

SEDIMENTACION Y TECTONICA DE ANTEARCO EN LOS TERRENOS PREANDINOS DEL NORTE CHICO, CHILE

RICARDO THIELE C.
FRANCISCO HERVE A.

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

RESUMEN

En la costa del Norte Chico, entre Caleta Morritos y Caleta Lacao, afloran dos unidades de rocas paleozoicas: 1) un Complejo Metamórfico constituido principalmente por metapelitas y metabasitas, algunas con estructuras relictas de almohadillas, a las que se supone un origen oceánico, y 2) la Formación Totoral (Pérmico) compuesta por sedimentos clásticos terrígenos, en gran parte conglomerados, que involucran procesos de flujos macizos. Se supone que entre ambas unidades existiría un paso transicional y una transformación gradual y decreciente del metamorfismo, hacia las capas superiores de la Formación Totoral.

Las asociaciones litológicas y estructuras presentes atestiguan una evolución geotectónica del tipo antearco, unida a una zona de subducción con proceso de acreción. Los episodios metamórficos y tectónicos que acompañan esta evolución se interrumpieron tan sólo después del Pérmico Inferior.

Las secuencias sedimentario-triásicas, con las que se inicia posteriormente el ciclo orogénico andino, se depositaron, probablemente, en pequeñas cuencas de un "antearco con dorsal". En este antearco se habrían configurado "tierras altas", las que habrían aportado parte de los materiales sedimentarios.

ABSTRACT

Two Paleozoic rock units crop out on the coast of North-Central Chile, between Morritos Cove and Lacao Cove: 1) a Metamorphic Complex made up mainly of metapelites and metabasites of oceanic affinity, with local relict pillow-lava structures, and 2) the Totoral Formation (Permian), composed by terrigenous clastic sediments, mainly conglomerates, where massive flow deposition was involved. Both units are assumed to have a transitional contact related to gradual decrease of metamorphism towards the upper levels of the Totoral Formation.

The lithological assemblages and the structures are controlled by a fore-arc geotectonic evolution, where subduction and accretion took place. Related metamorphism and tectonism were active till after the Early Permian.

Triassic sedimentary sequences, which set a start to the Andean orogenic cycle, were most likely deposited in small perched basins of a "ridged fore-arc". Part of the sediments may have been derived from "terrestrial uplands" of this fore-arc.

INTRODUCCION

El Paleozoico de la Cordillera de la Costa, en el extremo sur de la provincia de Coquimbo, ha sido objeto de numerosos estudios y reconocimientos desde que Muñoz Cristi (1942) estableciera, entre Bahía La Ligua y Caleta Sierra (Fig. 1), el primer intento de ordenamiento estratigráfico de las series que allí afloran; observaciones que están resumidas en su obra póstuma de la Geología de Chile (1973).

Algunos aportes importantes al conocimiento de los terrenos paleozoicos, descritos por Muñoz Cristi, son los trabajos de Cecioni (1962 y 1974), Maas y Roeschmann (1971), Charrier (1977), Minato y Tazawa (1977), Mundaca *et al.* (1979), Bernardes de Oliveira y Rösler (1980) y Rivano y Sepúlveda (1983), aparte de varios otros estudios inéditos.

También, en los trabajos de síntesis del Paleozoico de Chile, que realizaron Ruiz *et al.* (1965), Miller (1970; 1973), Vicente (1975), Hervé *et al.* (1976, 1981), se discutió el significado tectónico de dichos terrenos paleozoicos, al integrarlos a esquemas globales. Particularmente interesa destacar los dos últimos trabajos citados, en los cuales, algunas de las rocas del área de estudio ya habían sido consideradas como posible corteza oceánica (1976) y, una parte de este mismo sector, como perteneciente a un posible complejo de subducción acrecionado (1981).

En lo esencial, el Paleozoico en la costa del Norte Chico está representado por un Complejo Metamórfico y varias unidades de rocas sedimentarias, algunas con contenido fosilífero.

El Complejo Metamórfico está constituido por una asociación de filitas, esquistos y mármoles, y a él correspondería la Formación Punta Amolana que definió Muñoz Cristi (1942).

En cuanto a las unidades sedimentarias, cuyas edades estarían comprendidas en el rango Devónico a Pérmico, éstas pueden ser agrupadas en dos conjuntos mayores. El primero de ellos incluye a las unidades más antiguas —compuestas por secuencias marinas flyschoides, muy deformadas y afectadas, en algunos lugares, por un metamorfismo de bajo grado— y a él pertenecerían las formaciones Arrayán, Los Vilos y Puerto Manso, que definió Muñoz Cristi (1942). El segundo conjunto incluiría a las unidades más jóvenes —caracterizadas también por secuencias marinas, con presencia de conglomerados con clastos riolíticos— y a él pertenecerían las unidades definidas por Muñoz Cristi (1942) bajo el nombre de formaciones Totoral y Huentelauquén. Anteriormente, Hervé *et al.* (1981) y Caminos *et al.* (1982) ya habían sugerido que las secuencias sedimentario-paleozoicas, del Norte Chico, se podían separar en estos dos grandes grupos de edad y litología diferentes.

Determinar, con certeza, la naturaleza del con-

tacto entre las rocas asignables al Complejo Metamórfico y aquéllas de las unidades sedimentarias, como también asignar una edad al metamorfismo ha sido, hasta el presente, motivo de controversia.

Miller (1970), al indicar que las areniscas de la Formación Arrayán contienen granos de albita con inclusiones helicíticas, supuestamente derivados de esquistos nodulares de albita del Complejo Metamórfico infrayacente, implícitamente supone una edad pre-Formación Arrayán al metamorfismo, y conlleva a establecer un período de erosión entre ambas unidades. Otros autores, como Maas y Roeschmann (1971), indicaron que el contacto entre el Complejo Metamórfico y las unidades sedimentarias sería tectónico. Una interpretación diferente, sin embargo, es la propuesta por Muñoz Cristi (1973), Hervé *et al.* (1976) y Mundaca *et al.* (1979), quienes consideraron un posible "contacto transicional" entre el Complejo Metamórfico y las sedimentitas que lo sobreyacen, con transformación gradual y decreciente del metamorfismo hacia las capas superiores, en algunos lugares.

El propósito del presente trabajo es describir, brevemente, la litología, el metamorfismo y la estructura de una parte de estas rocas del litoral, que afloran entre Punta Talquilla (30°53' Lat. S) y Caleta Lacao (31°19' Lat. S) (Fig. 1), discutiendo su edad y relaciones estratigráficas con las demás unidades paleozoicas de la costa, conocidas más al sur, y analizando su significado geotectónico.

Se pretende, además, que este estudio aporte, aunque sea muy indirectamente, alguna información acerca de la relación de contacto que existiría entre los terrenos asignados, respectivamente, a los ciclos orogénicos hercínico y andino.

En este trabajo se utilizan los datos obtenidos por los cursos "Rocas y Minerales" (1977) y "Geología de Campo I" (1978 y 1981) del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, cuya docencia de terreno se realizó en el área.

GEOLOGIA

En el área estudiada (Fig. 1), afloran dos unidades paleozoicas: 1) el Complejo Metamórfico, y 2) la Formación Totoral; ambas cubiertas, discordantemente, por la secuencia triásica Estratos Hornillo e intruidas por el Batolito Cerros de Julio, de edad jurásica inferior.

