

GEOLOGIA DEL BASAMENTO CRISTALINO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS RIOS MATAQUITO Y MAULE, VII REGION

PAULINA GANA F.

Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

FRANCISCO HERVE A.

RESUMEN

En la Cordillera de la Costa de la Provincia de Talca, afloran dos complejos metamórficos, peleozoicos, de diferentes litología, metamorfismo y estructura. El Complejo Dóllimo, al occidente, está formado por esquistos nodulares de albita, intercalaciones de esquistos verdes, provenientes del metamorfismo de basaltos toleíticos oceánicos, metacherts ricos en Fe y Mn, serpentinitas y escasos mármoles. La composición química de las anfíbolos parece indicar que el metamorfismo se produjo bajo condiciones de P/T relativamente altas. El Complejo Las Toscas, al este, de protolito pelito-arenoso, presenta zonas de biotita, en rocas foliadas, y de andalucita-sillimanita, en rocas córneas, relacionadas con la intrusión del Granito de Llongocura, de edad pretriásica superior.

La estructura dominante en las rocas metamórficas es una foliación (S_2) subhorizontal en el Complejo Dóllimo, la que se hace más inclinada hacia el este, en el Complejo Las Toscas. En ambos complejos se distinguen los mismos episodios de deformación, asociados a metamorfismo (D_1 y D_2). Se supone que el Complejo Dóllimo forma parte de un prisma de acreción, relacionado con la subducción de la litósfera del paleo-Pacífico, bajo el borde suroeste de Gondwana, durante el Paleozoico superior.

ABSTRACT

Two Paleozoic metamorphic complexes crop out in the Cordillera de la Costa (Coastal Range) of the Talca Province. The western one, Dóllimo Complex, is constituted by nodular albite schists, greenschists derived from the metamorphism of oceanic tholeiitic basalts, Fe and Mn rich metacherts, serpentinites, and scarce marble lenses. The chemistry of some amphiboles seems to indicate that metamorphism in the Dóllimo Complex took place under relatively high T/P conditions. The easternmost Las Toscas Complex is made up of biotite-bearing schists and andalucite-sillimanite hornfels, related with the intrusion of the pre-Late Triassic Llongocura Granite.

The main structural element of the metamorphic rocks is a subhorizontal foliation (S_2) in the Dóllimo Complex, which becomes steeper towards the east, in the Las Toscas Complex. In both complexes, the same deformation events associated with metamorphism (D_1 and D_2) can be recognized. The Dóllimo Complex is supposed to be a part of an accretionary prism related to subduction of paleo-Pacific lithosphere, beneath the southwestern border of Gondwana, during the Late Paleozoic.

INTRODUCCION

El área estudiada (Fig. 1) está situada entre los 35°00' y 35°20' Lat. sur y los 71°54' y 72°24' Long. oeste, en la Cordillera de la Costa de la Provincia de Talca, entre los ríos Mataquito y Maule.

El levantamiento geológico de terreno se realizó entre 1979 y 1980. La figura 2 muestra una versión simplificada del mapa geológico; escala 1:100.000, presentado por Gana (1981). Se dis-

tinguen, en esta región, dos complejos de rocas metamórficas, que difieren en petrografía, mineralogía y estructura: el Complejo Dóllimo, al occidente, y el Complejo Las Toscas, al oriente. El Granito de Llongocura, que intruye por el este a las metamorfitas, está en contacto tectónico y/o cubierto, discordantemente, por rocas sedimentarias del Triásico Superior. Estas últimas están in-

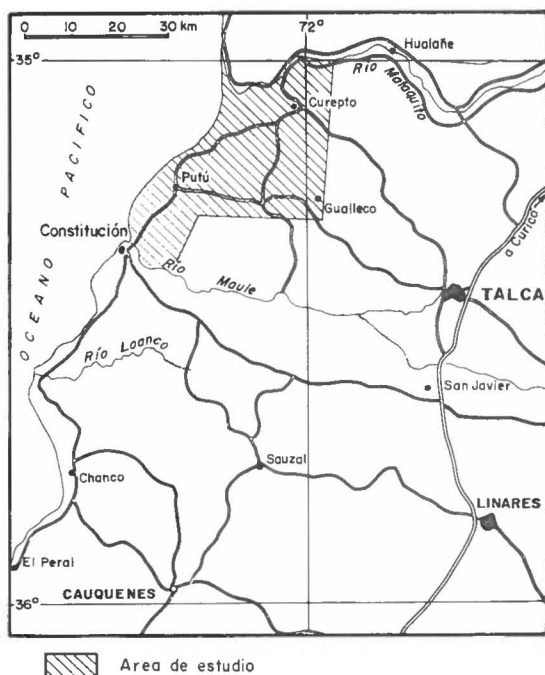


FIG. 1. Plano de ubicación del área de estudio.

truidas, en el extremo sureste del área cubierta por el mapa de la figura 2, por la Granodiorita de Montecillos. En la región costera, se distingue una unidad sedimentaria del Terciario superior, al sur del río Mataquito, y una extensa franja litoral de dunas.

En este trabajo se discuten la petrografía, mineralogía y estructura de las rocas metamórficas; se intenta determinar las condiciones físicas que prevalecieron durante el desarrollo del metamorfismo y de la deformación, y correlacionar los eventos que afectaron a las rocas del área, con aquéllos que se han identificado en otros sectores del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa. Se presenta también una interpretación generalizada del marco geotectónico en que se habrían desarrollado los procesos metamórficos y algunos aspectos de su historia geológica posterior.

Con el objeto de realizar dicho análisis se confeccionaron 114 cortes transparentes de las rocas involucradas, 7 análisis mineralógicos por microsonda electrónica, 46 por difracción de Rayos X, 13 análisis químicos de roca total y 4 determinaciones K-Ar en minerales, los que constituyen la base de los datos de laboratorio.

MARCO GEOLOGICO

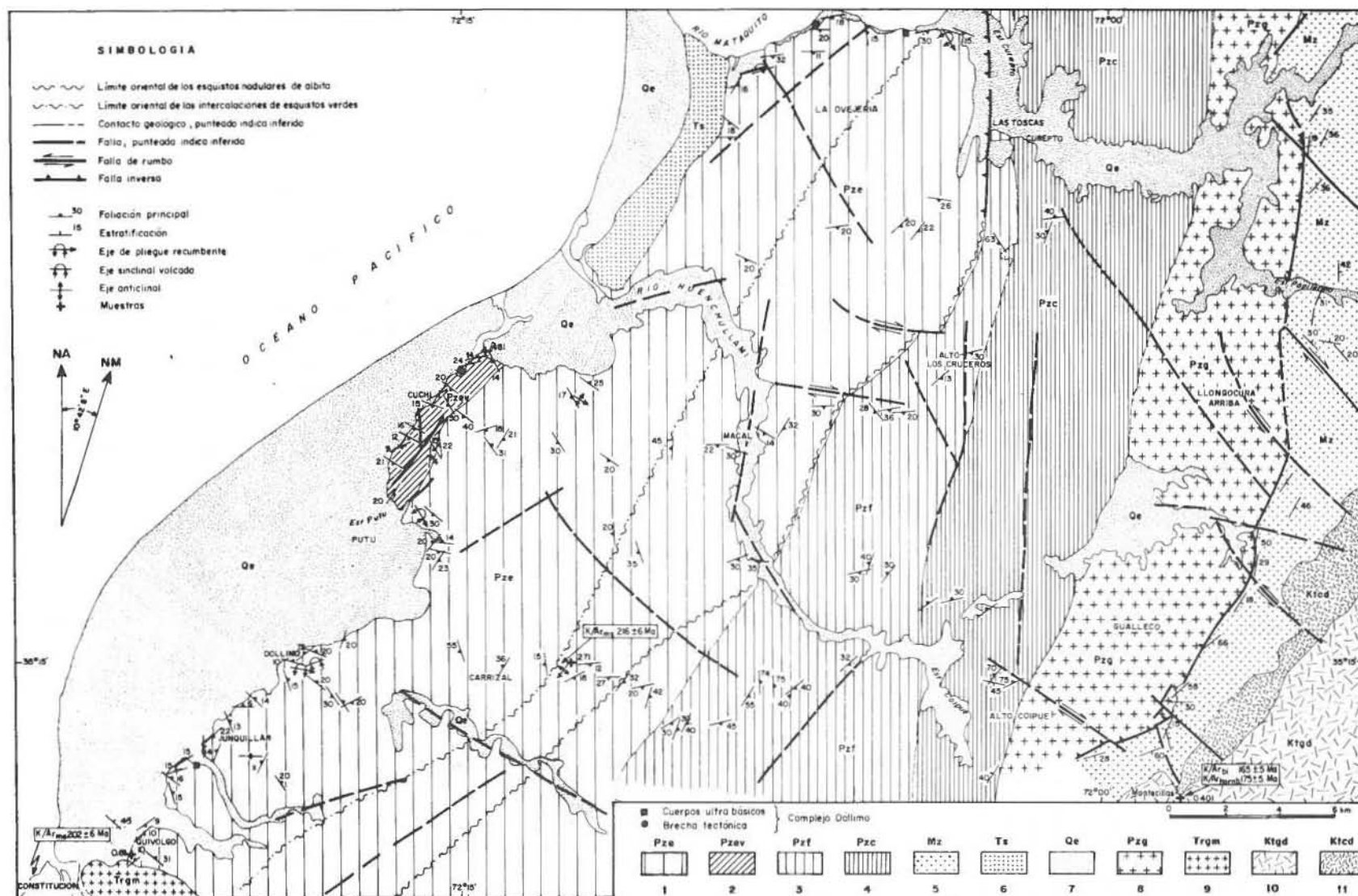
La Cordillera de la Costa de Chile, al sur de los 34° Lat. S, está constituida, principalmente, por terrenos paleozoicos, que forman una unidad geológica tradicionalmente denominada "Basamento Cristalino de Chile Central" (Aguirre, 1965). En este "Basamento" se distinguen unidades constituidas por rocas metamórficas y otras, por intrusivos de dimensiones batolíticas.

Las rocas del Basamento Cristalino están cubiertas, en discordancia, por secuencias sedimentarias del Triásico Superior, en diversas localidades, incluyendo la de Curepto (Thiele y Morel, 1981), inmediatamente al este del área del presente trabajo.

