

EL COMPLEJO DE NAHUELBUTA-QUEULE: UN POSIBLE CASO DE ACRECIÓN PALEOZOICA EN CHILE CENTRAL SUR

R. Oyarzun M. (*)

RESUMEN

Las montañas de Nahuelbuta y Queule constituyen la Cordillera de la Costa de Chile Central-Sur. La mayor parte de estas montañas se encuentra formada por rocas metamórficas paleozoicas de las denominadas Serie Occidental y Serie Oriental del Basamento Cristalino de Chile, las cuales han sido estratigráficamente reclasificadas como el Complejo Nahuelbuta-Queule. Este Complejo comprende tres unidades informales que, de base a techo, son: Cabo Tirúa (esquistos verdes, micaesquistos, serpentinitas y metacherts), Lleu-Lleu (micaesquistos, metacherts ferruginosos y serpentinitas) y Colcura (metapelitas y metagrauvakas). Las características químicas y estructurales de los esquistos verdes sugieren que su protolito fueron basaltos del tipo oceánico asociado a dorsales. Esto, conjuntamente con la presencia de serpentinitas, metacherts y sus relaciones estructurales y metamórficas, sugiere que estas unidades fueron parte de un melange tectónico acrecionado al margen occidental del paleocontinente sudamericano durante el Paleozoico.

PALABRAS CLAVE: Acreción, complejo ofiolítico, esquistos azules, Paleozoico.

ABSTRACT

The Nahuelbuta and Queule mountains constitute the coastal range of south Central Chile. The bulk of these mountains is formed by Paleozoic metamorphic rocks of the so called Western and Eastern Series of the Crystalline Basement of Chile, which has been stratigraphically re-classified as the Nahuelbuta-Queule Complex. This Complex comprises three informal units which from the base to the top are: Cabo Tirua (green schists, mica schists, serpentinites and metacherts), Lleu-Lleu (mica schists, iron bearing metacherts and serpentinites) and Colcura (metapelites and metagraywackes). The chemical and structural characteristics of the green schists suggest that their protolith were basaltic rocks of a mid-ocean ridge origin. This, together with the occurrences of serpentinites and metacherts, and their structural and metamorphic relationships suggest that these units were part of a tectonic melange accreted to the South Western margin of the South American paleocontinent during the Paleozoic.

KEY WORDS: Accretion, ophiolite complex, blueschists, Paleozoic.

Introducción

El Basamento Cristalino de Chile es un complejo metamórfico-plutónico del Paleozoico, que se extiende en Chile Central/Sur a lo largo de la costa por más de 1.400 kilómetros. Al sur de los 33° S los afloramientos son más bien continuos y constituyen el cuerpo principal de la Cordillera de la Costa (figura 1).

Los primeros trabajos concernientes a la petrología de esta unidad fueron publicados por González-

Bonorino (1971), quien realizó el primer intento de caracterización de las zonas metamórficas presentes. Posteriormente, Aguirre *et al.* (1972) y Hervé (1977) propusieron una división del Basamento Cristalino en las denominadas Serie Occidental y Serie Oriental, cuyas principales características son: *Serie Occidental*: caracterizada por un metamorfismo de presión media a alta. Compuesta por micaesquistos, metabasitas, serpentinitas y metacherts. *Serie Oriental*: caracterizada por un metamorfismo de presión media a baja. Compuesta por metagrauvacas, meta-

(*) Dept. de Geociencias, Universidad de Concepción, Casilla 3-C, Concepción, Chile.

pelitas y rocas córneas asociadas a granitoides de dimensiones batolíticas.

Estas unidades han sido interpretadas por diversos autores como un caso de cinturones metamórficos pareados del tipo Circum-Pacífico (González-Borino, 1971; Ernst, 1975; Hervé *et al.*, 1982). Recientemente, Frutos (1982) y Frutos y Alfaro (1985) han relacionado estas unidades con el desarrollo de un arco islándico ensimático cuya etapa inicial generó secuencias ofiolíticas comparables al tipo Chipre. Sin

mórficas consistentes en esquistos verdes (metabasaltos), micaesquistos, metacherts, serpentinitas, meta-grauvacas, filitas, pizarras y granitoides. Diversos tipos de mineralizaciones se encuentran ligadas a

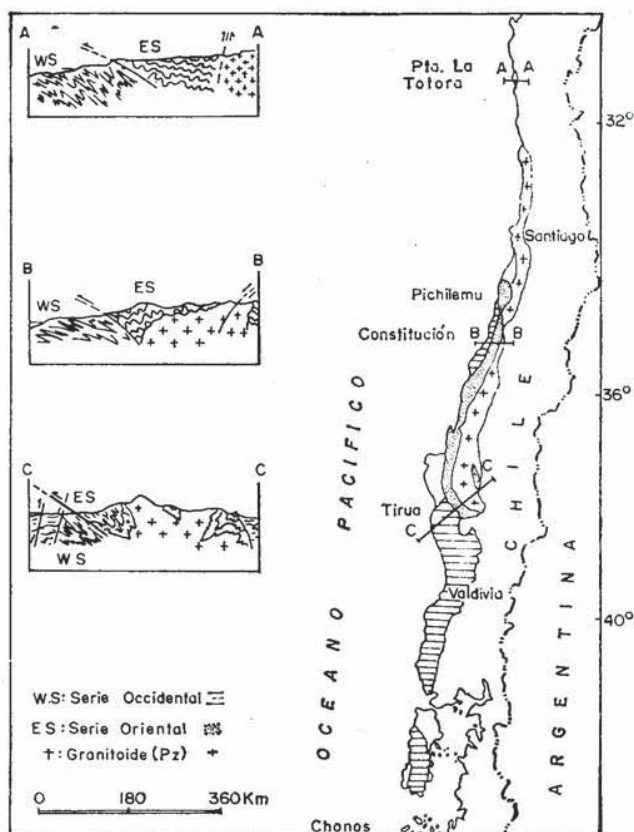


Fig. 1.—El Basamento Cristalino de Chile. Ligeramente modificado de Hervé *et al.* (1976a).

embargo, las características geoquímicas de estas rocas, así como su arreglo estructural y metamorfismo, parecen más bien indicar que éstas habrían formado parte de un mélange tectónico que originalmente incluyó grauvacas, lutitas, cherts y segmentos de corteza oceánica incluyendo rocas ultrabásicas y basaltos (Hervé *et al.*, 1976a; Godoy, 1979; Oyarzún, 1982); Oyarzun y Clemmey, 1986). Estas rocas afloran desde Punta La Tatora al Archipiélago de Chonos y más al sur (fig. 1). Las Cordilleras de Nahuelbuta y Queule (fig. 2) se ubican en la parte media de esta franja norte-sur que se extiende por más de 1.400 kilómetros. La mayor parte de estas montañas se encuentra constituida por rocas meta-