COMPLEJO METAMORFICO

Corresponde a la sección inferior de la columna estratigráfica existente en el área y es, tal vez, el elemento más antiguo conocido en la región. Lo componen, principalmente, metapelitas y metabasitas (esquistos micáceos y anfibólicos, negros, gri-

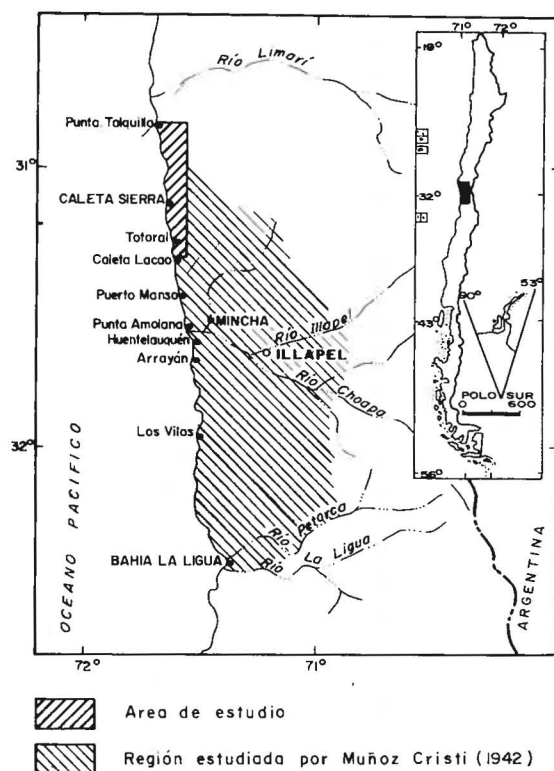


FIG. 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

ses y verdes, y filitas), con mármoles en una menor proporción.

Esta unidad metamórfica parece terminar hacia arriba, progresivamente, con paso gradual a la sección superior, estratificada, metasedimentaria, denominada Formación Totoral (Muñoz Cristi, 1973). Su base no se conoce.

La serie está fuertemente plegada y atravesada por numerosos diques afaníticos, diabásicos negros y verdes, algunos también plegados, y por pórfidos andesíticos.

El Complejo Metamórfico ocupa siempre el borde del litoral, distribuyéndose en el área de estudio en dos franjas de afloramientos principales, paralelas a la línea de costa (Fig. 2). La meridional (unidad Punta de La Totoral) se extiende entre Caleta Maitencillo y Punta Vana, al sur de Caleta Sierra. La otra franja (unidad de Cerro Negro) aflora al norte de Quebrada El Teniente, entre Playa La Cebada y Punta Talquillo.

Petrografía

Las **metapelitas** (esquistos micáceos y filitas) son mineralógicamente homogéneas y consisten

en bandas ricas en cuarzo y bandas ricas en mica blanca, clorita y biotita; como mineral accesorio característico se observan láminas de ilmenita. Estas bandas, que tienen milímetros de espesor, están crenuladas por un clivaje tardío, observándose también, en estas rocas, granos de cuarzo muy aplastados y de cuarzo-clorita desgarrados por dicho clivaje.

Entre las **metabasitas** se pueden distinguir rocas que presentan, en el afloramiento, estructuras residuales de almohadillas, esquistos verdes sin estructuras o con texturas residuales y metagabros.

Se han identificado dos áreas de afloramientos de metabasitas con estructura de almohadillas: una en Punta de La Totoral, ubicada 5 km al sur de Caleta Sierra, y la otra unos 6 km al norte de Quebrada El Teniente, frente a Isla de Pájaros (Fig. 2).

Los afloramientos de Punta de La Totoral se encuentran en el acantilado costero y en grandes bloques en el mar. En estos últimos, la preservación de las estructuras es perfecta. En el acantilado, las estructuras de almohadillas se encuentran deformadas y es posible detectar su paso lateral (en bloques al pie del acantilado; no *in situ*) a esquistos verdes foliados, sin trazas de la estructura de almohadilla original.

Las metabasitas con estructura de almohadilla en Punta de La Totoral son pseudomorfas de fenocristales de clinopiroxeno (30%), dispuestos en una matriz recrystalizada (70%). Los pseudomorfos consisten en un agregado de clorita Mg-Fe, cristales automorfos de tremolita, mineral opaco y gránulos de esfeno, con algo de albita y de carbonatos, hacia la periferia. La matriz es un agregado no orientado de prismas de actinolita y agregados finos de epidota, albita y esfeno.

En las variedades foliadas, los agregados minerales, que constituyen pseudomorfos, se observan con una razón largo/ancho igual a 3/1. Los prismas de anfíbola de la matriz se presentan orientados y entre ellos se desarrollan cristales de minerales opacos, subautomorfos de 1-2 mm de largo.

En Caleta Sierra afloran esquistos verdes, que presentan características texturales que permiten identificarlos como metabasitas clásticas. Se observan, en ellos, fenocristales deformados de cuarzo mono o policristalino, con contornos euhedrales corroídos, y de plagioclasa, con borde alterado a sericita, en una matriz orientada, fina, de clorita, epidota, actinolita, mica blanca y mineral opaco.

En la unidad metamórfica de Cerro Negro, al

FIG. 2. Mapa geológico y perfiles esquemáticos del litoral entre Punta Talquilla y Caleta Lacao. 2a, 2b, 2c: Redes de Schmidt con elementos estructurales de las unidades Totoral y Hornillo. S_0 = planos de estratificación; S_1 = primer clivaje; bS_0 = ejes de pliegues de la estratificación. Entre paréntesis el número de datos.

norte de Quebrada El Teniente, las metabasitas con estructura relicto de almohadilla consisten en esquistos poco orientados de hornblenda (75%) y plagioclasa (20%). La anfíbola se presenta en prismas subautomorfos, con marcada zonación y con bordes verdes más oscuros que el centro. La plagioclasa está alterada a sericita, encontrándose además algo de clorita y escaso mineral opaco.

Asociadas a estas rocas hay fajas de esquistos, afectados por una foliación muy penetrativa, y formados por hornblenda verde-azulada, muy bien orientada, agregados de biotita, plagioclasa de neoformación, clinozoisita; y esfeno, apatita y mineral opaco como accesorios. Se trata de rocas más recrystalizadas, en franjas de mayor deformación. En algunos casos, estas rocas no contienen plagioclasa y están compuestas en un 85% por agujas de tremolita, de dos generaciones, con sólo la posterior orientada, y por lentes de cuarzo-clorita y minerales opacos (ilmenita?).

En Playa La Cebada se encuentran metagabros foliados, con agregados y cristales relictos de plagioclasa y anfíbola, pudiéndose identificar texturas plutónicas primarias. En estas rocas se observa stilpnomelano (biotita?), en los contactos entre anfíbola y plagioclasa, coronas de esfeno en torno a los granos opacos, y cristales y lentes de anfíbola de grano fino, paralelos a la foliación.

Los mármoles fueron reconocidos principalmente en la desembocadura de Quebrada Las Palmas, donde están intercalados con esquistos verdes. Están formados por un mosaico de calcita, con bandas de calcita-cuarzo, calcita-clorita magnésita-esfeno-cuarzo, cristales dispersos de albita y, ocasionales, cristales automorfos de dolomita. Se observa tremolita desarrollada en áreas de contacto entre cuarzo y clorita. Las bandas menos ricas en calcita tienen mineralogía similar a la de los esquistos verdes de origen ígneo. En estos mármoles también se han identificado fragmentos de vidrio volcánico (E. Godoy, comun. oral).

El estudio petrográfico realizado revela que el protolito de las unidades metamórficas consiste

tanto en rocas ígneas como sedimentarias. Entre las rocas ígneas originales se han identificado gabros, basaltos almohadillados y, probablemente, tobas en parte cristalinas. Entre las rocas sedimentarias podemos identificar lutitas y calizas.

Los esquistos verdes del área pueden derivarse, en gran parte, de rocas ígneas básicas y, en menor proporción, de sedimentos margosos dolomíticos. Su origen, sin embargo, es difícil de establecer con certeza, excepto cuando están asociados a rocas con texturas residuales o se dispone de análisis químicos.

Las asociaciones mineralógicas, observadas en la unidad metamórfica de Punta de La Totor, entre Caleta Maitencillo y Punta Vana, indican que el metamorfismo de la unidad metamórfica se realizó en la facies de esquistos verdes, y que la recrystalización de las metabasitas fue prácticamente completa. En la unidad metamórfica de Cerro Negro, en cambio, entre Playa La Cebada y Punta Talquillas, las asociaciones presentes pueden considerarse como transicionales entre las facies de esquistos verdes y de anfibolitas, y la recrystalización de las metabasitas no fue completa. La composición química de las anfíbolas (Hervé, 1982) sugiere que el metamorfismo se realizó en condiciones de gradiente P-T intermedio a bajo.