El primer estudio sistemático de las rocas metamórficas del basamento de la Cordillera de la Costa fue el de González-Bonorino (1970), quien estableció una zonación mineralógica y estructural a escala regional. Propuso distinguir tres series de rocas metamórficas denominadas Pichilemu, Cu-

repto y Nirivilo, diferentes entre sí por la estructura y el tipo de metamorfismo. Posteriormente, Godoy (1970) y Aguirre *et al.* (1972) propusieron una división del Basamento Cristalino en una Serie Occidental, metamorfizada bajo un gradiente P/T intermedio a alto, y una serie Oriental, de gradiente P/T bajo. Determinaciones radiométricas de edad en estas series metamórficas (Munizaga *et al.*, 1973; Hervé *et al.*, 1976, 1982) han establecido una edad cercana al límite Devónico-Carbonífero para el metamorfismo principal.

Las rocas de la Serie Occidental han sido interpretadas como parte de un complejo de subducción neopaleozoico (Hervé *et al.*, 1981; Forsythe, 1982), debido a sus características litológicas y al tipo de metamorfismo que las afecta. El Complejo Dólimo puede considerarse como parte de la Serie Occidental y el Complejo Las Toscas, de la Serie Oriental.



ROCAS METAMORFICAS

EL COMPLEJO LAS TOSCAS

Se distribuye en el sector oriental de la zona (Fig. 2), a modo de una franja continua, de dirección NNE-SSW, alcanzando 8 km de ancho en su parte septentrional y 12 km en su parte sur.

Está formado por metapelitas y metareniscas. En él se distinguen, de oeste a este, una zona de biotita y una zona de andalucita-sillimanita. La zona de biotita está compuesta por rocas foliadas, filitas, pizarras y metareniscas. La zona de andalucita-sillimanita está compuesta por rocas córneas, relacionadas con los efectos del metamorfismo de contacto, producido por el Granito de Llongocura, aflorante al este del complejo.

Petrografía

Las filitas son rocas de color gris medio, variando a amarillo-rojizo en superficies meteorizadas. Están finamente foliadas y contituidas, en un 80% por un agregado lepidoblástico de biotita, parcialmente cloritizada, mica blanca idiomorfa, de hasta 0,06 mm de tamaño, y bandas de cuarzo, de 0,1-0,2 mm de espesor, que muestran textura granoblástica, poligonal, elongada.

Las pizarras poseen mineralogía y textura similares a las filitas, diferenciándose de éstas por el tamaño de su grano (< que 0,1 mm) y la escasez de bandas de cuarzo.

Las metareniscas son rocas de color gris claro a amarillento, de foliación más imperfecta y tamaño de grano mayor que 0,2 mm. Están compuestas por bandas cuarzomíceas de aspecto filonítico. El cuarzo forma bandas y "ojos" de agregados de textura granoblástica, poligonal, mientras que la mica blanca y la biotita constituyen agregados lepidoblásticos, acompañados de óxido de hierro y clorita férrica. Ocasionalmente, se encuentra albita-oligoclase maclada según ley de albita. En forma accesoria se presenta turmalina zonada, con centro verde-azulado y borde verde-amarillento.

Las corneanas de andalucita son rocas de color pardo-rojizo, debido a su avanzada meteorización. Poseen porfiroblastos de andalucita (quiestolita) idiomorfa, de 3-4 mm de largo por 1,5-2 mm de sección basal, rodeada por una corona de mica blanca y biotita cloritizada fina que, en ciertos casos, las reemplaza totalmente. Hacia la parte

externa de estas coronas, los cristales de mica constituyen porfiroblastos poikilíticos con cuarzo, andalucita y opacos. La trama está formada por un arreglo granoblástico de cuarzo, biotita cloritizada, cordierita poikilítica, con andalucita levemente alterada a sericita, y ocasionalmente, oligoclase. Turmalina (ng = verde-amarillenta y np = parda) y opacos constituyen los accesorios.

Las corneanas nodulares de cordierita son rocas porfiroblásticas, de color gris claro a rojizo cuando están meteorizadas. La cordierita forma porfiroblastos ovoidales, con macla sectorial, totalmente pinnitizados, rodeados por mica blanca poikiloblástica y turmalina. La trama consiste en cordierita xenomorfa, poikilítica con andalucita, mica blanca, biotita parda, parcialmente cloritizada, y cuarzo. Como accesorio predomina la turmalina pardo-verdosa.

Las metapelitas córneas de andalucita son más abundantes en la parte externa de la aureola de metamorfismo de contacto. Son rocas de color gris oscuro a pardo, de textura porfiroblástica. Los porfiroblastos de andalucita y las micas de la trama presentan una cierta orientación común. La andalucita (quiestolita), de 2 mm a 1 cm de largo, se encuentra reemplazada, en los bordes y a veces totalmente, por mica blanca y biotita. La mica blanca también forma porfiroblastos poikilíticos con cuarzo, andalucita y sillimanita acicular, ubicada en los planos de clivaje. La trama de estas rocas está compuesta por cuarzo, biotita algo cloritizada y encarrujada, clorita, mica blanca, cordierita poikiloblástica con andalucita, fibrolita, ortoclase y albita (An_{8-10}) poikilítica con cuarzo. Como accesorios contienen turmalina verde-pardusca y apatita.

Las metapelitas de sillimanita y mica blanca son rocas de color gris medio a amarillento, de textura lepidoblástica-nematoblástica, formada por mica blanca, sillimanita, biotita, clorita, cuarzo, cordierita poikiloblástica con andalucita y, ocasionalmente, plagioclase (albita-oligoclase) sericitizada.

COMPLEJO DOLLIMO

Se expone en la zona costera, formando una franja de dirección NE-SW, de 12 km de ancho (Fig. 2). En él predomina una alternancia de esquistos nodulares de albita y de esquistos cuarzomíceos. Los esquistos cuarzofeldespáticos, metacherts

(Fig. 2), mármoles, esquistos verdes y serpentinitas son constituyentes menores del complejo, que tienden a ser más frecuentes hacia el occidente.

Los esquistos verdes se presentan como "láminas" intercaladas en los esquistos nodulares y cuarzomícaeos, aumentando en proporción hacia el oeste, donde inclusive constituyen algunos cuerpos macizos como el de Cuchi. En la figura 2 se ha indicado el límite oriental de la ocurrencia de los esquistos verdes y de los esquistos nodulares de albita.

Petrografía

Los esquistos nodulares de albita son rocas de color gris medio a amarillo-dorado, con abundantes porfiroblastos de albita (20-40% en volumen), en una trama lepidoblástica, a veces elongada. Entre los porfiroblastos, además de albita, se encuentran cuarzo, mica blanca y granate. La albita (promedio An_3) es, generalmente, de contornos redondeados, posee un tamaño entre 0,5 y 3 mm, y se encuentra deformada y fracturada; a veces forma bandas de algunos milímetros de espesor. Posee una foliación interna, marcada por el ordenamiento de minerales opacos y grafito, la cual se interrumpe antes de llegar al borde del cristal, dejando un borde límpido, generalmente más grueso hacia los extremos, (dirección de la foliación principal). Algunos cristales de albita presentan textura poikiloblástica con cuarzo y desarrollo de clivaje. La albita está alterada, parcialmente, a sericita y, a veces, reemplazada por turmalina y opacos. Los porfiroblastos de cuarzo presentan hábito semejante a la albita, formando, además, "ojos" alargados, paralelos a la foliación principal. La mica blanca es poikilítica con cuarzo. El granate es poco frecuente, generalmente forma esqueletos de porfiroblastos fracturados de 1,5 mm. La trama de estos esquistos se compone de cuarzo granoblástico, poligonal, elongado, con contactos indentados, mica blanca y óxidos de hierro, clorita férrica, granate y escasa biotita cloritizada. Como accesorios se encuentra turmalina (chorlita) zonada, con centro rico en hierro.

Los esquistos cuarzomícaeos poseen un color gris medio a amarillento y textura bandeada, de 0,2-3 mm de espesor. Las bandas están formadas por micas y cuarzo en igual proporción. Predomina la mica blanca, entrecrecida con clorita; la biotita es poco frecuente y está generalmente cloritizada.

Se presenta, además, albita maclada, con foliación interna, y granates, con textura sigmoidal. En forma accesoria se encuentra turmalina zonada, con centro azul y borde pardo-verdoso, apatita y epidota.

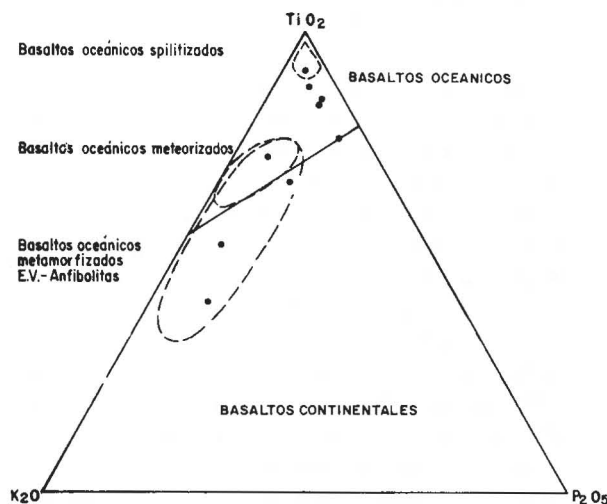


FIG. 3. Diagrama $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (Pearce *et al.*, 1974), para metabasitas del Complejo Dólimo.

Los esquistos cuarzofeldespáticos representan menos del 1% de la superficie total de los afloramientos. Su color es gris claro, variando hasta pardo-amarillento, en las rocas meteorizadas. Están formados por cuarzo y albita (An_{6-10}), de foliación interna discordante con la foliación principal de la roca, y por finas bandas lepidoblásticas de mica blanca, interlaminada con clorita. Como accesorios presentan turmalina, circón, apatito y opacos.

Los metacherts de granate son frecuentes hacia el extremo occidental de la zona, asociados con esquistos verdes. Son rocas de color gris medio, de textura bandeada, granoblástica poligonal, elongada. Las bandas son monominerálicas y están formadas por cuarzo, granate u óxido de hierro y poseen espesor variable entre 0,1 y 1 cm. Ocasionalmente, se encuentran albita (An_{1-2}) maclada, con foliación interna, clorita férrica y mica blanca.