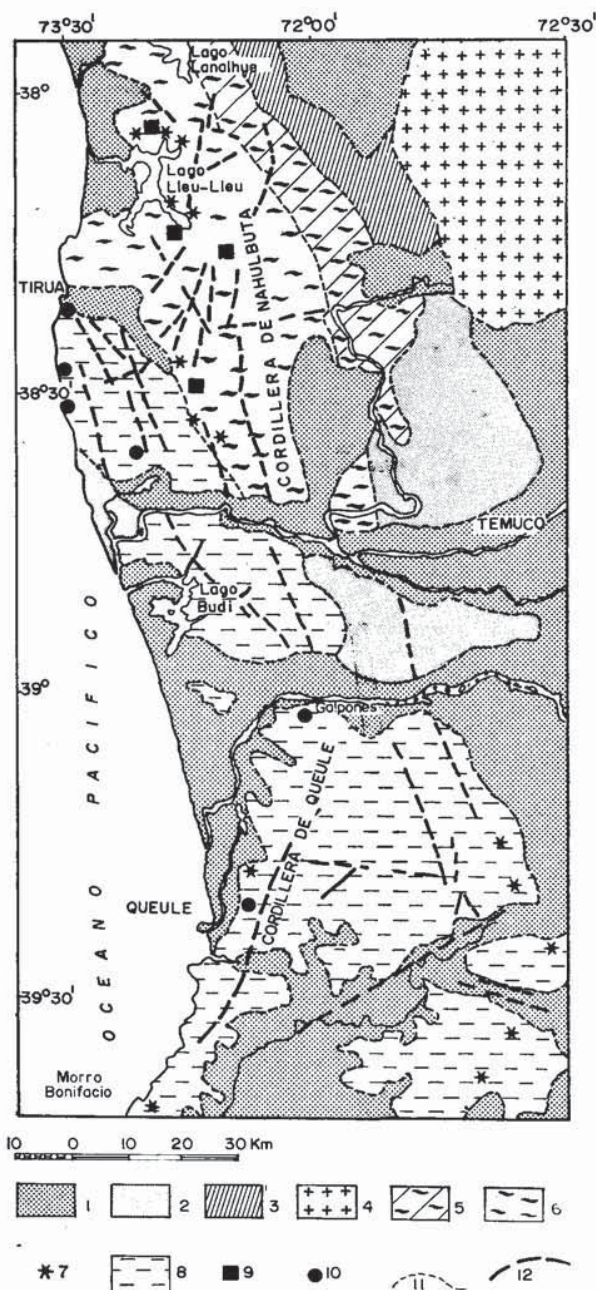


Fig. 2.—Geología de la Cordillera de Nahuelbuta-Queule. 1: Cuaternario, dunas y gravas. 2: Terciario, areniscas, lutitas y conglomerados. 3: Triásico, areniscas y lutitas. 4: Paleozoico, granitoides. 5: unidad Colcura, metagrauvacas y metapelitas. 6: unidad Lleu-Lleu, micaesquistos y metacherts. 7: serpentinitas. 8: unidad Cabo Tirúa, esquistos verdes, pillow lavas y micaesquistos. 9: depósitos bandeados de hierro. 10: sulfuros masivos. 11: contactos. 12: fallas.

MICAESQUISTOS

MINERAL	F ₁		F ₂	
	ST	PT	ST	PT
CUARZO	—————		—————	— — — —
ALBITA		—————		—————
CLORITA				—————
MUSCOVITA	—————		—————	— — — —
BIOTITA	—————			
EPIDOTA	— — — —			
ESFENO		— — —		
TURMALINA				— — — —
GRANATE			—————	

ESQUISTOS VERDES

MINERAL	F ₁		F ₂	
	ST	PT	ST	PT
ALBITA		—————	—————	— — —
EPIDOTA			—————	
ANFIBOL				—————
BIOTITA	—————			
CALCITA				— — — —
CLORITA		— — — —	— — — —	— — — —
GRANATE			— — — —	

Fig. 3.—Paragénesis mineral durante los episodios de metamorfismo-deformación F₁ y F₂. ST: sintectónico. PT: post-tectónico.

TABLA 1. ANÁLISIS QUÍMICOS DE MINERALES DE LAS ROCAS ESTUDIADAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60.48	49.53	38.13	38.20	53.59	40.87	48.91	38.58	52.08
TiO ₂	-	0.35	0.13	0.06	0.01	0.02	2.15	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	19.10	33.12	21.63	22.12	0.06	3.98	5.44	22.65	4.63
Fe ₂ O ₃ (t)	0.02	2.40	17.44	26.48	24.25	8.21	4.98	13.47	16.93
MnO	-	0.03	16.21	4.34	6.06	0.16	0.11	0.19	0.39
MgO	-	1.03	0.27	0.54	14.21	33.14	14.80	0.03	12.13
CaO	0.32	0.00	6.38	8.94	0.25	0.02	22.52	22.22	7.90
K ₂ O	0.38	9.55	-	-	0.00	0.03	0.05	0.00	0.08
Na ₂ O	11.43	0.76	-	-	0.31	0.33	0.57	0.00	2.72

% en peso. 1: Albita, 1 análisis, ME; 2: Muscovita, media de 8 análisis, ME; 3: Granate (núcleo), media de 4 análisis, ME; 4: Granate (borde), media de 4 análisis, ME; 5: Anfíbol, media de 2 análisis, MCH; 6: Antigorita; media de 2 análisis, SER; 7: Piroxeno, media de 2 análisis, SER; 8: Epidota, media de 2 análisis, EV; 9: Anfíbol, media de 7 análisis, EV. ME: micaesquisto, MCH: metachert, SER: serpentinita, EV: esquisto verde.

estas secuencias, incluyendo yacimientos bandeados de hierro (BIF) tipo Algoma asociados a metacherts, sulfuros masivos estratoligados emplazados en esquistos verdes y depósitos podiformes de cromita en serpentinitas (fig. 2).

En lo que se refiere a la región de los cordones montañosos costeros de Nahuelbuta y Queule, las unidades de rocas pertenecientes a las series Occidental y Oriental han sido combinadas y redefinidas de acuerdo a procedimientos estratigráficos internacionales (Hedberg, 1976) como el Complejo Nahuelbuta-Queule, sobre el cual se disponen discordantemente secuencias sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico (fig. 2).

Métodos analíticos

Los análisis químicos de minerales y rocas (muestras M, R y CP), así como dataciones radiométricas, fueron realizados en el Earth Sciences Department de la Universidad de Leeds (Inglaterra). Para el análisis de minerales se utilizó una microsonda JEOL JXA-50A modificada con sistema EDS y bajo las siguientes condiciones, tiempo de conteo: 40 segundos, voltaje de aceleración: 20 KV, corriente: 30 mA, cristales: TAP, PET y LIF. Los análisis de elementos mayores y trazas en roca fueron realizadas por XRF utilizándose un espectrómetro de rayos X modelo PW 1.400. Las condiciones de operación fueron fijadas en 80KV-30mA para elementos-traza y 40 Kv - 60 mA para elementos mayores. Los análisis de las muestras HOP fueron realizadas en el Laboratorio de Análisis Inorgánico de la Universidad de Concepción. Con la excepción de P_2O_5 todos los elementos fueron analizados por absorción atómica. Como estándares fueron utilizados el Basalto BHVO-1 del USGS y el Basalto del CRPG. La determinación de fósforo se realizó colorimétricamente después de descomponer la muestra con una mezcla de HNO_3 -HF y evaporación en sequedad.

