

**4-16** GEOQUIMICA DE ROCAS GRANITICAS DEL BATOLITO COSTERO  
DE LA HOJA DE CHAÑARAL, III REGION DE ATACAMA - CHILE

N. Guerra S.\*  
P. Campano B.\*  
C. Palacios M.\*\*

R E S U M E N

Se da a conocer la abundancia y distribución de Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn, en cuarenta y cuatro muestras de rocas del Batolito Costero del área de Chañaral.

Las muestras varían, en edad, desde el Paleozoico Superior al Mesozoico Inferior y corresponden petrográficamente a granodiorita, tonalita y monzonita cuarcífera.

Se comparan los contenidos promedio de elementos trazas con aquéllos del Batolito de la Cordillera de la Costa de Chile Central, obteniéndose para rocas paleozoicas de la zona de estudio una mayor abundancia de Ni, Co, Rb, Ba menor concentración de Sr, V y contenidos similares de Cr. Esta misma tendencia se mantiene al comparar los promedios con aquéllos disponibles para rocas graníticas paleozoicas de la Península de Mejillones y Limón Verde, en la región de Antofagasta.

Estudios geoquímicos basados en diagramas triangulares de Sr-Ba-Rb y Ni-V-Co, con rocas paleozoicas superiores y mesozoicas inferiores, permiten separar las muestras en dos campos característicos, de acuerdo a sus respectivas edades. Lo anterior induce a pensar en la existencia, en esta región, de algún mecanismo fundamental de generación de magma, asociado principalmente a procesos tectono-magmáticos implicados en la transición del Ciclo Hercínico al Ciclo Andino.

A B S T R A C T

This paper deals with the distribution of Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu and Zn, in 44 samples of coastal plutons in the Chañaral area.

The samples exhibit ages from Upper Paleozoic to Late Mesozoic and consist mainly of granodiorite tonalite and quartz-monzonite.

The content of trace elements are compared with data from coastal intrusive bodies of Central Chile. The paleozoic rocks of the Chañaral area present a higher content of Ni, Co, Rb, and Ba; lower contents of Sr and V; and similar contents of Cr with respect to the Central Chile rocks.

The same trend is observed when comparing our data with data from the Mejillones and Limón Verde intrusive Paleozoic rocks.

Geochemical interpretation based in Sr-Ba-Rb and Ni-V-Co triangular diagrama with Upper Paleozoic and Late Mesozoic rocks make it possible to group the samples in two fields, according to their ages. This suggests a mechanism of magma genesis related mainly to tectonic and magmatic processes of the Hercinian-Andine cycle transition.

\* Departamento de Geociencias, Universidad del Norte-Chile

\*\* Institut für Angewandte Geologie, Freie Universität Berlin.R.F.A.

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

Durante los últimos años, numerosos estudios sobre los Andes Centrales se han orientado principalmente al conocimiento de la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas (Dostal et al., 1977; Pichler et al., 1972a, 1972b; Thorpe et al., 1976; Mc Nutt et al., 1975; Campano et al., 1976; Palacios, 1978). Sin embargo, las rocas plutónicas, menores en expresión areal, pero de evidente importancia debido a su estrecha conexión con la génesis de importantes yacimientos minerales, no han recibido la misma dedicación, especialmente en lo concerniente a la geoquímica.

Este trabajo se propone contribuir al conocimiento sobre la abundancia y distribución de algunos elementos trazas alcalinos, alcalino-térreos y de transición.

Criterios geoquímicos preliminares nos han permitido seleccionar una serie de elementos (Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn), primeramente por su conducta en los procesos endógenos, particularmente por su implicancia en los procesos petrogenéticos y, en segundo lugar porque dichos elementos presentan condiciones de análisis relativamente sencillas y no requieren de equipos ni técnicas sofisticadas que pudieran dificultar la obtención de la información geoquímica básica.

Creemos que ambos factores son importantes para iniciar futuras investigaciones cuyo campo de desarrollo se presenta complejo. Esta complejidad que surge al estudiar el plutonismo de este sector de los Andes es aún más marcada cuando se trata de desarrollar estudios a escala de detalle (Zeil et al, 1980).

El área de estudio se ubica entre los 26°00' y 27°00' Lat.S y está comprendida entre la Cordillera de la Costa y el rasgo estructural más sobresaliente del sector, que es la falla de Atacama. Desde el punto de vista geológico, dicha área corresponde a un sistema intrusivo elongado en dirección NNW-SSE, paralelo a la línea de la costa. Los cuerpos plutónicos, cuyas edades varían desde el Paleozoico Superior al Mesozoico,

zoico inferior, han sido emplazados dentro de series de sedimentos pelíticos a cuarcíferos metamorfoseados y plegados de edad principalmente devónica, y sedimentos continentales a marinos de agua someras no metamorfoseados de edad triásica a jurásica (Mercado, 1978).

#### METODO DE TRABAJO

Las interpretaciones y conclusiones geoquímicas del presente trabajo se basan en el análisis petrográfico y químico de 44 muestras de roca, recolectadas a lo largo de perfiles que incluyen diferentes tipos litológicos existentes en la zona. Dataciones radiométricas de Rb/Sr efectuadas por Berg et al. (1983) para rocas de la misma zona de estudio, nos ha permitido asignarles edades correspondientes al Pérmico (4 muestras), Triásico (17 muestras) y Jurásico (21 muestras). Se incluye, además, dos muestras de dique relacionados a la plutonita pérmica y cuya abundancia de elementos trazas se presentan en la tabla 14.

#### M U E S T R E O

La ubicación de muestras se señala en la Fig. 1 (mapa geológico generalizado) y para su recolección se tuvo presente dos criterios importantes. Por una parte que las rocas presentaran un grado mínimo de alteración y, por otro, que la cantidad de muestra fuera lo suficientemente apropiada como para compensar la influencia de la textura de las rocas sobre los resultados analíticos.

#### METODO ANALITICO

El método de análisis químico utilizado, para la determinación cuantitativa de los diez elementos trazas, fue la Espectrofotometría de Absorción Atómica.

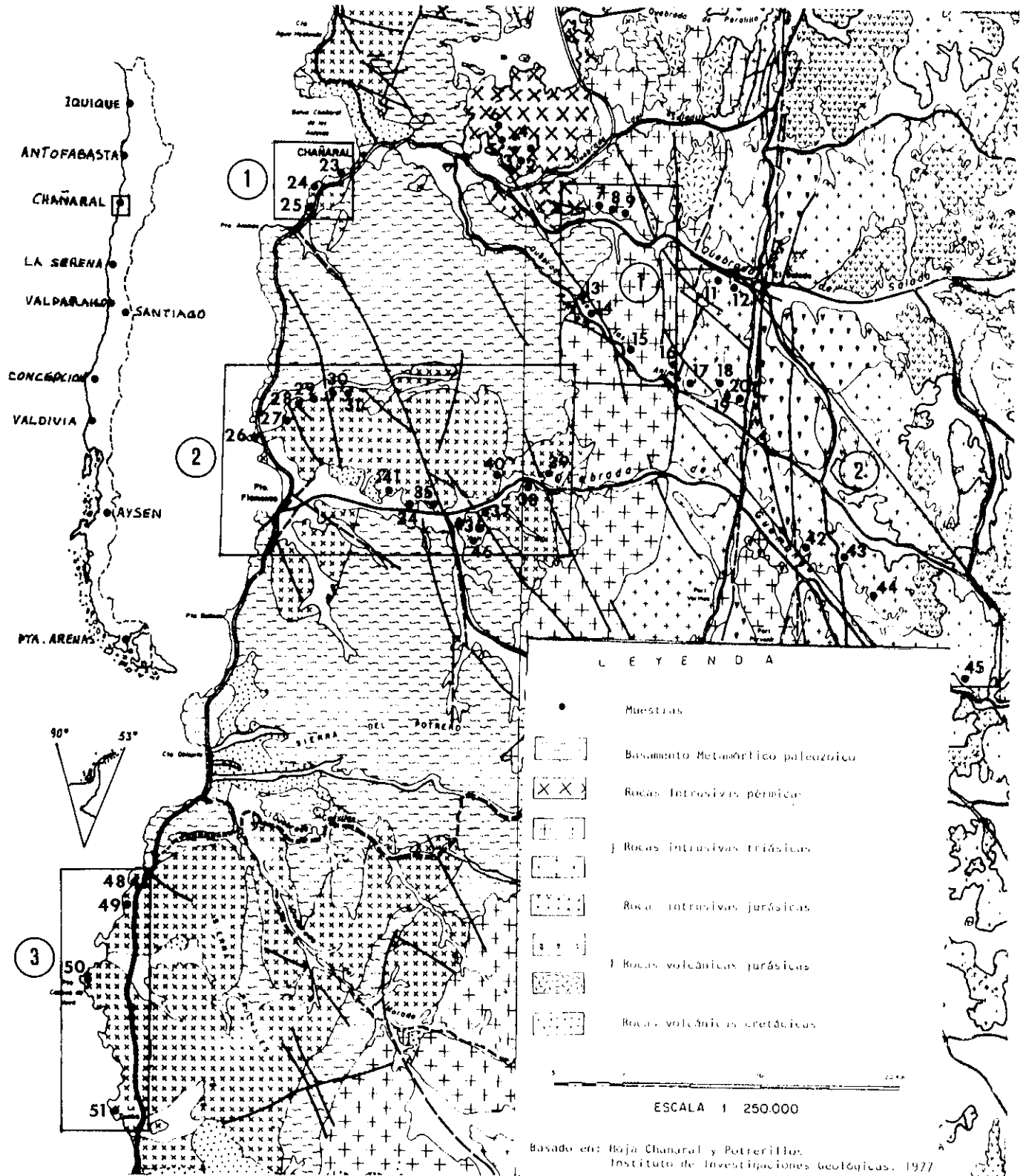


Figura 1.

Las muestras para el análisis fueron preparadas moliendo alrededor de 1 Kg. de roca, seguido de un cuarteo que permitió separar 10 g., la que fue sometida a pulverización hasta - 200 mallas.

El tratamiento químico, basado en la digestión y descomposición ácida de 1 g. de muestra (previamente secada a 105° durante 16 horas). se efectuó con una mezcla de HF-HClO<sub>4</sub>-HNO<sub>3</sub>. Posteriormente las sales fueron disueltas en un medio clorhídrico (5%) para un volumen final de 100 ml.

