EL BATOLITO ANDINO CERCA DE COPIAPO, PROVINCIA DE ATACAMA. GEOLOGIA Y PETROLOGIA

ROBERT I. TILLING
(Traducción de Beatriz O'Ryan)

NOTA DEL EDITOR.- Este artículo fue enviado al Instituto de Investigaciones Geológicas por el autor en su versión final en inglés el año 1967. Se ha considerado de interés publicarlo a pesar de que el conocimiento de la geología y especialmente la estratigrafía del área ha evolucionado luego de algunos trabajos posteriores.

RESUMEN

El Batolito Andino de la región cercana a Copiapó intruye a las rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior (Neocomiano) del Geosinclinal Andino. Las rocas del batolito varían en composición desde melanodiorita a granitos de albita, predominando diorita y adamelita. Relaciones de terreno demuestran que las rocas félsicas, en general, son más jóvenes en la secuencia intrusiva que las variedades más máficas. Una zona de material batolítico cizallada y, en menor proporción, de rocas encajadoras, son una confirmación del emplazamiento forzado del batolito. Los planos de foliación de fuerte inclinación de las rocas cizalladas son en todas partes concordantes con el rumbo del contacto entre el batolito y las rocas encajadoras pero son netamente discordantes con las suaves inclinaciones de las rocas estratificadas. Inmediatamente adyacente a la zona de cizalle, se encuentran rocas macizas del batolito con cristales de plagioclasa curvados y quebrados, las que gradan a rocas no deformadas en el interior del batolito. Los cálculos del posible espesor estratigráfico máximo de sobrecarga y la falta de metamorfismo regional de la roca encajadora sugieren que la profundidad del emplazamiento del batolito no puede haber sobrepasado los 8 km. El emplazamiento del batolito produjo una extensa aureola de contacto de skarns calcosilicatados, rocas córneas y rocas metavolcánicas.

INTRODUCCION

Las aureolas de contacto metamórfico están excepcionalmente bien desarrolladas en la región de Copiapó, Chile, donde el Batolito Andino intruye predominantemente las capas calcáreas del Cretácico Inferior (Neocomiano). Debido a los excelentes afloramientos (no hay cubierta vegetal) y a la gran variedad de rocas batolíticas y de metamorfismo de contacto, la región es idealmente apropiada para el estudio detallado de los fenómenos del metamorfismo de contacto. Este informe trata principalmente acerca de petrología de las rocas batolíticas; en un informe posterior se dará una descripción detallada acerca del metamorfismo de contacto asociado con el emplazamiento del batolito.

Copiapó, la capital de la provincia de Atacama, está ubicada aproximadamente a 700 km (920 km por la Carretera Panamericana) al norte de Santiago, Chile. El área que se describe en este informe se encuentra alrededor de 15 km al sur de Copiapó; la mitad norte del área se encuentra en el Cuadrángulo Copiapó, la mitad más austral en el Cuadrángulo Pintadas (fig. 1). El río Copiapó atraviesa la parte oriental del área estudiada (*) fluyendo hacia el norte pasando por los caseríos de Nantoco, Punta del Cobre, Tierra Amarilla y Paipote.

El acceso al área es bueno debido a la extensa red de caminos que une las numerosas minas en explotación. El levantamiento geológico se hizo sobre la base de fotografías aéreas oblicuas (60°) a una escala aproximada 30.000 y en fotografías aéreas verticales a una escala aproximada 1:60.000. Los antecedentes geológicos fueron transferidos de las fotografías a una base topográfica a escala 1:25.000 preparada a partir de un levantamiento a plancheta hecho por Ruiz (1942) y de ampliaciones de partes de los mapas de los cuadrángulos Copiapó y Pintadas a escala 1:50.000 (Instituto Geográfico Militar, Santiago, 1958). Las alturas absolutas difieren considerablemente entre la hoja de planchetas del año 1942 y los mapas del año 1958, de manera que fue necesario ajustar la altura de la base topográfica con los mapas del año 1958. El área rectangular que se señala en la figura 2, representa el área de plancheta de Ruiz (1942).

Biese (1942) estudió la distribución areal de las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior de la región de Copiapó y las subdividió en varias formaciones. Ruiz (1942) hizo un levantamiento de la parte central del área de Tierra Amarilla a una escala 1:25.000 y estudió la petrogénesis de las rocas batolíticas y de los yacimientos de minerales. En su capítulo acerca de granodioritas del Cretácico Medio de Chile, Brüggen (1950) expone una sección geológica transversal del área de Tierra Amarilla. Los estudios más completos de la región de Copiapó son los de Segerstrom y Ruiz (1962) y Segerstrom y otros (1963) que describen la

(*) En adelante el área estudiada será simplemente mencionada como el "área de Tierra Amarilla".

Revista Geológica de Chile, n. 3, p. : '4 ·· figs. 6 tablas, 1976

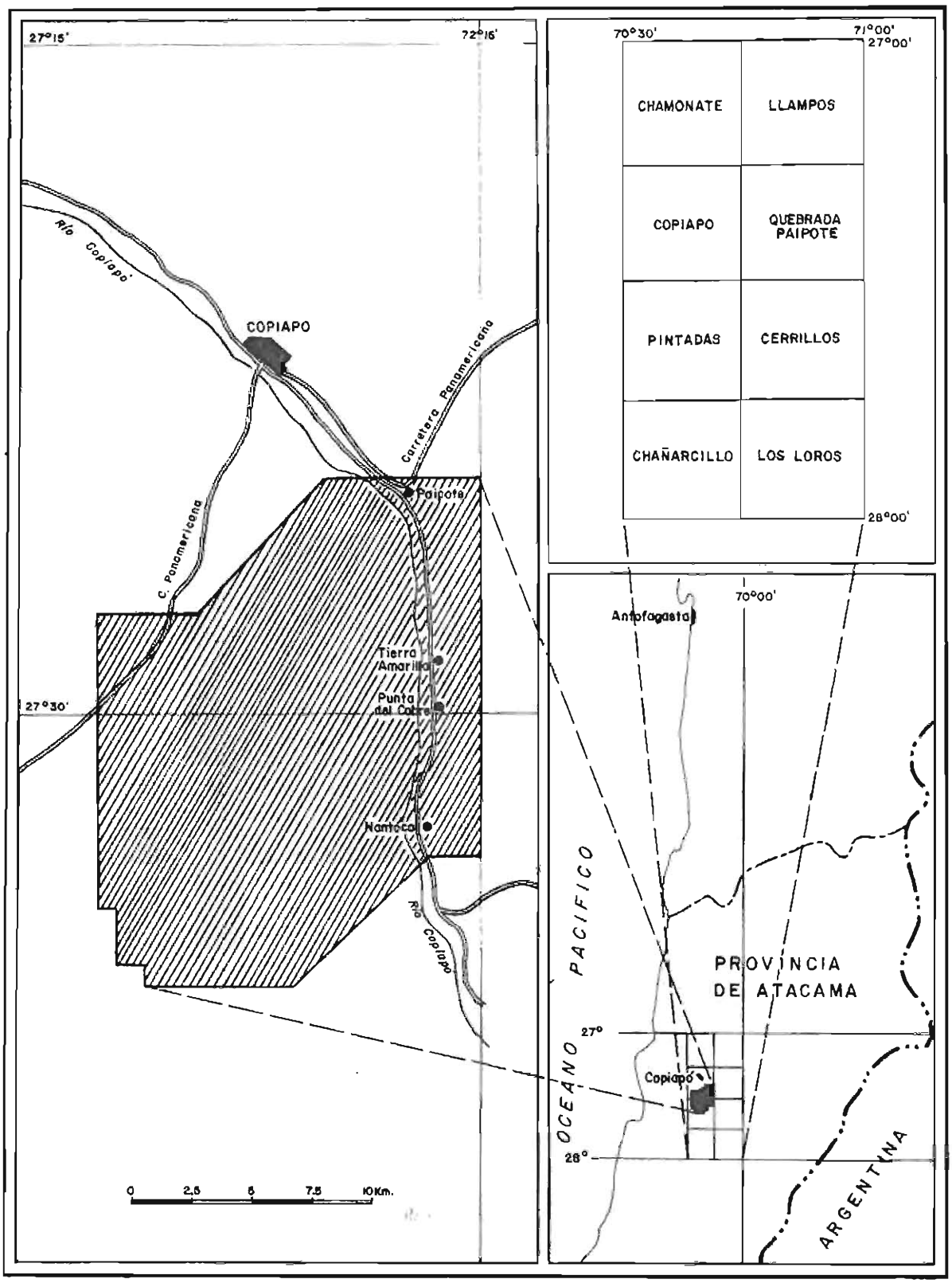


FIGURA I-. MAPA DE UBICACION

geología de los cuadrángulos Copiapó y Pintadas. De Neufville (1961) mapeó a una escala 1:2.500 una pequeña parte (aproximadamente 1km^2 cerca del cerro Tierra Amarilla) del área de Tierra Amarilla e interpretó la asociación mineralógica de la aureola de contacto en términos de los componentes "perfectamente móviles" e "inertes" de Korzhinskii (1959).

MARCO GEOLOGICO

En más de la mitad del área afloran rocas batolíticas (fig. 2) constituyendo una pequeña parte del margen oriental de una inmensa masa de Batolito Andino que se extiende aproximadamente 70 km al oeste hacia el Océano Pacífico, y hacia el norte y sur por varios cientos de kilómetros. En el área, el Batolito Andino intruye rocas de las siguientes formaciones del Cretácico Inferior (Neocomiano): formaciones Punta del Cobre y Bandurrias, constituidas principalmente por rocas volcánicas y clásticas, y las formaciones Abundancia y Nantoco, constituidas en su mayor parte por rocas calcáreas. La estratigrafía y litología de estas rocas neocomianas ha sido descrita en detalle por Segertrom y Ruiz (1962) y por Segerstrom y otros (1963)*. En otras partes de la región de Copiapó, el batolito intruye capas tan recientes como aquellas de la formación Hornitos de edad Aptiana (?)** (Segerstrom y Parker, 1959 y Segerstrom, 1959; mapas).

Las rocas estratificadas neocomianas a aptianas (?) de la región de Copiapó han sido plegadas formando una serie de pliegues abiertos y quebradas por numerosas fallas de gran ángulo con pequeño desplazamiento. Una de las estructuras principales de la región, el anticlinorio de Tierra Amarilla, de rumbo norte-noreste (Segerstrom, 1960, 1967; Segerstrom y Ruiz, 1962) cruza el valle del río Copiapó cerca de Tierra Amarilla (fig. 2). En el área que abarca este estudio, el batolito corta el flanco oeste del anticlinorio de Tierra Amarilla. Fallas de gran ángulo cortan las rocas estratificadas plegadas como también a las rocas batolíticas y por consiguiente representan una fase tardía en la historia estructural de la región. Muchos de los filones que se muestran en la figura 2 fueron intruidos a lo largo de fallas y fracturas que se abrieron durante el emplazamiento del batolito; algunos de estos filones fueron a su vez cizallados o brechizados por movimientos renovados a lo largo de las fallas (***). Debido a que el Batolito Andino corta rocas estratificadas plegadas tan recientes como las de la formación Hornitos, el comienzo del plutonismo debe ser post-aptiano, siempre que la edad aptiana asignada a la formación Hornitos sea correcta. En todo caso la edad del Batolito Andino es con seguridad post-neocomiana. La edad radiométrica (plomo-alfa) de una muestra de roca batolítica de la región de Copiapó (entre los 27° y 28° latitud sur) es de 95 ± 10 m.a. (Ruiz y otros, 1961) y por lo tanto es compatible con la edad máxima del emplazamiento del batolito, establecida geológicamente (post-Hornitos). Sin embargo, recientes determinaciones de edades plomo-alfa y K - Ar no publicadas (Corvalán, 1966, comunicación escrita) de otras rocas graníticas de la región de Copiapó, alcanzaron desde 128 ± 10 m.a. hasta 14 ± 10 m.a. indicando que la actividad ígnea intermitente post-neocomiana abarcó en la región un intervalo más largo de tiempo que el sugerido previamente por los escasos antecedentes de Ruiz y otros (1961). Debido a que no ha sido determinada radiométricamente la edad de ninguna de las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla sólo ha sido posible por el momento establecer el comienzo del emplazamiento del batolito como claramente post-neocomiano y muy posiblemente post-aptiano. El término de la actividad ígnea en el área no ha sido determinado, y por lo tanto no se puede dejar de lado la posibilidad de que algunas rocas batolíticas en el área puedan ser tan jóvenes como del Terciario Medio o aún del Terciario Superior hasta que se disponga de más antecedentes radiométricos.

ROCAS DEL BATOLITO ANDINO: DISTRIBUCION AREAL, SECUENCIA INTRUSIVA Y COMPOSICION MODAL

Para una mejor exposición, las rocas batolíticas se han agrupado como sigue:

1) pórfido hipabisal temprano
2) diorita
3) adamelita y granodiorita
4) granito
5) cuerpos intrusivos menores

Este orden corresponde, en general, a la secuencia intrusiva de estas rocas tal como se infiere de las relaciones de terreno.