Los análisis radiométricos de K/Ar se realizaron en muscovita separada de micaesquistos. Potasio fue determinado en triplicado utilizándose un fotómetro de llama EEL. Argón fue extraído en sistema al vacío utilizándose un trazador Ar^{39} . Los isótopos de argón fueron medidos en un espectrómetro de masa AEI MS10 modificado (Rex y Dodson, 1970). Las edades fueron calculadas utilizándose las normas aceptadas por la IUGS Sub-Commission on Geochronology (Steiger y Jager, 1977).

El complejo Nahuelbuta-Queule

Se han definido tres unidades informales dentro del complejo Nahuelbuta-Queule, las cuales, desde base a techo, son (fig. 2): *Cabo Tirua*, consistente en esquistos verdes que incluyen depósitos menores de sulfuros masivos, pillow lavas, micaesquistos, serpentinitas y esporádicos afloramientos de metacherts. *Lleu-Lleu*, la que comprende micaesquistos, metacherts que incluyen facies BIF del tipo óxido-silicato-sulfuro y serpentinitas. *Colcura*, consistente en una alternancia parcialmente rítmica de metagrauvas, pizarras y filitas.

Dos eventos de metamorfismo-deformación afectaron a estas unidades durante el Paleozoico F_1 ,

S_1 ; F_2 , S_2), el primero de edad incierta y el segundo durante el Carbonífero (Hervé, 1977; Hervé *et al.*, 1982; Oyarzun, 1982).

Petrografía y Geoquímica

Micaesquistos: tanto los micaesquistos de las unidades Lleu-Lleu como Cabo Tirua presentan características petrográficas y mineralógicas similares, esto es una foliación gruesa bien definida que mesoscó-

TABLA 2: Análisis químicos de micaesquistos, pizarras, filitas y metagrauvas.

	1	2	3	4
SiO_2	66.42	67.23	59.93	64.3
TiO_2	1.00	0.91	0.85	1.0
Al_2O_3	15.73	15.06	16.62	17.5
$Fe_2O_3(t)$	6.61	6.22	6.21	6.7
MnO	0.18	0.08	-	0.1
MgO	1.37	1.31	2.63	2.7
CaO	0.24	0.44	2.18	1.9
K_2O	3.13	2.46	3.54	3.7
Na_2O	1.52	2.23	1.73	1.9
P_2O_5	0.11	0.10	-	0.2

% en peso. 1: micaesquistos, unidades Lleu-Lleu y Cabo Tirua, media de 24 análisis; 2: pizarras, filitas, metagrauvas, unidad Colcura, media de 10 análisis; 3: arcillas, lutitas, pizarras, 85 análisis (Shaw, 1956); 4: micaesquistos (Poldervaart, 1955).

picamente se expresa principalmente por una alternancia de bandas de cuarzo, albita, muscovita y clorita. A nivel microscópico y esporádicamente se ha detectado, además, la presencia de biotita, epidota, esfena, turmalina y granate (tabla 1, fig. 3). En términos químicos (tabla 2), estas rocas presentan características similares a los promedios mundiales para arcillas, lutitas y pizarras (Shaw, 1956) y micaesquistos (Poldervaart, 1955), correspondiendo probablemente a un protolito, que incluyó una mezcla constituida esencialmente por lutitas y grauvas (fig. 4).

Esquistos verdes: se presentan como rocas bien foliadas con texturas predominantemente nematoblásticas. El bandeamiento en estas rocas está caracterizado por la presencia de capas de albita-calcita y clorita-(biotita)-anfíbol (actinolita/ferro actinolita subcálcica)-epidota-granate (tabla 1, fig. 3). Estas rocas muestran estructuras tipo pillow-lavas en la rivera sur del río Toltén, cerca de Galpones (fig. 2), lo cual, junto con sus características geoquímicas, permitió inferir un protolito basáltico para éstas,

originado en un ambiente submarino, probablemente del tipo de los basaltos toleíticos oceánicos asociados a las mesodorsales (tablas 3, 4, 5, 6; fig. 5, 6).

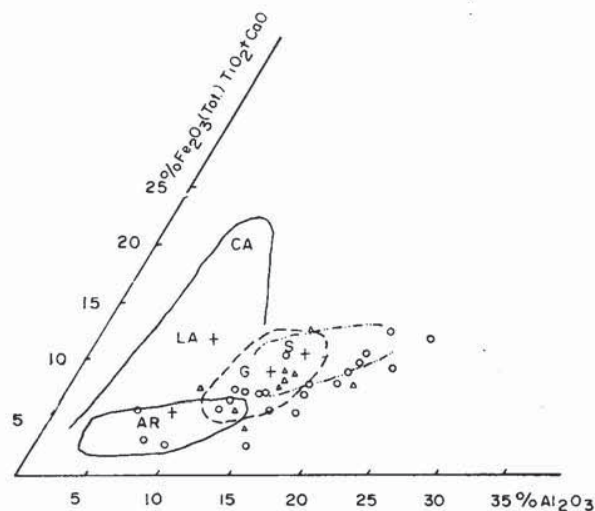


Fig. 4.—Composición de los micaesquistos de la unidad Lleul-leu (círculos) y metapelitas-metagrauvascas de la unidad Colcura (triángulos). Triángulo composicional de La Roche (1972). S: lutitas. G: grauvascas. AR: arcosas. LA: areniscas líticas. CA: calcarenitas.

Serpentinitas: corresponden a cuerpos ultramáficos tabulares e irregulares que han sufrido una serpentinización prácticamente total. Las texturas de estos cuerpos varían entre masiva (predominantemente) a foliada (escasa). La asociación mineralógica presente consiste en antigorita-cromita-magnetita-(clinopiroxeno)-(clorita)-tremolita asbestiforme (tabla 1). Las características geoquímicas de estas rocas

conjuntamente con sus características mineralógicas, permite asimilarlas a los tipos basales de los complejos plutónicos (Coleman, 1977) de las secuencias ofiolíticas (tabla 7), los cuales incluyen peridotitas tectonizadas (harzburgita, lherzolita, dunita, en parte serpentinizadas y con depósitos podiformes de cromita) y los acumulados ultramáficos.

Metacherts: corresponden a rocas cuarcíticas totalmente recristalizadas caracterizadas por un agregado de cuarzo poligonizado con contenidos variables de minerales de hierro y silicatos que conforman, en conjunto, facies de Formación Bandeda de Hierro del tipo Algoma (Oyarzun, 1982), incluyendo facies oxidada (magnetita y menor hematita), silicatada (estilpnomelano-granate espesartítico, tabla 1) y sulfurada (pirita-calcopirita-bornita). Se han determinado reservas posibles de 180 MT con ley media de 31% Fe. La asociación mineralógica de estas rocas se encuentra constituida por cuarzo-estilpnomelano-granate-magnetita - (hematita) - (apatita). Las características mineralógicas y geoquímicas de estos depósitos indican que fueron probablemente formados por soluciones hidrotermales de tipo exhalativo en condiciones submarinas (Oyarzun, *et al.*, 1984).