A objeto de minimizar las interferencias causadas por los efectos de matriz fue necesario agregar un 1% de Lantano, tanto a las soluciones de las muestras como a aquéllas de los estándares de rocas internacionales (JG-1 y JB-1, Geological Survey of Japan; Flanagan, 1973).

La precisión estimada de los análisis se basó en seis soluciones distintas de una misma muestra, obteniéndose valores variables entre 2 y 7% según la naturaleza del elemento. La exactitud fue evaluada con referencia a los estándares japoneses JG-1 y JB-1; lográndose cifras de un 3 a 9% de aquellos valores recomendados por Flanagan (1973), (Tabla 1).

TABLA 1.- EXACTITUD Y PRECISION EN METODO ANALITICO

	E X A C T I T U D			PRECISION*
	Este Trabajo <sup>+</sup>	JG-1°	JB-1°	
Li	93	100		2%
Rb	175	185,5		2%
Sr	192	184		4%
Ba	412	450		7%
V	310		300	3%
Cr	406		417	4%
Co	41		39	2%
Ni	143		139	2%
Cu	48		52	2%
Zn	87		83	3%

+ en ppm;

° Flanagan, 1973; en ppm

\* Error estándar o desviación estándar relativa

## P E T R O G R A F I A

En la zona de estudio aparecen numerosos plutones con una clara variación composicional. En general, éstos varían petrográficamente desde composición gabro-diorita a miembros de la familia del granito (grano grueso, leucocráticos y más o menos equigranulares).

Las muestras del Paleozoico Superior (pérmicas) corresponden principalmente a granitos y, en menor grado, a granodioritas.

En orden de abundancia relativa decreciente estas rocas están constituidas por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y anfíbola. Los minerales accesorios más comunes son la apatita, zircón, esfena, turmalina y minerales opacos. Como producto de la alteración de feldespatos y minerales ferromagnesiano aparecen sericita y clorita, respectivamente. Este plutón pérmico se encuentra atravesado por numerosos diques aplíticos de composición ácida y de potencia variable entre 0.5 y 1 m. Sus feldespatos alcalinos se caracterizan por presentar textura perfitica y, ocasionalmente, con bordes mirmequíticos.

Para el conjunto de las muestras de rocas asignadas al Mesozoico Inferior (triásicas y jurásicas), los tipos litológicos más característicos están representados por tonalita, granodiorita y diorita cuarcífera (en menor grado). En cuanto a la composición de sus constituyentes esenciales, ésta es muy similar a aquélla del Paleozoico Superior; pero comparativamente varía en su abundancia modal.

En la tabla 2, se representa la abundancia modal de 12 muestras. En base a la nomenclatura de International Union of Geological Sciences (Streckeisen, 1976) se representa en la Fig. 2, la distribución de 4 muestras del Paleozoico Superior, 14 del Mesozoico Inferior y las 2 muestras de diques aplíticos.

Tabla 1. COMPOSICION MODAL DE 12 ROCAS GRANITICAS UBICADAS ENTRE LOS 26°00' - 27°00' LAT. S. Y 70°05' - 70°50' LONG W.

EDAD :	Pz	Pz	Pz	Pz	Tr	Tr	Tr	J	J	J	Pz	Pz
NUMERACION :	GCH-1	GCH-2	GCH-4	GCH-6	GCH-9	GCH-20	GCH-45	GCH-28	GCH-29	GCH-30	GCH-3	GCH-5
UBICACION :	Qda. Saladito	Qda. Saladito	Qda. Saladito	Qda. Saladito	Qda. del Salado	Qda. Las Animas	Qda. de Guamanga	Qda. Animas Viejas	Qda. Animas Viejas	Qda. Animas Viejas	Qda. de Saladito	Qda. de Saladito
TIPO DE ROCA:	Granito de Biotita	Granito de Biotita	Granito de Biotita	Granito de Biotita	Granodiorita Anfíbol	Granodiorita Anfíbol	Monzodiorita Cuarzifera	Tonalita de Biotita y Anfíbol	Tonalita de Anfíbol y Biotita	Tonalita de Anfíbol	Dique Aplítico	Dique Aplítico
Qtz	28.6	29.0	31.4	32.6	18.9	20.0	15.3	20.0	17.0	22.0	38.3	39.1
Plag.	19.3	24.0	22.4	22.7	40.0	54.0	56.9	45.0	44.5	46.0	18.9	21.0
K-fds	33.4	38.0	39.2	34.8	11.1	22.0	11.1	5.0	6.5	4.0	29.8	32.1
Bio	7.1	4.5	4.7	5.3	11.1	-	5.6	14.5	14.0	12.0	10.1	4.3
Amp	2.0	3.5	1.1	2.4	15.6	4.0	8.3	14.0	16.0	15.1	1.0	1.2
Mt	0.9	1.0	1.2	1.2	3.3	-	2.8	1.5	2.0	0.9	1.9	2.3

Qtz: Cuarzo; Plag: Plagioclasa; K-fds: Felspatio alcalino; Bio: Biotita; Amp: Anfíbol; Mt: Magnética;

Pz: Paleozoico; Tr: Trías; J: Jurásico

Los resultados se basan en conteo de 1000 puntos por muestra.

- Rocas pérmicas
- ⊛ Rocas triásicas
- ✱ Rocas jurásicas
- † Diques

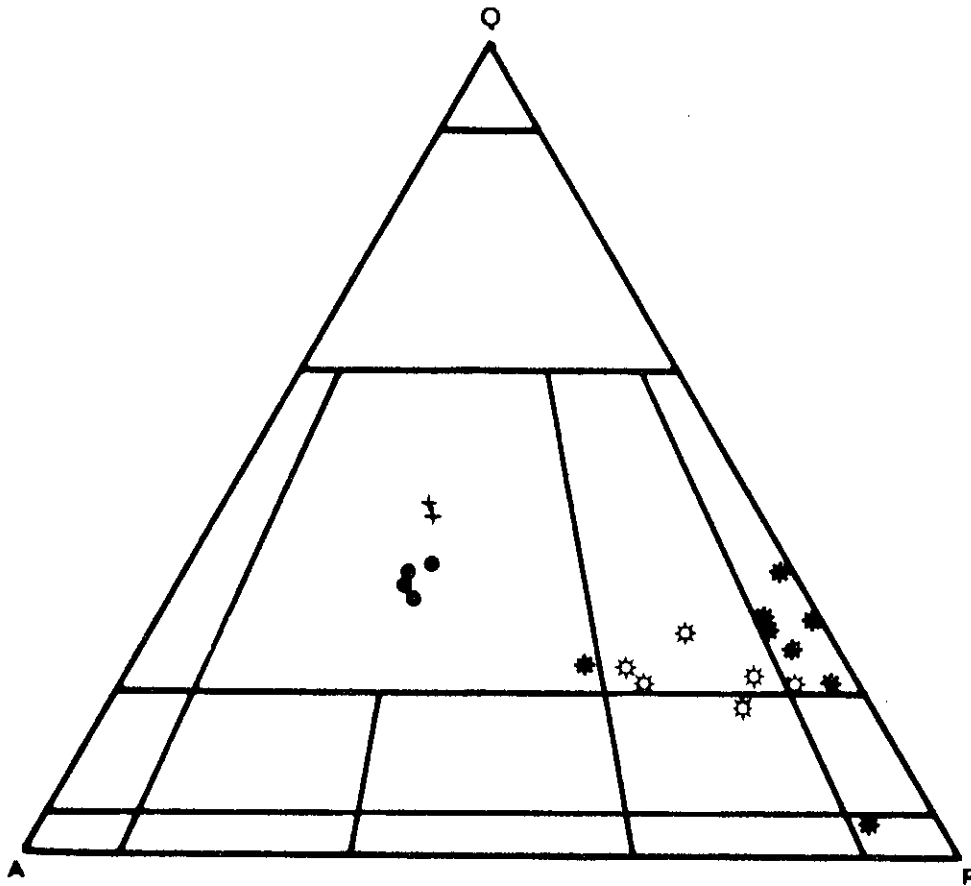


Fig. 2.



## GEOQUIMICA - ABUNDANCIA Y DISTRIBUCION

En la tabla 3, se muestra los contenidos promedios de elementos trazas para los distintos tipos de rocas. Un resumen de los valores de coeficientes de correlación obtenidos para algunos pares de elementos en rocas de distintas edades, se presentan en la Tabla 4.

En este estudio, y en atención a sus propiedades geoquímicas, los elementos trazas se han separado en tres grupos.

### Elementos Calcófilos (Cu y Zn).

Los contenidos de Cu en los distintos tipos de roca del batolito varía entre 1.8 y 75 ppm; correspondiendo, a las rocas pérmicas el promedio más bajo (4.0 ppm). En cambio las rocas triásicas y jurásicas presentan promedios iguales a 31 y 24 ppm respectivamente (tabla 3).

En cuanto al Zn, sus concentraciones varían entre 11 y 87 ppm. El promedio más bajo corresponde a las rocas pérmicas (42 ppm); mientras que las rocas triásicas y jurásicas tienen promedios superiores e iguales a 45 y 59 ppm, respectivamente.

Cotejando los promedios de Cu y Zn del presente trabajo con aquéllos de Ishihara et al. (1984), para rocas graníticas paleozoicas y jurásicas, se encuentra una gran similitud entre ellos (tabla 5).

En comparación con el promedio de las granodioritas circumpacíficas (Taylor, 1969), se observa que las rocas graníticas paleozoicas tienen un valor promedio de Cu inferior; mientras que en las jurásicas son similares (Tabla 6).

Asimismo, los valores de Cu y Zn en las rocas mesozoicas inferiores son muy cercanos al promedio mundial de los granitoides con más de 1% de Ca (Turekian y Wedepohl, 1961). (Tabla 6).

A pesar de que el comportamiento geoquímico del Cu durante los procesos magmáticos no está totalmente claro, sin embargo se puede pensar que este elemento se encuentra en el fundido silicatado en sus dos estados de oxidación (+1 y +2) y, de esta manera, incorporado en numero-

los minerales comunes de las rocas ígneas (piroxenos, plagioclasas y apatita); reemplazando principalmente al  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Ca}^{++}$  y  $\text{Na}^+$ . Por otra parte, el Cu presenta una mayor afinidad que el Zn por el azufre, siendo favorecida esta tendencia calcófila tanto por la naturaleza de sus fuerzas de enlace con el S como por la abundancia relativa de éste en el magma. De manera que es común que tenga lugar durante los procesos petrogenéticos separaciones de fases sulfuradas de Cu, las que pueden ocurrir como pequeñas inclusiones microscópicas o submicroscópicas en los silicatos; principalmente en los minerales micáceos (Zlobin et al., 1965).