Pórfido hipabisal temprano

Las rocas hipabisales porfíricas de color verdoso y grano medio a grueso se presentan solamente como filones y filones mantos, que intruyen a las rocas estratificadas neocomianas y tienen una distribución areal limitada. Estos están bien expuestos en el cerro El Granate y cerro Los Bronces; también se presen-

(*) Nota del editor: Corvalán (1973)

(**) Nota del editor: Actualmente interpretada como de edad terciaria inferior.

(***) Para una descripción más detallada de los rasgos estructurales del área Tierra Amarilla, los lectores interesados pueden recurrir a los siguientes estudios: Tilling (1963a); Segerstrom y Ruiz (1962); y Segerstrom y otros (1963).

LEYENDA FIG. 2

RECIENTE

- Qal — Aluvio

PLEISTOCENO

- Qg — Gravas de terrazas

BATOLITO ANDINO DEL CRETACICO MEDIO AL TERCIARIO INFERIOR (?)

- Kl — Lamprófido
- Kt — Tonalita
- Kfl — Intrusivos félsicos menores. Ver texto
- Kfi — Intrusivos félsicos cizallados mezclados con roca de caja
- Kas — Granito de albita
- Khs — Granito de hornblenda
- Kgd — Granodiorita
- Kap — Pórfido adamelítico
- Kld — Leucodiorita
- Kpd — diorita de piroxeno
- Kd — diorita indiferenciada
- Knd — diorita de hornblenda
- Km — melanodiorita
- Kp — Pórfido hipabasal temprano

CRETACICO INFERIOR (NEOCOMIANO)

- Kn — Formación Nantoco
- Kan — Formación Nantoco y Abundancia indiferenciada
- Ka — Formación Abundancia
- Kb — Formación Bandurria
- Kpc — Formación Punta del Cobre

20 90 — Rumbo y manteo de la estratificación

⊕ — Estratificación horizontal

90 — Rumbo y manteo de la foliación definidos por minerales planares y/o por bandeamiento composicional

Contacto, segmentado cuando aproximado o inferido, punteado cuando oculto.

70 — Fallas, segmentado cuando aproximado o inferido y punteado cuando oculto.

Eje de anticlinal, segmentado cuando aproximado. La flecha terminal indica el sentido del buzamiento.

Eje de sinclinal, segmentado cuando aproximado. La flecha terminal indica el sentido del buzamiento

Límite del metamorfismo de contacto. Las rocas en la aureola de contacto son corneanas calcosilicatadas, skarn y metavolcanitas.

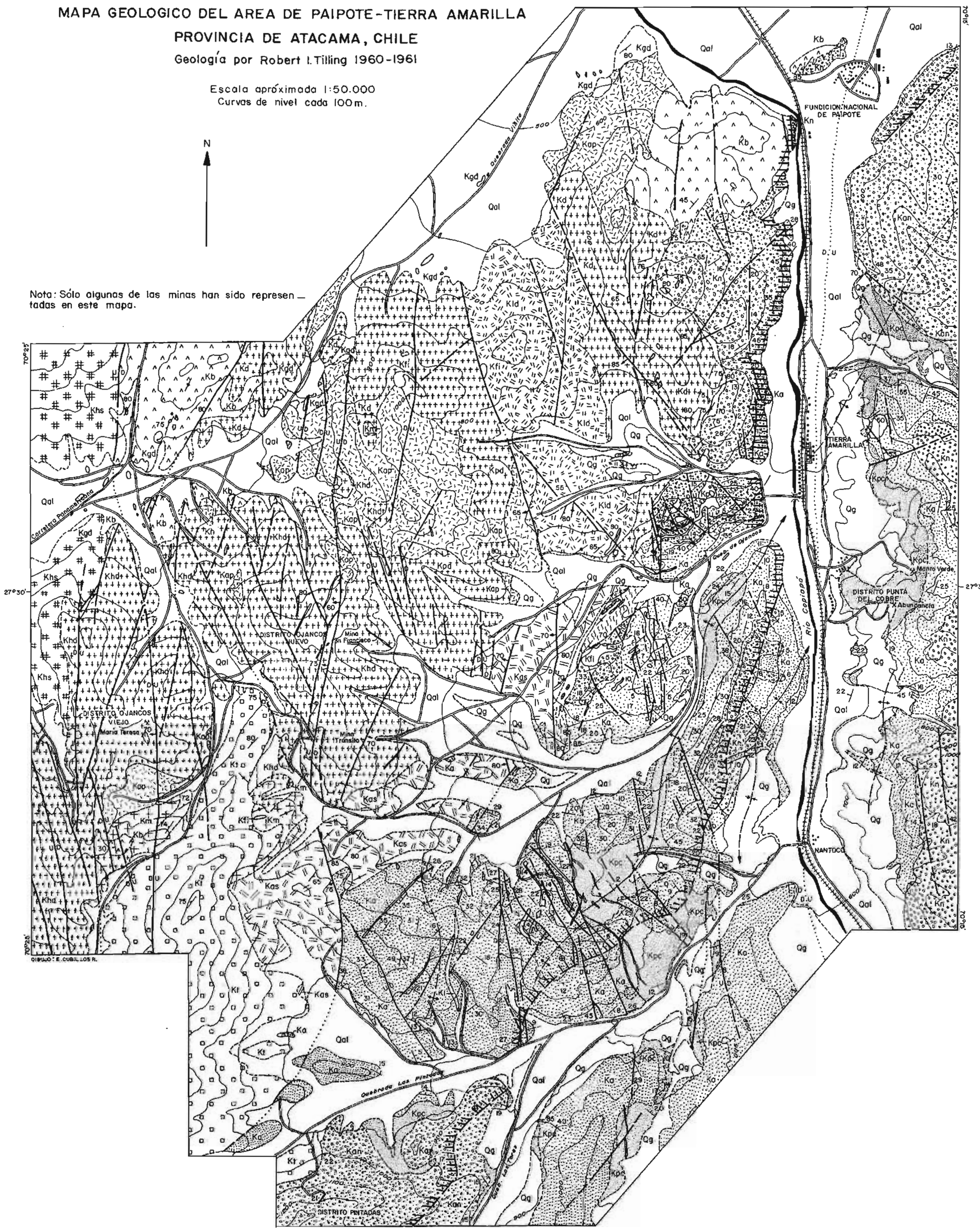
Figura N° 2

MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE PAIPOTE-TIERRA AMARILLA

PROVINCIA DE ATACAMA, CHILE

Geología por Robert I. Tilling 1960-1961

Escala apróximada 1:50.000
Curvas de nivel cada 100 m.



tan en otras localidades, especialmente en cerro Tierra Amarilla, pero no se muestran en el mapa geológico debido a las limitaciones de la escala. Ellos están cizallados y cortados por rocas batolíticas posteriores indicando claramente que fueron emplazados con anterioridad a la última intrusión batolítica. Por otra parte, el reemplazo parcial de la plagioclasa por escapolita sódica indica que las rocas hipabisales han sufrido metamorfismo de contacto. Por consiguiente, las rocas hipabisales, metamorfizadas y cortadas por rocas batolíticas posteriores representan una de las fases tempranas de plutonismo mesozoico. En la Tabla 1 se dan los análisis modales de dos muestras representativas (n. 1 y 2).

Diorita

La diorita predomina en el área estudiada y se puede distinguir los siguientes tipos:

melanodiorita
diorita de piroxena
diorita de hornblenda
leucodiorita y
tonalita

La diorita de piroxena y diorita de hornblenda fueron mapeadas juntas en el terreno pero posteriormente separadas después del estudio microscópico. Por tanto, las áreas de afloramientos designadas como diorita de piroxena y diorita de hornblenda en el mapa geológico fueron trazadas en base a un estudio de cortes transparentes e indica sólo el tipo dominante de roca.

Melanodiorita. La melanodiorita es la más máfica de las rocas dioríticas y se presenta generalmente como inclusiones en otras rocas batolíticas. Constituye sólo unos pocos cuerpos mapeables, el más grande de los cuales está ubicado en la esquina suroeste del área cerca de la Campana. Este cuerpo está cortado por otras dioritas como también por el pórfido de adamelita. Otro cuerpo de la melanodiorita (de una dimensión máxima de aproximadamente 150 m) forma el punto más septentrional del cerro El Buitre. Sin embargo, la manifestación más extensa de melanodiorita es en forma de pequeñas inclusiones (rara vez pasando 1 m su mayor dimensión); tales inclusiones pueden tener forma angular, redondeada, elongada, o de lentes irregulares.

Se presume que la melanodiorita está relacionada con el batolito, especialmente en base a la similitud de su mineralogía con la de las dioritas más recientes aunque éstas son más leucocráticas. Sin embargo, no se puede excluir la posibilidad de que la melanodiorita pueda en realidad corresponder a xenolitos de las rocas andesíticas de la formación Bandurrias, completamente recristalizadas hasta hacer desaparecer cualquier característica volcánica primaria.

Aún cuando la melanodiorita y pórfido hipabisal temprano son los más antiguos en la secuencia intrusiva la melanodiorita en una localidad está cortada por el pórfido.

En la Tabla 1 (n. 3 - 6) se dan algunos análisis modales representativos de la melanodiorita. Con la sola excepción de la muestra de CO-242 (Tabla 1, n.6), el feldespato potásico no se presenta en las melanodioritas y el cuarzo sólo se manifiesta en pequeñas cantidades.

Diorita de piroxena. La diorita de piroxena es una roca de grano grueso, por lo general fuertemente meteorizada, y compuesta principalmente de plagioclasa, piroxena y hornblenda. Se presenta en la mayor parte del área sur de la Quebrada el Buitre y al este de la Quebrada de los Changos (fig. 2). En las inmediaciones de su contacto con la roca encajadora, la diorita de piroxena muestra una textura foliada, pero es maciza y homogénea en el resto de su área de afloramiento. La diorita de piroxena y la diorita de hornblenda son las rocas plutónicas más tempranas en el área. En algunos lugares, la diorita de piroxena está cortada por la leucodiorita y por pórfido de adamelita, pero en otras partes, muestra contactos completamente escalonados comparados con estas más jóvenes.

Diorita de hornblenda. La diorita de hornblenda es la roca batolítica más abundante en el área de Tierra Amarilla y está particularmente bien expuesta en la parte oeste del área (fig. 2). No existen relaciones de contacto discordantes entre la diorita de hornblenda y diorita de piroxena y, como se estableció previamente, los dos tipos originales de rocas fueron mapeados juntos y fueron separados por un estudio de corte transparente posterior. Se puede usar la Quebrada de los Changos como un límite arbitrario entre los dos tipos de roca; hacia el este predomina la diorita de piroxena, y hacia el oeste la variedad que domina es la diorita de hornblenda. En las áreas donde no se ha hecho una tentativa para individualizar la diorita de hornblenda de la diorita de piroxena se designa como "diorita indiferenciada" (Kd) en el mapa geológico (fig. 2). Aún cuando la diorita de hornblenda puede cambiar en forma imperceptible hacia pórfido de adamelita, las observaciones de terreno indican que está intruida por este último, como también por filones y pequeños apófisis de rocas granodioríticas y graníticas.

Las asociaciones mineralógicas de la diorita de hornblenda y diorita de piroxena son similares, pero los análisis modales de estas rocas revelan diferencias en la proporción relativa de sus minerales constituyentes. Una comparación de los análisis modales de la diorita de hornblenda (Tabla 1, n. 13 - 21) con los de las diorita de piroxena (n. 7 - 12) señalan lo siguiente:

TABLA 1. Análisis modales de muestras representativas de pórfido hipabisal temprano, melanodiorita, diorita de piroxena y hornblenda y diorita indiferenciada.