Metagrauvascas y rocas metapelíticas: son las que han sufrido menor grado de deformación y, por lo tanto, estructuras como planos de estratificación se encuentran aún bien preservadas. Las metagrauvascas presentan una apariencia de 'semiesquisto' (Spry, 1969) con cierto desarrollo de bandas de muscovita, biotita, clorita a lo largo de los planos de foliación. Las rocas metapelíticas filíticas presentan finas texturas lepidoblásticas caracterizadas por bandas de muscovita, biotita y cuarzo. De oeste a este (fig. 2)

TABLA 3. ELEMENTOS MAYORES EN ESQUISTOS VERDES. (*)

	M55b	R183b	R187	R188a	CP-4	CP-6	R186c	HOP-7	HOP-8	HOP-10	HOP-13	HOP-P
SiO ₂	48.40	44.78	43.87	46.63	50.54	51.05	48.22	48.37	52.40	50.92	47.11	52.43
TiO ₂	1.45	2.57	2.21	1.26	1.41	1.38	2.33	3.01	2.10	1.10	2.11	1.95
Al ₂ O ₃	17.59	16.98	12.31	13.12	19.39	19.53	16.14	13.47	12.21	16.22	12.35	15.74
Fe ₂ O ₃ (t)	12.98	11.27	19.31	12.16	10.15	9.71	11.00	14.35	14.43	11.37	15.70	11.73
MnO	0.17	0.16	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19	0.33	0.39	0.27	0.48	0.44
MgO	4.09	4.52	6.90	7.87	4.20	3.67	6.63	7.42	5.13	3.00	6.93	4.52
CaO	6.98	10.52	5.01	10.39	6.16	6.52	8.45	7.18	6.88	11.87	10.73	3.42
K ₂ O	0.67	0.21	0.33	0.30	0.31	0.33	0.26	0.81	1.41	0.74	0.10	0.90
Na ₂ O	4.32	2.74	1.04	1.66	4.81	5.11	4.11	1.93	2.38	1.95	1.98	5.87
P ₂ O ₅	0.18	0.29	0.37	0.09	0.14	0.17	0.39	0.36	0.30	0.07	0.28	0.10
p.p.c.	2.50	5.50	7.56	5.50	3.00	2.25	2.50	3.74	1.89	1.72	1.90	2.30
Total	99.33	99.54	99.11	99.17	100.30	99.90	100.22	100.97	99.52	99.23	99.67	99.40

% en peso. HOP-P: estructura de pillow-lava relicta bien conservada. (*) Cordillera de Nahuelbuta - Queule.

se han determinado las siguientes asociaciones mineralógicas en estas rocas: cuarzo-muscovita-clorita-turmalina, cuarzo-muscovita-biotita-turmalina, cuarzo-andalusita-oligoclasa-muscovita-biotita y cuarzo-sillimanita-oligoclasa-muscovita-feldespató potásico.

TABLA 4. COMPARACION DEL CONTENIDO DE ELEMENTOS MAYORES EN LOS ESQUISTOS VERDES Y BASALTOS OCEANICOS.

	\bar{x} [EV]	1	2	3	4
SiO ₂	48.73	49.40	49.80	49.92	47.92
TiO ₂	1.91	2.40	1.50	1.53	1.84
Al ₂ O ₃	15.42	14.40	16.00	15.63	15.59
Fe ₂ O ₃ (t)	12.85	12.40	10.00	10.74	11.29
MnO	0.27	0.17	-	0.17	0.19
MgO	5.41	7.80	7.50	7.65	6.38
CaO	7.84	10.50	11.20	11.17	10.73
K ₂ O	0.53	0.45	0.14	0.16	0.53
Na ₂ O	3.16	2.20	2.75	2.75	2.91
P ₂ O ₅	0.23	0.27	-	0.13	0.25

% en peso, X (EV): media esquistos verdes de la Tabla 3.

1: basaltos toleíticos, Océano Pacífico (Manson, 1967); 2: Toleitas de bajo -K, dorsal (Condie, 1976); 3 y 4: basaltos de dorsal, fresco y alterado respectivamente (Hart, 1970).

Las características geoquímicas de estas rocas (tabla 2, fig. 4), conjuntamente con sus rasgos texturales y estructurales relictos, permite asignarles un protolito que probablemente incluyó grauvacas y lutitas.

Estructura

Por lo menos tres episodios de deformación (F₁, F₂ y F₃) han afectado a las rocas del Complejo Nahuelbuta-Queule. Los dos primeros tomaron lugar durante el paleozoico y produjeron esquistosidad de tipo penetrativo. El tercer episodio ocurrió durante el Triásico sin producir esquistosidad y sólo generó un sistema de pliegues suaves superimpuesto a las estructuras paleozoicas. El primer episodio de metamorfismo-deformación (F₁) es de edad incierta, el segundo (F₂) tomó lugar durante el Paleozoico superior (316 m. a., Rb/Sr roca total, Hervé *et al.*, 1976b; 281 ± 11, 296 ± 12 m. a., K/Ar en muscovita, Oyarzun, 1982).

Tres zonas estructurales pueden ser reconocidas en el área (fig. 7), las que reflejan diferentes estilos de deformación. Estas, de este a oeste, son: *zona estructural 1*, caracterizada por la presencia de pliegues de tipo flexural y recumbente gradando hacia el oeste a pliegues intrafoliales; *zona estructural 2*, presentando una foliación ondulante de bajo ángulo y menores desarrollos de pliegues intrafoliales y recumbentes; *zona estructural 3*, caracterizada por una foliación de bajo ángulo inclinando hacia el este/sureste. El paso entre estas zonas es relativamente gradual y permite inferir la presencia de una zona de escurrimiento mayor inclinada hacia el este (figuras 1,7), situación que tentativamente podría ser comparada con el esquema estructural del mélange tectónico Franciscan (California), donde la esquistosidad parece estar asociada a un sobreescurrimiento mayor (Coastal Belt Thrust, Bailly *et al.*, 1970), el que ha sido interpretado por Ernst (1975) como la expresión cortical de la zona de Benioff del Mesozoico superior, que puso en contacto las secuencias

TABLA 5. ELEMENTOS TRAZAS EN ESQUISTOS VERDES (*).

	M55b	R183b	R187	R188a	CP-4	CP-6	R186c	\bar{x}	A
Cr	324	91	51	160	214	192	200	176.0	300
Ni	151	63	35	82	74	72	110	83.9	100
Co	61	51	63	47	55	51	49	53.9	32
Rb	9	7	8	8	12	14	7	9.3	1
Sr	106	541	100	81	240	234	355	236.7	135
Y	39	33	78	32	26	25	38	38.7	-
Zr	81	205	231	69	95	95	202	139.7	85
Nb	5	26	19	5	8	7	31	14.4	-

ppm. (*): Cordilleras de Nahuelbuta y Queule. A: toleita de bajo-K, dorsal (Condie, 1976).