En lo que concierne al Zn, éste presenta además de una tendencia calcófila un mayor carácter litófilo. Esto último estaría controlando su comportamiento geoquímico durante los procesos petrogenéticos, fundamentalmente, sobre la base de los principios clásicos de sustitución de Goldschmidt, en que el Zn será "camuflado" en los sitios ocupados por  $\text{Fe}^{++}$  de las estructuras de los silicatos y óxidos. De este modo, es característico que en rocas máficas sea la magnetita (coordinación 4) el principal mineral concentrador de Zn. En cambio, una gran proporción de Zn en rocas graníticas, gneis y esquistos micáceos se encuentra en la fracción de biotita (Heinrichs et al., 1980).

Un análisis de la tabla resumen de los coeficientes de correlación (Tabla 4), para rocas de distintas edades, nos permite observar que entre el Cu y Zn existe una correlación positiva y alta. En relación con elementos de reconocido carácter litófilo (Rb y Ba) podemos constatar que, independientemente de la edad de las rocas, tanto el Cu como el Zn se correlacionan negativamente con el Rb; mientras que con el Ba sólo las pérmicas se correlacionan positivamente, en tanto que las triásicas y jurásicas lo hacen negativamente. Por otra parte, el Cu y el Zn presentan en los grupos de rocas de diferentes edades correlaciones positivas con elementos ferromagnesianos (Ni, Cr y V).

Lo anterior nos lleva a pensar que el mayor o menor grado de dependencia que reflejan estos valores de coeficientes de correlación sería

más bien una consecuencia de la sustitución iónica en la estructura silicatada más bien que de la similitud en el comportamiento geoquímico. Es interesante mencionar en esta oportunidad la variación que experimentan los valores promedios de la razón Cu/Zn en las rocas graníticas del presente estudio (Tabla 7).

Comporándolas con los valores promedios obtenidos por Campano et al. (1976), para rocas ígneas del Norte de Chile comprendidas entre los 22°00' y 26°00' Lat S (Tabla 8); y con aquéllos de Chile Central entre los 33° y 34° Lat. S (Oyarzún, 1971), (Tabla 9), se puede constatar que existe una marcada diferencia, principalmente en el promedio de las rocas del Paleozoico Superior, lo que podría reflejar, tal vez, el resultado de la compleja naturaleza de los procesos tectono-magmático implicados en la génesis de estas rocas. Así, en el caso de las rocas ígneas del Norte de Chile, el mecanismo principal de diversificación magmática pudo haber sido un proceso normal de diferenciación fraccionada, con o sin participación significativa de asimilación de material cortical. Es común que los magmas calcoalcalinos, característicos de zonas de márgenes continentales activos, presenten contenidos importantes de S, los que habrían causado la segregación de pequeños granos de fases sulfuradas de cobre bajo ciertas condiciones y, en otras, la deposición de importante volumen de minerales de mena. En cambio el Zn, dado su mayor carácter litófilo tendería más bien a dispersarse en las estructuras cristalinas de los silicatos. Esto explicaría, en cierta medida, los contenidos promedios altos de la razón Cu/Zn para las rocas del Norte de Chile.

En cambio para el área de Chañaral, los valores de esta razón son inferiores, lo que podría reflejar la diferencia en el estilo del magmatismo de esta área, cuya naturaleza es predominantemente granítica, derivada, tal vez, por un proceso de fusión fraccionada de los distintos materiales de la corteza subyacente.

#### Elementos Litófilos (Li, Rb, Sr y Ba)

Las concentraciones de Li varían entre 8 y 87 ppm para rocas del batolito. El mayor contenido promedio corresponde a las rocas pérmicas

(60 ppm), luego disminuye notoriamente en las rocas triásicas y jurásicas a 19 y 26 ppm respectivamente. Para estas últimas su nivel promedio de concentración es muy similar a aquél de las granodioritas circumpacíficas de Taylor (25 ppm).

Los valores promedios de este trabajo no difieren sensiblemente de aquéllos proporcionados por Ishihara et al. (1984) para rocas de tipo y edad similares; particularmente para aquéllas del Jurásico. Sin embargo entre las paleozoicas la diferencia es mayor (Tabla 5).

Desde el punto de vista cristalóquímico, el Li puede ser incorporado en ciertos minerales ferromagnesianos (piroxenos y anfíbolos) por sustitución de  $Mg^{++}$  y  $Fe^{++}$ . No obstante su concentración puede verse incrementada sólo moderadamente al comienzo en los líquidos residuales magmáticos, pudiendo alcanzar, posteriormente una mayor concentración como consecuencia del fraccionamiento de plagioclasas, en las cuales el Li no es admitido fácilmente. En tales circunstancias, las altas concentraciones de Li podría llegar a constituirse en un importante factor indicativo de un extremo fraccionamiento.

Strock (1936), Shaw (1954) y Horstmann (1956) reportan contenidos promedios de Li en lutitas del orden de 57,55 y 66 ppm respectivamente. En consecuencia valores altos de Li (60 ppm) para rocas pérmicas puede ser indicativo de la derivación de magma de composición granítica a partir de una fuente sedimentaria (Taylor, 1966). Sin embargo, la diferencia entre el valor promedio mundial de Li (30 ppm) para rocas graníticas (Taylor, 1966) con el obtenido para las rocas pérmicas, no puede ser considerado determinante como para excluir el mecanismo de la cristalización fraccionada de un magma parental básico como probable proceso generador de magma granítico.

El análisis de los coeficientes de correlación de las rocas pérmicas, triásicas y jurásicas, nos permite establecer que el conocimiento del grado de dependencia entre el Li y Rb en estas rocas, puede ser un criterio útil para interpretaciones petrogenéticas. En efecto, rocas

triásicas y jurásicas presentan valores de coeficiente de correlación positivos y bajos, particularmente en las triásicas. Sin embargo, en las rocas pérmicas se tiene un coeficiente de correlación negativo (-0.42), lo que podría implicar que para la génesis de estas rocas el rol de la diferenciación fraccionada fue menos significativa. Por el contrario, los coeficientes de las rocas triásicas y jurásicas son más consistente con una evolución petrológica que implique un proceso de cristalización fraccionada, lo que reflejaría en cierto modo un mayor grado de coherencia geoquímica entre ambos elementos, principalmente durante las etapas tardías de la diferenciación magmática, en donde la biotita se transforma en el principal mineral concentrador de Rb y Li (L. Lebedeva y L. Shatkova, 1975).

El rango de concentración de Rb en rocas de distintos tipos y edades del batolito varía entre 5 y 271 ppm. Las rocas pérmicas muestran en general concentraciones anormalmente altas, con un promedio de 239 ppm. Estos valores promedios decrecen a 68 y 73 ppm para rocas triásicas y jurásicas, respectivamente. Tendencias promedios similares se observan para rocas paleozoicas y jurásicas proporcionados por Ishihara et al. (1984): 123 y 53 ppm respectivamente. Sin embargo, para rocas graníticas paleozoicas de Chile Central (López et al., 1979), Limón Verde y Península de Mejillones (Baeza, 1984), los contenidos promedios son menores e iguales a 74, 81 y 41 ppm respectivamente (Tablas 10 y 11).

Por otro lado, el promedio de la razón Rb/Sr en rocas pérmicas es igual a 3.3, siendo marcadamente más alto que aquellos de las rocas triásicas (0,19) y jurásicas (0,29). Una clara diferencia se observa al comparar este valor alto de las plutonitas pérmicas con el de 0.25 para una corteza continental silíca (Faure y Hurley, 1964); lo que podría reflejar para este caso una naturaleza distinta de los materiales de la fuente de los magmas.

A pesar de que la pareja K-Rb ha sido citada muy a menudo como un ejemplo de estrecha coherencia geoquímica, sin embargo en ciertas con

diciones la constancia de esta razón para las rocas ígneas no se cumple. Lo anterior estaría indicando que deberían existir ciertas diferencias químicas que influirían en los valores de esta razón. Al parecer una de las más importantes es la pequeña diferencia en el radio iónico de ambos elementos ( $K^+ = 1,33^{\circ}A$ ;  $Rb^+ = 1,47^{\circ}A$ ).

Como lo ha señalado Taucson (1958), Shaw (1968) y numerosos otros autores, es posible que durante los procesos magmáticos el fraccionamiento de la biotita y del feldespato potásico sea uno de los factores más importantes que controlan la distribución de Rb, por cuanto estos minerales son los principales concentradores de metales alcalinos de las rocas ígneas. Entre ambos minerales es la mica, como se sabe la que tiene una mayor tolerancia para el Rb, puesto que ofrece para los metales alcalinos la coordinación 12.

Datos aportados por Shaw (1968) muestran la variación de los valores de la razón K/Rb, para algunos minerales silicatados más comunes. Se aprecia que, a excepción de la biotita, el resto de los minerales tienen valores similares:

	<u>K/Rb</u>
Biotita	= 80
Feldespato-K, Olivino, Piroxeno	= 200-300
Plagioclasa	= 300
Anfíbola	= 1100

Similarmente, datos de la literatura sobre los valores de coeficientes de partición de Rb para distintas fases mineralógicas demuestran que la biotita es la que presenta el coeficiente mayor (Tabla 12).

Es importante señalar que los procesos post-magmáticos juegan un rol fundamental en la redistribución de numerosos elementos (Ginzburg, 1964), liberándolos de sus retículos cristalinos para luego ser transportados por soluciones acuosas de distinta naturaleza. De esta manera y bajo ciertas condiciones, pueden dispersarse en los minerales de neoformación o llegar a constituir concentraciones de metal de inte-

rés económico.

Como consecuencia de un metamorfismo de alto grado, la biotita puede transformarse (fusión incongruente) en fases de feldespato alcalino, de silicato de aluminio y en una fase acuosa. En tales circunstancias estas distintas fases reflejarán valores de la razón K/Rb muy diferentes. Puesto que los feldespatos alcalinos tiene valores, generalmente, más altos de la razón K/Rb que la biotita (Hier et al. 1964) entonces tal transformación enriquecería, probablemente, la fase acuosa en Rb con respecto al K. Este proceso sería acompañado por una migración ascendente de Rb con respecto al K desde los niveles corticales profundo (Eade et al.; 1966; Lambert, 1967).