	Plagioclasa An %	Feldespato Potásico	Cuarzo	Piroxena	Anfíbola	Biotita	Escapolita	Minerales Accesorios Opacos	Minerales Accesorios No Opacos	esfeno	apatita	epidota	clorita	circón	turmalina	calcita	rutilo
Pórfido Hipabisal temprano																	
1	$75{,}5An_{27}$	—	4,5	—	16,2	—	0,8	1,2	1,8	es	ap	e		z			
2	$56{,}3An_{28}$	—	—	24,5	—	—	17,5	0,9	0,8	es		e	cl	z			
Melanodiorita																	
3	$66{,}6An_{41}$	—	—	—	24,0	4,5		4,3	0,6	es		e	cl	z			
4	$69{,}8An_{34}$	—	0,5	—	4,9	21,4		2,8	0,6		ap		cl				
5	$56{,}8An_{46}$*	—	1,5	31,7	—	6,8		2,7	0,5	es	ap						
6	$58{,}1An_{40-34}$	1,3	5,5	—	29,1	—		4,9	1,1	es	ap	e					
Promedio 3 - 6	$62{,}9An_{40}$	0,3	1,9	7,9	14,5	8,1		3,7	0,7								
Diorita de Piroxena																	
7	$69{,}7An_{56}$	—	—	7,6	18,0	1,6		2,9	0,2	es		e	cl				
8	$50{,}3An_{52}$	25,0	2,5	17,1	—	1,8		2,5	0,8	es	ap		cl		t		
9	$65{,}0An_{60}$	—	—	2,3	19,4	2,3		9,1	1,9	es		e		z			
10	$74{,}1An_{47}$*	—	6,1	13,0	2,9	—		0,6	3,3	es	ap	e					
11	$69{,}3An_{53}$*	—	—	25,5	—	—		1,1	4,1	es(2,1)	ap	e(1,5)					
12	$67{,}6An_{54}$	—	0,4	21,8	2,8	—		3,9	3,5	es	ap	e(2,0)	cl				
Promedio 7 - 12	$66{,}0An_{54}$	4,2	1,5	14,6	7,2	0,9		3,3	2,3								
Diorita de Hornblenda																	
13	$51{,}6An_{38}$*	25,4	6,5	3,2	8,4	1,2		3,0	0,7	es	ap				t		
14	$42{,}0An_{42-26}$	21,9	15,0	3,2	11,8	1,9		3,0	1,2	es	ap		cl	z	t		r
15	$57{,}3An_{44}$*	11,6	6,1	0,3	19,3	—		3,9	1,5	es	ap		cl				
16	$67{,}7An_{50}$	8,1	2,9	—	16,7	0,4		3,1	1,1	es	ap						
17	$65{,}4An_{41}$	1,9	2,3	9,8	12,0	2,8		5,3	0,5	es			cl				
18	$69{,}0An_{46}$	1,0	0,5	1,1	23,9	—		3,0	1,5	es	ap						
19	$75{,}4An_{48}$	3,2	3,3	0,7	13,3	—		2,7	1,4	es	ap	e	cl				
20	$70{,}0An_{46-42}$	3,4	3,1	—	14,8	4,1		3,3	1,3		ap	e					
21	$68{,}6An_{57}$	2,3	8,1	6,3	11,0	0,2		2,2	1,3	es	ap	e	cl				
Promedio 13 - 21	$63{,}0An_{46}$	8,7	5,3	2,7	14,6	1,2		3,3	1,2								
Diorita indiferenciada																	
22	$62{,}8An_{47}$	9,8	3,4	7,1	8,3	2,8		3,8	2,0	es	ap		cl		t	ca	
23	$63{,}7An_{53-49}$	3,7	2,9	23,1	2,0	—		0,8	3,8	es	ap	e			t	ca	
24	$53{,}0An_{58}$	17,1	5,9	—	19,2	—		3,1	1,7	es	ap		cl				
25	$74{,}5An_{51}$	3,9	5,2	2,3	6,7	1,6		4,8	1,0		ap			z			
Promedio 22 - 25	$63{,}5An_{52}$	8,6	4,4	8,1	9,0	1,1		3,1	2,2								
Diorita promedio 7 - 25	$64{,}0An_{49}$	7,3	3,9	7,6	11,1	1,1		3,3	1,7								

es : esfeno
ap : apatita
e : epidota
cl : clorita
z : circón
t : turmalina
ca : calcita
r : rutilo?

* Determinación con platina universal usando el método Turner 1947.

UBICACION DE LAS MUESTRAS INDICADAS EN TABLA I

1.	CO - 1	Filón manto que cubre la parte E del cerro El Granate, 1,1/2 km al SW de Tierra Amarilla.
2.	A - 14	Filón manto, ladera SE del cerro El Granate, 2 km al SW de Tierra Amarilla.
3.	CO - 232	2 km al E de Portezuelo de los Lirios 1,1/2 km al S de Portezuelo de la Elena.
4.	CO - 234	1/4 km al N de Portezuelo de los Lirios.
5.	CO - 318 - Aq	Inclusión en monzodiorita. Quebrada El Buitre 3,1/2 km al W de Tierra Amarilla.
6.	CO - 242	Inclusión en tonalita; 1/2 km al NE de Portezuelo de los Lirios.
7.	CO- 92	Ladera NW del cerro Los Bronces, 1,1/2 km al N de la cumbre 940 m.
8.	CO - 278	Inmediatamente al N del contacto con granito rico en sodio, 2, 1/2 km al W del cerro Los Bronces.
9.	B - 61	Inmediatamente al N del camino a la mina San Ramón, aproximadamente 2 km al NW de la cumbre 940 m del cerro Los Bronces.
10.	B - 64	Aproximadamente 2, 1/2 km al NW de muestra B - 61.
11.	B - 72	Aproximadamente 5 km al Nw de la muestra B - 64.
12.	B - 76	Aproximadamente 3 km al WNW de la muestra B - 72.
13.	C - 3	Inmediatamente al W del contacto con la zona de skarn, ladera NE del cerro El Granate, 2,1/2 km al W de Tierra Amarilla, en diorita de hornblenda incluida en una zona formada por diorita de piroxena.
14.	B - 54	Inmediatamente al W del contacto con la zona de skarn, ladera NW del cerro Los Bronces, 1/2 km al NW de la cumbre 940 m ; diorita de hornblenda incluida en diorita de piroxena.
15.	CO - 240	1/2 km al W del cerro Tortuga.
16.	CO - 447	1/2 km al NW de la mina María Teresa.
17.	CO - 252	Aproximadamente 1/2 km al E del Portezuelo de la Elena.
18.	CO - 258	Aproximadamente 1 km al S de la cumbre del cerro San Francisco.
19.	CO - 259	Aproximadamente 1/2 km al NNW de la muestra CO - 258.
20.	CO - 355	1 km al NNE del cerro Tortuga.
21.	C - 75	Aproximadamente 1 km al S de la mina Tránsito.
22.	CO - 330	Aproximadamente 1 km al ESE de la cumbre del cerro El Granate.
23.	CO - 568	Aproximadamente 1 km al NW de la cumbre del cerro El Granate
24.	CO - 577	Quebrada Viñita; aproximadamente 2, 1/2 km al NE del Portezuelo de las Cruces.
25.	CO - 324	Quebrada El Buitre, aproximadamente 1 km al WSW del cerro Tierra Amarilla.

1) En todas las muestras de diorita de hornblenda predomina la anfíbola y la piroxena es menos abundante o ausente; en cambio, lo contrario ocurre para la diorita de piroxena; la piroxena es invariablemente predominante y la anfíbola es subordinada o ausente.
2) La diorita de hornblenda siempre contiene cuarzo y feldespato potásico, mientras que la diorita de piroxena, con excepción de la muestra n. 8 (*), carece de uno o ambos de estos minerales.
3) La composición media de la plagioclasa en la diorita de piroxena es más cálcica que aquella de la plagioclasa en la diorita de hornblenda (An_{54} vs. An_{45}).

La composición modal promedio de las cuatro muestras (Tabla 1, n. 22-25) de rocas dioríticas indiferenciadas recolectadas en el área al norte de la Quebrada el Buitre es notablemente parecida a la composición modal promedio de todas las muestras de diorita (Tabla 1, última columna) usadas en los diagramas de variación.

Leucodiorita. La leucodiorita es más leucocrática que todas las otras rocas dioríticas salvo la tonalita, y se distingue fácilmente de la tonalita en el terreno por sus proporciones más altas de biotita y menor proporción de cuarzo. La leucodiorita es erodada más fácilmente que las otras rocas batolíticas y generalmente forma bajos topográficos. En la Quebrada el Buitre aparecen buenos afloramientos de leucodiorita muy desgastados, pulidos y esculpidos irregularmente; estos singulares productos de abrasión han sido llamados "tafoni" por Segerstrom y Henríquez (1964), quienes también discutieron su posible origen.

La leucodiorita muestra contactos gradacionales con la diorita de piroxena y diorita de hornblenda, pero está cortada por filones lamprofíricos y por pequeñas masas de intrusiones micrograníticas ricas en turmalina. Es común el "descoloramiento" de la roca a lo largo de los agrietamientos (ver más adelante "Rocas blanqueadas").

Debido a que un contacto de falla separa la leucodiorita del pórfido de adamelita, se desconoce la edad relativa de estos dos tipos de rocas.

La leucodiorita contiene más feldespato potásico que otras rocas dioríticas en el área (Tabla 2, n. 29-33) y se aproxima a la monzonita en composición. La leucodiorita es de composición intermedia entre pórfido de adamelita y diorita de piroxena o diorita de hornblenda. Con un porcentaje creciente de cuarzo y feldespato potásico, la leucodiorita puede gradar hacia adamelita (monzonita cuarcífera); con porcentajes en disminución de cuarzo y feldespato potásico hacia diorita.

Tonalita. La tonalita (diorita cuarcífera) aflora en forma de un cuerpo elongado en el extremo suroeste del área. Resistente a la erosión, constituye una prominente cordillera de dirección norte-sur la cual incluye la Campana, el punto más alto en el área (fig. 2). La tonalita corta las otras rocas dioríticas. Cerca del cerro Tortuga, pequeños apófisis y filones de tonalita provenientes de la masa principal, evidentemente cortan filones micrograníticos y aplíticos los cuales tienen una composición similar a la matriz del pórfido de adamelita. La ubicación muy tardía de la tonalita en la secuencia intrusiva es una excepción a la tendencia general de las rocas félsicas que cortan las rocas máficas, lo que sugiere que posiblemente la tonalita no es comagmática con las otras rocas dioríticas.

La tonalita es la roca más leucocrática de las rocas batolíticas en el área; es una roca de textura granular de grano medio, de color gris claro, constituida principalmente por plagioclasa, anfíbola y cuarzo. Contiene abundantes inclusiones máficas, las cuales son relativamente escasas en otras rocas del batolito. Estas inclusiones máficas, que varían desde fragmentos angulares a vetillas y generalmente no más grandes de 10 cm, tienen esencialmente la misma mineralogía que la roca encajadora pero la proporción de anfíbola es mayor a expensas del cuarzo. Estas inclusiones máficas pueden haber derivado ya sea de la melanodiorita o de las rocas volcánicas de la formación Bandurrias, o de ambas.

En la Tabla 2 (n. 26-28) se dan algunos análisis modales representativos de la tonalita. La muestra n. 28 representa un filón de un metro de potencia el cual corta el miembro-extremo microgranítico del pórfido de adamelita.

Adamelita y granodiorita

Las rocas de composición adamelítica y granodiorítica son menos abundantes volumétricamente que las rocas dioríticas en el área (fig. 2), pero en otros lugares en la región de Copiapó, Segerstrom y sus colaboradores mapearon extensas áreas de afloramientos de "granodiorita". Sin embargo, la unidad de "granodiorita" (Kgd) de Segerstrom incluye todas las rocas batolíticas leucocráticas de grano medio y grueso, desde granito a diorita que no sean evidentemente porfíricas o melanocráticas. Por lo tanto, sin antecedentes adicionales, es imposible por el momento estimar que proporción del Batolito Andino en la región de Copia-

(*) Esta muestra atípicamente abundante con contenido de feldespato potásico, se incluye sin embargo en la unidad de diorita de piroxena debido a su alto contenido de piroxena (17%).

TABLA 2. Análisis modales de muestras representativas de tonalita, leucomonzonita, pórfido adamelítico, granodiorita de hornblenda y granito de albita.

	Plagioclasa An°/o	Feldespato Potásico	Cuarzo	Piroxena	Anfíbola	Biotita	Minerales Accesorios Opacos	Minerales Accesorios No Opacos	esfeno	apatita	epidota	clorita	circón	turmalina	calcita	allanita	muscovita	hematita
Tonalita																		
26	$69{,}5An_{42\text{-}37}$*	2,0	18,7	---	5,2	3 0	1,4	0,2	es	ap	e	cl	z					
27	$63{,}9An_{40}$	1,7	25,0	---	4,1	2,2	1,4	1,7	es	ap	e	cl			ca			
28	$61{,}7An_{42\text{-}34}$	1,3	25,7	---	7,2	0,9	1,3	1,9	es	ap	e	cl						
Promedio (26-28)	$65{,}0An_{39}$	1,7	23,1	---	5,5	2,0	1,4	1,3										
Leucodiorita																		
29	$52{,}6An_{44\text{-}34}$	12,5	3,6	0,7	20,6	5,6	2,7	1,7	es	ap	e			t				
30	$35{,}2An_{35\text{-}30}$	21,8	9,0	3,3	15,2	13,3	1,8	0,4	es	ap								
31	$50{,}2An_{40}$	28,6	4,1	3,9	6,0	4,5	1,5	1,2	es	ap								
32	$60{,}2An_{44\text{-}36}$	5,2	10,8	6,2	5,5	9,4	1,6	1,1	es	ap		cl		t				
33	$44{,}6An_{43}$	28,9	10,8	5,1	3,0	6,1	1,3	0,2	es	ap								
Promedio (29 - 33)	$48{,}5An_{38}$	19,4	7,7	3,8	10,1	7,8	1,8	0,9										
Pórfido adamelítico																		
34	$56{,}2An_{40\text{-}29}$*	20,4	19,7	---	---	trazas	1,5	2,2	es	ap	e	cl						
35	$39{,}5An_{49}$	40,8	7,8	4,7	4,5	---	2,2	0,5	es	ap	e	cl		t				
36	$47{,}0An_{58\text{-}54}$	33,1	10,4	---	5,0	---	4,2	0,3	es	ap	e	cl						
37	$30{,}5An_{54\text{-}40}$	46,3	12,1	7,1	1,2	0,2	1,9	0,7	es	ap	e	cl						
38	$50{,}9An_{52}$	17,1	4,8	24,2	---	---	0,4	2,6	es	ap	e				ca			
39	$29{,}8An_{52\text{-}44}$*	49,8	9,4	6,9	0,9	---	2,6	0,6	es	ap								
40	$29{,}7An_{38\text{-}32}$	43,7	15,9	---	3,3	3,9	2,6	0,9	es	ap								
Promedio 34 - 40	$40{,}6An_{46}$	35,8	11,4	6,1	2,1	0,7	2,2	1,1										
Granodiorita																		
41	$62{,}7An_{47\text{-}24}$*	6,4	15,9	1,8	5,5	5,2	1,9	0,6	es	ap	e	cl						
42	$58{,}6An_{43\text{-}32}$	15,1	16,1	---	7,3	0,9	1,5	0,5	es	ap	e	cl	z					
Promedio 41 - 42	$60{,}8An_{36}$	10,7	16,0	0,9	6,4	3,0	1,7	0,5										
Granito de Hornblenda																		
43	$59{,}0An_{14\text{-}6}$	9,1	26,4	---	2,8	---	0,5	2,2	es	ap	e	cl						
44	$61{,}7An_{18\text{-}10}$*	0,1	30,9	---	5,2	trazas	0,4	1,7	es	ap	e		z					
45	$68{,}9An_{10}$	0,7	16,8	---	11,8	---	0,6	1,2	es	ap		cl						
46	$72{,}9An_{6}$	---	10,0	---	11,3	---	0,3	5,5	es	ap	e(3,6)							
Promedio 43 - 46	$65{,}7An_{10}$	2,6	21,0	---	7,5	trazas	0,5	2,7										
Granito de Albita																		
47	$64{,}5An_{10}$	0,7	29,9	---	---	---	3,2	1,7	es		e					al	m(0,3)	h
48	$61{,}2An_{4}$*	---	31,6	---	---	---	0,4	6,8	es	ap					ca(5,4)	cl		
49	$61{,}1An_{8}$	---	35,6	1,8	---	---	1,2	0,4	es	ap								
50	$65{,}2An_{6}$	2,9	27,6	---	trazas	---	0,9	3,4	es	ap	e			t(2.1)				
51	$51{,}1An_{7}$	0,6	30,9	---	---	---	1,3	16,1	es					t(15,4)		al		h
52	$68{,}9An_{5}$	—	20,7	---	---	---	trazas	10,4	es					t(7,2)		al		
Promedio 47 - 52	$61{,}9An_{7}$	0,7	29,5	---	---	---	1,2	6,4						t(4,1)	ca(0,9)			