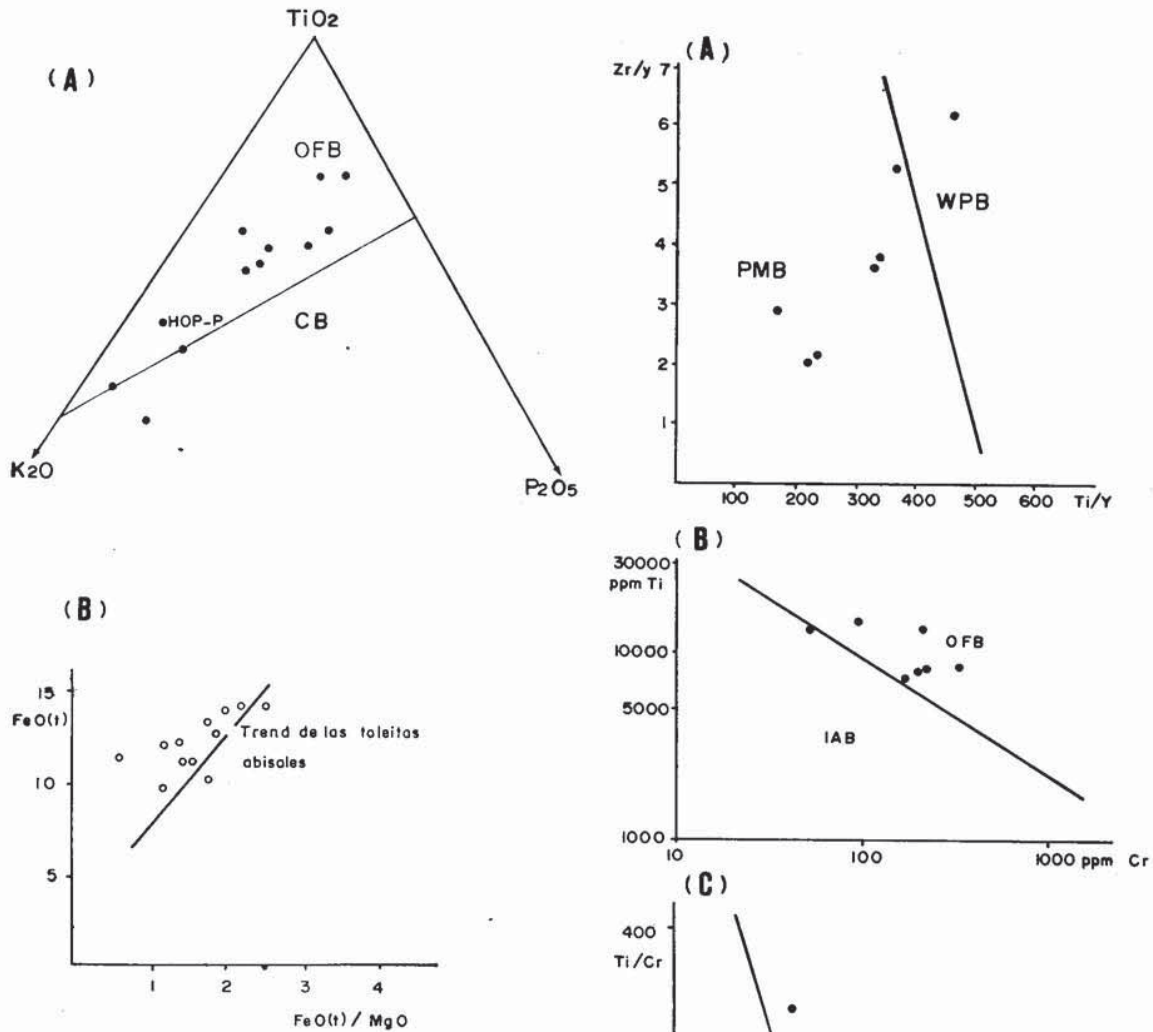


Fig. 5.— A) Esquistos verdes y pillow lava de la unidad Cabo Tirúa. Diagrama discriminante de Pearce *et al.* (1975). OFB: basaltos oceánicos. CB: basaltos continentales.—B) metabasitas de la Serie Occidental (de Hervé, 1977).

acrecionadas del Franciscan con las clásticas mio-geosinclinales de talud/plataforma del Gran Valle.

Metamorfismo

Considerando las paragénesis mineralógicas observadas en el Complejo Nahuelbuta-Queule, así como en afloramientos del Basamento Cristalino localizados más al norte, las siguientes facies metamórficas pueden ser definidas:

Fig. 6.—Esquistos verdes de la unidad Cabo Tirúa. Diagramas discriminantes de: A) Pearce y Gale (1977), B) Pearce y Norry (1977), C) Beccaluva *et al.* (1979). PMB: basaltos de margen de placa, WPB: basaltos de interior de placa OFB: basaltos oceánicos. IAB: basaltos de arco isla.

- a) *Esquistos azules* (en el sentido atípico de Miyashiro, 1978): cuarzo-albita-epidota-crosita-muscovita-turmalina (micaesquistos y metacherts, Pichilemu, fig. 1; Hervé *et al.*, 1974).

TABLA 6. TIERRAS RARAS EN ESQUISTOS VERDES

	M55b	CP-6	A
La	6.40	7.80	3.9
Ce	15.60	19.50	12.0
Nd	14.90	12.20	-
Sm	3.40	3.60	3.9
Eu	1.21	1.34	1.4
Tb	0.77	0.80	1.2
Tm	0.57	0.49	-
Yb	3.67	2.55	4.0
Lu	0.65	0.44	-

(ppm). A: toleita de bajo-K, dorsal (Condie, 1976).

- b) *Esquistos verdes*: albita-clorita-epidota-actinolita-calcita (EV-1; metabasitas, fig. 7); cuarzo-albita-muscovita-clorita-biotita-granate, cuarzo-granate-estilpnomelano-clorita, cuarzo-muscovita-clorita-turmalina (EV-2; micaesquistos, metacherts y metapelitas-metagrauvas respectivamente, fig. 7).
- c) *Anfibolita*: cuarzo-muscovita-biotita-turmalina, cuarzo-andalusita-oligoclasa-muscovita-biotita, cuarzo-sillimanita-oligoclasa-muscovita-fel-

despato potásico (A, fig. 7; serie de metapelitas y metagrauvas gradando de oeste a este hacia rocas córneas en el contacto con el intrusivo). Estas últimas asociaciones mineralógicas parecen estar indicando un arreglo metamórfico generado por un frente térmico asociado al ascenso del intrusivo granítico, cuya edad (320 ± 24 m. a., Rb/Sr roca total; Hervé *et al.*, 1976b) es contemporánea con el segundo evento metamórfico, generando así una disposición de las zonas minerales similar al caso de Bosost en los Pirineos españoles (Winkler, 1979).