La composición química de las metabasitas de Punta de La Totor (Hervé *et al.*, 1976), como también la de las conocidas en Quebrada Cachina, al norte de la quebrada La Cebada (Godoy, 1979), son similares a las de otras metabasitas del "Basamento Metamórfico" chileno que, en general, se identifican con aquella de los basaltos toleíticos oceánicos.

FORMACION TOTOTAL

La Formación Totoral, definida por Muñoz Cristi (1973), corresponde a "una serie continental" que "se presenta a lo largo de la costa entre la desembocadura de la quebrada Las Palmas y la de Totoral". Según este autor, ella "consiste en una alternación de conglomerados gruesos a fino, con

arcosas y pizarras negras" (*op. cit.*; p. 13).

En la zona de estudio, se conoce bajo esta denominación a la serie sedimentaria marina que corona al Complejo Metamórfico. La componen, principalmente, arcosas y conglomerados gruesos a finos, e intercalaciones de lutitas negras, grises y verdes.

La Formación Totoral se distribuye entre la línea de costa y la Carretera Panamericana, desde Caleta Lacao en el sur (desembocadura de Quebrada El Totoral) hasta Quebrada Maintencillo, en el norte (Fig. 2). Hacia el norte de este último lugar, la formación se propaga sólo por el interior, para reaparecer en el litoral frente a Caleta Sierra. Se asigna, tentativamente, a esta misma unidad la secuencia estratigráfica que aflora aún más al norte, en el litoral entre Bahía El Teniente y Playa La Cebada, integrada principalmente por arcosas y lutitas bien estatificadas.

La serie está deformada de manera inhomogénea, ya que ciertos sectores, con plegamiento suave, alternan con otros en los que se observan pliegues apretados y desarrollo local de una foliación de plano axial.

La Formación Totoral se puede dividir en dos miembros: 1) Un *Miembro Inferior*, con espesor aproximado de 200 m, representado por una secuencia rítmica, marina. Lo componen, esencialmente, metareniscas grises, negras o verdosas, gruesas y finas, con presencia de estratificación gradada, y pizarras negras, con algunos niveles conglomerádicos intercalados. Este miembro, que tiene aspecto semejante a un flysch, se observa bien expuesto en el acantilado y la playa entre Caleta Lacao y Caleta Maintencillo. 2) Un *Miembro Superior*, representado por gruesas capas de metaconglomerados polimícticos, con clastos angulosos y redondeados, que contiene, también, niveles de arenisca y otros clásticos más finos. Este miembro aparece bien expuesto en todas las quebradas principales, que cortan de este a oeste a la formación. Se estima que su potencia máxima debe alcanzar, en algunos sectores, valores superiores a 1.200 m.

Petrografía

Las areniscas y la matriz de los conglomerados, en ambos miembros de la Formación Totoral, se clasifican desde litarenitas hasta arcosas en el diagrama QFR de la figura 3 (Folk, 1980), con predominio de litarenitas feldespáticas. Predominan los clastos de cuarzo, ya sea monocristalinos, de origen predominantemente volcánico, o policristali-

nos, de origen ígneo o metamórfico. Al microscopio se reconoce que, entre los feldespatos, la microclina u ortoclasa, en muchos casos pertícticas, son al menos tan abundantes como las plagioclasas.

Entre los clastos líticos, que componen los conglomerados del Miembro Superior, se observan fragmentos de riolitas, algunas con matriz esferulítica, tobas vitroclásticas riolíticas, granófiros o micropegmatitas, y escasos clastos de granito.

Las rocas presentan inmadurez textural y los porcentajes de matriz son, en promedio, de un 10%, consistiendo principalmente ésta de mica blanca, biotita y clorita recrystalizada y habitualmente orientada. Granos de circón, esfeno y turmalina y de mineral opaco también están presentes. Ocasionalmente, se observa cemento calcáreo.

En las quebradas Las Palmas y Maintencillo aparecen algunas intercalaciones de rocas foliadas, de grano fino (filitas grises y verdes), entre los conglomerados del Miembro Superior, con asociaciones mineralógicas idénticas a aquéllas del Complejo Metamórfico.

Sin desconocer la posibilidad que estas filitas sean, en algunos casos, intercalaciones tectónicas y puedan corresponder a "tajadas" del Complejo Metamórfico infrayacente, se acepta como más probable que correspondan, en realidad, a intercalaciones sedimentarias.

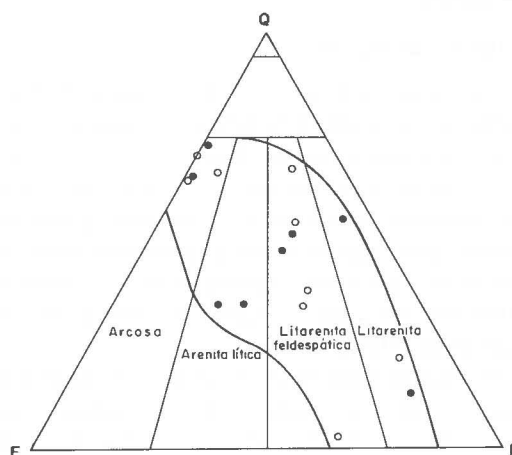


FIG. 3. Clasificación de areniscas de la Formación Totoral y Estratos Hornillo en diagrama QFR de Folk (1980). Q = cuarzo, excepto chert; F = feldespato en monocristales y fragmentos de granitoides y neis; R = rocas supracristales de grano fino.

Las **filitas verdes** están constituidas por un agregado fino de agujas de tremolita-actinolita, con gránulos intersticiales de albita, clorita, epidota, tipo pistacita, esfeno y minerales opacos. En Quebrada Maitencillo, intercalada también entre los conglomerados, se encuentra una filita verde, con texturas ígneas residuales. En ella se observan microfenocristales automorfos de plagioclasa turbia, en parte transformada a pumpellita (?), y agregados de clorita magnésica, pseudomorfa según clinopiroxenos (?), en una matriz de tremolita-actinolita, albita, esfeno y minerales opacos. En la misma intercalación, se observan, también, rocas verdes con textura relict, detrítica, que corresponde a antiguas tobas vitrocrystalinas de composición básica. En este sector, la matriz de los conglomerados es también de composición básica, y en ella se observó desarrollo de albita, anfibola y epidota en la matriz, lo que revela que ella posee, tal vez, una composición originalmente volcánica básica.

Las **filitas grises** presentan texturas clásticas, residuales. Clastos aislados de cuarzo, plagioclasa y turmalina, flotan en una abundante matriz orientada, de agregados de mica blanca y gránulos opacos. Se observan también porfiroblastos aislados, post-tectónicos, de clorita y pirita.

Si bien no se ha establecido, en detalle, la variación espacial de la mineralogía metamórfica en la Formación Totoral, se puede afirmar que, parte de ella, fue afectada por metamorfismo de la facies de esquistos verdes, como lo fue el Complejo Metamórfico.

Ambiente de depositación

Las rocas expuestas en ambos miembros, especialmente en el Miembro Inferior, muestran numerosas estructuras sedimentarias, primarias, que son comunes de turbiditas y/o ritmitas asociadas. Las areniscas comúnmente contienen gradación normal, pero algunas capas guijarrientas están inversamente gradadas. Algunos estratos muestran estructuras de carga y surcos, y otros presentan pliegues sinsedimentarios.

El Miembro Superior, en cambio, es principalmente compacto, compuesto de materiales que poseen evidencias de depositación canalizada. En él se observan potentes espesores de areniscas, de granulometría grosera y laminación cruzada, con algunos niveles de conglomerados, en asociación con delgadas capas de turbiditas y, en menor cantidad, con guijarros de fangolita. Asimismo, en otros

sectores dominan potentes espesores de conglomerados, con delgadas laminaciones de granulometría fina, siendo claro que las capas gruesas, en el ciclo vertical, son casi siempre asimétricas.