es : esfeno
ap : apatita
e : epidota
cl : clorita
z : circón
t : turmalina
ca : calcita
al : allanita
m: muscovita
h: hematita

* Determinaciones con platina universal usando el método Turner 1947

UBICACION DE LAS MUESTRAS INDICADAS EN TABLA 2

26.	CO - 229C	Ladera oriental del cerro La Campana; 2 km al E del Portezuelo de los Lirios.
27.	CO - 236	Extremo norte del cerro La Campana, 1 km al WSW del Portezuelo de la Elena.
28.	CO - 239	Apófisis de tonalita que corta a diorita de hornblenda, 1/4 km al E del cerro Tortuga.
29.	A - 2	Quebrada El Buitre, 3 km al W de Tierra Amarilla.
30.	CO - 304	Afluente sur de Quebrada El Buitre, 2 km al W de su afluencia con el afluente principal de la quebrada.
31.	CO - 308	Afluente sur de Quebrada El Buitre, 1/2 km al S de la localidad de CO - 304.
32.	CO - 318	Quebrada El Buitre, 3, 1/2 km al W de Tierra Amarilla.
33.	CO - 571	Quebrada Viñita, 2 km al WSW del cerro El Granate.
34.	CO - 272 A	Naciente de Quebrada de los Changos, aproximadamente 1, 1/2 km al NNE de la cumbre del cerro San Francisco.
35.	CO - 285	Quebrada de los Changos, 3/4 km al SSW de la cumbre sur (1.255 m) del cerro El Buitre.
36.	CO - 287	Cumbre sur (1.255 m) del cerro El Buitre.
37.	CO - 300	Ladera E del cerro El Buitre, 2 km al ESE de su cumbre sur.
38.	CO - 341	Cumbre del cerro El Granate (aproximadamente 3,1/2 km al SW de la Fundición Nacional de Paipote).
39.	CO - 352	Naciente de Quebrada El Buitre 1/2 km al NE de la cumbre norte (1.230 m).
40.	CO - 388	Ladera oriental del cerro El Buitre, 1 km al S del Portezuelo de las Cruces.
41.	CO - 562	Quebrada Viñita, parte N del cerro El Buitre, 4 km al W de la Fundición Nacional de Paipote.
42	CO - 572	Quebrada Viñita, inmediatamente al W del camino principal, 2, 1/2 km al W del cerro El Granate.
43.	CO - 428	Parte NW del área, 1/2 km al W de la Carretera Panamericana, 1,1/2 km al SSW del Portezuelo Cardones.
44.	CO - 430	1 km al W del Portezuelo Cardones, 1, 1/2 km al NNO de la localidad CO - 428.
45.	CO - 470	Al S de la Carretera Panamericana. 3,1/2 km al SSW del Portezuelo Cardones.
46.	CO - 471	Al S de la Carretera Panamericana, parte W del área, 1,1/2 km al S de la localidad 470 (5 km al SSW de Portezuelo Cardones.)
47.	CO - 191	Inmediatamente al S del camino al Portezuelo de la Elena, aproximadamente 1 km al N de la mina San Antonio.
48.	CO - 196	1/2 km al E de la localidad CO - 191 (1,1/4 km al NNE de la mina San Antonio).
49.	CO - 202	Al sur del camino al Portezuelo de la Elena 2 km al WSW de la mina San Antonio.
50.	B - 58	Filo de una loma al sur del camino de la mina San Ramòn y aproximadamente 1 km al NW de la cumbre del cerro Los Bronces.
51.	C - 55	Inmediatamente al W de la mina San Antonio.
52	C - 62	150 m al W de la localidad C - 55.

pó está constituido por adamelita y granodiorita.

Pórfido de adamelita. El pórfido de adamelita, constituido por fenocristales de plagioclasa gris oscura en una matriz rosácea de cuarzo y feldespato potásico, tiene caractarísticamente un aspecto manchado. La plagioclasa tiene una apariencia idéntica con aquella de la diorita de piroxena y diorita de hornblenda. Evidencias de terreno demuestran que el pórfido de adamelita grada insensiblemente hacia diorita de piroxena o diorita de hornblenda. Por consiguiente, el contacto entre la diorita y el pórfido de adamelita se ha dibujado en forma arbitraria; si la matriz de cuarzo feldespato potásico constituye más de un tercio de la roca, se asigna al pórfido de adamelita; si es menos de un tercio, a la diorita. Entre las rocas mapeadas como pórfido de adamelita, hay una serie ininterrumpida de variaciones, desde un miembro extremo rico en matriz (microgranítico) hasta un miembro extremo rico en fenocristales (diorítico).

En el área se presentan dos grandes masas de pórfido de adamelita (*): uno en los alrededores del cerro el Buitre y el otro cerca del cerro el Granate (fig. 2). Esparcidos a través de la diorita de hornblenda y diorita de piroxena hay otras masas, demasiado chicas para indicarlas en el mapa geológico; igualmente cuerpos pequeños de diorita de piroxena y/o de hornblenda se presentan dentro de las áreas de afloramientos designadas como pórfido de adamelita. Aunque muchos contactos entre el pórfido de adamelita y las dioritas son gradacionales, otros son bruscos; el pórfido de adamelita corta o contiene autolitos de las dioritas. A gran escala relaciones similares pueden ser observadas en las laderas surorientales del cerro el Buitre donde se presentan bloques aislados de diorita de piroxena de grano grueso (hasta decenas de metros) como autolitos en el pórfido de adamelita. Por otra parte, las distintas variedades gradacionales del pórfido de adamelita muestran relaciones transgresivas entre ellas; en todos los casos, la roca con menos fenocristales de plagioclasa (en consecuencia, más rica en feldespato potásico) corta las rocas con más fenocristales. En la Tabla 2 (n. 34-40) se muestran algunos análisis modales típicos del pórfido de adamelita; la muestra n. 38 representa al extremo rico en fenocristales (diorítico) y las muestras n. 37 y 39 representan el extremo rico en matriz (microgranítico). La composición modal promedio de la roca está caracterizada por proporciones ligeramente iguales de plagioclasa y feldespato potásico con más de 10% de cuarzo, una composición típica de adamelita (monzonita - cuarcífera).

(*) Ruiz (1942) llamó a estas rocas "granodiorita híbrida".

Granodiorita

La granodiorita tiene una distribución muy limitada en el área levantada (fig. 2); los cuerpos mapeables de esta roca afloran en los alrededores de Quebrada Viñita. Sin embargo, fuera del área levantada, hacia el noroeste de Quebrada Viñita, se presentan rocas litológicamente similares. La granodiorita corta todas las rocas dioríticas con excepción de la tonalita, a la cual se asemeja en apariencia general. En el extremo más septentrional del área, la granodiorita está en contacto bien definido con el pórfido de adamelita, pero es imposible determinar cual roca es más joven. Sin embargo, debido a que la adamelita grada hacia diorita, la cual está evidentemente cortada por granodiorita, parece razonable concluir que la granodiorita es también más joven que el pórfido de adamelita.

En términos de la composición modal, la granodiorita (Tabla 2, n. 41 y 42) se aproxima mucho a la tonalita, con la diferencia que es ligeramente más félsica y contiene más feldespato potásico a expensas de plagioclasa y cuarzo.

Granito

No existen en el área cuerpos mapeables de verdadero granito (rico en feldespato potásico). En cambio, se encuentran sólo rocas graníticas con contenido de plagioclasa albítica, e incluso éstas están mal representadas. Se pueden distinguir dos tipos de rocas graníticas: granito de hornblenda y granito de albita.

Granito de Hornblenda. El granito de hornblenda es una roca de grano medio compuesta principalmente de plagioclasa albítica, cuarzo y anfíbola; se presenta en el extremo noroeste del área estudiada. En el terreno, este granito se presenta uniforme y generalmente está profundamente meteorizado. Evidentemente corta la diorita de hornblenda, pero a su vez está cortado por apófisis y filones de rocas aplíticas y lamprofíricas.

Granito de albita. El granito de albita aflora en la parte central-sur del área mapeada, al sur del distrito minero Ojancos Nuevos (fig. 2). Se distingue fácilmente del granito de hornblenda por la virtual falta de minerales ferromagnesianos y por la textura porfírica incipiente. El granito de albita corta la diorita de hornblenda y diorita de piroxena y a su vez está cortado por la tonalita. Se desconoce su edad en relación con el granito de hornblenda pero el predominio de plagioclasa albítica en estas dos rocas sugiere que ellas están probablemente estrechamente relacionadas en edad. La Tabla 2 (n. 43-52) muestra algunos análisis modales típicos de los granitos de hornblenda y granito de albita.

Gran parte del granito de albita ha sido cizallado y alterado hidrotermalmente. Cerca del cateo San Antonio, se manifiesta como una brecha intrusiva constituida por fragmentos angulares de roca batolítica y roca de caja rodeados por una matriz granulada de granito de albita, estos fragmentos están comúnmente deformados y/u orientados produciendo una foliación planar incipiente

Cuerpos intrusivos menores

La unidad batolítica principal está cortada por muchas intrusiones pequeñas, la mayor parte de las cuales son demasiado chicas para mostrarlas en el mapa. La mayoría de estas masas tienen forma tabular, pero algunas son irregulares. Se pueden agrupar en dos grandes categorías: 1) rocas félsicas; y 2) rocas lamprofíricas.

Rocas félsicas. Intrusiones menores de rocas félsicas se presentan generalmente como filones de composición granodiorítica o granítica. Las relaciones de terreno demuestran que los filones granodioríticos cortan solamente a las rocas dioríticas y el miembro extremo rico en fenocristales (diorítico) del pórfido de adamelita, mientras que los filones graníticos cortan todas las rocas batolíticas con excepción de la tonalita y rocas lamprofíricas, sugiriendo de este modo que la inyección de estos últimos puede ser más tardía en la secuencia intrusiva que la de los filones granodioríticos. Texturalmente, las rocas filonianas son típicamente aplíticas o porfíricas, escasamente microgranítica. Sin embargo, si la roca contiene suficientes minerales máficos, puede exhibir una foliación paralela a las paredes del filón. La Tabla 3 (n. 53-57) presenta análisis modales para algunas muestras representativas de las rocas de los diques félsicos.