Para las rocas comprendidas dentro de la facies de los esquistos azules de la zona de Pichilemu, Hervé (1982) basado en la química de anfíboles (Laird y Albee, 1981) determinó que éstos eran comparables con los de alta P de Vermont, interpretando que el sector de Pichilemu representaría un gradiente de P/T alto. Oyarzún (1982), utilizando los criterios de Brown (1976), determinó presiones del orden de 5-6 Kb para la unidad Cabo Tirúa en base a los componentes NaM_4 y Al^{IV} en anfíboles de los esquistos verdes y temperaturas de $400^\circ\text{-}600^\circ$ para la unidad Lleu-Lleu considerando los campos de estabilidad para los granates almandino-espesartita (Hsu, 1968), lo que estaría indicando un gradiente de P/T intermedio. Por otra parte, Hervé (1977) estimó condiciones de P/T del orden de 4-6 Kb y $650^\circ\text{-}700^\circ\text{C}$ para las rocas metapelíticas de la Cordillera de Nahuelbuta. Todo esto estaría configurando un aumento del gradiente P/T de este a oeste desde facies de anfibolita a esquistos verdes y transiciones a los esquistos azules (fig. 1, 7).

TABLA 7. ELEMENTOS MAYORES EN SERPENTINITAS Y COMPLEJOS OFIOLITICOS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	39.03	43.79	42.02	43.24	41.21	41.86	39.70	40.68	43.73	48.73	51.21	53.89
TiO_2	0.33	0.27	0.26	0.27	0.05	0.24	0.10	-	0.01	1.91	0.60	1.08
Al_2O_3	6.10	1.97	1.02	0.74	2.43	2.45	3.50	0.14	0.47	15.42	15.17	15.83
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$	12.30	7.31	7.25	7.85	7.96	8.53	12.13	9.76	9.09	12.85	9.42	12.45
MnO	0.26	0.26	0.20	0.24	0.12	0.22	-	0.17	0.15	0.27	0.17	0.17
MgO	36.10	32.80	34.50	35.10	34.36	34.57	28.50	49.38	46.00	5.41	9.48	5.71
CaO	1.92	0.23	0.74	0.62	0.96	0.89	7.40	0.18	0.77	7.84	10.18	8.81
K_2O	0.02	0.06	0.04	0.04	0.18	0.07	-	-	-	0.53	2.20	0.59
Na_2O	0.03	0.25	0.20	0.19	0.57	0.25	0.20	-	0.01	3.16	2.50	2.70
P_2O_5	0.04	0.05	0.01	0.07	0.05	0.04	-	-	-	0.23	-	-

± en peso. 1-5 serpentinitas Complejo Nahuelbuta-Queule, 1: Pocuno, 2: Lau-Lau, 3: Valdivia, 4: Quitratué, 5: Morro Bonifacio (media de 7 análisis; Ojeda, 1976); 6: media 1-5; 7: cumulate peridotite, ofiolita de Semail, Oman (Glennie *et al.*, 1974); 8 y 9: Dunita y harzburgita respectivamente (Menzies y Allen, 1974); 10: media de esquistos verdes Complejo Nahuelbuta-Queule; 11 y 12: pillow-lavas superiores e inferiores respectivamente, (Moore y Vine, 1971). 8, 9, 11 y 12 Complejo de Troodos.

Discusión y conclusiones

El origen de las secuencias metamórficas presentadas en este trabajo ha sido largamente debatido por diversos autores, cuyas hipótesis pueden ser básicamente agrupadas en: a) generación en un ambiente tectónico de arco isla donde las rocas meta-volcánicas, ultrabásicas y metapelíticas se habrían

formado dentro de un ámbito eugeosinclinal (Frutos y Tobar, 1975; Collao y Alfaro, 1982; Frutos, 1982; Frutos y Alfaro, 1985), y b) acreción de corteza oceánica, donde los metabasaltos, serpentinitas, metacherts y micaesquistos representarían segmentos de corteza oceánica y sedimentos que fueron tectónicamente emplazados conformando un prisma de acreción (Hervé *et al.*, 1976a; Godoy, 1979; Oyarzun, 1982; Hervé, 1982; Oyarzun y Clemmey, 1986). La primera hipótesis se basa, fundamentalmente, en la interpretación de las observaciones de terreno de los contactos litológicos como una buena estratificación que incluiría una alternancia de cuarcitas, esquistos micáceos y metagrauvascas (Frutos y Alfaro, 1985), que los autores interpretan como desarrollada en el ambiente eugeosinclinal de una

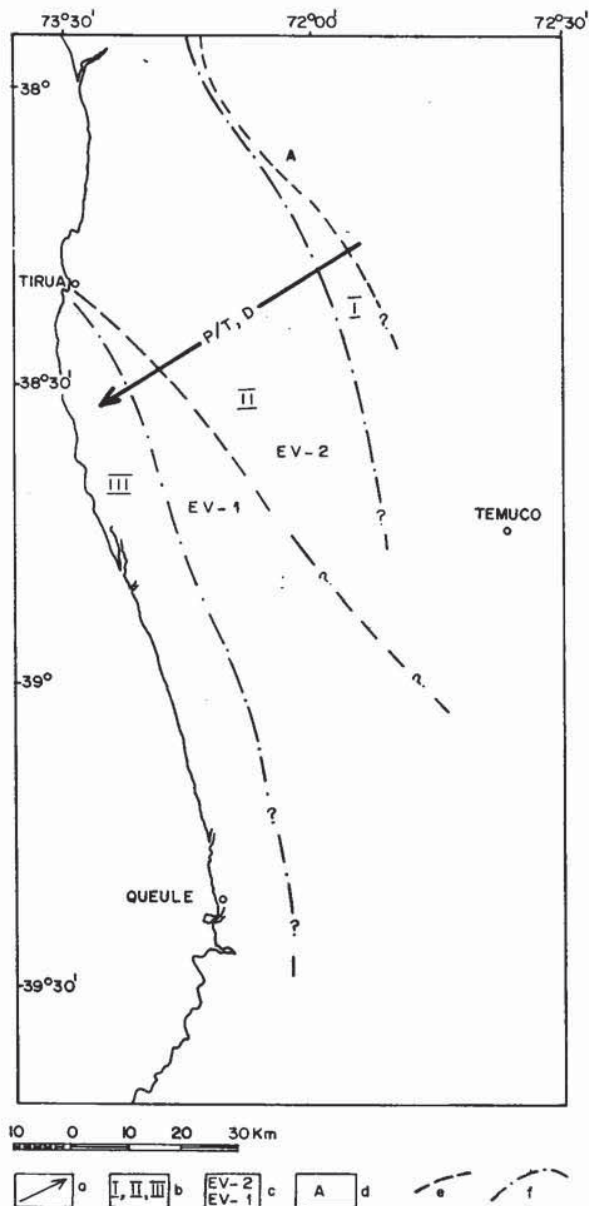


Fig. 7.—Facies metamórficas y zonas estructurales. a: gradiente conjugado P/T y grado de deformación-recristalización. b: zonas estructurales. c: facies de los esquistos verdes. d: facies de anfibolita. e: límite de las facies metamórficas. f: límite de las zonas estructurales.