Los metacherts de stilpnomelano, al igual que el tipo litológico anterior, forman afloramientos discontinuos y escasos, en la zona occidental del Complejo Dólimo. Son rocas rojizas, macizas, de textura granoblástica poligonal, algo elongada com-

puestas por cuarzo, con inclusiones de circón, stilpnomelano rojizo, en haces, clorita férrica y granate en finas bandas. En menor proporción existe albita, con inclusiones de circón y epidota. Como accesorio se encuentra turmalina verde.

Los esquistos verdes afloran como intercalaciones de escasas dimensiones entre Carrizal y el norte de La Ovejera (Fig. 2). Hacia el occidente, se hacen más frecuentes, hasta formar un cuerpo continuo de 6,5 km de largo por 1,5 km de ancho en Cuchi (Fig. 2). Son rocas de color verde oscuro, foliadas o macizas. Están formadas por anfíbola, epidota, albita (An_1), clorita magnésica y, en menor proporción, por cuarzo, calcita y mica blanca. La anfíbola es de tipo actinolita-hornblenda actinolítica (Fig. 6) y muestra un color verde claro, levemente pleocroico, o bien son de color verde azulado a verde claro con pleocroismo fuerte. Las anfíbolas de color verde azulado presentan una leve zonación, con un borde verde de color menos intenso. La epidota también está zonada, con un centro más férrico que el borde. Como accesorios se encuentran turmalina, apatita y esfeno. Además, se observa pirita disseminada y en vetillas.

En las cercanías de Cuchi (Fig. 2), en los esquistos verdes, se encuentran lentes de mármol de color amarillento a gris claro, de varios decímetros de espesor, compuestos exclusivamente por calcita. También en esa misma zona (Fig. 2) existe una brecha tectónica, formada por grandes bloques, en una escasa matriz de la misma composición. Venas de calcita y un filón monzogranítico atraviesan la brecha, encontrándose también en ella clastos del filón de 50 cm a 1 m de diámetro.

Serpentinitas. En el Complejo Dóllimo, se reconocieron tres cuerpos ultrabásicos (Fig. 2), dos de ellos de escasas dimensiones (20 x 30 m) ubicados en el margen sur del río Mataquito. Se componen de antigorita, tremolita y clorita magnésica, que reemplazan al piroxeno, al olivino y a la hornblenda. En ellos se encuentran vetillas de talco, crisotilo, tremolita y hornblenda asbestiforme, así como abundante magnetita, la cual también se presenta disseminada. Un tercer cuerpo brechoso, de 300 x 400 m, se ubica en la ribera sur del estero Junquillar. Está formado por bloques macizos, caóticamente distribuidos, de hasta 1 m³ de tamaño, formados casi totalmente por antigorita fibrola-

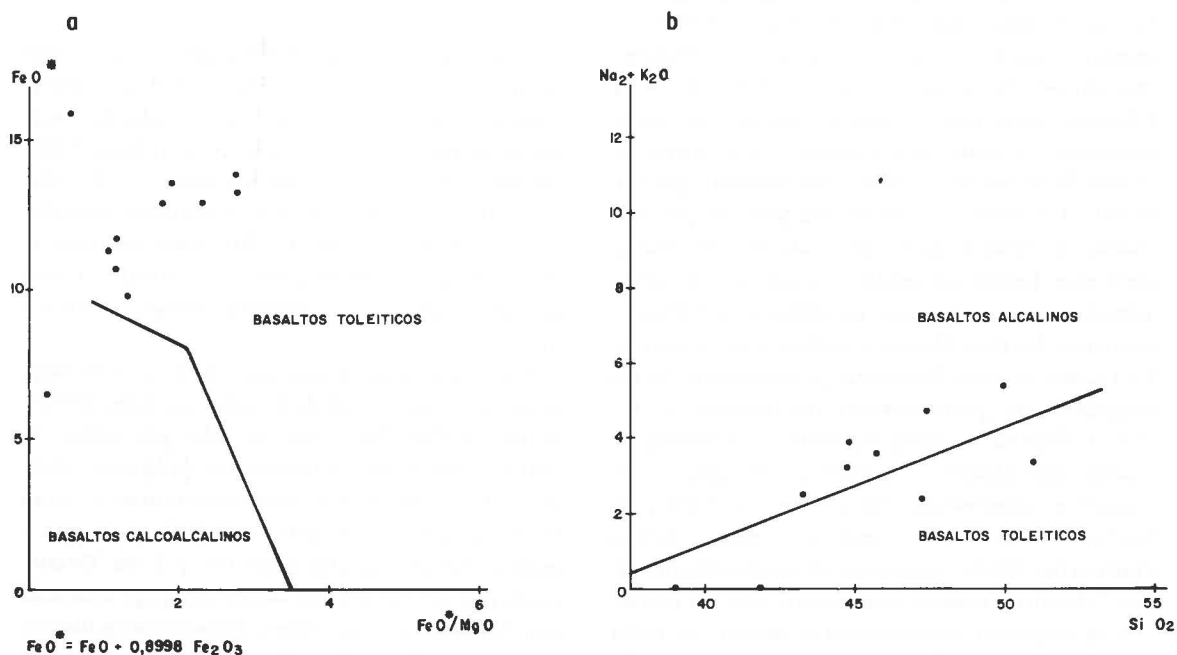


FIG. 4. a) Diagrama FeO^*-FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974) para metabasitas del Complejo Dóllimo; b) Diagrama álcalis SiO_2 (McDonald y Katsura, 1964) para metabasitas del Complejo Dóllimo.

melar, clorita magnésica y magnesita, atravesados por finas venillas de talco y crisotilo. La escasa matriz está constituida por serpentinita foliada.

QUIMICA DE LAS METABASITAS

En la Tabla I se presentan los análisis químicos de 10 metabasitas del Complejo Dóllimo. En el diagrama $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ propuesto por Pearce *et al.* (1974) (Fig. 3), que discrimina entre basaltos oceánicos y continentales, se muestra la distribución de nueve de las diez metabasitas analizadas. Seis de las muestras se proyectan en el campo de los basaltos oceánicos. Cuatro de ellas se proyectan en el campo de los basaltos oceánicos, meteorizados y/o metamorfizados en las facies de

esquistos verdes o anfibolitas, procesos que producen un enriquecimiento en álcalis de las rocas.

En la figura 4 (Diagrama FeO^*-FeO^*/MgO) existe una distribución preferente de los análisis químicos en el campo de los basaltos toleíticos, ubicándose éstos, sin embargo, mayoritariamente en el campo de los basaltos alcalinos en el diagrama $SiO_2-Na_2O + K_2O$. Esto último podría deberse a un enriquecimiento en álcalis de las metabasitas durante el metamorfismo.

En suma, puede decirse que la información química existente, acerca de las metabasitas del área, indica que estas rocas poseen una composición similar a aquélla de los basaltos toleíticos oceánicos.

ROCAS INTRUSIVAS

GRANITO DE LLONGOCURA

Corresponde a un conjunto intrusivo, mesozonal formado por monzogranitos cataclásticos, granodioritas y granitos sieníticos, atravesados por vetas pegmatíticas y diques de composición diorítico-gábrica. Intruye, por el oriente, al Complejo Las Toscas, originando una aureola de metamorfismo de contacto, ya descrita, que alcanza 3,5 de ancho (Fig. 2). Hacia el este, el plutón está en contacto por falla, aparentemente inversa, con lutitas y areniscas cuarcíferas del Triásico Superior, que localmente lo cubren, con discordancia.

GRANITO DE CONSTITUCION Y FILONES ASOCIADOS

Al suroccidente del área, las rocas del Complejo Dóllimo están intruidas por un cuerpo epizonal, monzogranítico equigranular a granítico porfírico (Fig. 2). Este genera una aureola de metamorfismo de contacto de sólo algunos centenares

de metros de ancho, en la cual se alcanzan las facies de rocas córneas de feldespato potásico y cordierita (Godoy, 1970). Relacionados con este plutón, aparecen algunos filones porfíricos de composición granodiorítica a tonalítica, que intruyen a las metamorfitas del Complejo Dóllimo. Aquéllos se ubican al norte del Granito de Constitución, a unos 3 km del contacto intrusivo-metamórfico.

GRANODIORITA DE MONTECILLOS

Intruye a las sedimentitas del Triásico Superior por el oriente (Fig. 2). Corresponde a una roca de color gris claro, fanerítica, de grano medio, compuesta por andesina (50%), ortoclasa (10%), cuarzo (20%) hornblenda (7%), biotita (5%), clinopiroxeno (2%) y por circón, apatita, turmalina y esfeno (1%). Este cuerpo plutónico presenta un borde diorítico, faneroporfírico, de grano medio a fino, en cuyo contacto con las rocas sedimentarias presenta una aureola silicificada de algunas decenas de metros de espesor.

CONDICIONES DE METAMORFISMO

La fase principal de metamorfismo de ambos complejos se desarrolló bajo condiciones físicas variables, entre grado bajo y medio, siguiendo una tendencia creciente hacia el oriente (Fig. 2).

El Complejo Dóllimo presenta asociaciones mi-

neralógicas de bajo grado (Winkler, 1978), correspondientes a la zona de más baja temperatura de las facies de esquistos verdes (Fig. 5). Es característica en la paragénesis la ausencia de biotita y la presencia de albita, actinolita-hornblenda actino-

lítica y epidota (zoicita/clinozoicita) en los esquistos verdes. La ocurrencia de estilpnomelano y muscovita en los metacherts sugiere que la temperatura no sobrepasó los 450°C (Winkler, 1978). La composición química de las anfíbolas de las metabasitas señalaría un gradiente P/T relativamente alto, aunque no se registró la presencia de minerales indicadores de alta presión. Seis muestras de anfíbolas provenientes de metabasitas fueron analizadas por microsonda; los datos fueron posteriormente normalizados por el método de Laird y Albee (1981a, b), clasificándose las anfíbolas según la nomenclatura de Leake (1978). Los resultados se presentan en las figuras 6 y 7. En el Complejo Dóllimo predominan las anfíbolas del grupo cálcico (actinolita-hornblenda actinolítica). Dos análisis de una misma muestra (51-1) corresponden a actinolita y winchita, lo que indica, probablemente, que las anfíbolas están zonadas. La figura 7 muestra que las anfíbolas del Complejo Dóllimo se asemejan a aquéllas de las facies de alta presión de Vermont (Laird y Albee, 1981) y se observa, además, buena correspondencia entre ellas y las anfíbolas analizadas por Hervé (1982), para el

sector Pichilemu-Iloca, donde se encuentran, esporádicamente; esquistos azules.