Por lo tanto, resulta manifiesto que los datos sedimentológicos de las rocas de la Formación Totoral ofrecen contrastes, que hacen difícil interpretar su ambiente de depositación. No obstante, la asociación de litofacies parece sugerir un abanico submarino, profundo a medio, con depositación de materiales de origen continental, en ambiente relativamente tranquilo, evidenciado por la presencia de ritmitas finas, y con episodios de alta energía de depositación, registrados por las secuencias gruesas, canalizadas, del Miembro Superior (Fig. 4). La asociación de litofacies, sin embargo, no limita rígidamente este ambiente y la unidad mapeada debería corresponder tan sólo a una franja media dentro del abanico submarino. No es posible especificar, con los datos disponibles, ni la geometría de este último, ni la configuración de una cuenca.

Considerando que varios de los estratos clásticos involucran procesos de flujos macizos, es probable que la depositación ocurriera, principalmente, en el talud interno de esta fosa, frente y cerca de la fuente de origen del material. En general, se puede concluir que ésta última pudo corresponder a un complejo pluto-volcánico ácido, que estaba siendo erosionado, al oriente de los actuales afloramientos de la formación. Tomando en cuenta las características petrográficas de la Formación Totoral, aquél se puede relacionar con las lavas ácidas y plutones asociados del Grupo Choiyoi, aflorante en la Cordillera Frontal argentina a esta latitud (Caminos *et al.*, 1979). La edad permo-triásica generalmente asignada al Grupo Choiyoi, indica que éste puede representar, al menos, a los productos finales del cordón magmático activo, que existió durante la depositación de la Formación Totoral (Fig. 4).

RELACION DE CONTACTO ENTRE EL COMPLEJO METAMORFICO Y LA FORMACION TOTOTAL. EDAD Y CORRELACION

Cerca de las desembocaduras de las quebradas Amolanas, Las Palmas y Maitencillo (Fig. 2), parece ser que el paso de una unidad a la otra sería gradual y transicional. En esos lugares existiría una continuidad estratigráfica normal, pues no se ob-

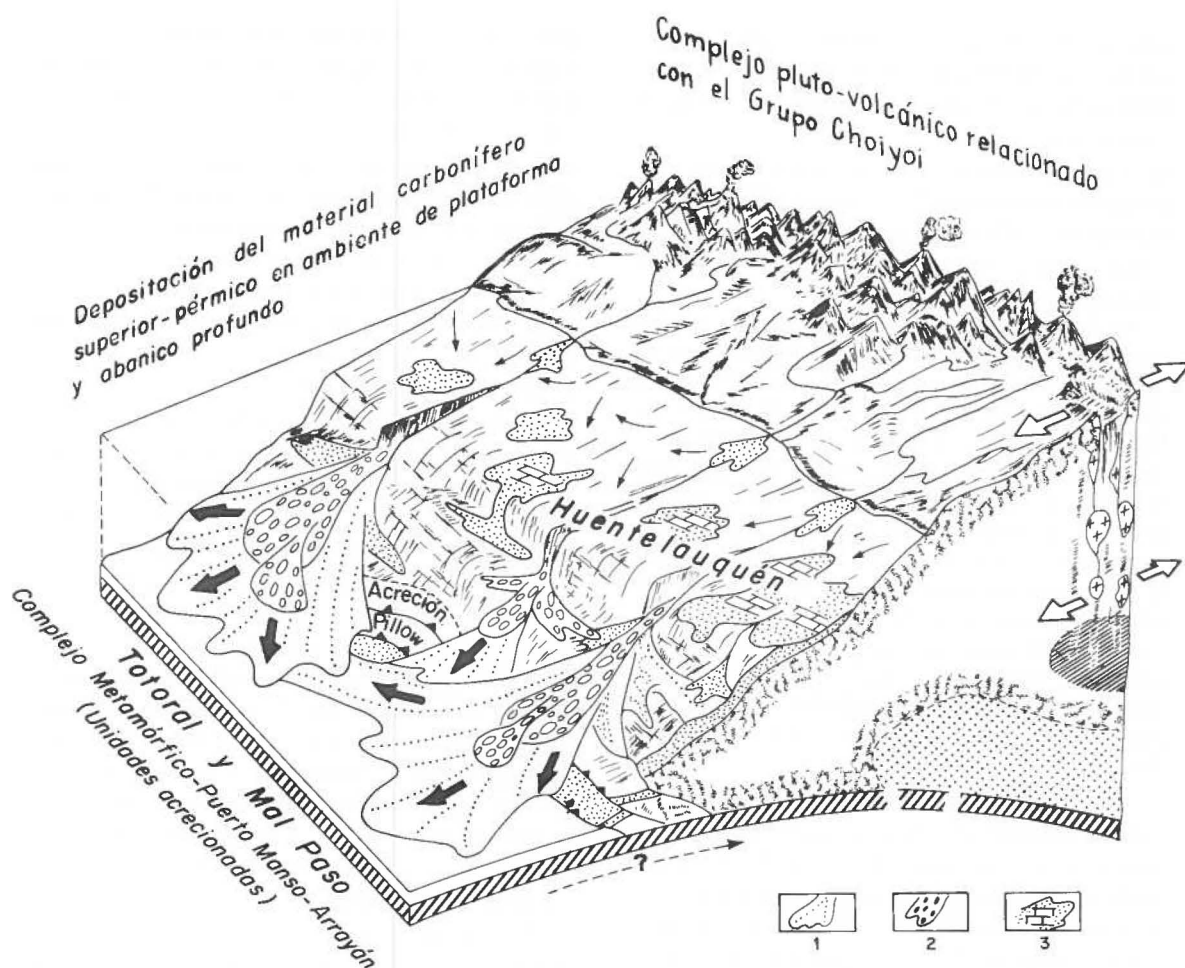


FIG. 4. Esquema geotectónico del segmento andino a la latitud del Norte Chico (Chile), durante el Carbonífero Superior al Pérmico. En él se muestran las relaciones estratigráficas y ambientales de depositación supuestas para las unidades Huentelauquén, Totoral y Mal Paso, sobre los sistemas acrecionados. 1: Secuencias rítmicas (ambiente profundo a medio; Miembro Inferior, Formación Totoral y otras); 2: Secuencias gruesas (ambiente con alta energía; Miembro Superior, Formación Totoral y otras); 3: Depósitos arenosos y calcáreos (ambiente de plataforma; Formación Huentelauquén).

servan accidentes o contactos tectónicos. Sólo en Caleta Maitencillo existen algunas condiciones en la disposición de los afloramientos, que podrían indicar una posible relación de contacto lateral. Al norte de Quebrada Amolanas, el contacto entre las dos unidades es de carácter tectónico.

La situación observada sugiere, por lo tanto, que el Complejo Metamórfico estaría estratigráficamente debajo de la Formación Totoral, con la salvedad que, parte de su Miembro Inferior, podría, eventualmente, tener una relación de contacto lateral con los términos "superiores" del complejo. De allí, entonces, que el contacto entre el Complejo Metamórfico y la Formación Totoral

puede considerarse, en el área de estudio, como transicional y el metamorfismo, decreciendo gradualmente hacia esta última.

La Formación Totoral tendría una edad pérmica, a juzgar por la abundante fauna fósil, bien conservada, encontrada por Tavera (1963) en las areniscas del Miembro Inferior, que aflora en torno a la playa Illapel (Fig. 2). Según este autor, el material de braquiópodos y bivalvos estudiado daría, con relación a la cronología del Paleozoico superior del Perú, una edad pérmica inferior (Wolfcampiano), con participación de elementos pensylvanianos (Carbonífero Superior). Las principales especies citadas en el informe de Tavera (1963)

son: *Spirifer* (*Neospirifer*) *condor* (d'Orbigny), forma juvenil, *Derbyia buchii* (d'Orbigny), *Productus* (*Dictyoclostus*) *boliviensis* (d'Orbigny), *Productus* (*Linoproductus*) *cora* (d'Orbigny), *Overtonia* (?) sp., *Camerophoria* sp. aff. *C. schlottheimi* King, *Sanguinolites peruvianus* (?) (Thomas), *Aviculopecten multiscalpus* (Thomas), *Schizodus* sp. cf. *S. meekanus* (Girty), *Trepostira* sp. aff. *depressa* (Cox) y *Euomphalus browni* (Thomas).