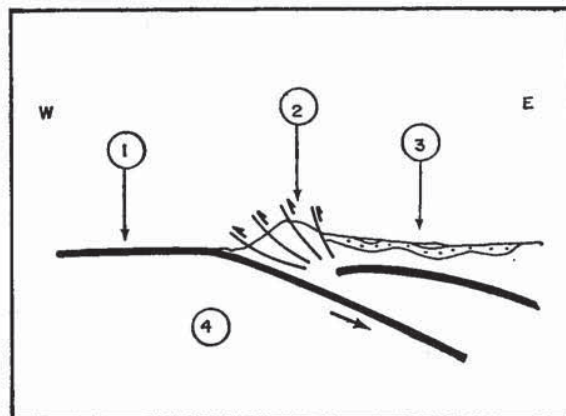


Fig. 8.—Complejo Nahuelbuta-Queule, situación tectónica durante el Paleozoico. 1: placa oceánica. 2: prisma de acreción, melange tectónico constituido por las unidades Cabo Tirúa y Lleu-Lleu. 3: cuenca antearco, unidad Colcura. 4: manto superior.

cuenca en la cual las rocas toleíticas coincidirían con un magmatismo temprano fisural distensivo, como parte de un complejo ofiolítico. Al respecto resulta importante destacar que: a) Los fenómenos de deformación-metamorfismo han generado un sistema de estructuras de transposición que en el caso de las zonas estructurales 2 y 3 han obliterado en forma prácticamente total casi todo vestigio de estructuras o texturas iniciales (con la excepción de las bien conservadas pillow lavas de la zona de Galpones, figura 2), de tal manera que los planos discretos que separan unidades litológicas en terreno representan más bien estructuras deformativas metamórficas que contactos estratigráficos primarios; y b) que el ámbito tectónico de la unidad de metagrauvascas y metapelitas es completamente diferente al de las otras unidades encontrándose éstas, por otra parte, separadas espacialmente de las unidades de micaesquistos, esquistos verdes, metacherts y serpentinitas (figura 2). Más aún, Hervé *et al.* (1982) determinó una

fuente de proveniencia diferente para el protolito de estas rocas, encontrando razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} de 0.7060 para las metabasitas y micaesquistos de Pichilemu (fig. 1) y de 0.713 para metagrauvascas de la misma área, correlacionando estos valores con un probable protolito oceánico para las metabasitas y cortical reciclado para las metagrauvascas-metapelitas.

Por otra parte, el cambio observado a través de las zonas estructurales 1, 2 y 3 es probablemente el reflejo de distintos niveles estructurales generados en conexión a una zona de escurrimiento mayor inclinada hacia el este a lo largo del contacto entre las unidades Lleu-Lleu y Colcura, generándose una zonación tectónica de características similares a las observadas en la franja Varísica del sudoeste de Inglaterra (Sanderson, 1979).

Otro aspecto interesante de señalar es la ausencia de metamorfismo de contacto en conexión con los cuerpos serpentínicos. Así, por ejemplo, en el caso de Morro Bonifacio (fig. 2) Ojeda (1976) basándose en consideraciones petrológicas y estructurales, determinó que el cuerpo serpentínico se habría emplazado tectónicamente en estado sólido semiplástico, probablemente en un borde de consumo de corteza oceánica.

Dentro de estas consideraciones, cabe, además, destacar: a) el arreglo particular de las facies metamórficas observadas que, de este a oeste, se disponen tal y como sigue: anfíbolita, esquistos verdes (esquistos azules) evidenciando un aumento del gradiente P/T en ese sentido (fig. 7), y b) el probable protolito de basaltos oceánicos que presentan los esquistos verdes del Complejo Nahuelbuta-Queule y otras zonas (tablas 3-6, figs. 5, 6), así como las características geoquímicas de los cuerpos serpentínicos (tabla 7).

Finalmente, y previo a la postulación de una hipótesis tectogénica para el Complejo Nahuelbuta-Queule, agruparemos de forma sintética las características más relevantes de estas rocas: a) estratigrafía: presencia de tres unidades, Cabo Tirúa, Lleu-Lleu y Colcura, que presentan litologías constituidas por esquistos verdes - serpentinitas - micaesquistos - metacherts, micaesquistos - metacherts - serpentinitas y metagrauvascas - filitas - pizarras; b) estructura: paso gradual (este a oeste) desde zonas de pliegues flexurales a recumbentes, intrafoliales y, finalmente, foliación de muy bajo ángulo inclinándose hacia el este/sureste; c) metamorfismo: incremento del gradiente P/T de este a oeste desde facies de anfíbolita a esquistos verdes y localmente esquistos azules; d) probable emplazamiento en sólido de los cuerpos serpentínicos, y e) esquistos verdes con probable protolito afín con los basaltos oceánicos.

Todas estas características parecen ser diagnósticas de un mélange tectónico, esto es: bloques de ofiolitas, cherts, grauvascas, lutitas, esquistos azules

(como en el caso del Complejo Franciscan y otros mélanges tectónicos. Ernst, 1975; Windley, 1979; Aalto, 1982; Blake, *et al.*, 1982; Legget, 1982). De esta manera, unidades como Cabo Tirúa y Lleu-Lleu podrían ser considerados como parte de un mélange que habría sido acrecionado al margen sudoccidental del paleocontinente de Sur América durante el Paleozoico, a lo largo de una paleozona de subducción orientada norte-sur (fig. 8). Por otra parte, las facies sedimentarias de la unidad Colcura corresponderían a sedimentos depositados en una cuenca de antearco elongada paralelamente al prisma de acreción, sufriendo su deformación y metamorfismo principal hacia el Paleozoico superior sincrónicamente con la generación de una zona de escurrimiento mayor que habría puesto en contacto de bajo ángulo a esta unidad con las series acrecionadas.

Agradecimientos

Este trabajo contó con el apoyo de la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción (Chile), Proyectos 20.34.11 y 20.34.19. El autor desea, además, agradecer el fructífero intercambio de opiniones que tuvo en distintas épocas de esta investigación con los profesores señores Luis Aguirre y Harry Clemmey, así como a la profesora Sonia Helle, por la supervisión de los análisis químicos en la Universidad de Concepción.

Bibliografía

- AALTO, K.
1982. The Franciscan Complex of northernmost California: Sedimentation and Tectonics. In: *Trench-Forearc Geology*. Ed. J. K. Leggett, Geol. Soc. Spec. Pub., 10, 419-432, London.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. y GODOY, E.
1972. Distribution of metamorphic facies in Chile - an outline. *Krystalinikum*, 9, 7-19.
- BAILAY, E.; BLAKE, M. y JONES, D.
1970. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 700-C, 70-81.
- BECCALUVA, L.; OHNENSTETTER, D. y OHNENSTETTER, M.
1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Canadian J. of Earth Sci.*, 16, 1874-1882.
- BLAKE, M.; JAYKO, A. y HOWELL, D.
1982. Sedimentation, metamorphism and tectonic accretion of the Franciscan assemblage of northern California. In: *Trench-Forearc Geology*. Ed. J. K. Leggett, Geol. Soc. Spec. Pub., 10, 433-438, London.
- BROWN, E.
1976. The Crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. of Petrology*, 18, part 1, 53-72.
- COLEMAN, R.
1977. *Ophiolites*. Springer Verlag, Berlín, Heidelberg, New York, 229 págs.

