por el Dr. Ellis y H. Cusicanqui.

La numeración de las áreas geotermales es la misma de la Tabla 1.; la segunda cifra corresponde al número de la fuente; p 7=pozo nº 7 (El Tatío) (-) elemento no analizado.

Los contenidos salinos de las fuentes termales pueden ser en algunos casos muy inferiores a los encontrados en profundidad en los sistemas geotérmicos, en efecto el contenido promedio de Cl^- y SiO_2 en las manifestaciones superficiales de El Tatio son del orden de 7.500 p.p.m. y 210 p.p.m. respectivamente, en tanto que en los pozos, mediante muestreos a diferentes profundidades, se han encontrado niveles con contenidos de Cl^- superiores a las 20.000 p.p.m. y un contenido promedio de SiO_2 de 450 p.p.m. (Lahsen y Trujillo, 1975). Estas variaciones se deben indudablemente a diluciones con flujos de aguas más superficiales, de más bajas temperaturas y contenidos salinos.

Aquellos constituyentes cuya solubilidad y equilibrio con los minerales normales o de origen hidrotermal de las rocas del reservorio están relacionados con la temperatura, han sido usados en la estimación de las temperaturas en subsuperficie. De estos constituyentes los más empleados son el contenido de SiO_2 y la razón Na/K. Basados en estos contenidos y, de acuerdo con las curvas elaboradas por Mahon (1966); Ellis, (1970); Fournier y Truesdell (1970, 1973) las temperaturas mínimas en subsuperficie estimadas para las áreas geotermales más importantes son las siguientes: Suriri (250°C), Pampa de Lirima (180-230°C), Puchuldiza (200-223°C) y El Tatio (190°C). De estas áreas solamente El Tatio ha sido totalmente investigado mediante sondajes, donde se han encontrado acuíferos de hasta 263°C. Las demás áreas geotermales aparte de las cuatro señaladas anteriormente, presentan características químicas y condiciones geológicas poco favorables como para ser desarrolladas industrialmente con objetivos geotermoeléctricos en la actualidad.

Origen de las soluciones termales.-

Los estudios sobre la composición isotópica del oxígeno e hidrógeno de las aguas termales han permitido concluir que al menos el 90 o 95% del agua o vapor descargado en la superficie de la mayoría de las áreas termales del mundo, proviene de la infiltración de las aguas meteóricas locales (Craig, 1963, White 1970)

Los resultados de diversos análisis isotópicos de D y O^{18} , de aguas tanto superficiales como de manifestaciones termales de Puchuldiza y El Tatio, además de pozos de este último campo geotérmico, concuerdan perfectamente con aquellos publicados para otras partes del mundo, como puede verse en la Fig. 2. El contenido de deuterio (expresado como la diferencia en O/OD respecto al S.MOW) es muy similar al de las aguas superficiales del área, en cambio los valores en O^{18} son frecuentemente mayores en las aguas termales que en las meteóricas locales. Este enriquecimiento en O^{18} resultaría de un intercambio isotópico a altas temperaturas entre el agua y algunos minerales de las rocas, especialmente la calcita y el cuarzo; también una fuerte evaporación de las aguas sean estas termales o superficiales puede provocar un aumento considerable en los contenidos de sus isótopos pesados.

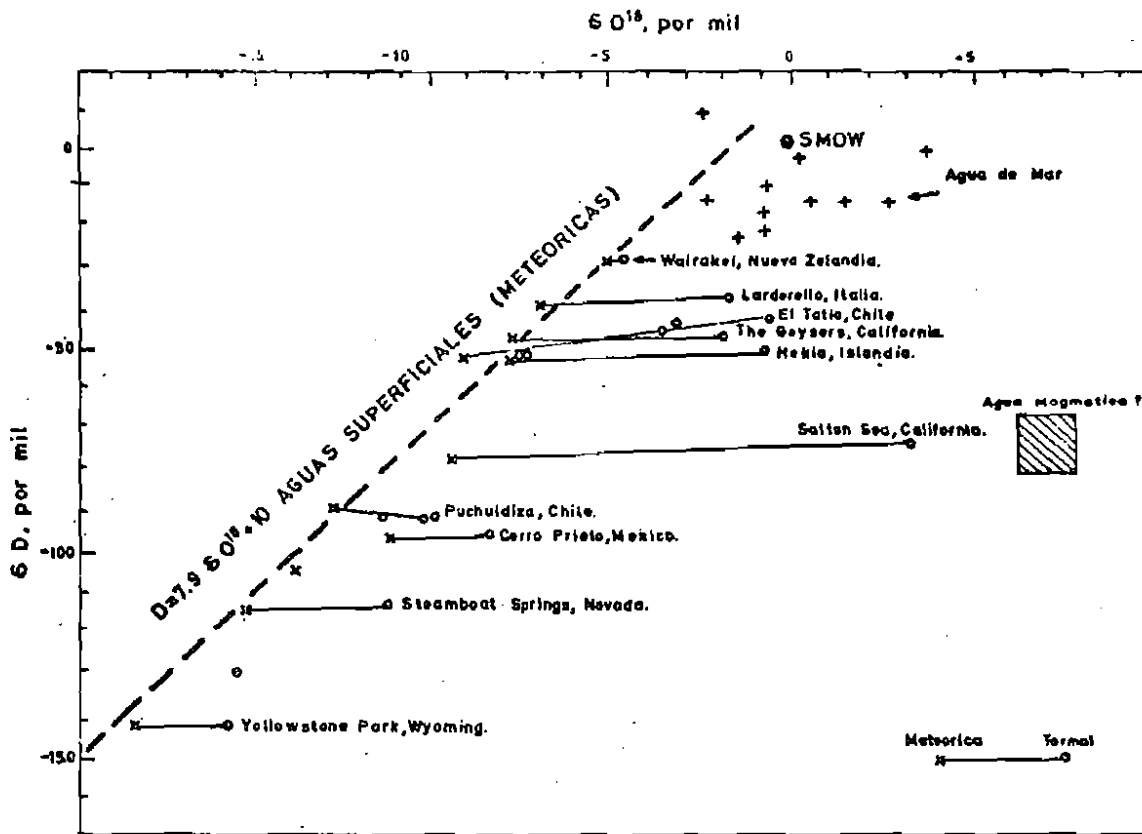


Fig. 2.- Composición isotópica de algunas fuentes termales (modificado de Craig, 1963 y White, 1970).