Kogarko (1959), Beus y Oyzerman (1965) recopilaron numerosos datos químicos, demostrando que la razón K/Rb disminuye durante el desarrollo metasomático de rocas graníticas.

Por otra parte, el Sr de tamaño intermedio entre el  $\text{Ca}^{++}$  y  $\text{K}^+$ , tiende a sustituirlos en los feldespatos. En las etapas tempranas de la diferenciación magmática es posible que el Sr se incorpore a la plagioclasa, pero se ha constatado que la razón Sr/Ca aumenta durante el fraccionamiento, debido a que el Sr es más grande y tiene menos facilidad que el Ca mismo para incorporarse en los minerales cálcicos. Sólo en las rocas graníticas la razón Sr/Ca comienza a disminuir debido a la presencia de importantes cantidades de feldespato potásico, el que remueve al Sr del magma, que de otro modo se incorporaría en la plagioclasa. (El Bouseily et al., 1975).

A diferencia del Rb, entonces, las posiciones de coordinación 8 en la plagioclasa, apatita y esfeno, y las de K en los feldespatos potásicos, son las de tamaño más apropiadas para el Sr.

Las interpretaciones geoquímicas anteriormente señaladas y cotejadas con los valores negativos de los coeficientes de correlación obtenidos para las rocas del Paleozoico Superior y Mesozoico Inferior demuestran un comportamiento geoquímico diferente para el Rb y el Sr, dependiendo principalmente de la naturaleza de los procesos petroge-

néticos y de alteración que han actuado sobre ellos.

El rango de valores de Sr observados en las rocas del batolito varían entre 10 y 499 ppm. Aquéllas del Paleozoico Superior muestran los contenidos más bajo de Sr, con un promedio de 72 ppm. En cambio, las rocas triásicas y jurásicas presentan mayores concentraciones, con promedio de 363 y 251 ppm respectivamente.

Rocas graníticas paleozoicas de Chile Central (López et al., 1979) y de la II Región de Antofagasta: Limón Verde y Península de Mejillones (Baeza, 1984) presentan contenidos promedios casi 5 veces superiores que aquéllas de Chañaral. Sin embargo, datos publicados por Ishihara et al. (1984) para rocas paleozoicas del área de Chañaral tienen un promedio casi el doble que el encontrado en este trabajo. El promedio para rocas jurásicas de estos mismos autores es muy similar al reportado en el presente trabajo.

En comparación con los contenidos promedios de Sr en granodioritas circumpacíficas (Taylor, 1969) y en rocas graníticas rica en Ca (Turekian y Wedephol, 1961) se puede constatar que, en general, el contenido promedio de Sr en las rocas de distintas edades del batolito de Chañaral son inferiores.

En cuanto a la geoquímica del Sr, como se señaló anteriormente, éste se incorpora de preferencia en la estructura de la plagioclasa. Raras son las concentraciones significativas de Sr en piroxenos y micas. Esto se debería principalmente a sus relaciones de tamaño de los radios iónicos con el Ca y K. Así, al Sr le acomoda mejor la coordinación 8 y 10 con el oxígeno, de manera que las posiciones del Ca en los piroxenos resultan ser demasiado pequeños y aquellas del K en las micas demasiado grandes.

Las concentraciones de Ba varían entre 113 y 763 ppm, para el conjunto de rocas del batolito. Es posible observar variaciones sistemáticas significativas en los promedios de Ba, obteniéndose para rocas pérmicas, triásicas y jurásicas valores de 450, 353 y 304, respectivamente.



En general las rocas estudiadas presentan contenidos en estos elementos superiores a los de rocas del mismo tipo y la misma edad de Chile Central (López et al, 1979), como es el caso de las rocas pérmicas. Por otro lado, tomando en cuenta solamente sus características petrográficas, son también más ricas en los mencionados elementos frente a los promedios circumpacíficos para rocas de este tipo (Taylor, 1969) (Tabla 6). Respecto del comportamiento geoquímico durante los procesos magmáticos, el Vanadio, a semejanza del Titanio y del Fósforo tiende a concentrarse en las rocas básicas, en particular en magmas gábricos. Así, el Vanadio entra como constituyente menor en la estructura de minerales como anfíbolos, clinopiroxenos, magnetita y micas. El Cromo tiene un comportamiento muy semejante al Vanadio, siendo un elemento abundante en las rocas ricas en Olivino.

El Cobalto y el Niquel se concentran preferentemente en las rocas formadas durante el estadio principal de cristalización magmática. Como estos elementos tienen tendencia a formar series de soluciones sólidas con Magnesio y Hierro en los minerales máficos, son muy utilizados en el estudio de los procesos de génesis de las rocas ígneas.

La diferencia entre los contenidos de estos elementos en las rocas estudiadas en este trabajo y las rocas de otros lugares de Chile se aprecia más claramente en los diagramas Cr-Ni y V-Ni, en donde además de notarse una correlación positiva entre dichos valores se puede apreciar que se agrupan en un campo diferente al de las rocas de Chile Central e incluso a las rocas paleozoicas de características similares de otras localidades del Norte como es el caso de las rocas del Limón Verde y Mejillones en la II Región de Antofagasta (Fig. 3 y 4).

Las rocas paleozoicas son las que presentan contenidos más bajos de Ni, Cr, V y Co frente a las rocas triásicas y jurásicas.

Esta diferencia en el quimismo de las rocas paleozoicas frente a las más jóvenes podría relacionarse al diferente esquema tectono-magmático que se postula para dicha época, en la cual, según estudios recientes, habría ocurrido la subducción de una paleocontinente situado al oeste

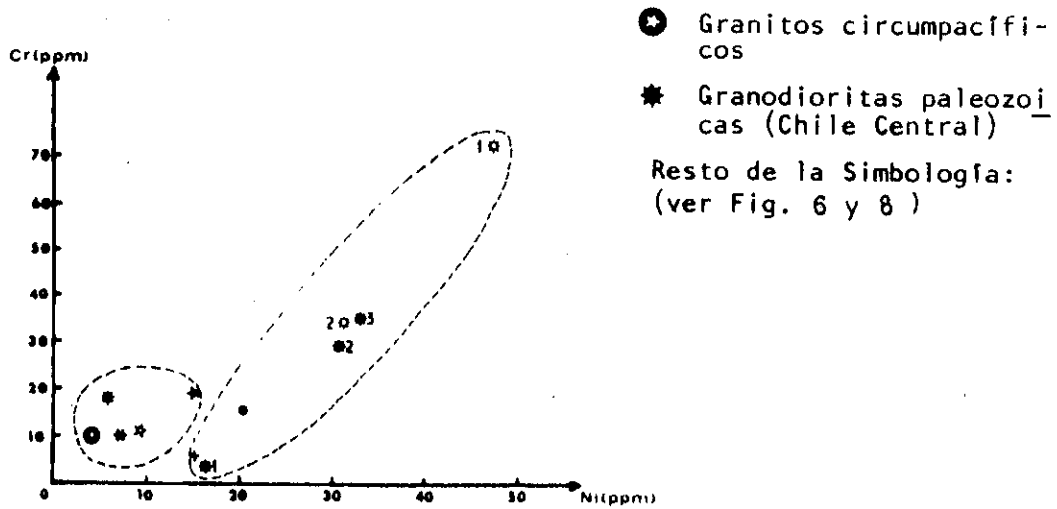


Fig. 3. (promedios)

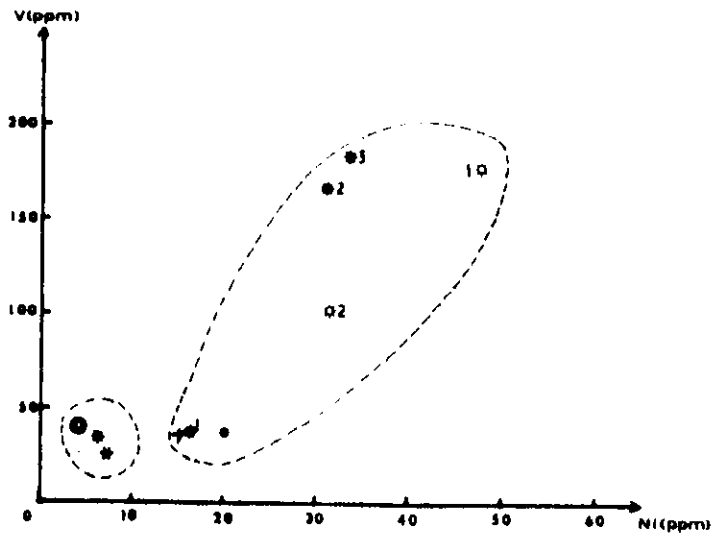


Fig. 4. (promedios) (Simbología ver Fig. 3 y 6)

del actual borde continental sudamericano (Zeil et al, 1978). La subducción de material de la placa oceánica bajo el margen continental habría comenzado recién a partir del Triásico medio a Jurásico.

Las rocas triásicas muestran diferencias geoquímicas entre ellas debido a su diferente petrografía.

Las rocas jurásicas, divididas en tres grupos, según su ubicación geográfica, muestra una polaridad Norte-Sur, notándose un aumento en el contenido de estos elementos a medida que se avanza de Norte a Sur. Esta diferenciación del ciclo intrusivo jurásico estaría mostrando la complejidad de los fenómenos magmáticos involucrados.

Los coeficientes de correlación calculados para estos elementos son positivos y altos para el caso del Ni, Cr y V, lo que se explica por sus comportamientos geoquímicos en los procesos magmáticos y sus características cristaloquímicas.

Las rocas pérmicas son las que presentan coeficientes de correlación más elevados (Ni-Cr = +0,90; Ni-V = +0,99; Cr-V = +0,91). Los coeficientes más bajos son los de las rocas triásicas (Ni-Cr = +0,79; Ni-V = +0,72; Cr-V = +0,52), obteniéndose valores intermedios para las rocas jurásicas (Ni-Cr = +0,88; Ni-V = +0,84; Cr-V = +0,67). (Tabla 4).

Esta diferencia entre los valores altos mostrados por las rocas paleozoicas y aquéllos más bajos de las rocas triásicas y jurásicas, estarían reflejando, en parte, el cambio de quimismo mencionado anteriormente entre el plutonismo paleozoico y el mesozoico debido a los diferentes ambientes tectónicos postulados.