TABLA 3. Análisis modales de algunos ejemplos representativos de cuerpos intrusivos menores

	53	54	55	56	57
Plagioclasa (An^{o}/o)	56.7 An_{37}	55.0 An_{24}	45.3 An_{26}	44.4 An_{4}	12.7 An_{34}
Feldespato Potásico	—	1.4	14.9	17.0	35.8
Cuarzo	—	42.9	22.3	35.2	43.9
Piroxena	—	—	—	—	3.2
Anfíbola	0.5	0.2	8.2	—	1.8
Biotita	—	—	8.4	—	—
Muscovita	—	—	—	3.0	—
Accesorios Opacos	0.8	0.2	0.6	indicios	0.4
Minerales accesorios no opacos	42.0	0.3	0.3	0.4	2.2
s : Esfeno	s	s	s	s	s
ap : Apatita	ap	ap	ap	ap	ap
e : Epidota	e (7.6)	e	—	—	e
cl : Clorita	cl (32,4)	cl	—	cl	—
z : circón	—	—	z	z	—
t : Turmalina	—	t	—	—	—
ca : Calcita	ca	—	—	—	—

53. CO - 75: Filón lamprofírico verde oscuro de grano fino que corta filón aplítico (el que a su vez corta el pórfido hipabisal temprano y las rocas skarns); 250 m NW de la cumbre del cerro Los Bronces. 54. CO - 82: filón granodiorítico aplítico que corta rocas skarn; aproximadamente 1 km NNE de la cumbre del cerro Los Bronces. 55. CO - 294: plug granodiorítico que corta la leucodiorita; Quebrada de Ojancos, 3,1/2 km WSW de Tierra Amarilla. 56. CO - 419: plug rico en cuarzo felsítico; 1/2 km al E de la Carretera Panamericana, 1 km al S de Puerto Cardones. 57. CO - 171: dique porfírico granítico cortando rocas metamórficas de contacto, al N de Quebrada Nantoco, 4 km WSW de Nantoco y 2, 1/2 km ESE de mina San Antonio.

Rocas lamprofíricas. Las rocas lamprofíricas son de color verde oscuro, de grano fino a medio y se presentan a través del área como filones generalmente de menos de 1 m de potencia; sólo los cuerpos más grandes de rocas lamprofíricas se muestran en el mapa geológico (fig. 2). Una manera de presentarse poco común es la de un cuerpo, bien expuesto en la ladera inmediatamente al sur de la desembocadura de la Quebrada Meléndez (margen este, fig. 2). Los contactos superiores e inferiores de este cuerpo son concordan-

tes con las capas sedimentarias, pero los contactos laterales son discordantes, localmente deformando las capas adyacentes. Este cuerpo presenta buena disyunción columnar.

Debido a que cortan todas las otras rocas batolíticas, las rocas lamprofíricas representan los intrusivos más jóvenes en el área. Como lo señaló previamente Ruiz (1942), estos filones generalmente son adyacente o paralelos a muchas de las vetas metalíferas. Esta estrecha asociación espacial de las rocas lamprofíricas con vetas de origen hidrotermal también sugiere que ellas fueron inyectadas cerca del término del plutonismo.

Las rocas lamprofíricas son de variada composición. Ruiz (1942) informó sobre la presencia de quersantitas, odinitas, minetas y diabasas en el área pero sólo dio la descripción petrográfica de la odinita y quersantita. La mayor parte de las rocas lamprofíricas están tan alteradas que es imposible determinar su composición original. La muestra n. 53 (Tabla 3) que es una muestra típica de muchas de las rocas lamprofíricas, está constituida principalmente de fenocristales de plagioclasa sericitizada y epidotizada incluidos en una matriz de clorita y minerales opacos; rocas lamprofíricas similares se presentan en otros lugares en la región de Copiapó (Segerstrom y otros, 1960, p.15).

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS BATOLITICAS

Las rocas del Batolito Andino en el área estudiada se distinguen por una mineralogía simple predominando los siguientes minerales: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, piroxena, anfíbola, biotita, minerales accesorios opacos y minerales accesorios no-opacos. Como evidencia en los análisis modales (Tabla 1 - 3), las diferencias en composición entre las varias unidades del Batolito Andino se deben principalmente a proporciones diferentes de los minerales mencionados más arriba y sólo en segundo término a diferencias en la composición de algún determinado mineral (por ejemplo, plagioclasa). De acuerdo con lo anterior, la petrografía de las rocas batolíticas puede ser discutida adecuadamente en función de sus minerales constituyentes, en orden aproximadamente decreciente de abundancia.

Plagioclasa. La plagioclasa, salvo algunas excepciones, se presenta como granos subhedrales, con un tamaño promedio que varía entre 4 y 7 mm (máximo 2,5 cm) en las dioritas de piroxena y hornblenda y en el pórfido de adamelita y entre 1 y 3 mm (máximo 7 mm) en todas las otras rocas batolíticas. Solamente en el pórfido hipabisal temprano y en el granito de hornblenda hay algo de plagioclasa anhedral. En algunas secciones transparentes de las dioritas de piroxena y hornblenda se observan entrecrecimientos mirmequíticos a lo largo de los márgenes de los granos de plagioclasa adyacentes a feldespato potásico, pero son escasos en otras rocas. La plagioclasa en las dioritas de hornblenda y piroxena está por lo general parcial o completamente rodeada por feldespato potásico.

La composición de la plagioclasa en las rocas batolíticas se indica en las tablas 1 y 3. La diorita de piroxena contiene las plagioclasas más cálcicas, con una composición promedio de An_{54}. La plagioclasa albítica es propia del granito de hornblenda (An_{10}) y del granito de albita (An_7). La composición promedio de plagioclasa en las otras rocas (ver Tablas 1 y 3) alcanza desde oligoclasa cálcica a andesina cálcica. En el pórfido de adamelita, la plagioclasa de la matriz parece ser ligeramente más sódica que la de los fenocristales.

Una zonación normal es característica de casi toda la plagioclasa; zonación oscilatoria es menos común, y zonación inversa es extremadamente escasa. Los granos de plagioclasa con zonación son escasos en la melanodiorita, granito de hornblenda y granito de albita. En otras rocas, son mucho más comunes los granos de plagioclasa con zonación, y la diferencia en el contenido de anortita desde el núcleo hasta el borde en cualquier granito generalmente es 10 - 15$^{o}/_{o}$ y rara vez excede de un 20$^{o}/_{o}$.

Por lo general, la plagioclasa está sericitizada y/o epidotizada; la epidotización de la plagioclasa está más avanzada en los núcleos cálcicos de los granos con zonación. En el pórfido hipabisal temprano, el cual ha sido ligeramente metamorfoseado por rocas batolíticas más jóvenes, la plagioclasa está reemplazada parcialmente por escapolita sódica.

Feldespato potásico. Como se desprende de los análisis modales de las rocas batolíticas (Tabla 1 - 3) el feldespato potásico es un constituyente principal sólo en la leucodiorita, pórfido de adamelita y en algunas de las intrusiones félsicas menores. En la mayor parte de las rocas batolíticas del área, el feldespato potásico se presenta solamente en pequeñas cantidades o no hay; se presenta invariablemente como granos anhedrales, por lo general de grano fino (menos de 2 mm); pero en algunas rocas aparece de grano más grueso (hasta de 4 mm) rellenando intersticios y entremezclados micrográficamente con cuarzo. Comúnmente tiene maclas de Carlsbad. El feldespato potásico es ortoclasa y se presenta como micropertita en la mayoría de las rocas. Sin embargo, en el granito de hornblenda y granito de albita, los entrecrecimientos micropertíticos aparentemente no están desarrollados o lo están tan débilmente que ellos quedan enmascarados por la apariencia característica turbia y alterada de la orto-

clasa. Como se estableció anteriormente, la ortoclasa cubre parcial o totalmente a la plagioclasa en muchas muestras de la diorita de piroxena y diorita de hornblenda.

Cuarzo. El cuarzo de modo característico se presenta como granos anhedrales transparentes con extinción ondulosa, el cual rellena los intersticios. El tamaño promedio de los granos de cuarzo en la mayoría de las rocas es menor que 2 mm; sin embargo, en la tonalita, granito de hornblenda, y granito de albita, el cuarzo puede tener tamaño mayor (hasta 3 - 4 mm). La tonalita tiene dos generaciones de cuarzo; cuarzo primario, el cual muestra extinción ondulosa; y cuarzo secundario, el cual rellena pequeñas fisuras y muestra extinción uniforme. En muchas rocas el cuarzo está estrechamente asociado con feldespato potásico, por lo general en entrecrecimientos micrográficos.

Anfíbola. La anfíbola, el más abundante de los minerales ferromagnesianos, se presenta en casi todas las rocas batolíticas del área mapeada. De manera característica se presenta como cristales prismáticos subhedrales de hornblenda verde los cuales por lo general son de grano más fino que la plagioclasa asociada en cualquier roca; solamente en el pórfido hipabisal temprano y en algunos filones lamprofíricos se presenta como cristales euhedrales. El tamaño promedio de los granos de hornblenda rara vez excede los 3 mm; en muchas muestras está maclada a lo largo del plano (100) y es poiquilítica con pequeñas inclusiones de minerales opacos, esfeno, feldespato, cuarzo y apatita. En la melanodiorita, la hornblenda se encuentra como discretos granos subhedrales y como inclusiones redondeadas pequeñas, en plagioclasa. En la mayoría de las secciones transparentes estudiadas, la hornblenda está parcialmente biotitizada y/o cloritizada.

El pleocroismo y ángulo de extinción de la hornblenda varía muy poco de una roca a otra (ver Tabla 4); solamente en el pórfido hipabisal temprano y granito de albita el pleocroismo es realmente diferente de aquel de las otras rocas. La anfíbola en el granito de albita es débilmente pleocroica desde incolora hasta verde muy pálido; es actinolítica y probablemente de origen secundario (deutérico?). Anfíbola actinolítica también se presenta en algunas de las dioritas de hornblenda como agregados fibrosos pseudomorfos según piroxena.

TABLA 4. Pleocroismo y ángulo de extinción de anfíbolas de las rocas batolíticas de la región de Tierra Amarilla

Unidad del Batolito	Pleocroismo			Angulo de extinción (Z ∧ c) 1/
	Z	Y	X	
Pórfido hipabisal temprano	verde claro	verde pálido	neutro	21°
Melanodiorita	verde oscuro	verde	verde amarillento pálido	21°
Diorita de piroxena	verde oscuro	verde	verde grisáceo claro	
Diorita de hornblenda	verde	verde pardusco	neutro	16 - 18° (**)
Leucodiorita	verde oscuro	verde	verde amarillento	18°
Tonalita	verde oscuro	verde	verde pálido	22°
Pórfido adamelítico	Parecido al de las dioritas de piroxena y hornblenda pero con alteración a biotita y/o clorita más avanzada.			
Granodiorita	verde	verde claro	verde amarillento	22°
Granito de hornblenda	verde	verde muy claro	verde amarillento pálido	22°
Granito de albita	Anfíbola actinolítica, débilmente pleocroica entre verde muy pálido a incoloro.			17°

1/ Máxima medida en el microscopio, por lo tanto el ángulo se aproxima o puede ser el verdadero Z∧c

(**) Determinación con platina universal, por lo tanto el ángulo medido es el verdadero Z∧c; el $Z\wedge_x$ medido en estas anfíbolas varía entre 68° y 80°.

Piroxena. La piroxena es un mineral ferromagnesiano común en las primeras rocas de la secuencia intrusiva pero es escasa o no se presenta en rocas más jóvenes (ver Tablas 1 - 3). Al igual que la anfíbola, la piroxena también por lo general es de grano más fino que la plagioclasa en una misma muestra; el tamaño promedio del grano varía entre 1 y 2 mm, pero se observaron granos de hasta 3-4 mm en algunas de las secciones transparentes. En general, la piroxena es menos idiomorfa que la hornblenda en la misma roca y se presenta como granos anhedrales a subhedrales no pleocroicos. En algunas rocas, por ejemplo en la leucodiorita, la piroxena comúnmente se presenta como núcleos relictos en hornblenda. Son comunes las inclusiones "schiller" de minerales opacos en piroxena, a lo largo de los planos de clivaje (001) o (110); muchas piroxenas contienen también abundantes inclusiones de esfeno. Granos maclados de piroxena son escasos en comparación con la hornblenda, pero en algunas secciones transparentes, especialmente de la melanodiorita, se observan piroxenas maclados a lo largo del plano (100). En muchas rocas, particularmente en las dioritas de piroxena y hornblenda y en el pórfido adamelítico, existen anillos de reacción de hornblenda verde alrededor de la piroxena.

La Tabla 5 indica algunas propiedades ópticas seleccionadas de la piroxena en el pórfido hipabisal temprano y diorita de piroxena; la piroxena en las otras rocas es similar. El ángulo 2V(55 - 58°) de la piroxena cae dentro del rango generalmente encontrado para la augita, pero los ángulos $Z\wedge c$ (38- 47°) son más característicos de diópsido. Ruiz (1942, p. 1214) informó acerca de la hedenbergita ($Cn_{22}He_{78}$, $2V_z = 41°$, $Z\wedge c = 45°$) y "augita" ($2V_z = 60°$, $Z - X = 0{,}028$) en el pórfido hipabisal temprano.

TABLA 5. Angulos $2V_z$ y $Z\wedge c$ de piroxenas de cinco rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla

Unidad del Batolito	$2V_z$ 1/	$Z\wedge c$ 1/
Diorita de piroxena	55°	44°
	57°	38°
	56°	47°
	58°	39°
Pórfido hipabisal temprano	59°	38°

1/ Promedio de determinaciones en platina universal de dos granos en cada muestra.