Considerando un origen fundamentalmente meteórico para las aguas termales, es poco probable que los constituyentes disueltos en estas aguas provengan en cantidades significativas de soluciones residuales de una cristalización magmática. La mayoría de los constituyentes de las fuentes termales que aparecen en la Tabla 2, se encuentran en las riolitas, dacitas y andesitas circundantes a ellas, en cantidades suficientes como para explicar su remoción desde las rocas y su concentración en las aguas termales; especialmente si consideramos el factor temperatura, que confiere al agua un mayor poder disolvente sobre la mayoría de los minerales de las rocas.

El proceso de movilización de los elementos ha sido demostrado experimentalmente por Ellis y Mahon (1967) haciendo reaccionar rocas de Nueva Zelandia similares a las que constituyen los Andes del Norte de Chile, con aguas a altas temperaturas (100 a 600°C) bajo diferentes condiciones de presión.

Elementos tales como Rb, Li, Cs, B y F a menudo considerados como de origen volcánico en los sistemas hidrotermales pueden ser explicados también como provenientes de las rocas. Las rocas volcánicas ácidas ricas en K presentan normalmente elevados contenidos de Rb y Cs, incluidos en las estructuras de los feldespa

tos y micas potásicas. El contenido promedio de Rb y Cs en lavas de esta región es de 80 p.p.m. y 35 p.p.m. respectivamente (Sieggers et al., 1969) contenidos que en tobas e ignimbritas suelen ser considerablemente mayores; por ejemplo el contenido de Cs en tobas dacíticas frescas del Grupo Volcánico de Tucle (zona de El Tatio) varía entre 70 y 314 p.p.m. y el promedio de este elemento en rocas a travessadas por los pozos de El Tatio es de 130 p.p.m., en tanto que el Rb alcanza un promedio de 180 p.p.m. Estos valores anormalmente altos pueden deberse en las tobas e ignimbritas de los pozos a la formación de minerales secundarios tales como illita y sanidina en los cuales son incluidos el K conjuntamente con el Rb y Cs. Los altos contenidos de Li en las aguas de las manifestaciones termales son también concordantes con aquellos encontrados en las rocas, los valores más altos corresponden a aguas de El Tatio, donde las rocas dacíticas presentan un contenido promedio de Li igual 56 p.p.m. y en tobas e ignimbritas alterados este promedio es de 71 p.p.m. (Ambrust et al., 1974).

Aún cuando las soluciones hidrotermales residuales de las cristalización magmática incluyen entre otros, importantes concentraciones de Li, Rb, Cs, su contribución a las fuentes termales, considerando su origen esencialmente meteórico, no sería superior a un 10% del volumen total de éstas. De haber un aporte significativo de substancias de origen magmáticos estas corresponden rían con mayor probabilidad a los halógenos y ácido sulfídrico,

Volcanismo Cenozoico Superior.-

De acuerdo con sus relaciones litoestratigráficas y sus características tectónicas, el volcanismo del Cenozoico superior en el Norte de Chile ha sido dividido por Lahsen (1974) en dos episodios principales:

1.- Un volcanismo pre-Plioceno o Mioceno, representado por varias unidades de ignimbritas principalmente dacíticas interstratificadas con lavas andesíticas, plegadas durante la compresión del Mioceno superior.

2.- Un volcanismo Plioceno-cuaternario, que incluye además de flujos de ignimbritas, los estratovolcanes andesíticos y domos riolíticos que constituyen las mayores elevaciones de la Cordillera de los Andes en estas latitudes.

Tradicionalmente todas estas ignimbritas han sido incluidas en las llamada "Formación Riolítica", sobre la cual se habrían desarrollado los volcanes andesíticos que constituyen la "Formación Andesítica" (Brüggen, 1950; Siegers et al., 1969; Pichler y Zeil, 1972). A pesar de que estos nombres sugieren una composición única para cada unidad, tanto efusiones de ignimbritas como de andesitas se han producido durante el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno. La aparente división cronestratigráfica entre estos dos tipos lito