En consecuencia, si efectivamente el Complejo Metamórfico resulta estar estratigráficamente debajo de la Formación Totoral, la edad de sus rocas sería más antigua que el Pérmico y aún, que el Carbonífero Superior. Respecto al metamorfismo y deformación a que aquéllas estuvieron expuestas, al menos se puede suponer como cierto, que estos procesos se manifestaron hasta después del Pérmico Inferior, que es la edad más joven asignada a la Formación Totoral. Esto sin descartar la posibilidad de que la deformación, que caracteriza a ambas unidades, sea una consecuencia de dos o más fases tectónicas, ni tampoco que el paso gradual sea producto de un segundo metamorfismo para el complejo y un primero para la Formación Totoral.

Estas conjeturas deberían, finalmente, poder resolverse integrando futuros estudios que puedan realizarse en otras áreas del litoral, donde afloran unidades de rocas similares. En regiones cercanas al área de estudio (Fig. 1), se conocen otras secuencias metamórficas cuyo grado de metamorfismo disminuye progresivamente, hasta pasar a secuencias sedimentarias. Entre éstas están las "Pizarras Cristalinas de Mincha" (Muñoz Cristi, 1942; p. 290), compuestas por cuarcitas, esquistos verdes y micaesquistos fuertemente plegados, que gradan tanto hacia el norte (serie de Puerto Manso), como hacia el sur (serie de Punta Amolana), a alternancias de grauwacas y lutitas, a las que se les atribuyen edades no menores que el Carbonífero Inferior.

En la región de Huentelauquén, ha sido definida la Formación Huentelauquén (Muñoz Cristi, 1973), y en la región de Puerto Manso, han sido definidas las capas de la quebrada Mal Paso (Mundaca *et al.*, 1979). Ambas se pueden estimar litológica y estructuralmente comparables a la Formación Totoral. La Formación Huentelauquén ha sido asignada, en base a la fauna fósil encontrada en ella, al Carbonífero Superior por Fuenzalida (*in* Muñoz Cristi, 1973; p. 13) y por Rivano y Sepúlveda (1984) y al Pérmico Inferior a medio por Minato y Tazawa

(1977; p. 110). La Formación Arrayán, que la infrayace, ha sido asignada al Devónico Superior-Carbonífero Inferior por Bernardes de Oliveira y Röster (1980). Las capas de la quebrada Mal Paso, por su parte, tendrían una edad pérmica y han sido correlacionadas con la Formación Huentelauquén, e incluso consideradas como pertenecientes a esta misma unidad por Mundaca *et al.* (1979; p. A137). La Formación Puerto Manso, que infrayace a las capas de la quebrada Mal Paso, ha sido atribuida al Carbonífero Inferior por Muñoz Cristi (1942, p. 294; 1968, p. 19).

El Miembro La Cantera de la Formación Huentelauquén tiene rasgos litológicos y estructurales que la identifican mejor con el Miembro Superior de la Formación Totoral. El Miembro La Desembocadura de la Formación Huentelauquén, y las capas de la quebrada Mal Paso, en cambio, que están caracterizadas, esencialmente, por depósitos de ritmitas afectadas por un cierto metamorfismo, tienen mayor analogía con el Miembro Inferior de la Formación Totoral. Tanto las capas de la quebrada Mal Paso como las formaciones Huentelauquén y Totoral, se consideran como series estratigráficas con escaso metamorfismo, que gradan, respectivamente, a las unidades metamórficas infrayacentes de Puerto Manso, Arrayán y Complejo Metamórfico.

Cabe tener presente que, en general, es más difícil establecer el grado de metamorfismo de las secuencias conglomerádicas, pues la recrystalización se restringe, en estos casos, a la matriz de los mismo.

ESTRATOS HORNILLO

Se define como Estratos Hornillo la secuencia de rocas sedimentarias, clásticas, que aflora a lo largo de la quebrada Hornillo, entre la Carretera Panamericana (Mantos de Hornillo) y su desembocadura (Caleta Morritos) (Fig. 2). Se trata de una serie de lutitas alternadas con capas de areniscas y conglomerados, que tienen grandes analogías con los de la Formación Totoral, sin tener los rasgos de metamorfismo y la deformación acentuada que caracteriza a esta última. En el área de estudio, el contacto entre ambas unidades sería tectónico y no es posible establecer, con claridad, su relación estratigráfica primaria. Aparentemente, los Estratos Hornillo estarían discordantes sobre la Formación Totoral, a juzgar por los rumbos regionales dife-

rentes que tienen ambas unidades, pero tampoco puede descartarse la posibilidad de que el paso lateral a facies gruesas, detectado en los niveles inferiores de los Estratos Hornillo corresponda, en realidad, a un paso lateral con los niveles superiores de la Formación Totoral. El espesor de los Estratos Hornillo se estima superior a 2.000 m.

Los Estratos Hornillo se distribuyen en el litoral, al norte de Caleta Sierra, hasta la desembocadura de Quebrada Pescador, y en el interior, desde Quebrada Los Molles, en el sur, hasta Mantos de Hornillo, por el norte, donde aparece interrumpida por la intrusión de rocas granitoides. Esta serie se observa muy bien a lo largo de todas las quebradas transversales, que existen entre los puntos recién indicados, particularmente en las quebradas El Paso de las Yeguas, Las Trancas y Cara de Chamullo. La estratificación es fina y mantiene un rumbo general este-oeste.

La secuencia de Hornillo está compuesta, principalmente, por series coherentes, con un carácter flyschoides proximal y con predominio de lutitas y areniscas finas a medias, cuarzo-feldespáticas, sobre las areniscas gruesas y conglomerados. Estos últimos, sin embargo, se desarrollan fundamentalmente en forma más compacta, hacia el límite oeste de los afloramientos, siguiendo su rumbo, aparentemente mostrando un cambio lateral a facies gruesas, en esa dirección.

Las areniscas presentan características petrográficas y composicionales similares a las de los estratos del Miembro Superior de la Formación Totoral (Fig. 3), lo que, probablemente, refleja una fuente de proveniencia similar, o una redeposición del material de la Formación Totoral. La gran diferencia resulta ser el menor desarrollo de los conglomerados gruesos y la mayor abundancia de material fino en los Estratos Hornillo, los que se caracterizan por mantener espesores homogéneos, entre 10 y 35 cm, a lo largo y ancho de sus afloramientos.

Las estructuras primarias no son abundantes en esta serie y no se observan sedimentos de granulometría grosera, asociada a laminaciones de granulometría fina. Tampoco se detectaron evidencias de depositación canalizada de turbiditas, a diferencia de lo evidenciado en los depósitos de la Formación Totoral.

Los datos sedimentológicos son insuficientes para configurar el ambiente de sedimentación de los depósitos de Hornillo, por lo que sólo podemos

suponerlo menos profundo y con menor energía que en el caso de la Formación Totoral. Se cuenta, no obstante, con indicios para estimar que el período de tránsito del material detrítico fue corto y que el depósito final se hizo en un ambiente restringido, tranquilo y de baja energía, con posible aporte también desde el oeste, a juzgar por el desarrollo de facies gruesas en esa dirección.

Edad y correlación

La edad de los Estratos Hornillo no ha podido ser determinada, con seguridad, hasta ahora. El único antecedente conocido es la presencia de restos de flora fósil en el lugar denominado Mantos de Hornillo (carretera), que permitió presumir a J. Davidson y J.C. Vicente una edad triásico-liásica, debido a su parecido con la flora fósil de la Formación Canto del Agua (Moscoso *et al.*, 1982), expuesta en Quebrada Chañaral, al oeste de Domeyko (J. Davidson, comun. oral). Sus caracteres litológicos y la relación discordante con la Formación Totoral, además de su posible edad, la harían correlacionable con la Formación Talinai (Mundaca *et al.*, 1979) que aflora más al sur, la cual ha sido atribuida, en base a su contenido fosilífero, al Triásico Medio (*op. cit.*, p. A145).

