

Los terrenos paleozoicos del Salar de Navidad, Región de Antofagasta, Chile

Hans Niemeyer

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile

Raúl Venegas

Minera Outokumpu Chile Ltda., Exploraciones, Copiapó 900,
Antofagasta, Chile

Carlos R. González

Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000 Tucumán, Argentina

Florencio G. Aceñolaza

Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán,
Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina

RESUMEN

Los terrenos paleozoicos del Salar de Navidad, conocidos como 'Estratos del Salar de Navidad', se han subdividido en dos formaciones de distintas características litológicas, edad, ambiente deposicional y significado tectónico: Formación Sierra del Tigre y Formación Cerros de Cuevitas. Mediando entre ambas se observa una fuerte discordancia angular. La Formación Sierra del Tigre se compone de alternancias turbidíticas de bancos de areniscas y lutitas, con espesor estimado en 1.500-2.000 m. Su edad es devónica, basándose en *Mucrospirifer*. Las figuras de base de bancos de areniscas indican aportes detríticos dirigidos hacia el sur-sureste, provenientes del bloque continental y orógeno reciclado. Se sugiere, también, proveniencia de arco volcánico. Sus areniscas son levemente más feldespáticas, y por lo tanto diferentes, que las de la cuenca, de similar edad, de la Alta Cordillera de Antofagasta, representada por la Formación Zorritas, donde las areniscas son más ricas en cuarzo y en líticos. Aparecen diques y filones-manto diabásicos de afinidad toleítica. La unidad fue afectada por una compleja deformación anterior o subcontemporánea con la diagénesis, que originó rocas del tipo 'broken formation'. Durante la deformación, se produjeron grietas abiertas, que se rellenaron con cuarzo, indicando un ambiente dominado por alta presión de fluido. Se encuentra afectada por un débil metamorfismo que produjo mica blanca, clorita, cuarzo y albita. Se infiere una posición de antearco para la sedimentación, deformación y metamorfismo durante la 'Orogénesis El Toco'. Su cuenca se desarrolló totalmente independiente de la cuenca de similar edad de la Alta Cordillera de Antofagasta. La Formación Cerros de Cuevitas comprende una secuencia de 461 m de areniscas cuarcíferas, lutitas y conglomerados con intercalaciones de calizas coquínáceas, además de algunos niveles de tobas en su techo. En ella, el Pérmico inferior aparece claramente indicado por *Kochiprproductus peruvianus*, *Euconospira arizaroensis* y *Myalina*. Su ambiente de deposición es de una plataforma estable.

Palabras claves: Discordancia en el Paleozoico Superior, Rocas caóticas, Ambiente de deposición de antearco y de plataforma estable, Orogénesis El Toco.

ABSTRACT

Paleozoic terranes of Salar de Navidad, Antofagasta Region, Chile. The Paleozoic rocks which crop out at Salar de Navidad, previously known as 'Estratos del Salar de Navidad' were studied. Two formations can be distinguished: Formación Sierra del Tigre and Formación Cerros de Cuevitas. They differ in lithology, age, depositional environment and tectonic setting. A strong angular unconformity is observed between both formations. Formación Sierra del Tigre is composed by a turbiditic sequence with 1,500 to 2,000 m thickness. A Devonian age is based on the presence of

Mucrospirifer. Flute casts suggest southern-southeast sense of detrital supplies. Provenance of continental block and recycled orogen is inferred from the composition of sandstones, although some volcanic influence is suggested. Diabasic sills and dikes of tholeiitic affinity intrude the sequence. These sandstones are more feldspathic, and different from coeval deposits of the High Cordillera of Antofagasta. Structural characteristics are that of a broken formation, whose structures evolved during a deformational event, contemporaneously or prior to diagenesis. Abundant cracks were produced during the deformation and subsequently filled with quartz, which is the proof that a high fluid pressure dominated deformation. This formation is affected by a weak metamorphism characterized by the following mineral association: white mica, chlorite, quartz and albite. Deposition, deformation and metamorphism took place during the 'Toco Orogenesis'. Formación Cerros de Cuevitas is a 461 m thick sequence composed by quartzitic sandstones, shales and conglomerates with interbedded coquinaceous limestones and some tuffs. An Early Permian age is well documented for this formation, that is inferred from the following fossil forms: *Kochiprproductus peruvianus*, *Euconospira arizaroensis* and *Myalina*. Stratigraphical and sedimentological characteristics suggest a stable platformal deposition environment.