Dos anfíbolas se ubican fuera de la tendencia general; una de ellas (061) proviene de la aureola de metamorfismo de contacto del Granito de Constitución y podría, por lo tanto, tratarse de una anfíbola relacionada con ese evento. Tanto (061) como (481) se diferencian ópticamente del resto por su color verde claro y débil pleocroismo. Las restantes anfíbolas analizadas poseen fuerte pleocroismo que varía de α = verde claro a incoloro hasta γ = verde-azulado.

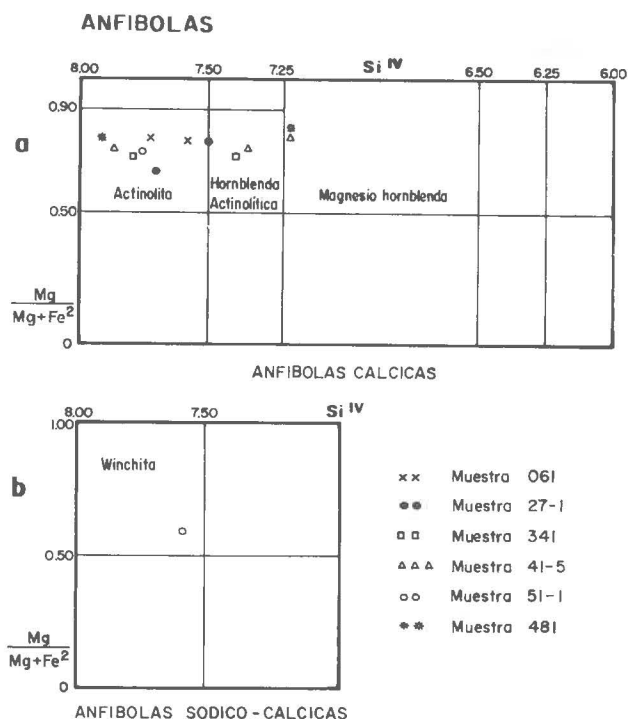
En el Complejo Las Toscas, las asociaciones mineralógicas de la zona con biotita pertenecen a la facies de esquistos verdes, lo que podría indicar una temperatura mínima de metamorfismo de 400°C (Winkler, 1978). Las asociaciones mineralógicas de la zona de andalucita-sillimanita, de grado medio, pertenecen a la facies de rocas córneas de hornblenda, como lo indica la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita. Las reacciones que dieron origen a estos minerales se efectuaron, probablemente, a temperaturas variables entre 560 y 660°C y presión cercana a 2,5 kb (Figs. 5, 8).

Facies Met. Grado Zona	Esq. Verdes bajo	Esq. Verdes bajo Biotita	R. C. de Hb (BT) medio And-sill	R. C. de Hb (AT) medio And-sill
Albita			?	?
Mica blanca				
Biotita				
Clorita				
Granate				
Sillimanita				
Cordierita (1)				
Cordierita (2)				
K feld.			?	?
Cuarzo				
	C. Dóllimo		C. Las Toscas	

FIG. 5. Asociaciones mineralógicas de metapelitas de los Complejos Dóllimo y Las Toscas.

Cordierita (1): ovoidal con macla sectorial.

Cordierita (2): xenoblástica poikelítica con andalucita.



Una vez alcanzadas las condiciones de temperaturas máximas, tuvo lugar una transformación a muscovita, en forma selectiva, que afectó especialmente a los silicatos de aluminio, descendiendo la temperatura bajo 630°C.

El paso a la zona de andalucita-sillimanita, está también marcado por la aparición de cordierita. Según Hirschberg y Winkler (1968), la formación de biotita, cordierita y silicatos de aluminio, a partir de muscovita y clorita, ocurre a temperatura algo superior a los 500°C. Este cambio mineralógico se toma como el paso del metamorfismo de grado bajo a grado medio (Winkler, 1978).

FIG. 6. Clasificación química de las anfíbolas de metabasitas del Complejo Dóllimo, según Leake, 1978: a) Grupo de anfíbolas cálcica; b) Grupo de anfíbolas sódico-cálcicas.

ESTRUCTURA

La estructura del área estudiada es el resultado de cinco episodios de deformación sobreimpuestos. Las rocas metamórficas presentan estructuras que evidencian dos episodios de deformación penetrativa, asociados con el metamorfismo (D_1 y D_2) y tres episodios tardíos, de deformación no penetrativa, posteriores al metamorfismo principal (D_3 , D_4 y D_5) (Tabla 2).

Las estructuras mesoscópicas, asignadas a cada uno de los episodios de deformación y la nomenclatura empleada para ellas, son las siguientes:

- D_1 — pliegues similares (B_1) y foliación de plano axial (S_1).
- D_2 — pliegues similares (B_2) y foliación de plano axial (S_2).
Lineación mineral (L_2) sobre superficies S_2 (sólo en el Complejo Dóllimo).
- D_3 — pliegues "chevron" (B_3) y foliación de crenulación (S_3) (sólo en el Complejo Dóllimo).
- D_4 — pliegues concéntricos (B_4).
- D_5 — fallas, principalmente normales.

Para el análisis estadístico de las estructuras mesoscópicas, se ha dividido el área en seis domi-

nios supuestamente homogéneos, que aparecen en la figura 9. En el Complejo Dóllimo se establecieron los dominios Cuchi (1), Dóllimo-Quivolgo (2), Carrizal-Macal (3) y Chanquiueque-La Orilla (4); en el Complejo Las Toscas se definieron el dominio 5 (Coipué) y el dominio 6 (Curepto).

En la descripción de las estructuras se han considerado las clasificaciones de Fleuty (1964) y Whitten (1966).

COMPLEJO LAS TOSCAS

Las estructuras primarias tales como estratificación (S_0), estratificación cruzada, laminación y pliegues sinsedimentarios, se encuentran bien expuestos en la zona de rocas córneas. El espesor de las capas de origen pelítico y arenoso es muy variable (desde algunos centímetros a metros) y de escasa continuidad lateral.

Progresivamente, hacia el occidente, en la zona de rocas foliadas, las estructuras primarias son obliteradas por las estructuras D_1 y D_2 . La foliación S_1 se refracta al pasar de capas metapelíticas a capas metarenosas, haciéndose más espaciada en

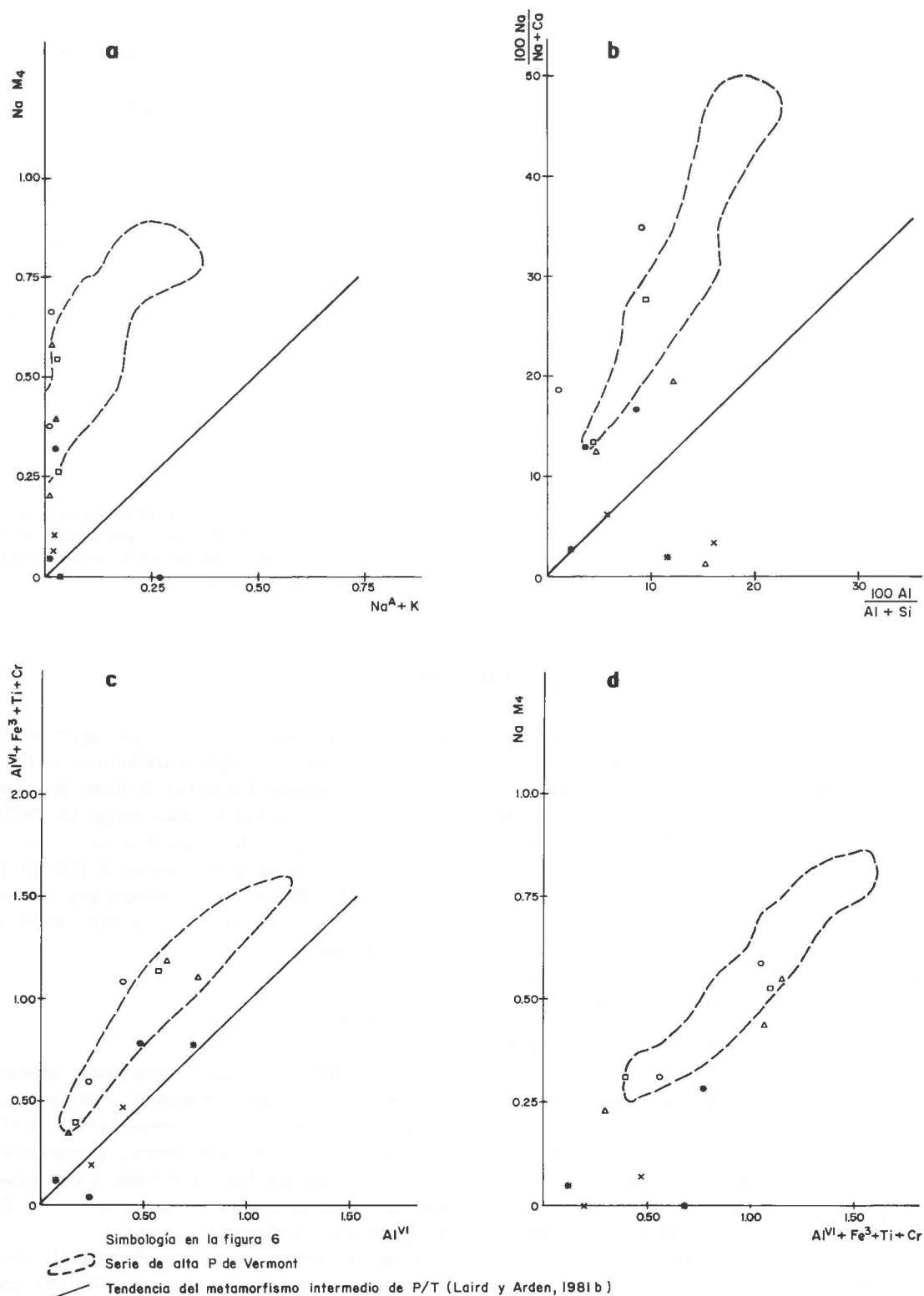
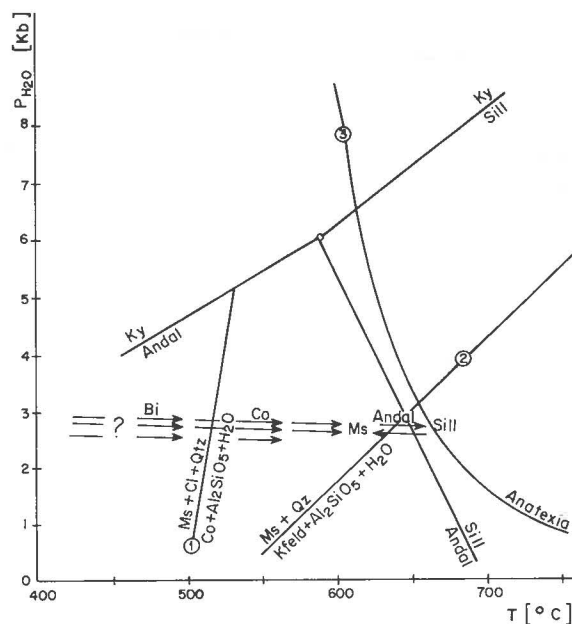