- COLLAO, S. y ALFARO, G.
1982. Mineralización sulfurada de hierro, cobre y zinc de la Cordillera de la Costa, sur de Chile. *Rev. Geol. de Chile*, 15, 41-47.
- CONDIE, K.
1976. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon Press, New York, 288 págs.
- ERNST, W.
1975. Systematics of Large-scale tectonic and age progressions in Alpine and Circumpacific Blueschists belts. *Tectonophysics*, 26, 229-246.
- FRUTOS, J.
1982. La evolución metalogénica andina "Arco-Asociada", como consecuencia del desarrollo tectónico del borde móvil de La Placa Sudamericana. *III Congreso Geológico Chileno*, Concepción-Chile, tomo II, E247-E257.
- FRUTOS, J. y TOBAR, A.
1975. Evolution of the South Western Continental margin of South America. In: *Gondwana Geology*, Ed. K. S. W. Cambell, Australian National Univ. Press, Canberra.
- FRUTOS, J. y ALFARO, G.
1985. El complejo ofiolítico del ámbito eugeosinclinal Paleozoico en la Cordillera de la Costa del Sur de Chile. *IV Congreso Geol. Chileno*, Antofagasta-Chile, tomo I, 332-369.
- GLENNE, K.; BOEUF, M.; HUGHES-CLARKE, M.; MOODY-STUART, M. PILAAR, W. y REINHARDT, B.
1974. Geology of the Oman Mountains. *Kon. Nederlands Geol. Mijb. Gen. Ver. Verh.*, 31, 423 págs.
- GODOY, E.
1979. Metabasitas del basamento metamórfico chileno, nuevos datos geoquímicos. *II Congreso Geológico Chileno*. Arica-Chile, E133-E148.
- GONZÁLEZ-BONORINO, F.
1971. Metamorphism of the Crystalline basement of Central Chile. *J. Petrology*, 12, 149-175.
- HART, S.
1970. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 9, 269-279.
- HEDBERG, H. (Ed.)
1976. *International Stratigraphic Guide* (International Subcomision on Stratigraphic Class. I.S.S.C.). A guide to stratigraphic classification and procedure, John Wiley and Sons, 200 págs.
- HERVÉ, F.
1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, South/Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circumpacific orogenic belt in Japan and Chile. 1st Rep. T. Ishikawa and L. Aguirre (Eds.), Japan Soc. for the Promotion of Science, Tokyo, 1-51.
1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíboles en metabasitas. *III Congreso Geológico Chileno*, Concepción-Chile, D93-D115.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; GODOY, E. y AGUIRRE, L.
1974. Late Palozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, Central Chile. *Earth Planet. Sci. Letters*, 23, 261-264.
- HERVÉ, F.; GODOY, E.; DEL CAMPO, M. y OJEDA, J.
1976a. Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile Central y Austral. *I. Congreso Geológico Chileno*, Santiago-Chile. F175-F187.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. y HERVÉ, M.
1976b. Edades Rb/Sr neopaleozoicas del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. *I Congreso Geológico Chileno*, Santiago-Chile, F19-F26.
- HERVÉ, F.; KAWASHITA, K.; MUNIZAGA, F. y BASSEI, M.
1982. Edades Rb/Sr de los cinturones metamórficos parados de Chile Central. *III Congreso Geol. Chileno*, Concepción-Chile, D-116-D135.
- HSU, L.
1968. Selected phase relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *J. Petrology*, 9, 48-83.
- LAIRD, J. y ALBEE, A.
1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LA ROCHE, H.
1972. Geochemical characters of the metamorphic domains: survival and testimony of their metamorphic history. 1st International Congress (I.A.G.C.), Moscow, 1971, *Metamorphisme et metasomatose*, 263-290.
- LEGGETT, J. (Ed.)
1982. *Trench-Forearc Geology*. Geological Society Special Publication, núm. 10, London, 576 págs.
- MANSON, V.
1967. Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In: *Basalts* (Ed. H. Hess y A. Poldervaart). Interscience, New York, 215-269.
- MENZIES, M. y ALLEN, C.
1974. Plagioclase, Lherzolite residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, 197-213.
- MIYASHIRO, A.
1978. *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen and Unwin, London, 491 págs.
- MOORES, E. y VINE, F.
1971. Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Roy. Soc. London Philos. Trans.*, 268, 443-466.
- OJEDA, J.
1976. *Estudio petrológico y estructural del Basamento Metamórfico y de la serpentinita de Morro Bonifacio, provincia de Valdivia, X Región*. Tesis para optar al título de Geólogo, Dpto. de Geología, Universidad de Chile, 94 págs.
- OYARZUN, R.
1982. *Geology and geochemistry of the Banded Iron Formations in the Nahuelbuta Mountains*, Chile. Ph. D. Thesis, Earth Sciences Dept. The University of Leeds, The U. K., 226 págs.
- OYARZUN, R.; CLEMMY, H. y COLLAO, S.
1984. Chemical characteristics of the Nahuelbuta Mountains Banded Iron Formations, Southern Central, Chile. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 79, 146-156.
- OYARZUN, R. y CLEMMY, H.
1986. Las mineralizaciones bandeadas de hierro y de sulfuros masivos estrato-ligados de la Cordillera de Nahuelbuta, Chile. In: *Geología y Recursos Mi-*

- nerales de Chile*, Eds. Frutos, J., Oyarzún, R. y Pincheira, M. Biblioteca de Recursos Renovables y no Renovables de Chile. Editorial Universidad de Concepción-Chile, 739-774.
- PEARCE, T.; GORMAN, B. y BIRKETT, T.
1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, **24**, 419-426.
- PEARCE, J. y GALE, G.
1977. Identification of ore-deposition environment from trace elements geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic Processes in Ore Genesis*, 14-24, Special Publication núm. 7, Geological Soc. of London.
- PEARCE, J. y NORRY, M.
1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr and Y variations in Volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- POLDERVAART, A.
1955. Chemistry of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. America*, Spec. Paper 62.
- REX, D. y DODSON, M.
1970. Improved resolution and precision of Argon Analysis using a MS10 mass spectrometer. *Eclog. Geol. Helv.*, **63**, 275-280.
- SANDERSON, D.
1979. The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of southwest England. *J. Structural Geology*, **1**, 171-180.
- SHAW, D.
1956. Trace elements in pelitic rocks. Part. III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. America Bull.*, **67**, 919-934.
- SPRY, A.
1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, London, 350 págs.
- STEIGER, R. y JAGER, E.
1977. Convention on the use of decay constant in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**, 359-362.
- WINDLEY, B.
1979. *The evolving continents*. John Wiley and Sons., Chichester, 385 págs.
- WINKLER, H.
1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5.º Ed. Springer Verlag, Berlín, 348 págs.

Recibido el 7 de noviembre de 1985.
Aceptado el 30 de diciembre de 1985.