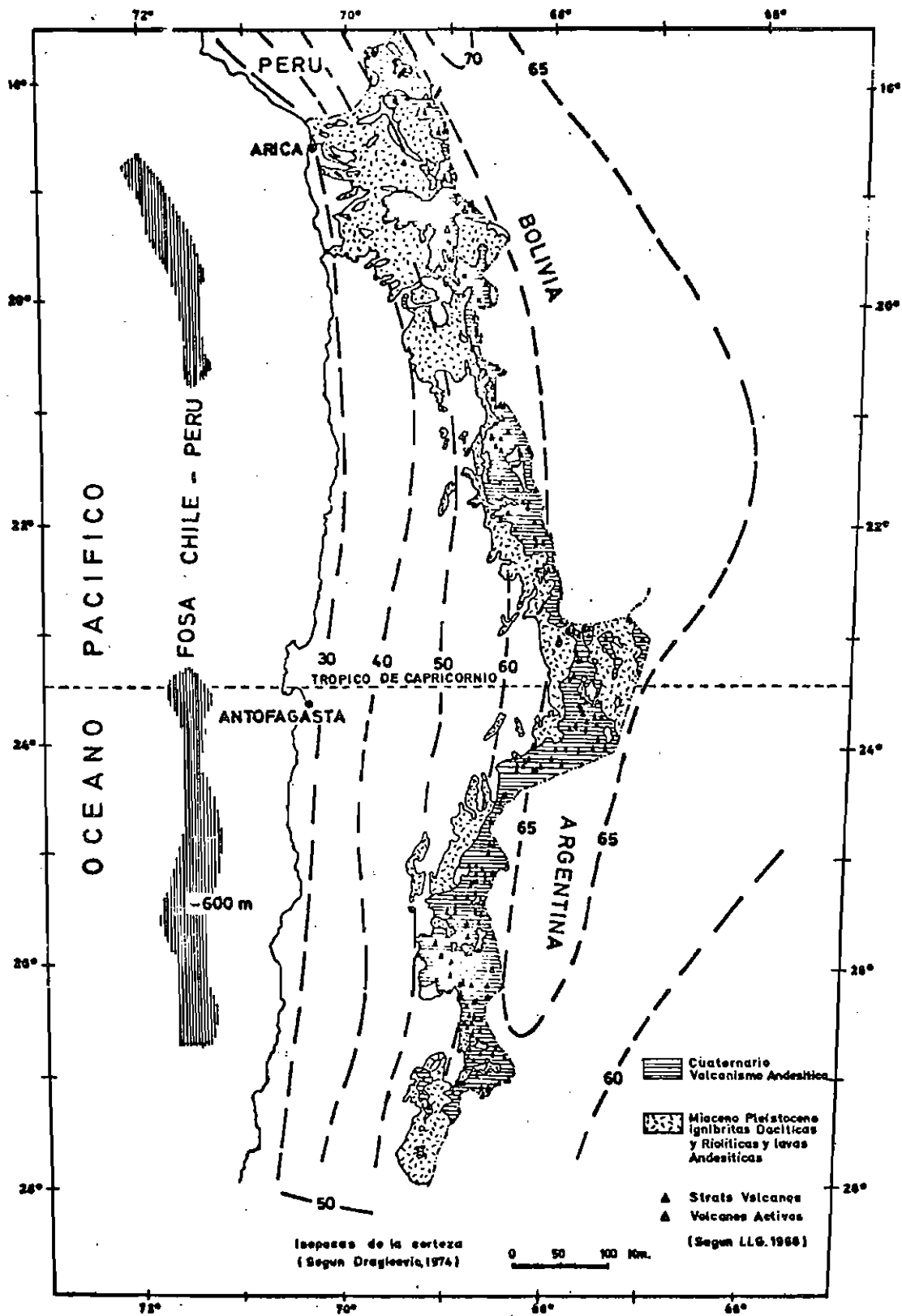


Fig. 3.- Distribución del volcanismo Cenozoico superior en el Norte de Chile.

lógicos se debe fundamentalmente a diferencias de distribución areal originada por los distintos volúmenes y mecanismos de efusión existentes entre los flujos de lavas y aquellos de cenizas y piroclásticos.

La composición de las ignimbritas es principalmente de carácter riolítico y dacítico al igual que los domos extrusivos; en tanto que los estrato-volcanes corresponden a lavas un poco más básicas variando de dacíticas a andesíticas. De acuerdo con las distintas subdivisiones propuestas para las series calco-alcalinas, puede dárseles a estas rocas diversas denominaciones; es así como Pichler y Zeil (1972), basados en la Norma de Rittmann y diagramas de Streckeisen, clasifican las ignimbritas como riolitas alcalinas, riolitas y riodacitas y para las lavas emplean términos de latí-andesitas, dacitas y riodacitas.

En la mayoría de las áreas estudiadas el volcanismo Cenozoico superior se dispone sobre un basamento de rocas principalmente mesozoicas y del Terciario inferior, fuertemente plegadas y falladas posiblemente como consecuencia de las fases compresivas Larámica e Incaica. Con posterioridad a estas fases compresivas comienza un período de extensión que permitió la emisión de materiales volcánicos de Cenozoico superior. La abrupta topografía de este basamento controló en gran medida la distribución de los flujos de ignimbritas más antiguos de este volcanismo.

Volcanismo pre-Plioceno o Mioceno.-

El comienzo de este episodio volcánico puede estimarse como mínimo en 18,7m., de acuerdo con dataciones radiométricas K-Ar (Ruiz, 1965), esto es, en el Mioceno inferior (según escala cronológica establecida por Berggren y Van Couvering, 1974). Esta edad ha sido considerada para la base de la Formación Oxaya, cuyo Miembro inferior, en la Precordillera de Arica, está integrado por flujos de andesitas con intercalaciones de ignimbritas (Salas et al., 1966).

Más al sur, en la zona de Puchuldiza se presentan varios mantos de ignimbritas, término empleado en el mismo sentido que flujos de cenizas de Ross y Smith, (1961), las que se intercalan con sedimentos clásticos y flujos de lavas andesíticas. Las formaciones definidas en esta zona y que aparecen en la Tabla 3. se presentan plegadas formando una serie de sinclinales y anticlinales de 1 a 3 km. de amplitud, con orientación general NW/SE (Lahsen 1973 inéd) sobre ellas se desarrolló un conjunto de estrato-volcanes principalmente dacíticos del Plioceno superior y Pleistoceno (Fig. 4).

Dataciones radiométricas realizadas recientemente (Lahsen y Munizaga, en prep.) dan una edad de $12,43 \pm 35$ m. a para una ignimbrita de la parte superior de la Formación Puchuldiza. Aproximadamente la misma edad se ha obtenido en una muestra de andesita del techo de la Formación Condoriri, con la cual engrana hacia el Este.