FIG. 7. Diagramas de Laird y Albee (1981a, b) con metabasitas del Complejo Dólimo. a) $\text{Na}^{\text{M4}} - (\text{Na}^{\text{A}} + \text{K})$; b) $(100 \text{ Na} / \text{Na} + \text{Ca}) - (100 \text{ Al} / \text{Al} + \text{Si})$; c) $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^3 + \text{Ti} + \text{Cr}) - \text{Al}^{\text{VI}}$; d) $\text{Na}^{\text{M4}} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^3 + \text{Ti} + \text{Cr})$.

TABLA 1. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS METAMORFICAS DE LOS COMPLEJOS DOLLIMO Y LAS TOSCAS

No. DE MUESTRAS	061	27-1	42-B	50-1	51-1	131	78120503	78120504	41-5	241	252	361	481
SiO ₂	51.19	43.29	41.93	38.76	44.74	44.73	57.61	50.02	45.63	65.30	85.46	47.24	47.43
Al ₂ O ₃	14.07	17.30	1.48	6.23	17.04	16.96	19.02	15.79	16.71	18.39	7.22	14.93	15.34
Fe ₂ O ₃	7.10	8.59	4.09	9.75	8.50	10.02	1.78	3.76	4.93	2.55	2.78	4.28	3.85
FeO	6.63	5.57	2.90	6.93	5.16	4.60	6.70	6.20	6.96	3.34	0.19	6.22	8.27
CaO	6.88	11.25	0.35	4.02	9.81	7.70	1.16	5.83	7.35	0.38	0.31	11.54	5.68
MgO	7.00	6.68	37.54	24.66	5.36	4.90	2.70	7.43	8.99	1.29	0.21	8.42	9.29
Na ₂ O	2.75	2.60	0.20	0.12	3.26	3.20	3.27	5.34	3.63	0.64	0.16	2.48	3.25
K ₂ O	0.78	0.06	0.05	0.06	0.69	0.19	2.94	0.16	0.08	3.85	1.57	0.10	1.62
TiO ₂	2.26	1.47	0.04	1.30	2.19	1.95	0.79	1.53	1.43	0.39	0.08	1.75	2.12
MnO	0.21	0.17	0.06	0.26	0.17	0.20	0.09	0.13	0.16	0.02	0.01	0.17	0.15
P ₂ O ₅	0.18	0.07	0.01	0.16	0.47	0.45	0.23	0.13	0.20	0.04	0.06	0.15	0.26
ppc	1.94	3.69	11.92	8.64	3.25	5.64	4.04	3.76	4.44	4.34	1.95	3.23	3.43
TOTAL	100.95	100.74	100.57	100.89	100.64	100.54	100.33	100.08	100.51	100.53	99.99	100.51	100.53
Roca	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita
Complejo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Dólimo	Las Toscas	Las Toscas	Dólimo	Dólimo

FIG. 8. Trayectoria de las condiciones P/T durante el metamorfismo del Complejo Las Toscas. 1) Hirschberg y Winkler, 1968; 2) Althaus *et al.*, 1970; 3) Merrill *et al.*, 1970; Tuttle y Bowen, 1958.

estas últimas. Paralela a esta foliación hay recristalización de micas y bandas de cuarzo-feldespato. Los planos S_1 se ubican paralelos al plano axial de pliegues B_1 . Estos pliegues presentan longitudes de onda variables, entre 15 y 70 cm, y amplitudes de 20 cm a 1 m, respectivamente. Son pliegues similares, cerrados, apretados, reclinados, con eje suavemente buzante y plano axial moderadamente inclinado a casi vertical. La foliación S_2 intersecta a la foliación anterior en forma oblicua, presentando un espaciamento de aproximadamente 10 veces la distancia entre sucesivos planos S_1 . S_2 se hace más penetrativa hacia el contacto con el Complejo Dólimo, produciendo desde una corrugación hasta transposición y total obliteración de S_1 . S_2 está desarrollada paralela al plano axial de pliegues B_2 . La sobreimposición de pliegues B_1 y B_2 se origina por el deslizamiento de las superficies S_1 según planos S_2 . Los pliegues B_2 presentan longitudes de onda variable entre 10 cm y 2 m y amplitudes de 3 cm a 1 m. Son pliegues similares, isoclinales, apretados, reclinados, con eje suave a moderadamente buzante y plano axial moderadamente inclinado a vertical.

Los estereogramas de los Dominios 5 y 6 ilustran las relaciones entre los distintos elementos estructurales del Complejo Las Toscas. Los planos S_0 (Fig. 10) se disponen subhorizontalmente, sin

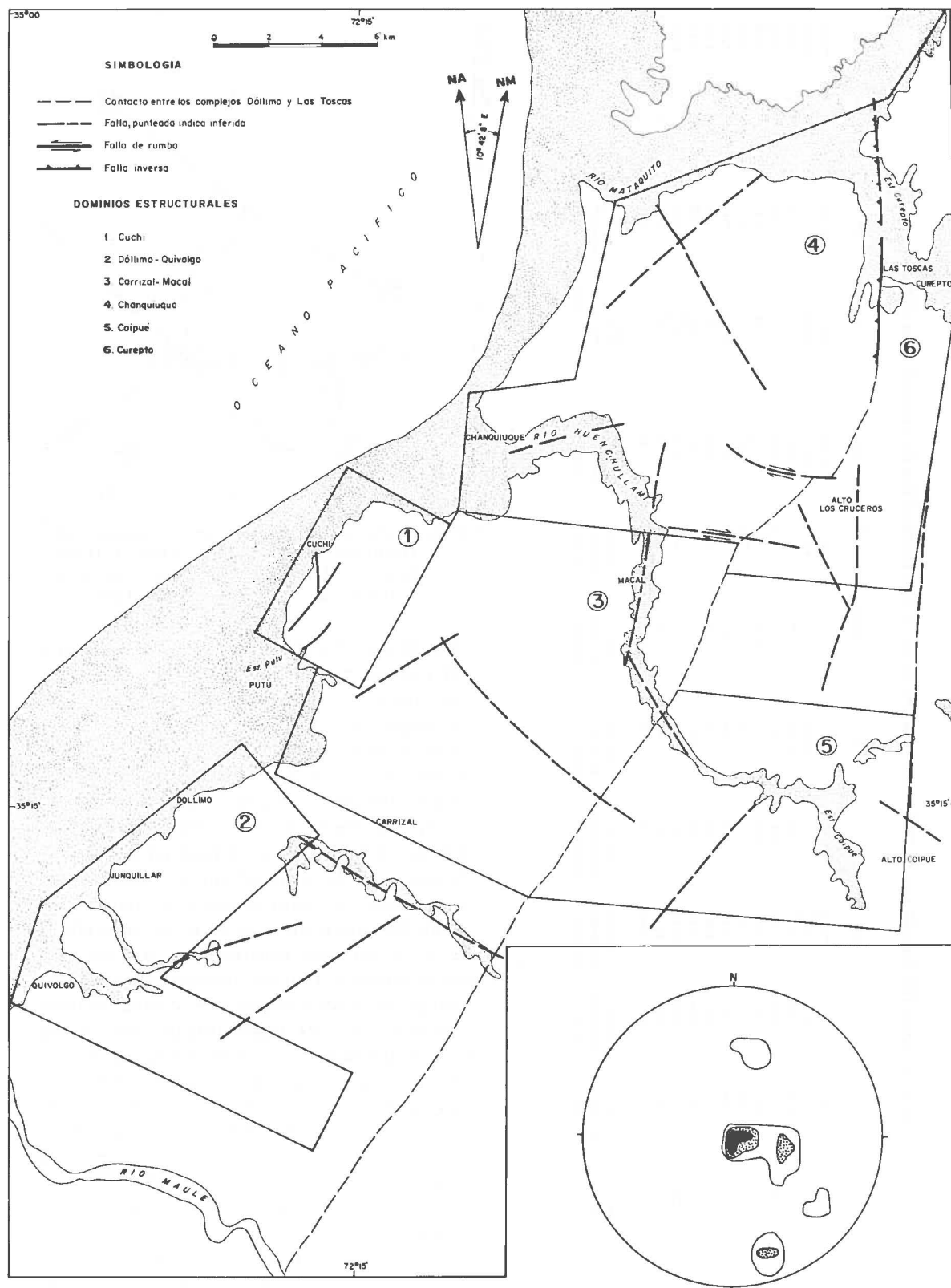


FIG. 9. Plano de dominios estructurales en rocas metamórficas.

FIG. 10. Diagrama de polos de planos de estratificación S_0 . Dominos 5 y 6 (Complejo Las Toscas); 16 puntos, curvas de 6,25% ; 12,50% y 43, 75% .

presentar una relación clara con el resto de los elementos de fábrica. Los polos de planos S_1 (Fig. 11a) en el Dominio 5, se sitúan en un círculo máximo, aproximadamente perpendicular a los ejes b_2 , lo que sugiere que están plegados por D_2 . S_1 tiene, en el Dominio 5, una dirección predominante $13^\circ\text{E}/75^\circ\text{SE}$ - 87°NW , mientras que en el Dominio 6 (Fig. 11b) presenta una actitud $69^\circ\text{W}/46^\circ\text{W}$. En la figura 11c (Dominio 5) se observa que los ejes b_1 se distribuyen en un círculo máximo, presentando una agrupación en $25^\circ\text{E}/6^\circ\text{N}$.