Las razones Ni/Co de las rocas intrusivas de Chañaral fluctúan entre 0.33 para las rocas pérmicas, 1.23 para las rocas triásicas y 0.99 para las jurásicas; todos los valores son inferiores a los reportados por Taylor (1969) para las rocas granodioríticas y graníticas, 1.5 y 2 respectivamente. El valor relativamente bajo encontrado en las pérmicas podría ser un argumento a favor de un origen cortical de es-

En comparación con los promedios para rocas graníticas de Chile Central (López et al, 1979), las rocas del área de Chañaral son menos enriquecidas en Ba, a excepción de aquéllas del Paleozoico. La misma tendencia se observa cuando se compara con granodioritas circumpacíficas de Taylor (1969) y con rocas graníticas ricas en Ca de Turekian y Wedepohl (1961).

Cabe señalar que en las rocas triásicas y jurásicas el Ba presenta con el Rb valores de coeficientes de correlación positivos e iguales a +0.59 y +0.70 respectivamente; en cambio, con los ferromagnesianos (Ni, Cr y V) se correlacionan negativamente. Sin embargo, y curiosamente, en las rocas pérmicas el Ba se correlaciona negativamente con el Rb (-0.83) y positivamente con los ferromagnesianos:

Ni = +0.88; Cr = +0.89 y V = + 0.88.

Un rasgo característico e importante es el valor de las razones Ba/Sr, Rb/Sr y Rb/Ba; utilizadas frecuentemente como índice de diferenciación en el estudio de evolución de rocas ígneas (Taylor, 1966). En la tabla 13, se presentan, a modo de comparación, los valores de estas razones, tanto para rocas de la zona de trabajo como para aquéllas de Chile Central (López et al, 1979), granodioritas circumpacíficas de Taylor (1969) y granitoides ricos y pobres en Ca de Turekian y Wedepohl (1961).

#### Elementos Ferromagnesianos (V, Ni, Cr y Co)

Las concentraciones de Ni varían entre 15 y 70 ppm en las rocas estudiadas, siendo el contenido promedio más alto el correspondiente a las rocas triásicas.

El Vanadio muestra contenidos comprendidos entre 35 y 339 ppm correspondiendo a las rocas jurásicas el promedio más alto (152 ppm).

Los contenidos de Cr oscilan entre 3 y 128 ppm, siendo las rocas triásicas las que presentan concentraciones promedios más elevadas (48 ppm). Por su parte el Co presenta concentraciones que van de 21 a 55 ppm siendo el elemento que presenta una menor dispersión. Las rocas pérmicas son las que muestran contenidos promedios más altos (42 ppm).

tas rocas.

En cambio, los valores de las razones Cr/V que fluctúan entre 0.17 (rocas jurásicas) y 0.23 (rocas triásicas) son más cercanas a los dados por Taylor (1969) para estos tipos petrológicos, 0.25 y 0.40 para granitos y granodiaritas respectivamente.

#### Diagramas Triangulares

Con el objeto de aportar nuevos antecedentes geoquímicos, para la comprensión de los procesos petrogenéticos involucrados en el desarrollo del batolito de la costa de la hoja de Chañaral, ha sido necesario estudiar la abundancia relativa de algunos elementos a través de diagramas triangulares. Estos permitirán imponer ciertas restricciones sobre las posibles fuentes y evolución de estos sistemas magmáticos.

#### Diagrama Sr-Ba-Rb.

Una revisión rápida de la geoquímica de estos tres elementos nos indica que ellos se distribuyen ampliamente en las rocas ígneas ácidas, pudiendo reemplazar isomórficamente al K, principalmente en los feldespatos y micas (Taylor, 1966; Duchesne, 1971). De acuerdo a las reglas de Goldschmidt, el Ba y el Sr se comportan como elementos "capturados" y el Rb es "admitido" en las estructuras de estos minerales.

En base a consideraciones cristaloquímicas, se puede predecir que tanto el Rb como el Ba tenderán a concentrarse en las fracciones residuales de los magmas, en donde el Ba se incorporaría más rápidamente que el Rb en los minerales potásicos (principalmente feldespatos), por cuanto el principio clásico de captura establece que el elemento de mayor carga formará un enlace iónico más fuerte con el oxígeno. Esto conduciría, por lo tanto, a un mayor enriquecimiento de Rb con respecto al Ba en las fracciones residuales magmáticas. En cuanto al Sr, su comportamiento es más complicado por cuanto su tamaño iónico es intermedio entre el K y el Ca; lo que permitiría predecir sustituciones isomórficas algo más compleja que aquélla del Rb y Ba frente al K (El Bouseily et al., 1975). Así, el fraccionamiento de la plagioclasa (mineral cálcico de mayor temperatura que el feldespato potásico y la bio

tita) y en el que el Sr se concentra, impediría dicho enriquecimiento en el fundido residual (Berlin y Henderson, 1968).

De lo anteriormente expuesto, se puede deducir que para un proceso de diferenciación magmática que implique fraccionamiento de plagioclasa, feldespato potásico y biotita, el uso de los tres elementos Sr, Ba y Rb, juntos en un diagrama triangular, puede llegar a constituirse en una herramienta útil para trazar tendencias de diferenciación en series de rocas ígneas.

En las figuras 5 y 6, se representa la abundancia relativa de Sr-Ba-Rb de las distintas rocas del batolito. Se puede apreciar que la mayoría de las rocas triásicas y jurásicas se distribuyen a lo largo del eje Ba-Sr, con tendencias de los valores promedios de la razón Ba/Sr a aumentar ligeramente en las jurásicas; mientras que sus promedios Rb/Sr y Rb/Ba permanecen prácticamente constante, en un amplio intervalo de distribución.

Las rocas pérmicas, por su parte, se apartan claramente de esta tendencia debido a sus mayores concentraciones de Rb, distribuyéndose principalmente a lo largo del eje Rb-Ba. Del mismo modo, el promedio de la razón Rb/Ba de estas rocas resulta anormalmente alto, en comparación con el promedio de rocas graníticas representadas en la Tabla 10.

Esta característica de las rocas pérmicas podría reflejar, por una parte, la naturaleza distinta de los materiales de la fuente de origen y, por otra, la posible participación de más de un proceso de diversificación magmática.

Este diagrama en particular, así como los otros que se describirán a continuación, permite poner en evidencia la existencia de una fuerte zonalidad composicional de Sur a Norte de las rocas jurásicas, con un grado de diferenciación creciente hacia los afloramientos más septentrionales. Este rasgo geoquímico de las plutonitas jurásicas podría ser indicativo de un proceso de enriquecimiento en cationes de radio iónico grande (Rb y Ba), característico de una evolución petrológica

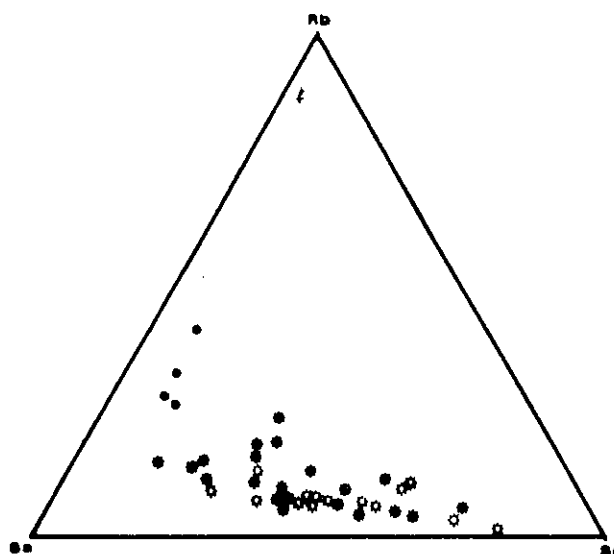


Fig. 5. (Simbología: ver Fig. 2)

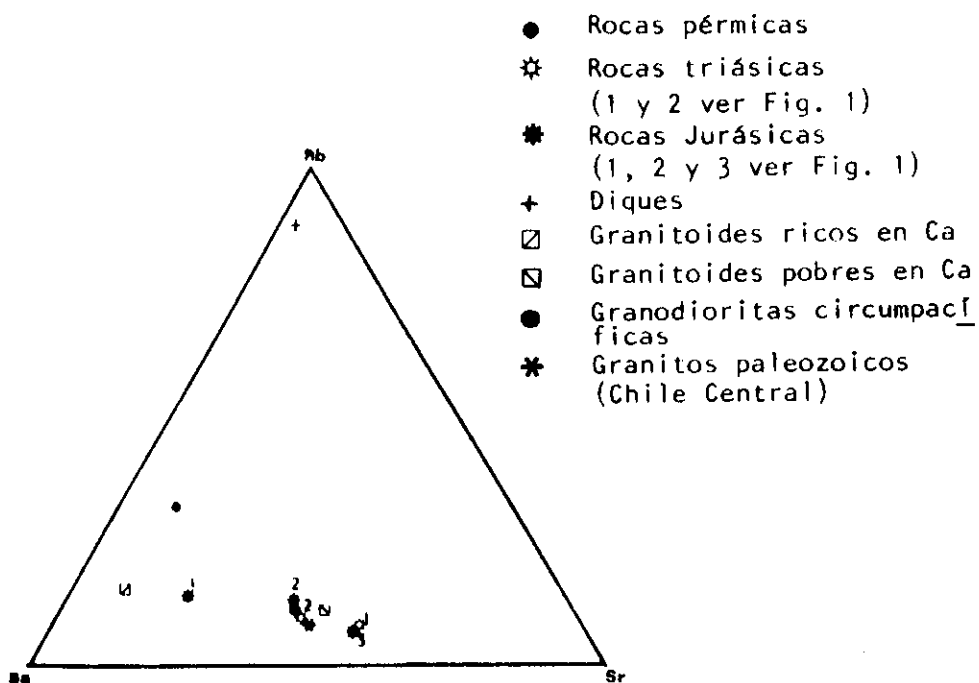


Fig. 6. (promedios)

- Rocas pérmicas
- ⊛ Rocas triásicas (1 y 2 ver Fig. 1)
- ⊛ Rocas Jurásicas (1, 2 y 3 ver Fig. 1)
- + Diques
- ⊠ Granitoides ricos en Ca
- ⊠ Granitoides pobres en Ca
- Granodioritas circumpacíficas
- \* Granitos paleozoicos (Chile Central)

consistente con un modelo de diferenciación por cristalización magmática.