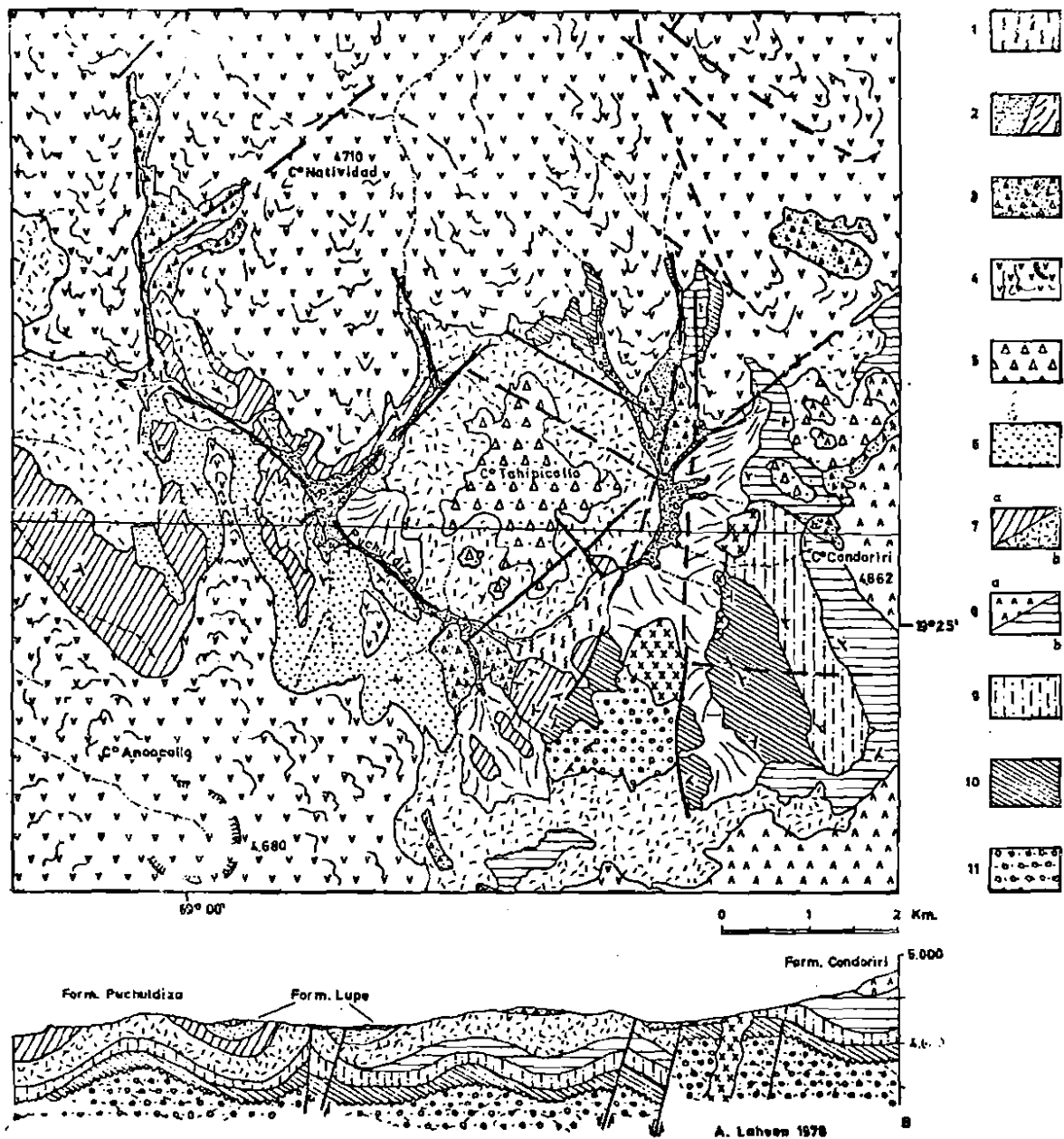


Fig. 4.- Mapa geológico de Puchuldiza.- 1) Fuentes termales, 2) Depósitos aluviales, 3) Depósitos morrénicos, 4) Estrato-volcanes dacíticos (Plio-pleistoceno), 5) Depósitos lahéricos, 6) Formación Lupe (Mioceno sup.-Plioceno); 7) Formación Puchuldiza (Mioceno sup.) a. Ignimbritas, b. andesitas; 8) Formación Condoriri (Mioceno sup.) a. andesitas, b. ignimbritas; 9) Formación Chojña-Chaya (Mioceno); 10) Ignimbrita Utayane (Mioceno); 11) Formación Churicollo (Cretácico sup.?).

Tabla 3.-

Columna Litoestratigráfica del Cenozoico Superior en la zona de Puchuldiza.

Pleistoceno	Estrato-volcanes, principalmente dacíticos.	
Plioceno		
COMPRESION	Formación Lupe, sedimentos piroclásticos, areniscas, brechas y conglomerados.	
Mioceno	Formación Puchuldiza, Ignimbritas dacíticas y flujos de andesitas (parte inferior)	Formación Condoriri, Andesitas y tobos de lapilli e ignimbritas (parte inferior).
	Formación Chojña-Chaya, Areniscas en parte.	
	Formación Utayane. Ignimbritas densamente soldadas.	
	Basamento Mesozoico	

En la zona de El Tatio, la unidad más antigua de este volcanismo corresponde al Grupo Volcánico Río Salado, atribuido al Mioceno superior por Lahsen (1969, inéd. y 1974), esta unidad está constituida por ignimbritas dacíticas cubiertas en su lugar típico, las nacientes del río Salado; por andesitas y piroclásticos correspondientes a los restos de un estrato-volcán. Sobre estas volcanitas se depositó la Ignimbrita Sifón que en esta localidad no fue diferenciada por Guest, (1969) de la Ignimbrita Puripicar. Tanto la Ignimbrita Sifón como el Grupo Volcánico Río Salado se presentan suavemente plegados con ejes orientados N 20 a 40° W, intruídos por los domos subvolcánicos de Copacoya y Piedras Grandes, emplazados a lo largo de un sistema de fallas N-S que limita al oeste el graben del Tatio. El centro de emisión de las lavas del Grupo Volcánico Río Salado se ubica en este mismo sistema de fallas normales, las cuales se habrían producido a lo menos en el Mioceno superior, reactivándose de tiempo en tiempo y permitiendo la canalización de las magmas hasta la superficie. (Fig. 5).

Considerando que estos domos tienen una edad de 7,35 m. a Rutland et al., 1965) la muestra N° 868 proveniente del Alto de