En el Dominio 5, la foliación S_2 (Fig. 11e) muestra una dirección predominante $28^\circ\text{E}/36^\circ\text{E}$. En el Dominio 6 (Curepto, Fig. 11f) S_2 sigue una dirección $\text{NS}/42^\circ\text{W}$. Los ejes b_2 (Figs. 11g, h) se orientan, preferentemente, en $22^\circ\text{E}/6$ - 25°N ó S , en el Dominio 5 y en $18^\circ\text{E}/7^\circ\text{S}$ en el Dominio 6, observándose en este último una gran dispersión.

COMPLEJO DOLLIMO

Las rocas de este complejo, son tectonitas L-S, y muestran una foliación de plano axial (S_2) subhorizontal, que constituye el elemento estructural principal. Aquella contiene una lineación (L_2) marcada por la orientación de minerales prismáticos. La foliación principal transpone y oblitera totalmente los elementos de fábrica más antiguos, tales como elementos D_1 y estructuras primarias, sedimentarias y volcánicas. A nivel microscópico, se observan relictos de una foliación anterior (S_1), contenida en microlitones compuestos por micas lepidoblásticas y cuarzo, con

textura granoblástica poligonal. Paralela a la foliación S_2 , hay recrystalización de micas, cuarzo, anfíbola y albita. Esta foliación, así como los pliegues B_2 se intensifican, progresivamente, hacia la parte occidental del complejo. Los pliegues B_2 , en general, similares, apretados e isoclinales, varían de este a oeste desde pliegues suavemente reclinados de eje con leve buzamiento hasta pliegues recumbentes de eje horizontal. Sus dimensiones son muy variables ($\lambda = 1$ -3 m; $A =$ hasta 2 m); presentan vergencia hacia el norte y, en menor proporción, hacia el oeste.

La disposición de la foliación S_2 en cada dominio puede verse en la figura 12 (a, b, c, d) siendo aquella en general, subhorizontal y ondulante. Su rumbo se concentra en la dirección EW, excepto en el Dominio 2 donde es NS. El manto de S_2 es un poco mayor en las áreas cercanas al límite con el Complejo Las Toscas (Tabla 2).

La lineación L_2 (Fig. 12i, j, k, l, Tabla 2), se dispone sobre S_2 , siguiendo una dirección general entre EW y NE y con suaves buzamientos, coincidiendo con la actitud general de los ejes de pliegues b_2 (Tabla 2). En la figura 12 (e, f, g, h) se muestra la distribución de los ejes de pliegues b_2 ; están contenidos en el plano S_2 y presentan un rumbo predominante EW y buzamiento suave y variable entre 2 y 26 grados.

En el Complejo Dollimo se desarrolla una tercera foliación, poco penetrativa, de crenulación (S_3) que coincide con el plano axial de pliegues "kink" y "chevron" tardíos (B_3). Medidas de ejes b_3 y S_3 del área en general se presentan en la

TABLA 2. DIRECCIONES ESTRUCTURALES PREDOMINANTES EN EL COMPLEJO DOLLIMO Y EN EL COMPLEJO LAS TOSCAS

DOMINIO	S_0	S_1	b_1	S_2	b_2	L_2	S_3	b_3	b_4
1	—	—	—	EW/10° S	EW/2° W	79° E/5° W	—	—	—
2	—	—	—	NS/8° E	78° E/SE	78° W/12° W 84° W/2° E	—	—	—
3	—	—	—	EW/17° S	86° E/18° W 45° W/26° S	66° E/20° W 70° W/16° E	—	—	—
4	—	—	—	EW62°/4° S	74° E/9° W	55° E/17° W	—	—	—
1 al 4	—	—	—	—	—	—	7° E/59° SE	20° E/15° N	—
1, 3 y 4	—	—	—	—	—	—	—	—	23° W/24° S 29° W/25° S
5	Subhorizontal	13° E/75° SE 13° E/87° NW	25° E/6° N	28° E/36° SE	22° E/6° -25° N ó S	—	—	—	—
6	Subhorizontal	69° W/46° W	—	NS/42° W	18° E/7° S	—	—	—	—

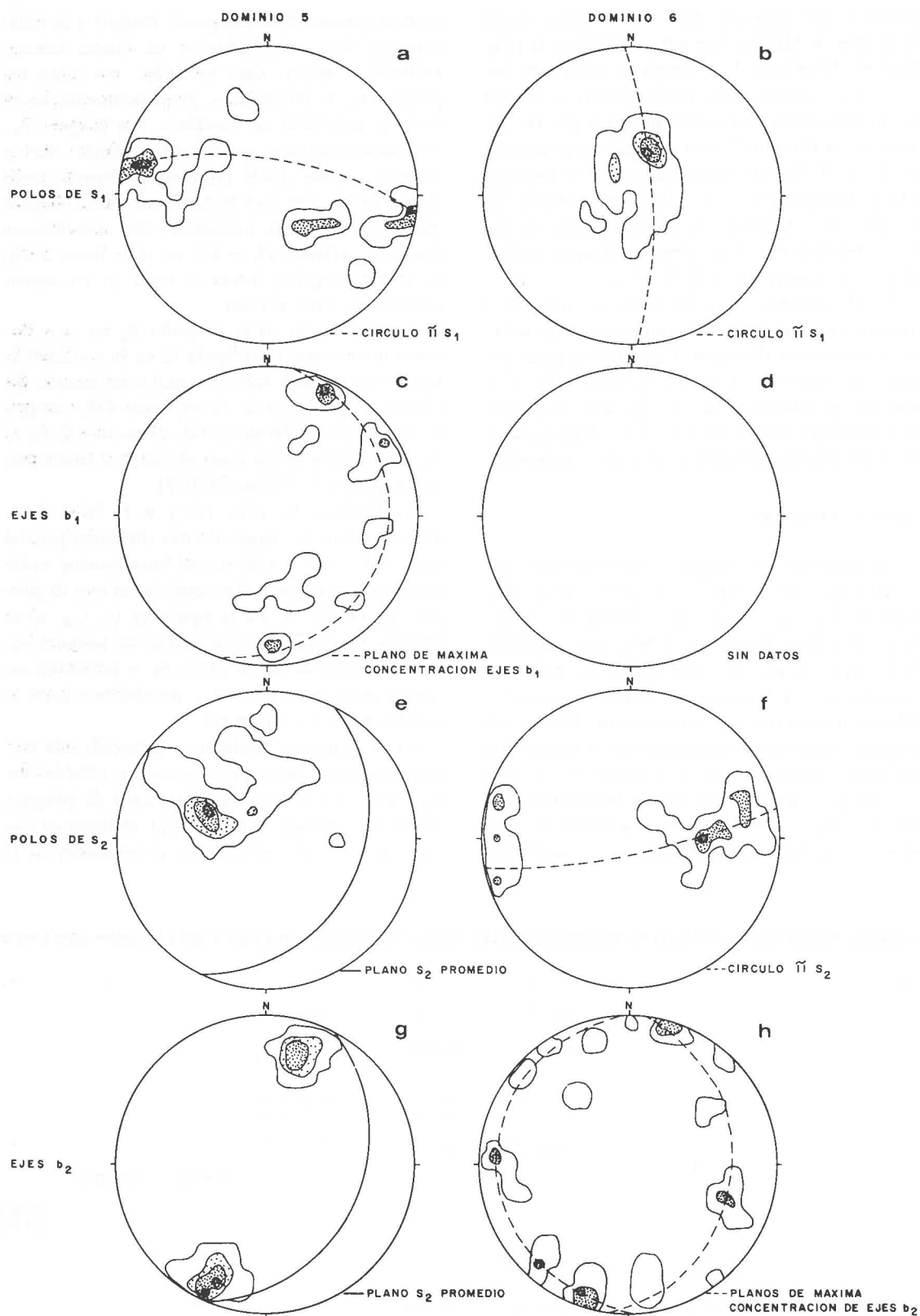


FIG. 11. Redes de Schmidt para estructuras D_1 y D_2 del Complejo Las Toscas. a) Polos S_1 : 17 puntos; curvas de 5,88%; 11,76% y 17,64%; b) Polos S_1 : 27 puntos; curvas de 3,70%; 11,11%; 14,81% y 18,51%; c) Ejes b_1 : 15 puntos; curvas de 6,66%; 13,33% y 20,00%; d) Polos S_2 : 28 puntos; curvas de 3,57%; 10,71%; 17,85% y 28,57%; e) Polos S_2 : 20 puntos; curvas de 5%; 10% y 15%; f) Ejes b_2 : 20 puntos; curvas de 5%; 15% y 25%; g) Ejes b_2 : 20 puntos; curvas de 5%; 10% y 15%.

figura 13 (a, b). La foliación S_3 muestra gran dispersión, en parte, debido a que se trata de varios sistemas de planos conjugados del mismo tipo. Existe un cierto predominio de planos $N7^\circ E/59^\circ SE$. Los ejes b_3 se distribuyen en un círculo máximo y se concentran en $20^\circ E/15^\circ N$, dirección contenida en el plano S_3 predominante. La última deformación, desarrollada en una etapa aún más tardía, está representada por pliegues concéntricos (de eje b_4) y ondulaciones suaves de la foliación principal, que afectan a todas las rocas metamórficas del área. Los ejes b_4 (Fig. 13c), en general, se

concentran en $23^\circ W/24^\circ S$ y en $39^\circ W/25^\circ S$.

En el área se observan numerosos lineamientos fotogeológicos, los que se pueden agrupar en tres sistemas principales: NS, NW y NE. Los dos primeros son, posiblemente, de edad triásico-jurásica (Gana, 1981), asociándose al de dirección NS, fallas inversas y al NW, fallas de rumbo sinistral que desplazan a las NS. Esta relación se observa en la zona de contacto entre el Granito Llongocura y las rocas sedimentarias mesozoicas. Al sistema NE se asocian fallas normales, de gran ángulo, de edad post-pliocénica (Gana, 1981).

GEOCRONOLOGIA

Se dispone de cuatro análisis nuevos, por el método K-Ar, de minerales provenientes de rocas del área de estudio. Los datos analíticos se presentan en la Tabla 3.