#### Diagrama Ni-Sr-Rb.

En este diagrama de abundancia relativa se puede observar que todas las rocas plutónicas del batolito de la hoja de Chañaral se distribuyen a lo largo del eje Sr-Rb, con valores de Ni prácticamente constantes. Mientras que las rocas triásicas y jurásicas tienden a concentrarse en el vértice del Sr, las pérmicas lo hacen en el del Rb; reflejando con ello que el mayor enriquecimiento de Rb en estas últimas, podría deberse presumiblemente a un reemplazo gradual de plagioclasa por feldespato alcalino como un resultado del metasomatismo potásico. (Fig. 7 y 8).

#### Diagrama Co-Ni-V

Este diagrama al igual que los otros refleja el grado de diferenciación de las rocas analizadas. En él se puede observar, no solamente la tendencia a diferenciarse de la serie intrusiva desde el Pérmico al Triásico, sino también una polaridad, mencionada anteriormente, en las rocas jurásicas y triásicas que reflejaría procesos de diferenciación para estos ciclos intrusivos.

En general, se observa un enriquecimiento progresivo en V a expensas de un empobrecimiento en Co que va de las rocas pérmicas a las jurásicas (Figs. 9 y 10). También se observa claramente la polaridad geográfica mencionada con anterioridad respecto de las rocas jurásicas, notándose un enriquecimiento relativo en Vanadio de Norte a Sur.

#### Diagrama Co-Ni-Cr

Este diagrama muestra también la diferenciación de las rocas estudiadas, mostrando esta vez un enriquecimiento relativo en Cromo. Nuevamente se destaca aquí la polaridad mostrada en el ciclo intrusivo jurásico y en las rocas triásicas. (Figs. 11 y 12).



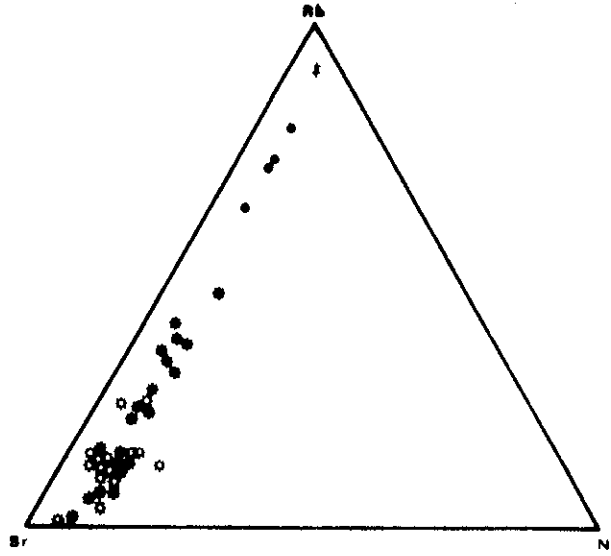


Fig. 7. (Simbología: ver Fig. 2)

- ★ Rocas Paleozoicas (Mejillones)
- ☆ Rocas Paleozoicas (Limón Verde)
- (Resto de la simbología: ver Fig.6 )

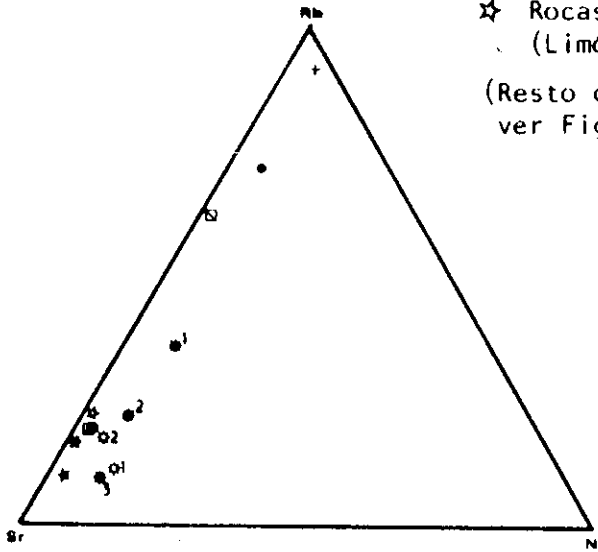


Fig. 8. (promedios)

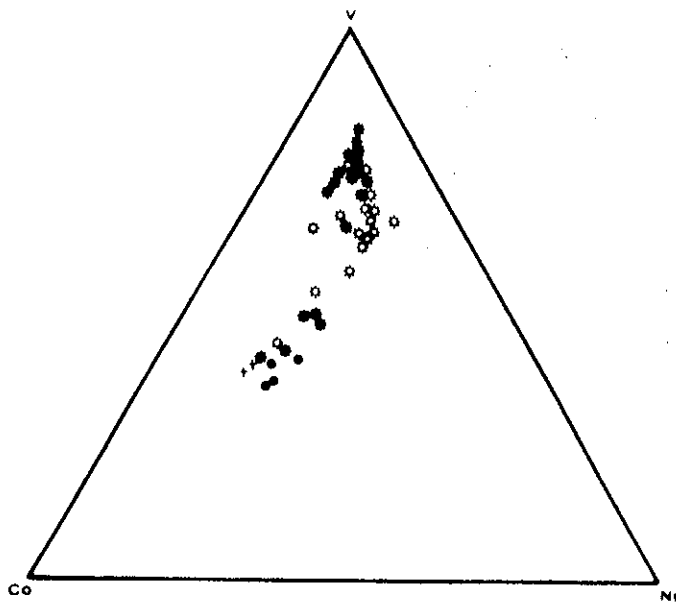


Fig. 9. (Simbología: ver Fig. 2)

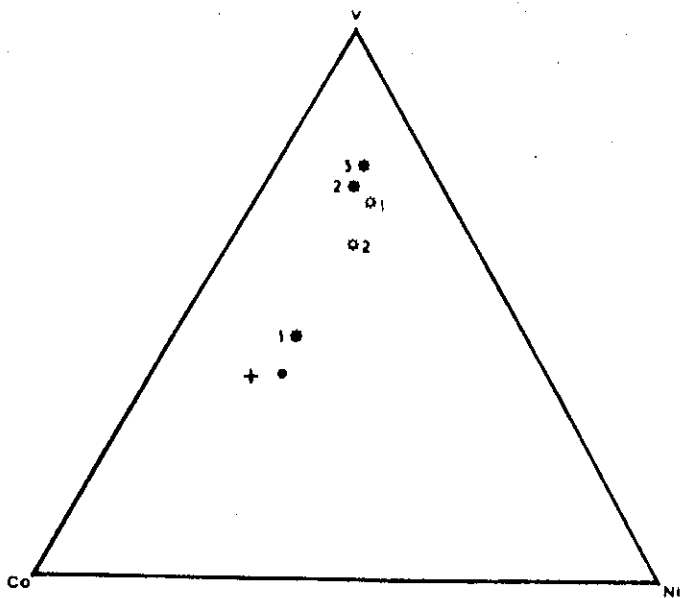


Fig. 10. (promedios) (Simbología: ver Fig. 2)

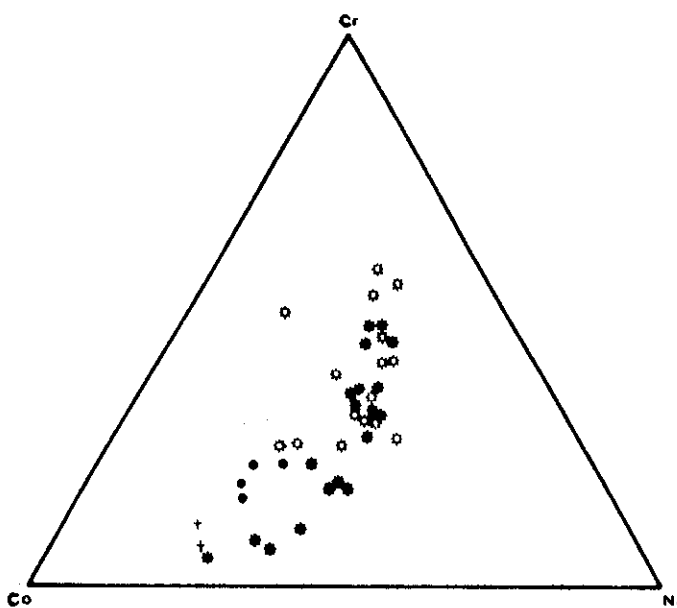


Fig. 11. (Simbologfa: ver Fig. 2)

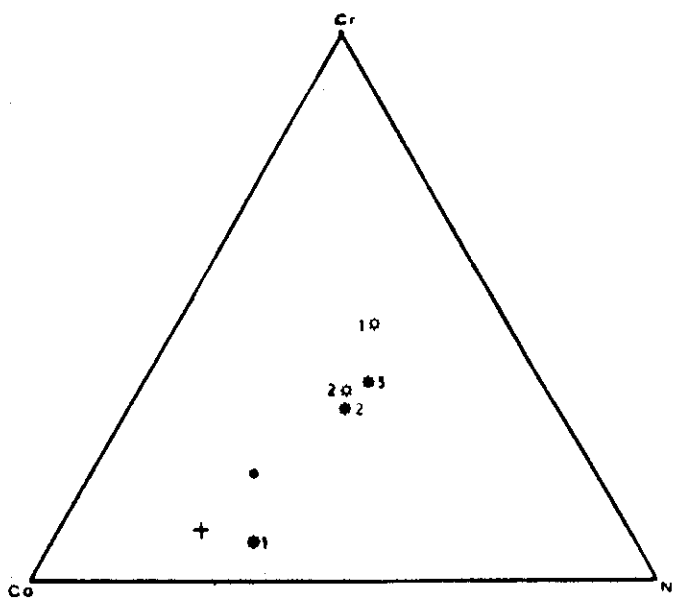


Fig. 12. (promedios) (simbologfa: ver Fig. 2)

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

---

- 1°. La geoquímica de elementos trazas de las rocas graníticas del batolito costero de la Hoja de Chañaral muestra significativas variaciones temporales y espaciales que reflejan la compleja evolución tectónica y magmática de esta región.
- 2°. Interpretaciones geoquímicas basadas tanto en la abundancia absoluta como en la relativa de elementos litófilos y ferromagnesianos, han permitido poner en evidencia ciertas características geoquímicas muy peculiares entre las rocas del Paleozoico Superior y aquéllas del Mesozoico Inferior. Las primeras presentan contenidos promedios de Rb y Li anormalmente alto y promedio bajo de Sr con respecto a las rocas del Mesozoico Inferior. Tendencias similares se observa para el Rb y Sr cuando se compara con los promedios de rocas graníticas paleozoicas de Chile Central (33°-34° Lat S) y de la II Región de Antofagasta (Península de Mejillones y Limón Verde).