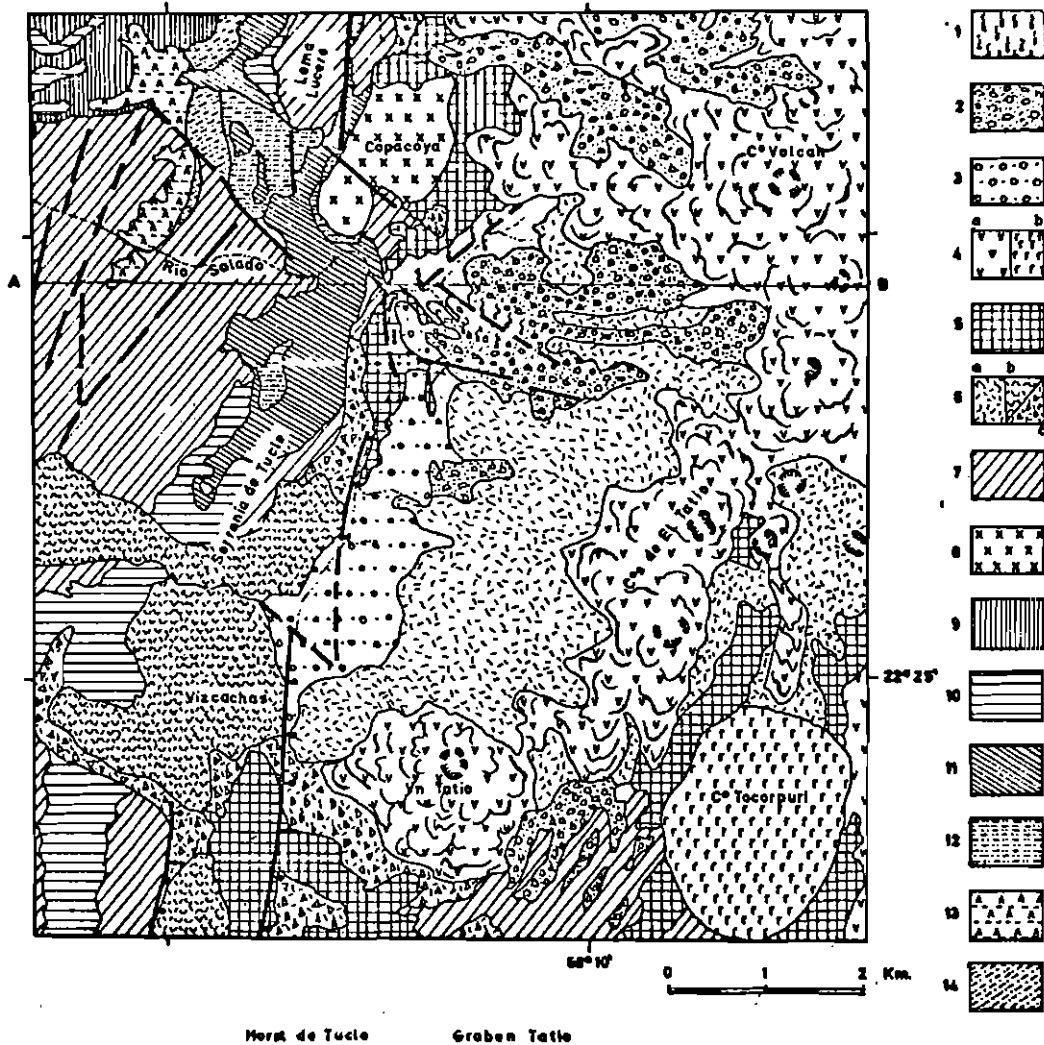


Fig. 5.- Mapa geológico de El Tatio.- 1) Fuentes termales; 2) Depósitos marrénicos; 3) Sedimentos Intermontanos; 4) Grupo Volcánico del Tatio (Pleistoceno) a. andesitas, b. riolitas; 5) Ignimbrita Tatio (Pleistoceno); 6) Grupo Volcánico de Tucle (Plioceno inf.) a. dacitas, b. domos dacíticas, c. tobas y piroclásticas; 7) Ignimbrita Puripicar (Plioceno inf.); 8) Copacoya, domo sub-volcánica (Mioceno sup.); 9) Formación Toconce (Mioceno sup.-Plioceno?); 10) Ignimbrita Sifón (Mioceno sup.); 11) Grupo Volcánico Río Salado (Mioceno sup.); 12) Formación Quebrada Justo (Cretácico sup.?); 13) Formación Agua Verde (Jurásico sup. Cretácico inf.); 14) Formación Lomas Negras (Jurásico medio).

Tabla 4.-

Columna litoestratigráfica del cenozoico superior en la zona de El Tatio.

Pleistoceno	Grupo Volcánico de El Tatio Estrato-volcanes dacíticos y andesíticos, domos riolíticos.
	Ignimbrita Tatio. Tobas soldadas dacíticas.
Plioceno	Grupo Volcánico de Tucle. Tobas, sedimentos piroclásticos, estrato volcanes y domos dacíticos y andesíticos.
	Ignimbrita Puripicar (4.24 m.a.) Tobas soldadas dacíticas.
	Formación Toconce. Tobas soldadas, tobas brechosas, sedimentos aluviales y piroclásticos.
—COMPRESION—	
Mioceno	Ignimbrita Sifón. Tobas soldadas dacíticas.
	Grupo Volcánico Río Salado. Ignimbritas densamente soldadas, andesitas y piroclásticas en su parte superior.
Basamento Mesozoico	

Puripicar (al Sur de El Tatio) datada en 10,0 m.a. es probable que corresponda a uno de los flujos de ignimbrita del Grupo Volcánico Río Salado, posteriormente a esta unidad y a la sobreyante Ignimbrita Sifón se depósito discordantemente la Ignimbrita Puripicar de 4,24 m.a. (Rutland et al., op. cit.).

Una situación similar ha sido establecida por Schwab y Lippolt (1974) al Sureste de El Tatio, en la Puna Argentina (Salar de Cauchari). En esta localidad, diferentes unidades plegadas, cons

tituidas por ignimbritas, sedimentos clásticos y flujos de lavas, con edades absolutas de 11,8 a 7,2 m.a., están cubiertas discordantemente por ignimbritas ríodacíticas de 4,0 a 4,8 m.a.

Los antecedentes anteriormente expuestos permiten deducir que la fase compresiva del Mioceno superior, se desarrolló en la Cordillera de los Andes occidentales por lo menos hasta hace unos 7,0 m.a.

Volcanismo Plioceno-cuaternario.-

El volcanismo Plioceno-cuaternario ha tenido posiblemente una mayor intensidad que el del Mioceno. Durante este episodio diversos flujos de ignimbritas engranaron con sucesivas emisiones de lavas provenientes de domos extrusivos y en mucho mayor proporción de estrato-volcanes. Estos volcanes han llegado a constituir una franja prácticamente continua, que se extiende desde el límite con Perú hasta los 28 lat. Sur. En esta franja, que aparece en la Fig. 3 se encuentran alrededor de 470 volcanes (cerca del 25% de los volcanes chilenos), de los cuales solamente unos 17 presentan actualmente algún tipo de actividad (Ruiz, 1965; González, 1972).

Los flujos más antiguos de ignimbritas asignadas a este volcanismo, y de los cuales se conocen sus edades absolutas, corresponden entre otras a la Ignimbritas Puripicar y aquellos flujos prácticamente contemporáneos de ignimbritas del Plioceno inferior del Salar de Caucharí en la Puna Argentina (Schwab y Lippolt, op.cit.). Entre las ignimbritas más recientes se cuentan, por ejemplo los "flujos de cenizas riolíticas" (Katsui y González, 1968) o Formación Huaylas (Salas et al., 1966) del Altiplano de Arica; la Ignimbrita Tatio del Pleistoceno inferior separada estratigráficamente de la Ignimbrita Puripicar por varias emisiones de lavas con sus tobas y piroclásticos del Grupo Volcánico de Tucle y Ignimbritas Cajón de la zona de Toconao (Guest, 1968) correlacionable con la Ignimbrita Tatio.