Biotita. La biotita no es un mineral ferromagnesiano abundante en las rocas batolíticas; sólo en la melanodiorita y leucodiorita se encuentran cantidades significativas de biotita (ver Tablas 1 - 3). La biotita es subhedral, generalmente de grano fino (1 - 2 mm o menos en la de máxima dimensión). En muchas muestras de las dioritas de piroxena y hornblenda y del pórfido de adamelita, pequeñas cantidades de biotita están estrechamente asociadas con la anfíbola y evidentemente son los productos de alteración de la anfíbola (deutérico?). La mayor parte de los granos de biotita están cloritizados hasta cierto grado, y algunos lo están completamente. Fuera de la biotita primaria (pleocroico amarillo paja a café verdoso) la cual está parcialmente cloritizada, algunas muestras de la melanodiorita contienen también biotita secundaria, la cual se presenta como hojas muy finas no cloritizadas a lo largo de los planos de clivaje y fisuras pequeñas en la plagioclasa. Con excepción de la biotita en la melanodiorita, la cual es pleocroica desde amarillo paja a café verdoso, la biotita en todas las otras rocas es pleocroica desde neutral o amarillo paja a café oscuro o café rojizo oscuro.

Minerales opacos accesorios. El mineral opaco accesorio más abundante en las rocas batolíticas es magnetita, por lo general mostrando contornos euhedrales. En la roca diorítica (ver Tabla 1), los minerales opacos comprenden en promedio alrededor de 3,5% en volumen de la roca. No se identificó ilmenita pero algunos de los granos opacos más pequeños en la diorita de hornblenda y diorita de piroxena muestran el brillo plateado típico de la ilmenita bajo la luz reflejada. Además de la magnetita, la leucodiorita también contiene hematita, la cual por lo general se presenta como inclusiones "schiller" en la piroxena. En muchas muestras del granito de albita alterado hidrotermalmente, el principal mineral opaco es pirita cúbica.

Minerales no opacos accesorios. El mineral accesorio no opaco más abundante en las rocas batolíticas es esfeno y se presenta en prácticamente todas las rocas

estudiadas. Por lo general se presenta como granos subhedrales a euhedrales, muchos de los cuales tienen formas de cuñas características, pero en muchas secciones transparentes la titanita también se presenta como agregados irregulares o como películas a lo largo de los planos de clivaje en los minerales ferromagnesianos. Otro mineral no opaco abundante diseminado es la apatita, la cual se observa en la mayoría de las secciones transparentes como pequeñas agujas o listones euhedrales (< 1 mm); en algunas muestras de la diorita de hornblenda, la apatita alcanza una longitud máxima de 3 - 4 mm. En muchas de las secciones transparentes se observó circón, por lo general como pequeños granos redondeados anhedrales a subhedrales. Clorita (Penninita) se encuentra típicamente como producto de alteración de anfíbola y biotita; agregados irregulares de epidota se presentan como productos de alteración de la plagioclasa. Turmalina existe como agregados irregulares y/o radiales en muchas muestras; es pleocroica entre café-rosáceo a azul-grisáceo. En algunas rocas se encuentran masas irregulares de calcita, generalmente asociada con epidota en los núcleos de los granos de plagioclasa. Granos muy pequeños, de allanita (?) anhedrales rojo-pardusco oscuro (casi opaco) se observan en algunas secciones transparentes del granito de albita. Rutilo (?) acicular extremadamente fino se presenta como inclusiones en biotita y feldespato en una sección transparente de la diorita de hornblenda.

Textura de las rocas. En los cortes transparentes, la mayoría de las rocas batolíticas tiene texturas hipidiomorfa-granular. En el pórfido hipabisal temprano, pórfido de adamelita y algunas de las rocas de filones, están bien desarrolladas las texturas porfíricas; el granito de albita aparece débilmente porfírico en las muestras macroscópicas, pero claramente microporfírico en las secciones transparentes. Las rocas batolíticas en los alrededores del contacto con la roca de caja se caracterizan por sus texturas foliadas bien desarrolladas o texturas cataclásticas; la importancia de estas texturas será estudiada en detalle en conexión con el emplazamiento batolítico. Las únicas rocas en la parte interior del batolito que muestran texturas foliadas son aquellas de la melanodiorita y leucodiorita las cuales contienen apreciables cantidades de biotita.

DIAGRAMAS DE VARIACION

En base a su estrecha asociación espacial y no habiendo una evidencia contraria, las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla, como una primera aproximación, se presume sean productos de un plutonismo de edad cretácica media. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, los datos de edad radiométrica disponibles indican que en la región de Copiapó, también se desarrolló un plutonismo durante el Terciario. De este modo la suposición de que todas las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla son de edad cretácica media y comagmáticas, podría ser seriamente objetada una vez que se disponga de la edad radiométrica de estas rocas.

Si todas las rocas mapeadas fueran realmente cogenéticas, los diagramas de variación (figs. 3 - 6) que relacionan parámetros petrográficos (modales) de las rocas de sus posiciones en la secuencia intrusiva, proporcionarían una guía para interpretar la tendencia de diferenciación de estas rocas. Las relaciones de contacto entre las diferentes unidades batolíticas indican que, con pequeñas desviaciones, mientras más félsicas sean las rocas, más jóvenes son en la secuencia intrusiva. Debido a que la leucodiorita y pórfido de adamelita se encuentran sólo en contacto de falla y porque ambas son coextensivas con la diorita, no hay un criterio que pueda ser usado para determinar las edades relativas. Sin embargo, en los diagramas de variación la leucodiorita está asignada arbitrariamente a la más antigua debido a su mayor contenido de minerales máficos; si el orden de ellas fuera invertido, la tendencia general mostrada en los diagramas podría diferir, pero muy poco.

Las figuras 3 - 6 muestran claramente que las rocas más jóvenes de la secuencia intrusiva contienen más cuarzo y feldespato que las rocas más antiguas. Los promedios de los análisis modales de las unidades principales del batolito (Tablas 1 y 2) se han señalado junto con el promedio de composición de plagioclasa ($^{o}/_{o}$ An) en la figura 3, la cual demuestra que las rocas más antiguas (las rocas dioríticas y pórfido de adamelita) contienen una plagioclasa más cálcica que las rocas más jóvenes. Sin embargo, la melanodiorita y tonalita representan visibles divergencias de esta tendencia general. La posibilidad de que la melanodiorita puede ser material xenolítico y que la tonalita no es comagmática con las otras rocas batolíticas puede ser la causa de estas divergencias.

Las figuras 3 - 5 demuestran que el porcentaje de volumen de feldespato potásico, el cual junto con la biotita reflejan el contenido de K_2O de la roca, es mayor en los miembros intermedios de la serie, *i. e.*, más bien en la leucodiorita, pórfido de adamelita, y granodiorita, que en los miembros más jóvenes. El contenido de biotita también es pequeño en los miembros más jóvenes (figs. 3 y 4). Esta deficiencia de potasio en los miembros más jóvenes de la serie batolítica es atípica de las series calco-alcalinas (o cálcicas), en las cuales el potasio aumenta con el crecien-

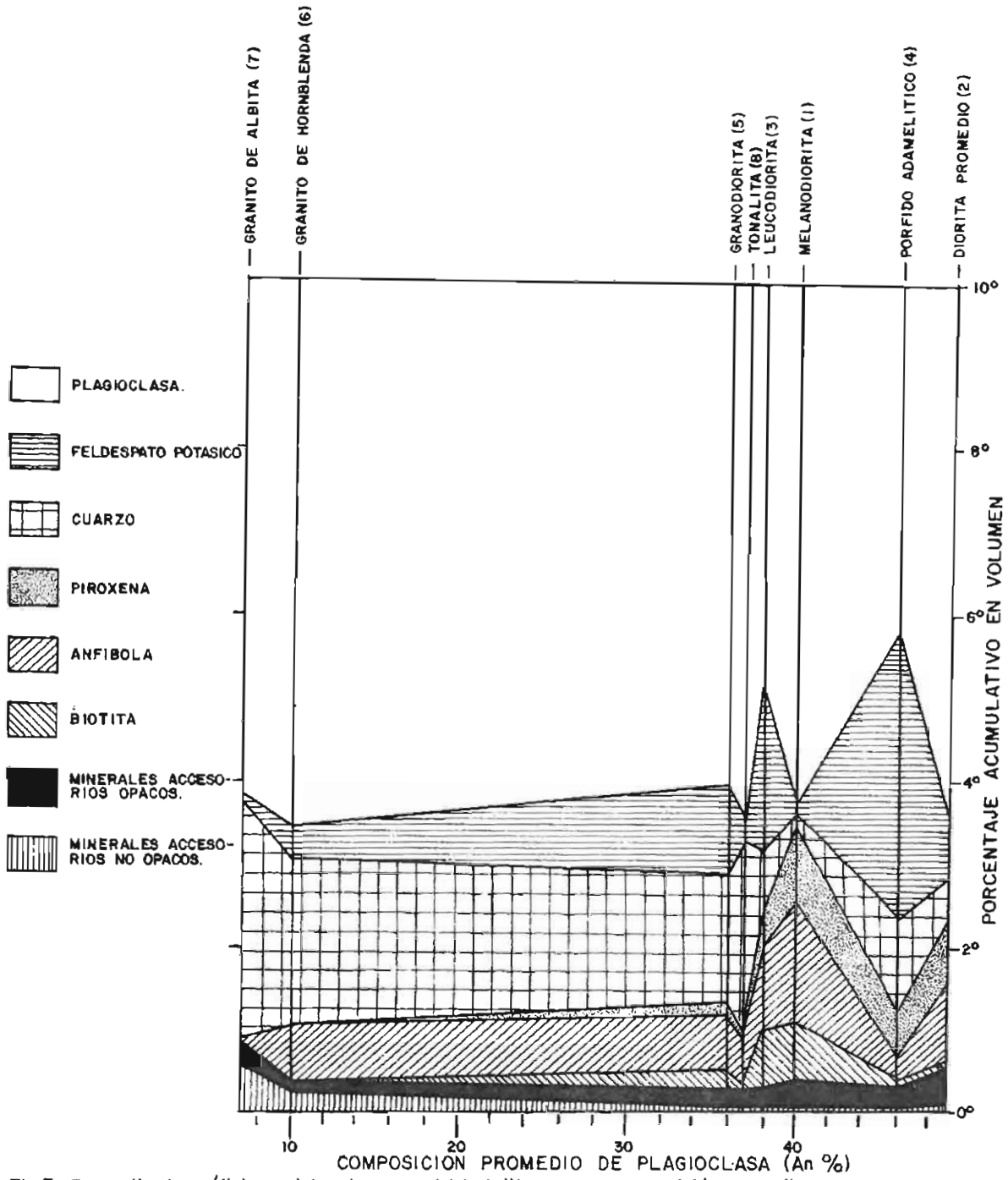


Fig. 3- Promedio de análisis modales de rocas del batolito versus composición promedio de plagioclasa. Los números entre parentesis despues de las unidades del batolito, indican la posición en la secuencia intrusiva.

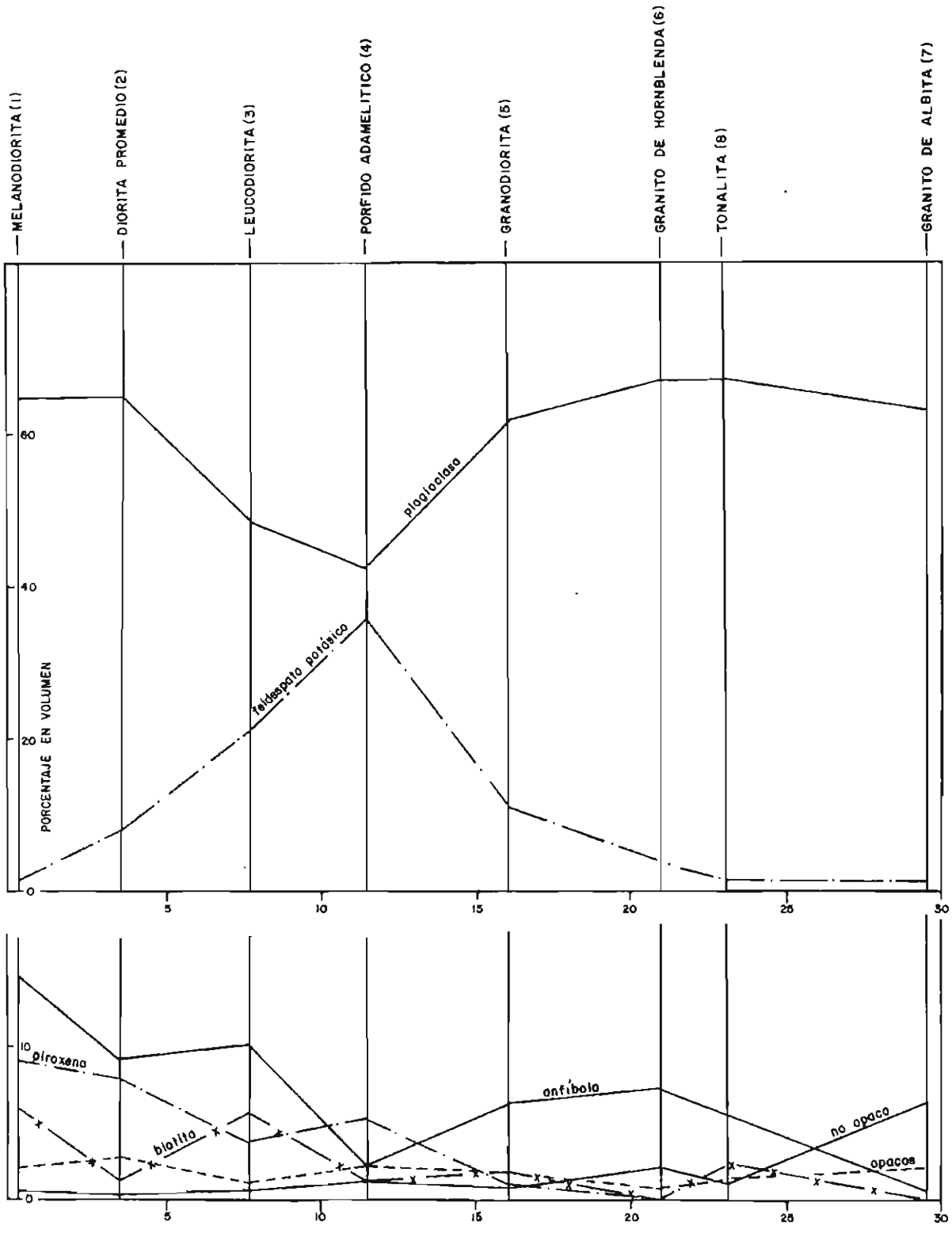


Fig. 4 **Porcentaje en volumen** de otros minerales versus porcentaje en volumen de cuarzo. Los números entre paréntesis después de las unidades de batolito, indican la posición en la secuencia intrusiva.