En cuanto a los elementos ferromagnesianos, se constata que los contenidos promedios de Cr, Co y Ni en rocas paleozoicas de la Hoja de Chañaral son mayores a los de su homólogo de Chile Central, con excepción de V que es menor. Por otra parte, rocas paleozoicas de la región de Antofagasta presentan concentraciones promedios de Cr y Ni menores que aquéllas de Chañaral, a excepción del Cr en rocas de la Península de Mejillones cuyo promedio es ligeramente superior.

Importantes interpretaciones petrogenéticas pueden derivarse mediante el uso de diagramas triangulares. En efecto, el gráfico Sr-Ba-Rb permite separar las rocas del Paleozoico Superior de aquéllas del Mesozoico Inferior en campos diferentes. Estas últimas se agrupan más próximo al campo de las granodioritas de Taylor (1969) y de Turekian (1961); mientras que aquéllas del Paleozoico Superior tienden a alejarse claramente del campo correspondiente al de los granitos normales de Turekian y Wedepohl, fundamentalmente a causa de sus mayores abundancia relativa de Rb.

Las características geoquímicas anteriormente descritas de las rocas graníticas del presente trabajo van a depender tanto de la composición primaria del magma como de la evolución y naturaleza de su mecanismo de cristalización lo que conduce a enriquecimientos o empobrecimientos de elementos químicos.

- 3°. El desarrollo del batolito en esta región representa diversos eventos plutónicos con una clara variación composicional de intrusiones de distintas edades. Así, rocas más antiguas asignadas al Pérmico corresponden a cuerpos intrusivos muy diferenciados de composición ácida, reflejando un fuerte enriquecimiento de Rb y Li producto tal vez de la naturaleza cortical de los materiales implicados en la génesis de estos magmas graníticos. Probablemente la roca parental del cual derivó este magma corresponde a un metagneis de biotita, lo que es consistente con la abundancia y tendencia de diferenciación que presentan los elementos trazas estudiados. Los contenidos anormalmente altos de Rb, particularmente en las rocas pérmicas, son consistente con la composición de fundidos silicatados derivados por fusión fraccionada de este material parental. El metamorfismo de alto grado que habría efectuado a estas rocas, con fusión incongruente de biotita, generaría este fundido silicatado magmático con una fase acuosa muy enriquecida en Rb. A este respecto se ha observado que la biotita de rocas metamórficas es capaz de concentrar Rb por un factor de 3 a 4 veces con respecto al feldespato potásico (White, 1966), debido a que el Rb tiene preferencia por las posiciones más grande de los elementos alcalinos en la biotita (coordinación 12) que con respecto a los sitios disponibles en los feldespatos (coordinación 8-10). Heier (1965), Lambert y Heier (1968) y Whiteny (1969) han señalado que los silicatos de estructura hojosa experimentan transformaciones sostenida bajo condiciones metamórficas, provocando un empobrecimiento de Rb con respecto al K en rocas fuertemente metamorfoseadas.

En cambio, las rocas triásicas y jurásicas presentan abundancia y distribución de elementos trazas más próxima a la de las granodioritas de ambientes geotectónicos similares, cuyo patrón geoquímico es más concordante con un modelo de diferenciación normal por cristalización fraccionada a partir de una fuente común; reflejando posiblemente un cambio sistemático en la composición de los fundidos parciales generados en respuesta a un desarrollo progresivo de la zona de subducción en el límite de convergencia de la placa oceánica Pacífico Oriental y la placa Continental Sudamericana.

- 4°. Como se ha señalado anteriormente, el contenido promedio de Sr en rocas pérmicas es marcadamente inferior a aquél de las rocas triásicas y jurásicas.

Esto podría estar relacionado con el mayor nivel de erosión que afectan a las rocas paleozoicas, puesto que el Sr, en condiciones magmáticas, tiene tendencia a no incorporarse en los minerales cálcicos de alta temperatura y por lo tanto irá concentrándose en el magma fraccionado casi paralelamente con un incremento gradual de la razón Sr/Ca, a medida que progresa la diferenciación magmática. Sin embargo este comportamiento del Sr no excluye la hipótesis de que sus niveles bajos de concentración sea el reflejo de un grado de evolución petrológico asociado a la profundidad de generación del plutonismo calcoalcalino, suponiendo que esta profundidad implica mayores concentraciones de Sr.

Estudios petrológicos y geoquímicos de lavas calcoalcalinas de arcos de isla (Hart et al., 1970) y de márgenes continentales activos (Palacios y Oyarzún, 1975; Palacios, 1984) han reflejado esta tendencia del Sr. Brousse y Oyarzún (1971) postulan que el incremento en los niveles de Sr es coincidente con el desplazamiento de los centros generadores del plutovolcanismo chileno hacia el este.

- 5°. Los nuevos antecedentes geoquímicos aportados en el presente trabajo, conjuntamente con la característica tectónica del área y un

razonable conocimiento de las composiciones modales y químicas de los granitoides y rocas metamórficas, apoya la idea general de trabajos previos (Berg et al., 1983), sugiriendo que los granitoides fueron formados por anatexis de gneis de cuarzo-feldespato-mica y cuya composición modal y química son el resultado de reacciones de equilibrio sólido-líquido. Si bien es cierto que los datos geoquímicos son consistentes con una evolución petrológica más de acuerdo con un proceso de fusión diferencial de este material parental, seguido de la cristalización fraccionada de los fundidos anatéticos, sin embargo debe tenerse presente que el desarrollo metasomático de rocas graníticas, interpretado como un proceso de alteración que implica el enriquecimiento de la roca por nuevas sustancias aportadas del exterior mediante reacciones químicas sin la intervención de la etapa magmática, es un mecanismo viable y no puede ser totalmente excluido.

- 6°. No obstante, a la luz de los datos geoquímicos del presente trabajo y aquellos de la literatura parece más razonable pensar que tiene mayor significancia petrológica el hecho de que el origen de los magmas graníticos esté más estrechamente conectado con un metamorfismo de alto grado.

TABLA 3. CONTENIDO PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS (EN PPM) EN ROCAS GRANITICAS DEL BATOLITO COSTERO DE CHAÑARAL

EDAD	Li	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	(n)
Jurásico	26	73	251	304	152	26	29	29	24	59	21
Triásico	19	68	363	353	126	48	33	37	31	45	17
Pérmico	60	239	72	450	37	16	42	20	4	43	4

(n): Número de muestra

TABLA 4. RESUMEN DE COEFICIENTES DE CORRELACION DE ROCAS GRANITICAS DEL AREA DE CHAÑARAL

	Jurásico (n=21)	Triásico (n=17)	Pérmico (n=4)
Cu-Zn	+0.42	+0.80	+0.34
Cu-Rb	-0.19	-0.26	-0.33
Cu-Ba	-0.25	-0.05	+0.75
Cu-Ni	+0.53	+0.26	+0.94
Cu-Cr	+0.63	+0.31	+0.92
Cu-V	+0.52	+0.20	+0.94
Cu-Sr	+0.37	+0.19	+0.50
Zn-Rb	-0.37	-0.48	-0.99
Zn-Ba	-0.47	-0.30	+0.81
Zn-Ni	+0.23	+0.50	+0.62
Zn-Cr	+0.11	+0.04	+0.48
Zn-V	+0.45	+0.59	+0.62
Zn-Sr	+0.15	+0.18	+0.98
Rb-Li	+0.32	+0.01	-0.42
Rb-Sr	-0.12	-0.58	-0.97
Rb-Ba	+0.70	+0.59	-0.83
Ba-Ni	-0.11	-0.47	+0.88
Ba-Cr	-0.08	-0.61	+0.89
Ba-V	-0.40	-0.37	+0.88
Ni-Cr	+0.88	+0.79	+0.90
Ni-V	+0.84	+0.72	+0.99
Cr-V	+0.67	+0.52	+0.91



TABLA 5. CONTENIDO PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS (EN PPM) EN ROCAS GRANITICAS DEL AREA DE CHAÑARAL. (ISHIHARA ET AL., 1984)

EDAD	Li	Rb	Sr	Cu	Zn	(n)
Jurásico	22	53	283	33	56	5
Paleozoico	23	123	112	3.7	22	3

(n) Número de muestra

TABLA 6. PROMEDIOS MUNDIALES DE ELEMENTOS TRAZAS (EN PPM) DE ROCAS GRANITICAS (Taylor, 1969; Turekian y Wedepohl, 1961).

	Li	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
Granodiorita Circumpacífica	25	110	440	500	75	30	10	15	25	
Granitoides										
Ricos en Ca:	24	110	440	420	88	22	7	15	30	60
Pobres en Ca:	40	170	100	840	44	4.1	1.0	4.5	10	39

TABLA 7. VALORES PROMEDIOS DE LA RAZON Cu/Zn EN ROCAS DEL BATOLITO COSTERO DE CHAÑARAL

	(n)
ROCAS JURASICAS	0.40 21
ROCAS TRIASICAS	0.69 17
ROCAS PERMICAS	0.09 4

TABLA 8. VALORES PROMEDIOS DE Cu, Zn, Y RAZON Cu/Zn DE ROCAS GRANITICAS DEL NORTE DE CHILE (Campano et al., 1976)

	Cu(ppm)	Zn(ppm)	Cu/Zn	(n)
Intrusivos Terciarios	45	40	1.12	7
Intrusivos Cretácicos	63	60	1.05	15

TABLA 9. VALORES PROMEDIOS DE Cu, Zn y RAZON Cu/Zn DE ROCAS GRANITICAS DE CHILE CENTRAL ENTRE LOS 33° y 34° LAT. SUR (Oyarzún, 1971)

	Cu(ppm)	Zn(ppm)	Cu/Zn	(n)
Rocas Intrusivas Terciarias	31	58	0.53	18
Rocas Intrusivas Cretácicas Superior	34	50	0.68	7
Rocas Intrusivas Paleozoicas	30	72	0.42	15

TABLA 10. CONTENIDO PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS (EN PPM) EN ROCAS GRANITICAS DE CHILE CENTRAL (López et al., 1979)

Edad	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	(n)
Terciario	102	553	574	109	27	9.5	14	6
Cretácico	54	424	463	99	18	12	11	4
Paleozoico	74	389	427	50	13	8.3	8.1	7

TABLA 11. CONTENIDO PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS (EN PPM) EN ROCAS GRANITICAS PALEOZOICAS DE LA PENINSULA DE MEJILLONES Y LIMON VERDE (Baeza, 1984)

	Rb	Sr	Ni	Cr	(n)
P. Mejillones	41	367	15	19	5
Limón Verde	81	295	9.3	11	14

TABLA 12. COEFICIENTES DE PARTICION PARA ROCAS RIOLITICAS

	<u>Hiperstena</u>	<u>Clinopiroxeno</u>	<u>Hornblenda</u>	<u>Feldespató-K</u>	<u>Biotita</u>	<u>Plagioclasa</u>
K:	0.0023	0.037	0.081	—	—	0.10
Rb:	0.0027	0.032	0.014	0.34	2.24	0.041
Sr:	0.0085	0.516	0.022	3.87	0.12	4.4
Ba:	0.0028	0.131	0.044	6.12	9.7	0.308

(Referencia: J.A. Arth, 1976)

TABLA 13. VALORES PROMEDIOS DE RAZONES Rb/Sr, Rb/Ba Y Ba/Sr EN ROCAS GRANITICAS.