Tectónica y Volcanismo.-

La actividad volcánica Plioceno-cuaternaria se desarrolló durante un período de actividad tectónica distensiva en sentido E-W, iniciada a continuación de la fase compresiva del Mioceno Superior (Fase Quechua). Esta fase corresponde a la última compresión del Ciclo Andino evidenciada en esta región. Se atribuye al período tectónico distensivo, caracterizado por importantes desplazamientos diferenciales de bloques a lo largo de fallas cercanamente N-S, el origen de los principales rasgos morfo-estructurales paralelos al margen circumpacífico (Lahsen, 1974 a); esto es: la Fosa Chile-Perú, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera de los Andes occidentales, donde ha tenido lugar el volcanismo Cenozoico Superior (Figs. 1 y 3). Opiniones similares han sido expresadas por Charrier (1973) sobre la base de antecedentes

de la región central y austral del país.

Los centros de emisión del volcanismo Plioceno-cuaternario se ubican en gran proporción a lo largo de fallas normales N-S. Algunas de ellas se han reactivado periódicamente desde el Mioceno inferior, permitiendo cada cierto tiempo la canalización de materiales volcánicos hasta la superficie. Este fenómeno se ha observado claramente en el sistema de fallas que constituyen el margen occidental del graben del Tatio (Fig. 5) a través de las cuales se han producido diversas emisiones tanto en el Mioceno como en el Plioceno.

Además de las fracturas N-S es común la ocurrencia de centros volcánicos del Plioceno superior y Pleistoceno a lo largo de sistemas de fallas NW-SE, NE-SW. Las fracturas de estos sistemas, que en algunos casos son bastante recientes, controlan también la distribución local de las manifestaciones termales superficiales, en varias áreas geotermales.

Como consecuencia de esta extensión, que alcanzó su intensidad máxima en el Plioceno superior, se han desarrollado además a lo largo de la cordillera numerosas cuencas (graben) menores, que constituyen estructuras especialmente favorables al emplazamiento de sistemas hidrogeológicos. Cuando estos sistemas, están ligados a una fuerte anomalía térmica dan lugar a áreas geotermales de posible importancia económica. Este es el caso del campo geotérmico de El Tatio localizado en un graben N-S, cuya subsidencia ha sido de más de 2.000 m. y el cual está subdividido en bloques menores debido a la acción de fallas de los sistemas secundarios NW-SE y NE-SW.

El origen de estas cuencas cordilleranas, algunas correspondientes a salares, puede deberse en determinados casos a la acción conjunta de la extensión Plioceno-cuaternaria y de procesos tecto-volcánicos. Corrientemente ellas se encuentran rodeadas de volcanes cuyos centros de emisión deben ubicarse a lo largo de fracturas que han permitido el ascenso de los magmas hasta la superficie. Tales fracturas podrían ser también atribuidas a márgenes de grandes calderas, posiblemente ligadas a la emisión de las ignimbritas; o bien, a los distintos sistemas de fallas de tensión de los bordes de bloques en subsidencia.

La franja volcánica del Cenozoico superior sobreyace a una activa zona de subducción de la litosfera oceánica (Placa de Nazca) a lo largo del plano de Benioff, cuya inclinación de 25 a 30° al Este está bien definida por la distribución en profundidad de los focos sísmicos. En efecto, de acuerdo con Kausel y Lomnitz (1968) y James (1971) los focos sísmicos a profundidades menores de 100 km. se ubican principalmente en la costa del Pacífico, los focos intermedios (100 a 300 km), que son los más numerosos, se distribuyen bajo las partes más altas de los Andes, donde la corteza continental

alcanza un espesor de 50 a 70 km (Dragicević, 1974), en tanto que unos pocos sismos profundos registrados (hasta unos 600 km) se ubican prácticamente en su totalidad por debajo del ante país andino.

Sobre la base de estos antecedentes geofísicos, además de datos de carácter geoquímico se han postulado los siguientes modelos principales para explicar la petrogénesis de estas rocas calcoalcalinas:

1) fusión de la litósfera oceánica en subducción bajo los Andes (Dickinson, 1970). 2) fusión anatéctica parcial de la corteza continental (Fichler y Zeil, 1972), y 3) fusión de la placa oceánica y posterior contaminación de los magmas en su ascenso a través de la corteza continental, por fusión parcial de ésta (James, op. cit.). Este último modelo parece ser a la luz de los antecedentes con que se cuenta actualmente, el más aceptable.

Modelo interpretativo de la actividad geotermal.-

La existencia de áreas con actividad geotermal está condicionada principalmente por los siguientes factores: una fuente generadora de calor y un sistema hidrogeológico conexo.

- Fuente de calor: la constante ocurrencia de áreas termales a lo largo de la franja volcánica Plioceno-cuaternario es una clara evidencia de que la fuente generadora de calor debe buscarse en la misma actividad volcánica reciente, en la que predominan las riolitas dacitas y andesitas. Las magmas ácidos o intermedios ricos en sílice tendrían una mayor probabilidad de situarse más superficialmente y por lo tanto ser más propicios para generar calor que los magmas basálticos. Además, de acuerdo con Ishikawa (1970), la viscosidad de los magmas ácidos permite que se mantenga una conexión entre la cámara magmática y el centro de emisión después de haber cesado la actividad volcánica, fenómeno que probablemente no ocurre con los magmas basálticos por ser más fluidos.

Por otra parte, si consideramos la migración hacia el Este que ha tenido el magmatismo en esta región durante el Mesozoico y el Terciario inferior y medio, es posible que debajo de la franja volcánica Plioceno-cuaternaria existan intrusivos graníticos o dacíticos emplazados en la cercanía de la superficie y que aún están en proceso de solidificación y enfriamiento; de estos intrusivos podría provenir en el presente una importante cantidad de calor.