La edad de los complejos metamórficos sólo puede discutirse por correlación con rocas similares, que han sido datadas en la región de Pichilemu, unos 100 km hacia el norte. En Pichilemu, Hervé *et al.* (1982) obtuvieron edades Rb-Sr (isó-

crona, roca total) en rocas correlacionables con el Complejo Dóllimo, con las cuales hay una aparente continuidad de afloramientos, que indican una edad de 310 ± 11 Ma. Esta sería la edad del metamorfismo principal en Pichilemu, la que es compatible con las relaciones de terreno observadas en el Complejo Dóllimo.

La edad del metamorfismo en el Complejo Las Toscas, es más difícil de establecer, en vista de las

TABLA 3. EDADES RADIOMETRICAS K-AR DE UNIDADES DEL AREA ESTUDIADA

MUESTRA No.	UNIDAD	MATERIAL ANALIZADO	% K	Ar. Atm %	Ar ⁴⁰ Rad. nl/g	Edad (Ma)
0401 *	Granodiorita de Montecillos	Biotita	6,082	3,4	40,78847	165 ± 5
0401 *	Granodiorita de Montecillos	Hornblenda	0,583	22,5	4,20841	175 ± 5
0501 **	Granito de Constitución	Biotita	4,916	17,4	0,4205 E ⁻⁴⁰ (mol/g)	202 ± 6
271 ***	Esquistos del Complejo Dóllimo	Concentrado de muscovita	2,707	25,8	23,1798	216 ± 6

* : Análisis realizado en el Institute of Geological Sciences, Londres.

** : Análisis realizado en la Universidad de Sao Paulo, Brasil.

***: Análisis realizado en el Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

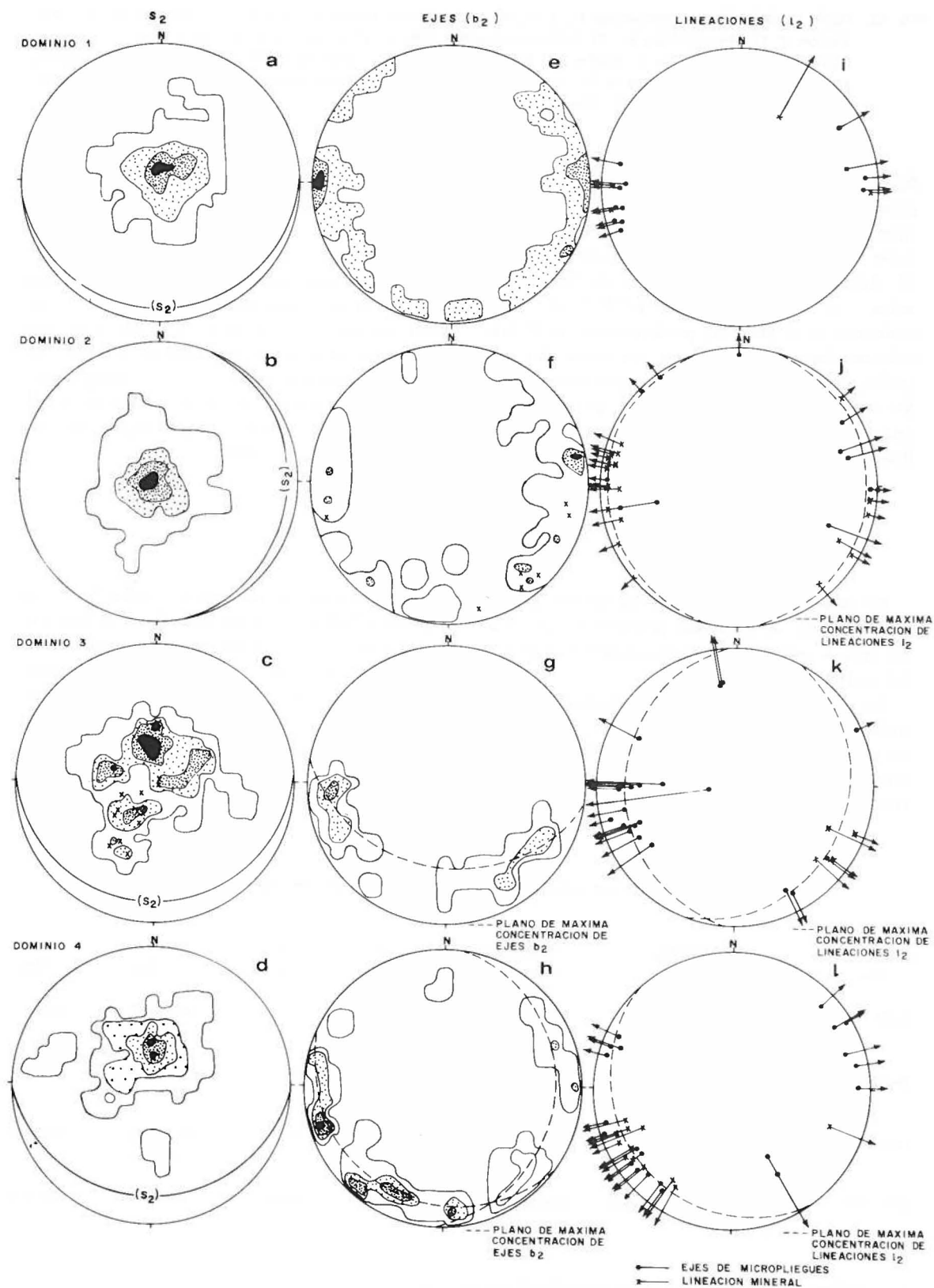


FIG. 12. Redes de Schmidt para estructuras D_2 del Complejo Dóllimo. a) Polos S_2 : 134 puntos; curvas de 9,74%; 4,47%; 13,43% y 20,89%. S_2 general EW/10° S. b) Polos S_2 : 151 puntos; curvas de 0,66%; 6,62%; 13,24% y 19,86%. S_2 general 10° E/65° E. c) Polos S_2 : 70 puntos; curvas de 1,42%; 4,28%; 7,14% y 11,42%. S_2 general EW/24° S. d) Polos S_2 : 135 puntos; curvas de 0,74%; 2,22%; 5,18%; 11,11% y 15,35%. S_2 general EW/24° S. e) Ejes b_2 : 38 puntos; curvas de 2,63%; 7,89%; 15,78%; f) Ejes b_2 : 54 puntos; curvas de 1,85%; 5,55%; 9,25%. X ejes de pliegues grandes. g) Ejes b_2 : 24 puntos; curvas de 4,16%; 8,33%; 16,66%. Concentraciones máximas 86° E/18° W, 42° W/26° S. h) Ejes b_2 : 40 puntos; curvas de 2,50%; 5,00%; 7,50% y 10,00%. i) Lineaciones L_2 : 18 puntos. j) Lineaciones L_2 : 39 puntos. Concentraciones máximas 78° W/12° W, 84° W/2° E. k) Lineaciones L_2 : 24 puntos. Concentraciones máximas 70° W/16° E, 66° E/62° W. l) Lineaciones L_2 : 34 puntos. Concentración máxima 55° E/17° W.

diferencias mineralógicas que existen entre éste y las metamorfitas de Tanumé, datadas por Hervé *et al.* (1982) en 344 ± 45 (isócrona Rb-Sr, roca total), con las cuales se podrían correlacionar. La influencia del Granito de Llongocura en el metamorfismo de este complejo es evidente. Se asigna al metamorfismo e intrusión de este plutón una edad pretriásica superior, probablemente carbonífera o pérmica, en consideración a las edades obtenidas en otros sectores del Batolito Paleozoico de la Cordillera de la Costa de Chile Central-Sur.

El Granito de Constitución, epizonal, postectónico, tiene una edad, K-Ar en biotita, de 202 ± 6

Ma, la que, probablemente, es cercana a su emplazamiento, el que fue acompañado por un evento térmico y/o alzamiento regional, y que rejuveneció o selló edades (K-Ar) de las micas blancas en rocas metamórficas del Complejo Dóllimo, como lo indica la edad de 216 ± 6 Ma, obtenido al este de Carrizal (Fig. 2).

La Granodiorita de Montecillos, que intruye a las sedimentitas del Triásico Superior, tiene edades K-Ar del Jurásico Medio, que son compatibles con sus relaciones de contacto y, tal vez, son cercanas a su edad de cristalización.