BATOLITO CERROS DE JULIO

El cuerpo plutónico aquí denominado Batolito Cerros de Julio se extiende, en el área de estudio, al oriente de las secuencias estratificadas. Su límite occidental es, en largos tramos, tectónico, destacando en este aspecto los sectores de Caleta Lacao, Mantos de Hornillo y al norte de Bahía El Teniente (Fig. 2). Sus afloramientos alcanzan la línea de costa sólo al sur de Caleta Lacao y entre las desembocaduras de las quebradas El Pescador y El Teniente, donde es posible observar sus contactos con las secuencias estratificadas.

El Batolito Cerros de Julio es un cuerpo plutónico de litología heterogénea, que no ha sido estudiado en detalle. Son comunes los diques o cuerpos irregulares, máficos y félsicos, que se atraviesan mutuamente en forma desordenada.

La variación litológica observada es amplia. Se reconocen desde gabros de textura subofítica, compuestos por plagioclasa y clinopiroxenos parcialmente uralitizados, hasta dioritas anfibólicas, tonalitas de hornblenda y biotita, granodioritas, granitos rosados con grandes cristales de feldespato potásico, y aptitas graníticas. En ciertos sectores

amplios, están bien desarrolladas las estructuras agmatíticas.

Los términos más básicos se encuentran bastante alterados, las plagioclasas transformadas a agregados de zoisita y mica blanca y los clinopiroxenos uralitizados. Es común observar, en estas rocas, sectores cataclásticos.

En Quebrada El Pescador, el contacto intrusivo entre el complejo plutónico y los Estratos Hornillo está muy bien expuesto. La roca predominante es una agmatita compuesta por un melanosoma de fragmentos angulosos, de centimétricos a métricos, de diorita gris oscura, ofítica, con leucosoma granítico, blanco que, en parte, tiende a conformar filones. El leucosoma está surcado por venillas de anfíbola más tardías aún.

Agmatitas similares fueron observadas en Punta Talca, 18 km más al norte.

En el límite sur de Bahía El Teniente, el complejo intrusivo lo componen filones tonalíticos, filones de pegmatitas anfibólicas, gabros saussuritizados y diabasas, en parte también con estructura agmatítica.

Al norte de Quebrada El Teniente, donde el plutón está representado por granito rosado, se interpone una franja de ortoneises, entre este último y los esquistos y filitas del Complejo Metamórfico. Esta zona de neises tiene una cierta relación espacial con la falla de El Teniente y constituye, probablemente, una zona tectonizada en el borde del plutón.

La edad mínima de la intrusión del granitoide sería jurásica inferior, a juzgar por la edad K-Ar

obtenida en una muestra de roca filoniana, que corta su contacto en Quebrada El Pescador (*cf. infra*). Por otra parte, se sabe que estas rocas plutónicas, que afloran en el litoral, entre los 31° y 32° Lat. sur, en ningún lugar alcanzan a cortar la base de las series del Cretácico Inferior.

GEOCRONOLOGIA

Se realizaron cuatro dataciones por el método K-Ar, con el fin de precisar la edad de algunos de los eventos geológicos reconocidos en el área. Las edades obtenidas se presentan en la Tabla 1 y su ubicación en la figura 2.

La muestra No. 1606 corresponde a un filón de diabasa cuarcífera, saussuritizada, no deformado, el cual corta el contacto entre agmatitas y rocas de los Estratos Hornillo. La edad 166 ± 10 Ma se interpretó como una edad mínima para el Batolito Cerros de Julio.

EM 36 B es un clasto de granófiro de 50 cm de diámetro en los conglomerados de la Formación Totoral, recolectado entre Caleta Illapel y la desembocadura de Quebrada Maitencillo. La edad de 176 ± 5 Ma obtenida es indudablemente una edad "rejuvenecida", tal vez, por el evento intrusivo al que está asociada la muestra 1606.

EM 33 es una muestra recolectada en Caleta Lacao y corresponde a una biotita de la tonalita de hornblenda y biotita, foliada, que intruye a las sedimentitas del Miembro Inferior de la Formación Totoral. El contacto, en este lugar, es rectilíneo y presenta franjas miloníticas, algunas de las cuales están plegadas, con segregaciones pegmatíticas pos-

TABLA 1. EDADES K-Ar DEL AREA CALETA LACAO-QUEBRADA EL TENIENTE.
ANÁLISIS REALIZADOS EN INGEIS (BUENOS AIRES)

No. Muestra	Roca y ubicación	Material analizado	% K	Ar ⁴⁰ mol/g x 10 ¹⁰	% Art. atm.	Edad y error en Ma
EM 33	Tonalita de Caleta Lacao	Biotita	6,29	13,420	38	119 ± 6
EM 36 B	Granófiro de Caleta Illapel	Roca total	2,64	8,453	31	176 ± 5
EM 38	Felsita de Caleta Illapel	Roca total	3,02	6,198	24	115 ± 10
1606	Diabasa de Quebrada El Pescador	Roca total	1,63	4,901	38	166 ± 10

teriores a la deformación del granotoide, las cuales están cortadas por filones básicos no deformados. La edad de 119 ± 6 Ma se interpreta, en este caso, como la edad de la deformación que lo afecta, asociada a la actividad de la megafalla Lacao-El Teniente.

EM 38 corresponde a un dique félsico, que intruye a los conglomerados de la Formación Totoral, al norte de Caleta Illapel. Su edad de 115 ± 10 Ma es coincidente con la edad de EM 33, que fue atribuida a la deformación del plutón por la actividad de la megafalla Lacao-El Teniente.

Sucedan, entonces, a este tectonismo cretácico inferior, intrusiones de diques ácidos, discordantes, en la Formación Totoral, pero que no presentan evidencias de la deformación. También es posible asignar a este mismo proceso tectomagmático, los filones diabásicos no deformados de Caleta Lacao.

A la edad de 44 Ma, obtenida para la anfibolita EM 41, que aflora el norte de Quebrada El Teniente, no se le asigna ninguna interpretación particular.

ESTRUCTURA

En el Complejo Metamórfico se observan numerosos meso y micropliegues isoclinales, desarraigados, con buzamiento suave al norte, además de un importante desarrollo de clivaje de transposición o crenulación, con venillas y "ojos" de cuarzo, venas de calcita, boundinaje y foliación NNW. Aunque su estructura no fue estudiada en forma sistemática, se puede afirmar que las direcciones señaladas son la característica distintiva, en amplios sectores de afloramientos. Estos rasgos estructurales se atenúan, progresivamente, desde el Complejo Metamórfico hacia la Formación Totoral.

En la Formación Totoral la deformación está caracterizada por pliegues más abiertos, de amplitud métrica a decamétrica, fundamentalmente en el Miembro Inferior, aunque en el Miembro Superior se reconocen algunos pliegues isoclinales, volcados y desarraigados, con desarrollo de foliación local subvertical, de plano axial (S_1). Los clastos deformados adoptan una forma alargada, con plano mayor paralelo al clivaje S_1 .

El Miembro Inferior, expuesto al sur de Caleta Maitencillo, presenta una estructura que puede interpretarse como la de un pliegue, o una sucesión de varios, de rumbo NNE, con buzamientos de 5° - 40° hacia el SSW. El Miembro Superior, en

cambio, expuesto más al oriente, analizado principalmente al norte de Quebrada Maitencillo, presenta evidencias de plegamiento en torno a ejes NNE, buzando levemente hacia el norte. Este buzamiento general norte de las estructuras plegadas, al norte de Quebrada Maitencillo (Fig. 2a), opuesto a los buzamientos sur de las estructuras analizadas al sur de la caleta (Fig. 2b), indicarían que existe un abombamiento o pliegue de gran radio de curvatura, de dirección este-oeste, superpuesto a la actitud general NNE que tienen las estructuras tanto del Complejo Metamórfico como de la Formación Totoral.

Cabe destacar que Miller (1970) presentó un estereograma con datos estructurales de la Formación Totoral, sin referencia a miembros como en el presente trabajo, que muestra una dirección de plegamiento NNE, con ejes buzantes al sur.

Además de las estructuras plegadas y foliadas propias de las series paleozoicas, se reconocen fajas de rocas cataclásticas, en los niveles conglomerádicos de la parte alta de la sección, las que, junto al desarrollo de fallas NNW y de gran ángulo, que provocan cortos escurrimientos hacia el oeste, son otro rasgo estructural relevante de la Formación Totoral. Serían precisamente algunas de estas fallas, las que podrían haber empujado hasta la superficie niveles de esquistos verdes y grises del Complejo Metamórfico, intercalándolos como escamas tectónicas en la Formación Totoral, en la eventualidad que éstos no fueran niveles estratigráficos primarios, como se estima en el presente estudio (*cf. supra*).