Las anomalías térmicas debidas, ya sea a cámaras magmáticas relacionadas con actividad volcánicas o a intrusivos hipabisales actualmente en solidificación, estarían restringidas al radio de influencia de tales cuerpos magmáticos. Desde éstos el calor sería transferido, principalmente por conducción, a las rocas circundantes hasta donde pueden penetrar las aguas infiltradas desde la superficie. En esta forma pueden ser calentadas hasta temperaturas cercanas a los 400° C y transmitir, el calor, mayormente por

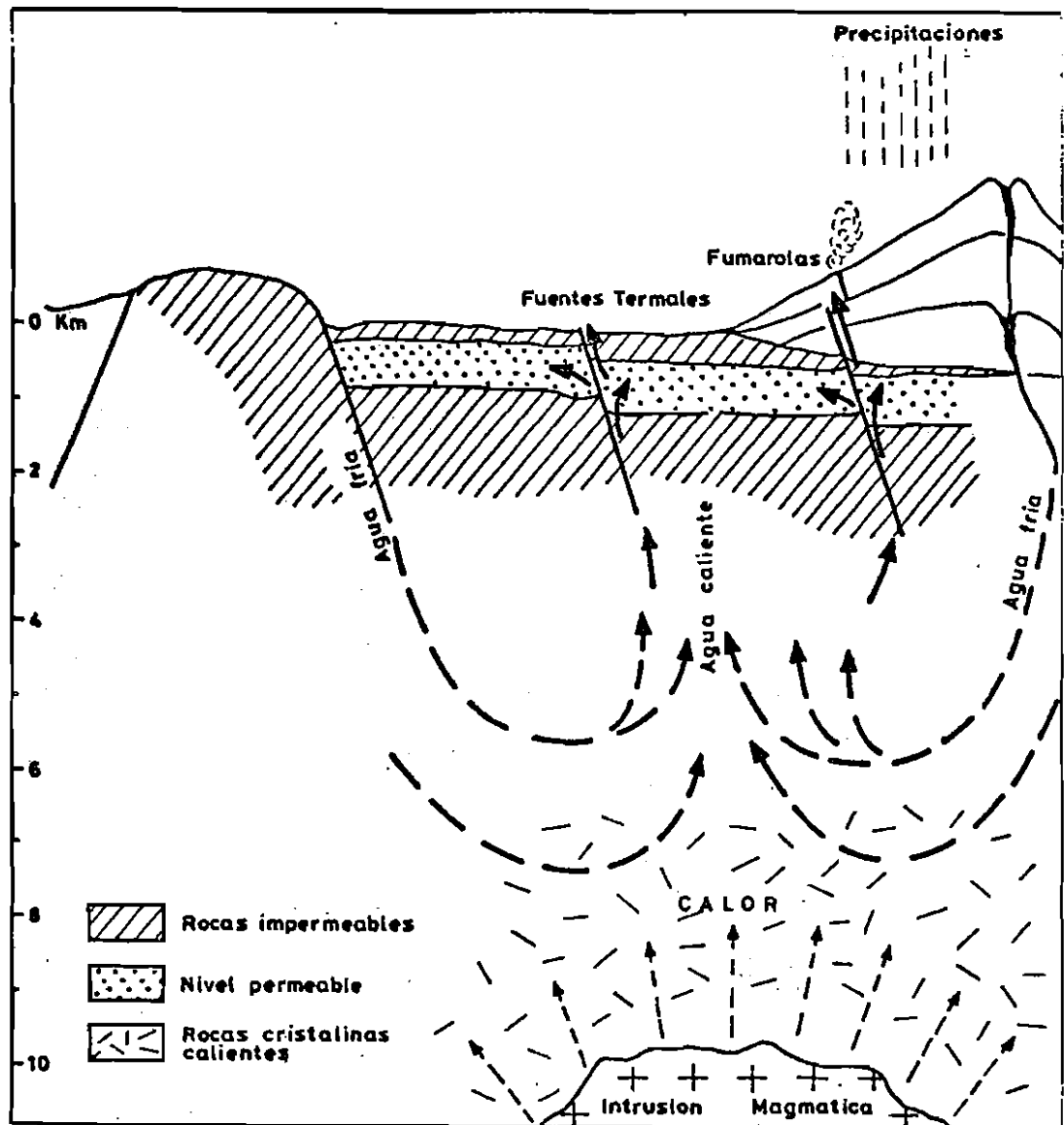


Fig. 6.- Modelo de Sistema Geotermal.

convención a los acuíferos superiores, los que pueden alcanzar en las zonas de descarga temperaturas incluso algo superiores al punto de ebullición local del agua. (Fig. 6),.

- **Sistemas hidrogeológicos.** La posibilidad de infiltración del agua superficial fría, hasta varios kilómetros de profundidad está controlada por las características litoestratigráficas y tectónicas de las unidades asociadas a la actividad geotermal. Las zonas de recarga se ubican preferentemente en aquellas rocas volcánicas fragmentadas debido a las tensiones producidas durante su enfriamiento. Los diversos sistemas de fracturas producidos durante la extensión Plioceno-cuaternaria facilitan aún más la posibilidad de que el agua penetre hasta profundidades suficientes para ser calentadas por altos flujos calóricos derivados de la actividad magmática.

La menor densidad del agua a altas temperaturas da origen a ciclos convectivos, que la hacen ascender a través de las zonas de mayor permeabilidad, facilitando al mismo tiempo el descenso de agua fría. En los niveles permeables, ya sean sedimentos piroclásticos no soldados, flujos de lavas o ignimbritas con diaclasas de enfriamiento, o bien contactos entre diferentes flujos, el agua caliente puede extenderse lateralmente por varios kilómetros, perdiendo de este modo gran parte de calor inicial.

La situación anteriormente expuesta no ocurre si los acuíferos están circunscritos a áreas más restringidas, como ser antiguas calderas volcánicas, pequeñas cuencas producidas por los efectos compresivos de la fase del Mioceno superior, o grabenes menores desarrollados durante la extensión Plioceno-cuaternaria como ocurre en el campo geotérmico de El Tatio.

CONCLUSIONES

La actividad geotermal en el Norte de Chile se distribuye en la Alta Cordillera, a lo largo de la franja volcánica Plioceno-cuaternaria. Esta actividad este representada por áreas de alteración hidrotermal y fuentes termales, cuya agua proviene fundamentalmente de las precipitaciones de la zona. Sus constituyentes químicos han sido removidos de las rocas a través de las cuales el agua caliente ha circulado.

La consistente ocurrencia de las áreas geotermales a través de la franja volcánica Plioceno-cuaternaria constituye una clara evidencia de que la fuente de calor de estas áreas, corresponde al mismo magmatismo que ha dado origen a las riolitas, dacitas y andesitas de ese episodio volcánico. Es posible también, que debajo de esta franja existan intrusivos hipabisales en proceso de enfriamiento, los cuales si son a lo menos del Mioceno superior, esto es más jóvenes que 7,0 m.a. (Ishikawa, 1970) podrían estar proporcionando calor en el presente.