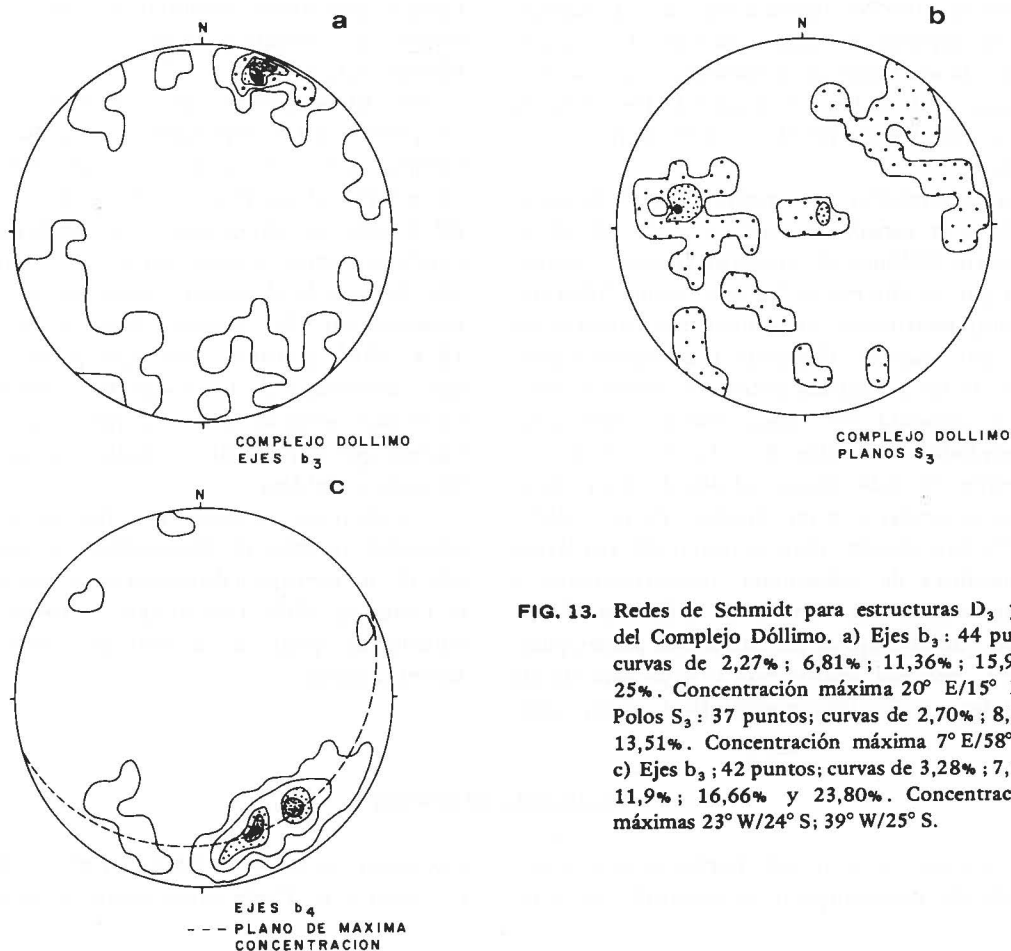


FIG. 13. Redes de Schmidt para estructuras D_3 y D_4 del Complejo Dóllimo. a) Ejes b_3 : 44 puntos; curvas de 2,27%; 6,81%; 11,36%; 15,9% y 25%. Concentración máxima 20° E/15° N. b) Polos S_3 : 37 puntos; curvas de 2,70%; 8,10%; 13,51%. Concentración máxima 7° E/58° SE. c) Ejes b_3 : 42 puntos; curvas de 3,28%; 7,14%; 11,9%; 16,66% y 23,80%. Concentraciones máximas 23° W/24° S; 39° W/25° S.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La información presentada hasta aquí permite establecer ciertas características de la historia geológica y el desarrollo geotectónico de la región.

Durante el Paleozoico (Devónico? o más antiguo), se depositó, en un ambiente marino, el protolito de los complejos metamórficos. Este era de carácter terrígeno, flyschoides en el Complejo Las Toscas, y en el Complejo Dóllimo incluyó basaltos toleíticos de fondo oceánico, serpentinitas y cherts metalíferos, intercalados con sedimentos clásticos. El metamorfismo del Complejo Dóllimo se realizó bajo un gradiente P/T relativamente, alto con respecto al Complejo Las Toscas, cuya evolución metamórfica continuó durante la intrusión del Granito de Llongocura, antes del Triásico Superior. La disposición y naturaleza de ambos complejos metamórficos obedece al modelo de cinturones pareados de metamorfismo de Miyashiro (1961), característico del margen circumpacífico activo. Se considera al Complejo Dóllimo como parte de un prisma de acreción, ligado a una zona de subducción de litósfera del océano paleopacífico bajo el borde suroccidental de Gondwana, cuyos afloramientos se extienden hoy desde Pichilemu hasta la región Magallánica (de Witt, 1977; Hervé, *et al.*, 1981).

La deformación que presentan las rocas metamórficas es variable de oeste a este. Así, en el Complejo Dóllimo, el principal elemento estructural que se observa en las rocas es una foliación, S_2 , muy penetrativa, de manteo suave hacia el sur y el este, que ha obliterado y transpuesto gran parte de las estructuras anteriores. Hacia el este, S_2 se presenta en forma menos penetrativa, preservándose, en parte, S_1 y S_0 , y su manteo es generalmente más elevado (Tabla 2). Esta disposición es similar a la que Godoy (1970) y Hervé (1977) han descrito para la región del río Maule y Cordillera de Nahuelbuta, respectivamente, e incluso con la que Hervé *et al.* (1981) señalaron para el Archipiélago de los Chonos. Se puede, pues, sugerir, que esta distribución y naturaleza de las estructuras de las rocas metamórficas, es una carac-

terística importante del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa, y que su desarrollo está controlado por las condiciones geotectónicas de la zona de subducción en que se desarrolló.

Con posterioridad a D_2 , sobrevino un gran cambio en las condiciones geológicas del área. Las estructuras generadas durante D_3 y D_4 no fueron acompañadas por cristalización metamórfica de las rocas involucradas. Ello, probablemente, puede asociarse a una posición más superficial de las rocas durante estas fases de deformación. Esto implica un alzamiento y erosión de los complejos metamórficos entre D_2 y D_3 , especialmente importante en el Complejo Dóllimo, metamorfozado a mayor profundidad.

Este alzamiento queda documentado por las edades K-Ar de 200-220 Ma, que se han obtenido en minerales del Complejo Dóllimo y de series metamórficas correlacionables (Hervé *et al.*, 1982) y fue, al parecer, acompañado por la intrusión de cuerpos graníticos circunscritos, tales como el Granito de Constitución y el Granito de la Estrella (Dávila *et al.*, 1979).

Este alzamiento se realizó, en parte, a lo largo de grandes fallas regionales, representadas, por ejemplo, por la franja de rocas cataclásticas que constituyen el margen oriental de afloramientos del Granito de Llongocura. Los complejos metamórficos pasaron a constituir un alto topográfico que controló la ubicación y desarrollo de cuencas sedimentarias del Triásico Superior (Corvalán, 1976; Thiele y Morel, 1981). Con posterioridad a esta "emersión" de los complejos metamórficos, éstos han actuado como bloques relativamente rígidos, que han servido de zócalo a las secuencias mesozoicas del área.

Los plutones mesozoicos, incluyendo a la Granodiorita jurásica de Montecillos, se ubican al este de los terrenos paleozoicos de la Cordillera de la Costa de Chile Central que, desde entonces, constituyen parte de la zona de ante-arco del sistema andino.

AGRADECIMIENTOS

El estudio fue financiado por los Grants E083 y E1300 del Departamento de Desarrollo de la In-

vestigación de la Universidad de Chile. J. Moraga, E. Godoy y R. Thiele participaron en los trabajos

de terreno y contribuyeron a la comprensión de la geología del área. La Sra. Lucy Peña, Departamento de Geofísica, guió el estudio mineralógico por Rayos X. F. Munizaga realizó dos dataciones radiométricas, una en Santiago y otra en Sao Paulo. F. Hervé realizó las restantes en el laboratorio del Institute of Geological Sciences, Londres, gracias a becas de la Royal Society of London y el

J. S. Guggenheim Foundation. Ian Nystrom, Universidad de Estocolmo, realizó gentilmente los análisis de microsonda y C. Nieto los análisis químicos. Constantino Mpodozis y Jorge Skarmeta revisaron críticamente el manuscrito original, colaboraron pacientemente en los trabajos de compilación y edición del trabajo definitivo. A todos ellos vaya nuestro agradecimiento.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L.; HERVE, F.; GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile. An outline. *Kristalinikum*, No. 9, p. 7-19.
- BRYAN, B.; REED, J. C. 1969. Significance of lineation and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, Vol. 106, No. 2, p. 412-429.
- CORVALAN, J. 1976. El Triásico y Jurásico de Vichuquén-Tilicura y de Hualañé, provincia de Curicó; implicaciones paleogeográficas. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. A137-A154. Santiago.
- DAVILA, A.; HERVE, F.; MUNIZAGA, F. 1979. Edad K-Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua, VII Región, Chile Central. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F109-F120. Arica.
- DE WIT, M. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, Vol. 37, No. 1-3, p. 53-81.
- FLEUTY, M. J. 1964. The description of folds. *Geol. Assoc., Proc.*, Vol. 75, No. 4, p. 461-591.
- FORSYTHE, R. 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern Southamerica: A plate tectonic interpretation. *J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. 139, Part 6, p. 671-682.
- GANÁ, P. 1981. Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 171 p. Santiago.
- GONZALEZ-BONORINO, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Univ. Chile, Depto. Geol., Publ., No. 37, 68 p.
- HERVE, F. 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, south-central Chile. *In* Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile (Ichikawa, T.; Aguirre, L.; eds.), Jap. Soc. Promot. Sci., p. 1-51, Tokyo, Japan.
- HERVE, F. 1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 1, p. D93-D115. Concepción.
- HERVE, F.; DAVIDSON, J.; GODOY, E.; *et al.* 1981. The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, Vol. 53, No. 2, p. 361-373.
- HERVE, F.; KAWASHITA, K.; MUNIZAGA, F. *et al.* 1982. Edades Rb/Sr de los cinturones metamórficos pareados de Chile Central. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 2, p. D116-D135. Concepción.
- HIRSCHBERG, A.; WINKLER, H. 1968. Stability relationship between chlorite, cordierite and almandine, during metamorphism. *Contr. Miner. Petrol.*, Vol. 18, No. 1, p. 17-42.
- LAIRD, J.; ALBEE, A. 1981a. High-pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont. *Am. J. Sci.*, Vol. 281, No. 2, p. 97-126.
- LAIRD, J.; ALBEE, A. 1981b. Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, Vol. 281, No. 2, p. 127-175.
- LEAKE, B. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, Vol. 63, No. 11-12, p. 1023-1052.
- MAC DONALD, G.; KATSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, Vol. 5, No. 1, p. 82-133.
- MERRIL, R.; ROBERTSON, ?; WYLLIES, P. 1970. Melting relations in the system NaAlSi₃-308-KAlSi₃-308-SiO₂-H₂O. At 20 kilobars compared with results for other feldspar-quartz-H₂O and rock H₂O systems. *J. Geol.*, Vol. 78, No. 5, p. 558-569.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* Vol. 2, No. 2, p. 277-311.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, Vol. 274, No. 4, p. 321-335.
- MUNIZAGA, F.; AGUIRRE, L.; HERVE, F. 1973. Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 18, No. 1, p. 87-91.
- PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BUKETT, T. C. 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 24, No. 3, p. 419-426.

- RUIZ, C.; AGUIRRE, L.; CORVALAN, J.; et al. 1965.** Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Invest. Geol. 385 p. Santiago, Chile.
- THIELE, R.; MOREL, R. 1981.** Tectónica triásico-jurásica en la Cordillera de la Costa, al norte y sur del río Mataquito (34° 45' - 35° 15' Lat. S), Chile. Rev. Geol. Chile, No. 13-14, p. 49-61.
- TUTTLE, D.; BOWEN, N. 1958.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAl Si₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. Geol. Soc. Am., Mem., No. 74, p. ?
- WHITTEN, E. H. T. 1966.** Structural geology of folded rocks. Rand McNally and Col., 663 p. Chicago.
- WINKLER, H. 1978.** Petrogénesis de rocas metamórficas. H. Blume Edit., 346 p. Madrid.