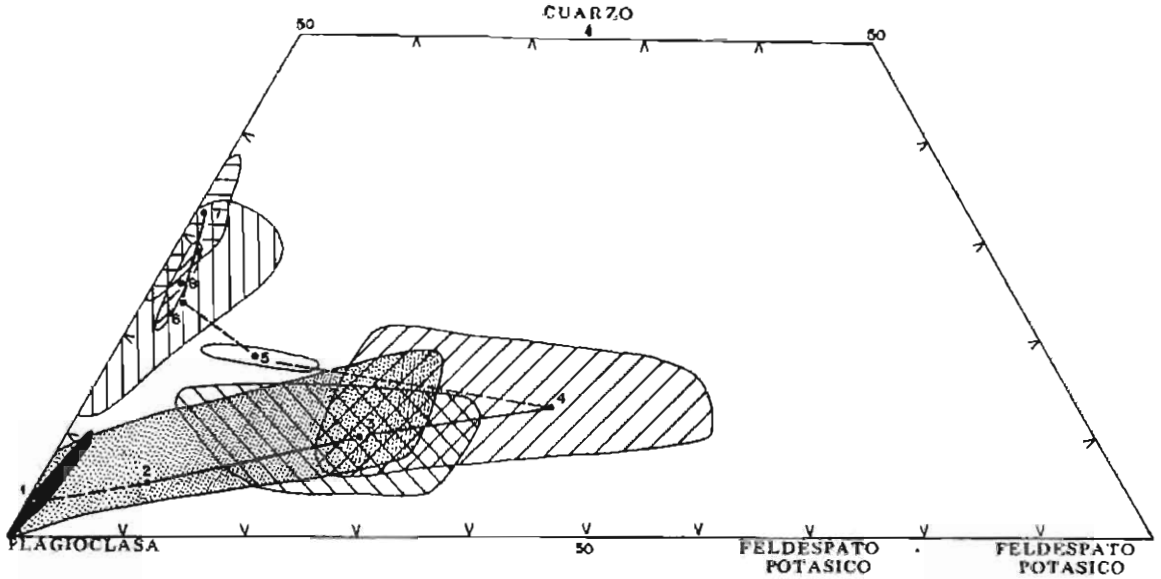


Fig. 5 Composición modal de las unidades intrusivas en términos del porcentaje en volumen de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (recalentado a 100°/o); las líneas continuadas conectan unidades cogenéticas, las líneas segmentadas conectan unidades que se infiere son cogenéticas.

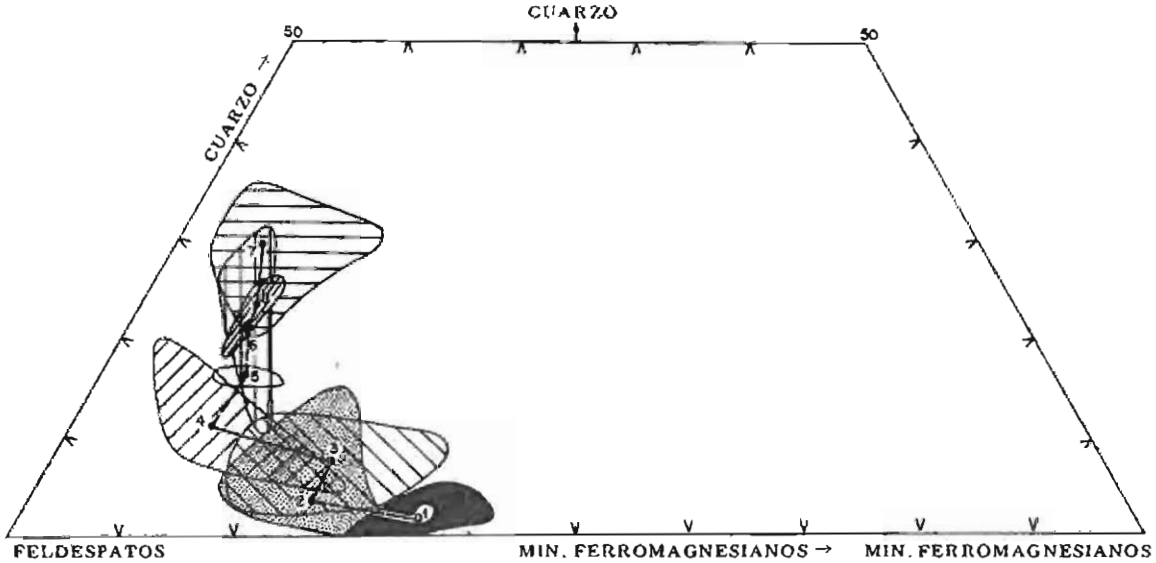


Fig. 6 Composiciones modales de las unidades intrusivas en términos del porcentaje en volumen de cuarzo, minerales ferromagnesianos y feldespatos; las líneas continuadas conectan unidades cogenéticas; las líneas segmentadas conectan unidades que se infiere son cogenéticas.

MELANODIORITA

DIORITA PROMEDIO

LEUCODIORITA

PORFIDO ADAMELITICO

GRANODIORITA

GRANITO DE HORNBLENDA

GRANITO DE ALBITA

TONALITA

● ○ MEDIA ARITMETICA DE LOS ANALISIS MODALES PARA DETERMINADO CAMPO COMPOSICIONAL

1, 2 etc. POSICION RELATIVA EN LA SECUENCIA INTRUSIVA

te contenido de sílice, alcanzando el máximo en las rocas graníticas. Quizás la interpretación más razonable y simple de la aparente divergencia a partir de la tendencia calcoalcalina típica sea que los granitos de albita y tonalita no pertenezcan a la misma serie de diferenciación que las otras rocas batolíticas.

HISTORIA MAGMATICA

Las relaciones de contacto indican que la melanodiorita y las rocas hipabisales tempranas representan las primeras fases de actividad magmática. Sin embargo, las relaciones entre estos dos tipos de rocas, es ambigua, debido a que ellas están en contacto en sólo una localidad. En el cerro Tierra Amarilla, De Neufville (1961) encontró que los filones porfíricos cortan a la melanodiorita (sus "intrusivos meta-básicos"); aquí por lo menos la melanodiorita es más antigua. La ausencia de filones y filones mantos de melanodiorita en la roca de caja sugiere que el magma de melanodiorita probablemente fue más viscoso y menos móvil que aquel de los pórfidos que penetraron la roca de caja a lo largo de los planos de estratificación y otras zonas de debilidad estructural, formando filones y filones mantos.

Los contactos gradacionales entre las rocas dioríticas de grano grueso y el pórfido de adamelita o la leucodiorita sugiere diferenciación magmática *in situ*. Además, observaciones petrográficas de fenómenos de reacción como los mostrados por el borde de reacción de anfíbola alrededor de relictos de piroxena, alteración de anfíbola a biotita, y zonación de plagioclasa, son compatibles con la llamada "serie de reacción" de Bowen (1928).

El pórfido de adamelita es una roca muy especial, producto de reacciones incompletas entre los fenocristales de plagioclasa, cristalizados primero y una mezcla granítica póstuma que no está en equilibrio con los fenocristales. Se caracteriza por fenocristales de plagioclasa relativamente cálcica (promedio An_{46}) en una matriz granítica (feldespato potásico-cuarzo). La prevalencia de plagioclasa zonada, generalmente bordeada por feldespato potásico, sugiere que la cristalización debe haber avanzado más rápido que la reacción entre los fenocristales y los restos líquidos. La zonación composicional y/o depositación de los cristales impidieron que los fenocristales de plagioclasa reaccionaran con el líquido granítico residual. A medida que la diferenciación fraccional y la cristalización progresaban, la proporción de los fenocristales de plagioclasa disminuía a medida que el líquido residual iba siendo más pobre en CaO y se enriquecía en sílice y álcalis. La disminución en la cantidad de fenocristales de plagioclasa se debió probablemente a la depositación de los cristales ya que la plagioclasa de la matriz, la cual cristalizó con el feldespato potásico y cuarzo, es generalmente más rica en sodio que los fenocristales de plagioclasa. Evidencias de terreno demuestran claramente que las rocas con una relación baja de fenocristales a masa fundamental consistentemente cortan a aquellas con una proporción más alta de fenocristales a masa fundamental.

Las rocas pertenecientes al miembro extremo granítico del pórfido de adamelita, las cuales pueden contener hasta 49,8$^{o}/_{o}$ de feldespato potásico (Tabla 2, n. 39), representan el enriquecimiento máximo de K_2O en el magma residual con la diferenciación. No obstante, el hecho que las rocas más jóvenes del área (granitos con contenido de albita y tonalita) casi no contienen feldespato potásico, sugiere que el líquido residual por alguna razón se empobreció en contenido de potasio durante las etapas finales del plutonismo. El hecho que estas rocas más jovenes rara vez están cortadas por variedades de aplita con contenido de feldespato potásico, es compatible con este supuesto empobrecimiento en potasio. Sin embargo, no puede ser descartada la interpretación de que los granitos de albita y tonalita no son cogenéticos con las rocas batolíticas tempranas y aún esta última interpretación puede ser más probable.

Aún cuando la tonalita es la más joven de las principales rocas batolíticas del área, a su vez está intruida por rocas lamprofíricas, las cuales probablemente representan la fase final de actividad batolítica. Unos pocos filones de pórfido granítico (Tabla 3, n. 57) con grandes fenocristales redondeados de cuarzo, cortan el granito de albita; éstos pueden estar relacionados con el evento magmático que produjo la tonalita.

EMPLAZAMIENTO FORZADO DEL BATOLITO

En el área de Tierra Amarilla, las intrusiones forzadas jugaron el rol más importante en el emplazamiento del batolito; la asimilación a lo más fue sólo un proceso subordinado; no hay evidencias que impliquen necesariamente que la asimilación hubiera sido de alguna manera importante. Se podría especular, sin embargo, que los granitos albíticos, pueden ser probablemente productos de magma contaminado por asimilación local de rocas volcánicas prebatolíticas ricas en plagioclasa albítica (e.g. algunas rocas de la Formación Punta del Cobre).

El argumento principal para pensar en el emplazamiento forzado del batolito lo proporciona una zona de cizalle bien desarrollada que marca el contacto entre el batolito y la roca encajadora. Las características estructurales de esta zona de cizalle se señalan en el mapa geológico (fig. 2). En las rocas batolíticas, en y

cerca de la zona de cizalle, que varía en extensión desde sólo unos pocos metros hasta cientos de metros, se desarrolla una notable estructura planar, que en menor grado afecta también a la roca de caja. Las foliaciones, de fuerte inclinación a verticales, en todas partes son paralelas al contacto del batolito, y en la mayor parte, son casi paralelas al rumbo de las rocas sedimentarias que lo rodean. La fuerte inclinación de la foliación (por lo común 75° a 90°) proporciona una prueba indirecta de que el contacto del batolito es esencialmente vertical. En una localidad en el cerro Tierra Amarilla (De Neufville, 1961) y en varios lugares en el flanco noroeste del cerro Los Bronces, la naturaleza vertical del contacto puede observarse directamente. Por tanto, aún cuando el batolito generalmente es concordante con el rumbo de la roca encajadora, es notablemente discordante con respecto al buzamiento. Estos rasgos y el hecho de que regionalmente el batolito tiene una elongación paralela a las direcciones estructurales predominantes (ver mapa Geológico de Chile, 1960 y 1968), sugiere que las estructuras pre-batolíticas, ejercieron algún control en el emplazamiento del batolito.

Rocas de la zona de cizalle

Las rocas de la zona de cizalle son los equivalentes cizallados de las rocas batolíticas o, en menor grado, equivalentes cizallados de la roca de caja. Los tipos de rocas más comunes encontrados en esta zona son gneises, esquistos y brechas intrusivas.