LOCALIDAD	Rb/Sr	Rb/Ba	Ba/Sr	(n)
<u>HOJA DE CHAÑARAL</u>				
Rocas Jurásicas	0.29	0.24	1.21	21
Rocas Triásicas	0.19	0.19	0.97	17
Rocas Pérmicas	3.32	0.53	6.25	4
<u>CHILE CENTRAL (LOPEZ ET.AL., 1979)</u>				
Rocas Terciarias	0.18	0.18	1.04	6
Rocas Cretácicas	0.13	0.12	1.09	4
Rocas Paleozoicas	0.19	0.17	1.09	7
<u>PROMEDIOS MUNDIALES</u>				
Granodiorita Circump. (TAYLOR, 1969)	0.25	0.22	1.14	
Granitoides (Turekian y Wedepohl, 1961)				
- Ricos en Ca	0.25	0.26	0.95	
- Pobres en Ca	1.70	0.20	8.40	

TABLA 14. CONTENIDO PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZAS EN DOS DIQUES APLITICOS RELACIONADOS A ROCAS PERMICAS DEL BATOLITO COSTERO DE CHAÑARAL

Li	=	17 ppm	Cr	=	6.5 ppm
Rb	=	270 ppm	Co	=	45 ppm
Sr	=	10 ppm	Ni	=	15 ppm
Ba	=	25 ppm	Cu	=	2.4 ppm
V	=	35 ppm	Zn	=	14 ppm

R E F E R E N C I A S

- ARTH, J., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes-A summary of theoretical models and their applications. Jour. Research U.S.Geol.Survey, 4,1,411647.
- BAEZA, L., 1984. Petrography and tectonics of the plutonic and metamorphic complexes of Limon Verde and Mejillones Peninsula, Northern Chile. Dissertation, Universitat Tubingen, 205 p.
- BERG, K.; BREITKREUZ, C; DAMM, K; PICHOWIAK, S. AND ZEIL, W., 1983. The North-Chilean- an example for the development of an Active Continental Margin. Geol. Rundsch., 72,2715-731.
- BERLIN, R. AND HENDERSON, C., 1968. A reinterpretation of Sr and Ca fractionation trends in plagioclases-from basic rocks. Earth. Planet. Sci. Lett., 4, 79-83.
- BEUS, A. AND OYZERMAN, M., 1965. Distribution of rubidium in igneous rocks and the correlation between rubidium and potassium. Geochem. Int., 2,985-992.
- BROUSSE, R. Y OYARZUN J., 1971. Les complexes calco-alcalins et la province cuprifera circumpacifique. Colloque Scientifique E. Raguin: Les roches plutoniques dans leurs rapport avec les gites mineraux. Paris.
- CAMPANO, P., GUERRA, N. Y OYARZUN, J., 1976. Contenido de Cu, Zn, Pb, Ni y Co en rocas extrusivas, intrusivas y sedimentarias del Norte de Chile. Primer Cong. Geol. Chileno, F44-F57.
- DAMM, K.; PICHOWIAK, S. AND ZEIL, W., 1981. The plutonism in the North Chilean coast-range and its geodynamic significance. Geol. Rundsch., 70,3, 1054-1076.

- DOSTAL, J., ZENTILLI, M., CELLES, J. AND CLARK, A., 1977. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28° S). *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 113-128.
- DUCHESNE, J., 1971. Le rapport Sr/Ca dans les plagioclases du massif de Bjerkrem-Sogndal (Norvège méridionales) et son évolution du magma plagioclasiq<sup>ue</sup>. *Che. Geol.*, 8, 123-130.
- EADE, K., FAHRIG, W. AND MARWEL, J., 1966. Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. *Nature*, 211, 1245-1249.
- EL BOUSEILY, A.M. AND EL SOKKARY, A.A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, 207-219.
- FAURE, G. AND HURLEY, P., 1964. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts; Application to the origin of igneous rocks. *J. Petrol.*, 4, 31-50.
- FLANAGAN, F.J., 1973. 1972 values for international geochemical reference sample. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1189-1200.
- GINZBURG, A.I., 1964. Feature of the concentration and dispersion of rare elements during endogene processes. *Chemistry of the earth's crust*, Vol II. Ed. A.P. Vinogradov. USSR, 202-210 p.
- HART, S., BROOKS, C., KROGH, T., DAVIS, G. AND NAVA, D., 1970. Ancient and modern volcanic rocks: A trace element model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 10.28.
- HEIER, K. AND ADAMS, J., 1964. The geochemistry of the alkali metals. *Phys. Chem. Earth*, 5, 253-382.
- HEIER, K., 1965. Metamorphism and chemical differentiation of the crust. *Geol. Foren. Stockholm Forh.*, 87, 249-256.

- HEINRICH, H., SCHULZ-DOBRICKS, B. AND WEDEPOHL, K., 1980. Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn and Rb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1519-1533.
- HORSTMANN, E.L., 1956. The distribution of Li, Rb and Cs in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 1-28.
- ISHIHARA, S.; ULRIKSEN, C.; SATO, K.; TERASCHIMA, S.; SATO, T. AND ENDO, Y., 1984. Plutonic rocks of North-Central Chile. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, 35 (11), 503-536.
- KOGARKO, L., 1959. Distribution of alkali metals and Tl in the granitoids of the Turgoyak pluton (middle Urals). *Geochemistry (translation)*, 557-564.
- LAMBERT I.D., 1967. Geochemical investigations in the Australian shields. Ph. D. Thesis, Australian National University.
- LAMBERT, I. AND HEIER, K., 1968. Geochemical investigation of deep seated rocks in the Australian Shield. *Lithos*, 1, 30-53.
- LEBEDEVA, L. L. AND SHATKOVA, L.N., 1975. The distribution of Li, Rb and Cs in acid volcanic rocks. *Geochem. Intern.*, 226-232.
- LOPEZ, L., FREY, F. AND OYARZUN, J., 1979. Geochemical characteristics of Central Chile (33°-34° S) granitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 439-450.
- MC NUTT, R., CROCKET, J., CLARK, A., CAELLES, J., FARRAR, EL., HAYNES, S. AND ZENTILLI, M., 1975. Initial Sr87/Sr86 of plutonics and volcanics rocks of the central Andes between Latitudes 26° and 29° South. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 305-315.

- MERCADO, M., 1978. "Geología de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Región de Atacama" Carta Geológica de Chile I.I.G. N° 29.
- OYARZUN, J., 1971. Contribution á l'études Geochimique des roches volcaniques et plutoniques du Chili. Thése Doct. Université du Paris-Sud. France.
- OYARZUN, J., 1976. Distribución de Rb y Sr en rocas igneas del Norte de Chile. Primer Cong. Geol. Chileno, F27-F42.
- PALACIOS, C., 1978. The jurassic paleovolcanism in Northern Chile. Dissertation, Universitat Tubingen, 99 p.
- PICHLER, H. AND ZEIL, W., 1972a. Paleozoic and Mesozoic Ignimbrites of Northern Chile. N. Jb. Miner. Abh., 116,2, 196-207.
- PICHLER H, AND ZEIL, W., 1972b. The cenozoic Rhyolite-Andesite association of the Chilean Andes. Bull. Volcanol, 35, 2, 424-452
- SHAW, D.M., 1954. Trace elements in pelitic rocks. Part I: Variation during metamorphism. Part II: Geochemical sutides. Geol. Soc. Amer. Bull. 65, 1151-1166; 1167-1182.
- SHAW, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim Cosmochim. Acta, 32, 573-601.
- SIEGERS, A., PICHLER, H. AND ZEIL, W., 1969. Trace abundances in the Andesite Formation of Northern Chile. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 882-887.
- STRECKEISEN, A.I., 1976. To each, plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.
- STROCK, L.W., 1936. Zur geochemie des Li. Nachr. Ges. Wiss. Gottingen, IV, N.F., 1, 15.
- TAUCSON L.V., 1958. Effect of mineral structure on the isomorphous replacements in solicates of effisives rocks. Geochemistry (traslation), 917-925.



- TAYLOR, S.R., 1966. The application of trace elements data to problems in Petrology. In: "Physics and chemistry of the earth". Ed. Pergamon Press, 133-213.
- TAYLOR, S.R., 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In: Proc. Andesite Conf., Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., 65, 43-64.
- THORPE, R., POTTS, AND FRANCIS, P., 1976. Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. Contrib. Mineral. Petrol., 54, 65-78.
- TUREKIAN, K. AND WEDEPOHL, K., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's, Geol. Soc. Amer. Bull., 75, 175-192.
- TURNER, F. AND VERHOOGEN, J., 1963. Petrología Ignea y Metamórfica. Ed Omega S.A. Barcelona.
- WHITE, A.J., 1966. Genesis of migmatites from Palmer region of Southern Australia. Che. Geol. 1, 156-200.
- WHITENY, P., 1969. Variation of K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of northwestern Adirondacks. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1203-1211.
- ZEIL, W., 1979. The Andes-A geological review. 260 p, Berlin-Stuttgart.
- ZEIL, W., 1979. Los plutones de los Andes. Bol. Academ. Nac. Ciencias, Córdoba, Argentina.
- ZLOBIN, B. and KLASSOVA, N., 1965. Distribution of lead and zinc and metallogenic specialization of the more calcic varieties of Variscan granitoides in the central part of the Northern Tien-Shan. Geochem. Internat., 2;600.