El Volcánismo Plioceno-cuaternario se superpone a otro episodio volcánico, pre-pliocénico o miocénico, constituido por flujos de ignimbritas y lavas andesíticas plegadas en estructuras NW-SE, durante la compresión del Mioceno superior (Fase Quechua). A continuación de esta fase compresiva se inicia un período de actividad tectónica destensiva en sentido E-W, caracterizada por importantes desplazamientos diferenciales de bloques que han dado origen a los principales rasgos morfo-estructurales de la región.

La extensión Plioceno-cuaternaria, cuya máxima intensidad se estima que fue alcanzada en el Plioceno superior, dió origen a sistemas de fallas normales principalmente N-S y a sistemas secundarios NW-SE y NE-SW, que permitieron el ascenso de los magmas hasta la superficie. Además de controlar el volcánismo de esta región,

estos sistemas de fallas han dado lugar a la formación de estructuras especialmente grabenes menores en los cuales se ubican los sistemas geotermales; al mismo tiempo que favorecen la infiltración del agua en profundidad y su ascenso hacia los niveles superiores, controlando incluso la distribución de las fuentes termales en la superficie.

REFERENCIAS

- Armbrust, G., Arias, J., Lahsen, A. y Trujillo, P., 1974.
Geochemistry of the hidrothermal alteration at the El Tatio Geothermal Field, Chile. Simp. Int. Volc. Stgo. Chile (pre print).
- Bruggen, G., 1950.
Fundamentos de la Geología de Chile, Inst. Geogr. Militar, Stgo. Chile. 365 págs.
- Charrier, R., 1973.
Interruptions of spreading and compressive tectonic phases of the Meridional Andes; Earth Planet. Sci., Let. 20, p. 242-249.
- Craig, H., 1963.
The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in Nuclear Geol. on Geoth. Areas, Pisa, Cons. Naz. Rich p. 17-23.
- Dickinson W.R., 1970.
Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geophys and Space Phys. 8, 4., p. 813-860
- Dragicević, M., 1974.
Carta gravimétrica de América del Sur. Univ. de Chile, Depto. Geofís. publ. Nº 167. 14 págs.
- Ellis J. y Mahon, A., 1967.
Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Geoch. Cosmoch. Acta 31 p. 519-539.
- Ellis J., 1970.
Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. Geothermics: Special Issue 2-2 (1) p. 516-528.
- Fournier, P., y Truesdell, A., 1973.
An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geoch. Cosmoch Acta. 37, p. 1255-1275.

- Fournier, P., y Truesdell, A., 1970.
 Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park. Geothermics, Special Issue 2-2 (1) p. 529-541.
- Gonzalez, O., 1972.
 Distribution, Migration and Tectonic Central of Upper Cenozoic Volcanism in West Antarctica and South America, in Adie, 1972, Ant. Geol. Geophys. Univ. For la- gest. Oslo.
- Guest, J. E., 1968.
 Banded pumica in a Chilean ignimbrite. Geol. Mag. p. 105, 2 p. 177-184.
- Guest, J. E., 1969.
 Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, Northern Chile. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, p. 337-372.
- Instituto de Investigaciones Geológicas, 1968.
 Mapa Geológico de Chile, escala 1: 1.000.000. Santiago - Chile.
- Ishikwa, T., 1970.
 Geothermal field in Japan considered from the geological and petrological View point. Geothermics, Special Issue p. 1205-1211.
- James, D. E., 1971.
 Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Amer. Bull 82 p. 3325-3346.
- Katsui, Y., y González, O., 1968.
 Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata. Univ. Chile. Depto. de Geol. Stgo., Chile Publ. Nº 29.
- Kausel, E., y Lomnitz, C., 1968.
 Tectonics of Chile. Pan.Amer. Symp. Upper Maule, Mexico.
- Lahsen, A., 1969.
 Geología del Area comprendida entre El Tatio y los Cerros de Ayquina. Inf. inéd. Com. Geot. CORFO.
- Lahsen, A., 1973.
 Geología de Puchuldiza. Inf. Inéd. Com. Geot. CORFO.
- Lahsen, A., in Davidson, J. y Lahsen A., 1974.
 Antofagasta-Tatio. Laco. Guide Book, Symp. Int. Volc. Stgo. Chile.

- Lahsen, A., 1974 a.-
Geothermal explorations in Northern Chile. Circumpacific. En Min. Res. Conf. Honolulu (en prensa).
- Lahsen, A., 1975.
La energía geotérmica y sus posibilidades de desarrollo en Chile. Inst. Ing. de Minas de Chile XXX., 132, Minerale. p. 11-21.
- Lahsen, A., y Trujillo, P., 1975.
El Tatio Geothermal Field II U.N. Symp. Dev. Util. Geoth. Res. San Francisco, Calif. 1975 (en prensa).
- Lee and Uyeda, 1965.
Review of heat flow data Wash. Amer. Geophys. Union Chap. 6.
- Mahon, A., 1966.
Silica in hot water discharged from drill holes at Wairakei New Zealand Jour. Sci. 9, p. 135-144.
- Pichler, H. y Zeil, W., 1972.
The Cenozoic rhyolite - andesite association of the Chilean Andes. Bol. Volc. 35, p. 424-452.
- Ruiz, C., 1965.
Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Invest. Geol. 305 págs.
- Rutland, R., Guest, J., y Grasty, R., 1965.
Isotopic age and Andean uplift. Nature 208 p. 677-678.
- Salas, R., Kast, F., Montecinos, F., y Salas, I., 1968.
Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Inst. Invest. Geol. Chile. Bol. 21, 14 págs.
- Schwab, K., y Lippolt, H., 1970.
K- Ar Mineral Ages and Late Cenozoic History of the Salar de Cauchari Area. (Argentina Puna) Symp. Int. Volc. Stgo. Chile (pre - print).
- Siegers, A., Pichler, H. y Zeil, W., 1968.
Trace elements abundances in the "Andesite" Formation of Northern Chile. Geoch. Cosmoch. Acta 33. p. 882-887.
- White, D., 1970.
Geochemistry applied to discovery, evaluation, and exploration of geothermal energy resources. Geothermics, special Issue 2.1 p. 58-80.