Gneises. Generalmente son el producto de cizallamiento y recristalización de las rocas dioríticas. Comúnmente no contienen xenolitos y su mineralogía es esencialmente idéntica a la de las rocas dioríticas no deformadas. La única diferencia mineralógica importante es la relativa mayor proporción de biotita en el gneis diorítico comparada con su equivalente no recristalizado. Aparentemente, se formó más biotita a expensas de piroxena y anfíbola durante la recristalización. La composición de la plagioclasa no señala diferencias apreciables en el contenido de anortita entre las rocas dioríticas gneisicas y macizas.

La textura gneisica está mejor desarrollada en las rocas más cercanas al contacto del batolito y se va debilitando a medida que se aleja de ese contacto. Sin embargo, aún cuando muestras no foliadas de la periferia de la zona de cizalle muestran poco o nada de recristalización, ellas muestran deformación por la presencia de cristales de plagioclasa doblados y quebrados.

Localmente, a lo largo de la zona de cizalle (ej. en el cerro El Granate y cerro Los Bronces), los gneises dioríticos están separados de la roca de caja por áreas de gneises félsicos. El gneis félsico es de grano más fino que el gneis diorítico y tiene una foliación ocasionada por la orientación subparalela de cristales de plagioclasa.

También se presenta foliación ocasionada por zonas ricas en biotita. La abundancia de xenolitos lenticulares de roca de caja con metamorfismo de contacto, especialmente granatita, y las inyecciones lit-par-lit hacia la roca de caja foliada, indican claramente que el gneis félsico estaba en gran parte fundido durante el cizallamiento. Muchos de los cuerpos lenticulares mayores de roca de caja en los gneises, félsicos se muestran en el mapa geológico; lentes menores están representados sólo esquemáticamente (fig. 2).

Esquisto. Comparado con el gneis, el esquisto es cuantitativamente menos abundante en la zona de cizalle. El único cuerpo de esquistos mapeables forma una faja discontinua e irregular cerca del cerro Tierra Amarilla (fig. 2). El esquisto es una roca de color gris oscuro compuesta por biotita, otros minerales ferromagnesianos, y plagioclasa; texturalmente, el grado de esquistosidad depende directamente del contenido de biotita de la roca. Los minerales máficos constituyen por lo menos un 20% en volumen de la roca. La biotita es generalmente el mineral máfico más abundante en los esquistos de cerro Tierra Amarilla; sin embargo, en otros lugares junto a la zona de cizalle hay pequeñas lentes ricas en anfíbola.

No hay seguridad si los esquistos representan a la roca cizallada o a la roca intrusiva; pero en su composición mineralógica los esquistos se asemejan más a las rocas intrusivas que a las rocas sedimentarias con metamorfismo de contacto. La plagioclasa en los esquistos (An_{32-43}) se compara en composición con aquella de la melanodiorita, una roca temprana del batolito. Gran parte de las piroxenas poiquilíticas y con estructuras Schiller en los esquistos parecen ser relictos de la augita de las rocas batolíticas Sin embargo, la anfíbola y biotita, están completamente recristalizadas y generalmente están menos alteradas que las rocas batolíticas. Por tanto, las evidencias mineralógicas sugieren que los esquistos pueden corresponder a melanodiorita u otras rocas del batolito ricas en minerales máficos, recristalizadas y cizalladas.

Brechas intrusivas. Las brechas intrusivas, las cuales se encuentran sólo en el granito de albita, son diferentes de las otras rocas de la zona de cizalle. La foliación, definida solamente por la alineación de los fragmentos de brecha, es aproximadamente paralela al contacto del batolito. Las brechas intrusivas presentan un aspecto no homogéneo debido a que contienen fragmentos de angularidad y tamaño variable incluidos en una matriz de granito de albita. Los fragmentos provienen de la roca de caja y del propio granito de albita; el contacto entre el batolito y la roca de caja se ubica ar-

bitrariamente donde los fragmentos ígneos (autolitos) predominan sobre los fragmentos de la roca de caja (xenolitos). Localmente dentro de la brecha intrusiva hay lentes alargadas de granatita, con una elongación paralela al contacto del batolito.

Al microscopio, los bordes de los fragmentos de la roca de caja se observan más definidos que los de fragmentos de granito de albita. La mayor parte de las brechas intrusivas han experimentado una considerable granulación y han sido silicificadas y alteradas hidrotermalmente. En muchas muestras existe pirita diseminada en la matriz y abundante turmalina.

En resumen, las variedades de rocas cizalladas corresponden más bien a distintas unidades del batolito que a diferencias en la intensidad del cizallamiento (Tilling, 1963a): los gneises provienen de los tipos más feldespáticos de las rocas batolíticas; el esquisto probablemente proviene de la melanodiorita la cual es rica en elementos máficos y la brecha intrusiva está genéticamente relacionada con el granito de albita. En los esquistos y gneises dioríticos, el cizalle (movimiento diferencial) fue absorbida por la recristalización en estado sólido; en los gneises félsicos más móviles, el movimiento diferencial fue en gran manera ajustado por flujo viscoso. Las rocas granodioríticas y graníticas cizalladas y dinámicamente deformadas proporcionan evidencia de que el cizallamiento continuó hasta las etapas finales del emplazamiento del batolito. Las texturas granuladas de la matriz del granito de albita en las brechas intrusivas atestigua el movimiento diferencial en la zona de cizalle aún después del emplazamiento del granito de albita.

Rocas "blanqueadas". Algunas de las rocas batolíticas han sido blanqueadas a lo largo de grietas y otras fracturas, por fluidos hidrotermales. Aún cuando este fenómeno de blanqueamiento se observa esporádicamente a través del batolito, está mejor desarrollado en los alrededores de la zona de cizalle. El blanqueamiento se extiende hacia afuera desde la fractura hacia la roca fresca, y por lo general en la parte central del área blanqueada se encuentra actinolita, epidota y / o turmalina. Las características de una muestra de diorita de hornblenda blanqueada estudiada en detalle (Tabla 6) demuestran claramente que está empobrecida en anfíbola primaria y enriquecida en apatita, actinolita, epidota y turmalina. La turmalina se presenta no sólo como agregados irregulares sino también como vetillas que cortan la plagioclasa, la composición de la cual aparentemente no está afectada por el proceso de blanqueamiento. Los componentes químicos de la anfíbola primaria han sido evidentemente recristalizados a actinolita secundaria y/o epidota. El enriquecimiento en apatita y la presencia de turmalina indican que el fluido hidrotermal que blanqueó la roca era rico en volátiles.

TABLA 6. Características petrográficas de la roca "blanqueada" a lo largo de un plano de fractura

	Roca "Blanqueada"		Roca Fresca
	Parte central (adyacente a la fractura)	Zona intermedia	
plagioclasa (*)	An_{37}	An_{38}	An_{38}
anfíbola primaria	nada	nada	común
actinolita	común	nada	nada
turmalina	abundante	escasa	nada
apatita	granos grandes (abundante)	granos grandes (común)	granos pequeños (escaso)
epidota	granos grandes (común)	granos grandes (escaso)	granos pequeños (indicios)

(*) Determinaciones de la composición en platina universal usando el método de Turner (1947)

Profundidad de emplazamiento

Se pueden establecer límites aproximados en la profundidad del emplazamiento del batolito. Las rocas más jóvenes de la región de Copiapó invadidas por el Batolito Andino, son aquellas de la formación Hornitos post-neocomiana (Albiana?). Por lo tanto tomando el nivel actual de erosión (expuesto principalmente en la formación Nantoco), la profundidad del emplazamiento del batolito puede estimarse a partir del espesor estratigráfico las formaciones post-Nantoco, hasta e incluyendo la formación Hornitos, la cual presumiblemente cubrió el área de Tierra Amarilla.

Esta profundidad sería aproximadamente de 8 km, sujeto a las siguientes limitaciones:

1) Se desconoce el espesor exacto de la cubierta sedimentaria, debido a las discordancias en la sección y debido a que parece poco posible, aunque no puede ser probado, que la sección mesozoica completa se haya acumulado en un solo lugar.
2) No se conoce el espesor de la formación Hornitos removido por la erosión antes de la depositación de las rocas terciarias. Si se supone que la profundidad del emplazamiento es de 8 km, la presión total de la carga podría ser aproximadamente 2,3 kilobars, si es que se usa la conversión de Kennedy (1955) (1 bar equivale aproximadamente a 12 pies de carga de roca).

METAMORFISMO DE CONTACTO

El emplazamiento del batolito produjo una ancha aureola de contacto (de hasta 3,5 km) de skarns de calco-silicatos, rocas córneas y rocas metavolcánicas (fig. 2). En otros lugares se han indicado características importantes del metamorfismo de contacto (Ruiz, 1942; Segerstrom y Ruiz, 1962; y Tilling, 1963b, c) las que serán discutidas en detalle en un informe posterior.

AGRADECIMIENTOS

Muchas instituciones y particulares cooperaron para hacer posible la realización de este estudio. Un organismo de Becas de los Estados Americanos (OEA) sufragó los gastos de transporte a y desde Chile.

El Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG) conjuntamente con la rama extranjera del Servicio Geológico de los Estados Unidos proporcionaron todo el apoyo logístico para el trabajo de terreno. El Sr. Carlos Ruiz F., Director del IIG al efectuarse este trabajo, y miembros del Grupo del U.S. Geological Survey en Chile colaboraron en gran manera durante todas las fases del estudio.

Agradezco especialmente al Sr. Kenneth Segerstrom, U.S. Geological Survey, quien me guió en el área de Copiapó y gentilmente me proporcionó mucha información pertinente a la Geología Regional. De gran provecho fueron las críticas y las conversaciones sobre problemas geológicos sostenidas con Segerstrom, John De Neufville y Ruiz.

Este informe representa una parte de la tesis para obtener el título de Doctor, enviada a la Universidad de Yale, bajo la dirección de los profesores Matt S. Walton y M. Leroy Jensen. Mis agradecimientos también a las siguientes personas: a los geólogos del IIG Francisco Ortiz y Aldo Moraga; al Sr. Aquiles Zentilli y familia, en cuya casa fui invitado durante mis breves estadías en Santiago; y a George Ericksen y Kenneth Segerstrom, del U.S.Geological Survey, por leer críticamente la primera versión de este informe y por sus sugerencias hechas con el fin de mejorarlo.

REFERENCIAS

Biese, N.W., 1942, La distribución del Cretáceo Inferior al sur de Copiapó. Santiago, An. Primer Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol., t. 2, p. 429 - 466.

Bowen, N.L., 1928, The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.

Brüggen, J., 1950, Fundamentos de la Geología de Chile. Santiago, Inst. Geogr. Mil., 374 p., 108 figs., 6 fot., 1 mapa geol.

De Neufville, J., 1961, Stratigraphy, batholith emplacement, and contact metasomatism at Cerro Tierra Amarilla, near Copiapó, Atacama Province, Chile. A dissertation presented to the faculty of the Scholars of the House Program, Yale University (unpublished), 143 p.

Kennedy, G. C., 1955, Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 489 - 504.

Korzhinskii, D.S., 1959, Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, Inc., New York, 142 p., (Translated from Russian).

Ruiz, C., 1942, Estudio geológico de la región Ojancos-Punta del Cobre. Santiago, An. Primer Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol. p. 1186-1225.

Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Rose, H., Segerstrom, K., and Stern, T.W., 1961, Ages of batholithic intrusions of Northern and Central Chile. Geol. Soc. America Bull., v. 72, n. 10, p. 1551-1560.

Segerstrom, K., 1959, Geología del cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama: Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 1, n. 1, 33 p.

———, 1960, Structural geology of an area east of Copiapó, Atacama Province, Chile. 21st. Internat. Geol. Cong. (Copenhagen), Part XVIII, p. 14 - 20.

———, 1967, Geology and ore deposits of central Atacama Province, Chile. Geol. Soc. America Bull., v. 78, n. 3, p. 305-318.

Segerstrom, K., and Parker, R.L., 1959, Geología del cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Chile, v. 1, n. 2., 33 p.

Segerstrom, K., Levi de Valenzuela, B., Mehech, S., 1960, Geología del cuadrángulo Chamonate, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 2, n. 3, 42 p.

Segerstrom, K., and Ruiz, C., 1962, Geología del cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 3, n. 1, 115 p.

Segerstrom, K., Thomas, H., and Tilling, R., 1963, Geología del cuadrángulo Pintadas, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol., Chile. Carta n. 12, 52 p.

Segerstrom, K. and Henriquez, H., 1964, Cavities or "tafoni", in rock faces of the Atacama Desert, Chile: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 501C, p. C121- C125.

Tilling, R.I., 1963a, Batholith emplacement and contact metamorphism in the Paipote-Tierra Amarilla area, Atacama Province, Chile. Doctoral dissertation, Yale University (unpublished), 195 p.

———, 1963b, Batholith emplacement and contact metamorphism near Tierra Amarilla, Atacama Province, Chile (Abstract). Geol. Soc. America, Spec. Paper 76, p. 166 - 167.

———, 1963c, Disequilibrium skarns of the Tierra Amarilla aureole, Atacama Province, Chile (Abstract). Geol. Soc. America, Spec. Paper 76, p. 167.

Turner, F.J., 1947, Determination of plagioclase with the four-axis universal stage. Am. Mineralogist, v. 32, p. 389 - 410.