En cuanto a los Estratos Hornillo, éstos están afectados, principalmente, por mesopliegues, anticlinales y sinclinales, relativamente abiertos, en torno a direcciones E-W a ENE, y por un débil clivaje de fractura, en las capas pelíticas.

La proyección en red de Schmidt de la estratificación de los Estratos Hornillo (Fig. 2c), indica una concentración muy marcada de polos en torno a una actitud $N80^\circ E/20^\circ$ - $40^\circ S$, la que puede ser interpretada como un homoclinal ondulado, con manteo general suave al norte.

Los Estratos Hornillo aparecen también cortados por un importante juego de fallas norte-sur, cerca de las cuales el plegamiento es más acentuado. La más destacada es la megafalla Lacao-El Teniente, que se extiende desde Caleta Lacao hasta Puntilla Talquilla, con un recorrido reconocido, superior a 50 km. La naturaleza de su desplaza-

miento no ha sido establecida, pero es probable que se trate de una falla profunda, directamente ligada al emplazamiento del plutón que aflora en la región estudiada. Este accidente se reconoce, en parte, como una zona de falla que atraviesa tanto a la roca intrusiva como a la roca de caja (secuencia sedimentaria), a la vez que controla, por largos tramos, el contacto entre ambos dominios litológicos.

Discusión

No se observaron, en el Complejo Metamórfico, evidencias de una deformación anterior a la Formación Totoral, pero aun así no se puede descartar la posibilidad que ello haya ocurrido. El análisis estructural del área estudiada sólo sugiere la ocurrencia de una tectónica de plegamiento regional principal, después de la deposición de los estratos de la Formación Totoral, pero anterior a la deposición de los Estratos Hornillo. Su edad, por lo tanto, sería pérmica superior a triásica. Ella define un piso estructural con los terrenos paleozoi-

cos, cuyo comportamiento frente a los esfuerzos de deformación es diferente, según se trate de los niveles pelíticos inferiores más plásticos o de los conglomerádicos superiores más rígidos.

Una segunda fase de plegamiento habría ocurrido con posterioridad al Triásico, para deformar a los Estratos Hornillo y causar el abombamiento u "ondulación", con gran radio de curvatura, detectado en los estratos de la Formación Totoral. La edad mínima de este último plegamiento sería anterior a 166 ± 10 Ma, que es el valor K-Ar de un dique no deformado que corta a los estratos, en su contacto con el intrusivo Cerros de Julio (*cf. supra*; muestra No. 1.606), siendo probable que esta deformación esté directamente relacionado con el emplazamiento del plutón, que ha sido planteado como del Jurásico Inferior.

El otro episodio de deformación importante se identifica con la megafalla Lacao-El Teniente, cuya edad mínima sería cretácica inferior, de acuerdo con la interpretación dada a la edad K-Ar de la tonalita néisica recolectada cerca de este accidente, en Caleta Lacao (*cf. supra*).

SITUACION GEOTECTONICA

Los caracteres petroTECTONICOS, observados en las unidades sedimentarias, permiten asimilar el área de estudio al esquema geotectónico de "arco-fosa", propuesto por Dickinson y Seely (1979) para los márgenes activos con subducción asociada.

Las unidades paleozoicas contienen algunos elementos litológicos, que se interpretan como originados en ambiente oceánico. En éstos se incluyen los metabasaltos con estructura de almohadilla y los esquistos verdes que de ellos derivan. Las asociaciones flyschoides de Totoral pudieron depositarse en algún lugar de la pendiente interna del talud y/o en la fosa oceánica de un antearco con pendiente simple (sloped fore-arc), y los conglomerados llevados a zonas profundas por corrientes canalizadas, asociados a un abanico submarino (Fig. 4). El "macizo del arco" pudo constituirlo el complejo plutovolcánico ácido, la principal fuente de origen del material que compone la

Formación Totoral, y su cordón magmático contemporáneo lo atestiguaría hoy el Grupo Choiyoi, en la Cordillera Frontal argentina.

Es posible que parte de la corteza oceánica haya sido acrecionada al continente durante los episodios tectónicos y metamórficos pre-triásicos, pasando ésta a formar parte de un "antearco con shelf" (shelved fore-arc) o "con dorsal" (ridged fore-arc), y condicionando, bajo esta forma, un cordón de "tierras altas" (terrestrial uplands), que aportó desde el oeste parte del material constitutivo de los Estratos Hornillo (Fig. 5).

Escasas evidencias fragmentarias parecen indicar que no es imposible el ascenso de digitaciones, por escurrimiento de algunos niveles oceánicos acrecionados, insinuando con ello un "raspado de fondo" ("offscraping") durante el proceso de subducción-acreción.

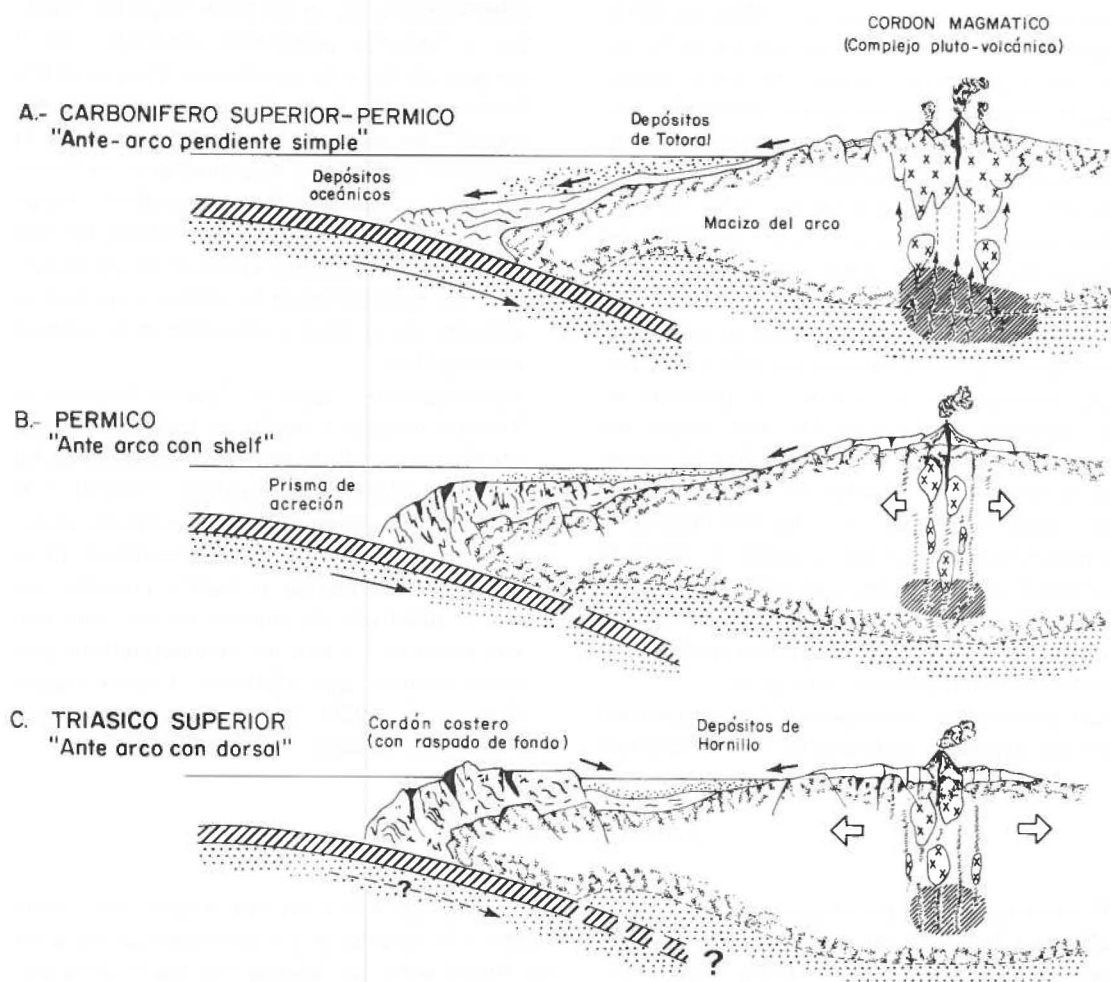


FIG. 5. Evolución geotectónica del margen continental protopacífico de Gondwana desde el Carbonífero Superior al Triásico Superior, a la latitud del Norte Chico (Chile). Etapas B y C de evolución del cordón magmático basadas en Parada (1983).

CONCLUSIONES

Esta publicación puede no establecer conclusiones definitivas, ni del todo objetivas, pero el estudio demuestra que es posible descifrar la historia geológica de parte del litoral del Norte Chico, utilizando los modelos de tectónica de antearco conocidos, ofreciendo con ellos, al menos, un programa

para nuevas investigaciones.

Algunas ideas principales para ser consideradas en esas futuras investigaciones podrían ser las siguientes:

- Las rocas paleozoicas comprometidas abarcan, a lo menos, edades del rango Devónico Superior

- a Pérmico, e integran una columna estratigráfica con presencia de material de corteza oceánica.
- Aparentemente, los estratos clásticos de las series del Carbonífero-Pérmico involucran procesos de flujos compactos y su depositación, probablemente, ocurrió en una zona de antearco. Las asociaciones de litofacies sugerirían depositación en abanicos submarinos y las distintas formaciones definidas a lo largo del litoral del Norte Chico, fueron depositadas en las mismas condiciones, a lo ancho de un frente de antearco, durante un lapso relativamente corto. Sus diferencias podrían deberse tan sólo a variaciones morfológicas en el antearco, producto de la diferente localización de cada bloque del macizo del arco, en relación a la fosa, al iniciarse la subducción, además del "momento" en que llega el material a los distintos lugares de depositación. Esto podría explicar, en parte, la similitud de las edades asignadas a las diferentes formaciones y la dificultad para establecer entre ellas un orden estratigráfico o equivalencias cronoestratigráficas (ver Fig. 4).
 - Los procesos de deformación y metamorfismo de los depósitos acumulados en este dominio

tectónico serían el resultado del evento subducción-acreción, en un antearco típico de consumo o "antearco continental pendiente", en el margen Pacífico de Gondwana, durante el Paleozoico tardío, que evoluciona a un "antearco dorsal". La intensidad de la deformación y la variación gradual del metamorfismo, en las diferentes unidades, habría dependido, fundamentalmente, de la situación tectónica de cada una de ellas, en relación al ángulo de convergencia y de subducción de las placas, y no necesariamente de su edad o ubicación en la columna estratigráfica.

Probablemente, desde el Pérmico Superior al Triásico Inferior o Medio, se completó el ciclo orogénico hercínico con la deformación de las unidades pérmicas (Formación Totoral) y la consecuente generación de "cordones costeros" o "tierras elevadas" en el antearco. El ciclo orogénico andino se habría iniciado, así, con el desarrollo de cuencas en ese "antearco con dorsales", y con los contemporáneos procesos erosivos que afectaron a estas últimas (Estratos Hornillo y, posiblemente, también Formación Talinay).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado con el Grant E-1300 del Departamento de Desarrollo de la Investigación de la Universidad de Chile. El área estudiada ha sido objeto de los cursos "Geología de Campo" y "Rocas y Minerales" del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, cuyos profesores y alumnos han contribuido al conocimiento del área. Fructíferas, enconadas y aún no finalizadas discusiones con los colegas E. Godoy, R. Charrier, S. Rivano, T. Nishimira, H. Moreno, C. Mpodozis, M.A. Parada y F. Munizaga,

por mencionar sólo a los más tenaces, han contribuido a la confianza y a las dudas que los autores tienen sobre las conclusiones que se presentan en el trabajo. El Dr. Enrique Linares de INGEIS dirigió la realización de las dataciones K-Ar que se presentan, como colaboración al proyecto IGCP 120 "Evolución Magmática de los Andes". Asimismo, este trabajo es una contribución al proyecto IGCP 211 "Paleozoico Superior de América del Sur".

REFERENCIAS

- BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.; RÖSLER, O. 1980. Licófitas Paleozóicas de Chile. U.S. Geol. Surv., Bull., Vol. 11, No. 31-189, p. 43-49.
- CAMINOS, R.; CORDANI, U.; LINARES, E. 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. In Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F43-F60. Arica.
- CAMINOS, R.; CINGOLANI, C.; HERVE, F.; *et al.* 1982. Geochronology of the pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. Earth Sci. Rev., No. 18, p. 333-352.
- CECIONI, G. 1962. La Formación Arrayán, devónica, en la Provincia de Coquimbo. Univ. Chile, Bol., No. 34, p. 40-47.

- CECIONI, G. 1974.** Flysch devónico y orogénesis bretónica en Chile. Univ. Chile, Depto. Geol., Publ., No 42, p. 21-29.
- CHARRIER, R. 1977.** Geology of the region of Huentelauquén, Coquimbo Province, Chile. *In* Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep. (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; eds.) Jap. Soc. for the Prom. of Sci., p. 81-94. Tokyo.
- DICKINSON, W.R.; SEELY, R.D. 1979.** Structure and stratigraphy of forearc regions. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol. 63, No. 1, p. 2-31.
- FOLK, R. 1980.** Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publish. Co., 183 p. Austin, Texas.
- GODOY, E. 1979.** Metabasitas del Basamento Metamórfico: Nuevos datos geoquímicos. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E133-E148. Arica.
- 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.; GODOY, E.; DEL CAMPO, M.; et al. 1976.** Las metabasitas del Basamento Metamórfico de Chile Central y Austral. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. F175-F187. Santiago.
- HERVE, F.; DAVIDSON, J.; GODOY, E.; et al. 1981.** The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Acad. Brasil. Cienc., An.*, Vol. 53, No. 2, p. 361-373.
- MAAS, R.; ROESCHMANN, C. 1971.** Über die präandine Entwicklung am Beispiel der südlichen Provinz Coquimbo. *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, No. 20/21, p. 101-148.
- MILLER, H. 1970.** Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forsch.*, No. 36, 64 p.
- MILLER, H. 1973.** Características estructurales del basamento geológico chileno. *In* Congr. Geol. Argent., No. 5, Actas, Vol. 4, p. 101-115. Buenos Aires.
- MINATO, M.; TAZAWA, J. 1977.** Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo Province, Chile. *In* Comparative studies in the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep. (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; eds.) Jap. Soc. for the Prom. of Sci., p. 95-117. Tokyo.
- MOSCOSO, R.; NASI, C.; SALINAS, P. 1982.** Hojas Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile*, No. 55, 100 p.
- MUNDACA, P.; PADILLA, H.; CHARRIER, R. 1979.** Geología del área comprendida entre Quebrada Angostura, Cerro Talinai y Punta Claditas, Provincia de Choapa, IV Región, Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A121-A161. Arica.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1942.** Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo. *In* Congr. Panam. Ing. Minas y Geol., An., Vol. 2, p. 285-318. Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1973.** Geología de Chile. Pre-Paleozoico, Paleozoico y Mesozoico. Ed. Andrés Bello, 209 p. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPULVEDA, P. 1983.** Hallazgo de foraminíferos del Carbonífero Superior en la Formación Huentelauquén. *Rev. Geol. Chile*, No. 19-20, p. 25-35.
- RUIZ, C.; AGUIRRE, L.; CORVALAN, J.; et al. 1965.** Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Inst. Invest. Geol., Publ. Espec.*, 385 p.
- TAVERA, J. 1963.** Informe sobre estudio de material paleontológico del Paleozoico de la playa Illapel. Univ. Chile, Depto. Geol., Bibl. (inédito), No. 137, 16 p. Santiago.
- VICENTE, J.C. 1975.** Essai d'organisation paléogéographique et structurale du Paléozoïque des Andes Méridionales. *les. Geol. Rundsch.*, Vol. 64, No 2, p. 343-394.