Key words: Upper Paleozoic unconformity, Broken formation, Forearc and stable platformal depositional environments, El Toco orogenesis.

INTRODUCCION

Se estudiaron los terrenos paleozoicos del sector del Salar de Navidad, conocidos bajo el nombre de 'Estratos del Salar de Navidad' (Ferraris y Di Biase, 1978). Estos afloran en la Depresión Intermedia de la Región de Antofagasta, a ca. 15 km al sureste de Mina Mantos Blancos, en el amplio portezuelo que se extiende entre Sierra del Tigre y Cerros de Cuevitas, inmediatamente al norte del Salar de Navidad (Fig. 1).

Los 'Estratos del Salar de Navidad' aparecen expuestos en numerosas quebradas de escasa profundidad (15 ó 20 m), en cuyas paredes pueden examinarse, en forma saltuaria, sus afloramientos. Sin embargo, gran parte de sus características pueden estudiarse a lo largo de un recorrido por el aquí denominado 'camino salero' (Fig. 1).

La primera referencia a los terrenos paleozoicos del Salar de Navidad se debe a G. Chong¹, quien describió allí afloramientos de areniscas con figuras de base de bancos y pistas de organismos, a los que asignó una edad claramente premesozoica. Por su parte, Reichhard (1978) individualizó una discordancia que separa los terrenos paleozoicos de los mesozoicos. La denominación de 'Estratos del Salar de Navidad' se debe a Ferraris y Di Biase (1978), quienes mapearon y estudiaron esta unidad, integrándola a la Hoja Antofagasta.

El objetivo de esta publicación es precisar, corregir e incrementar los antecedentes avanzados en una breve comunicación anterior (Niemeyer *et al.*, 1985), respecto de la estratigrafía, contenido fosilífero y edad, sedimentología y ambiente de de-

posición, así como también de la estructura de estos terrenos. Para cumplir con este objetivo se confeccionó un mapa geológico del área (Fig. 2). Se realiza, también, una discusión acerca de los distintos modelos de ambientes tectónicos propuestos para la FST. Finalmente, se extraen conclusiones a partir de los datos expuestos y de la discusión.

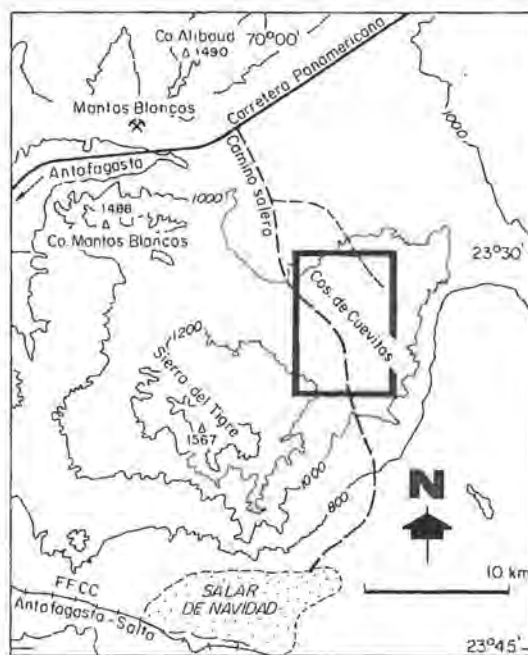


FIG. 1. Ubicación del área estudiada, al noreste del Salar de Navidad, en el portezuelo entre Cerros de Cuevitas y Sierra del Tigre.

¹ 1974. Nota sobre el hallazgo de un posible Paleozoico en el área de Mantos Blancos, Provincia de Antofagasta (Inédito), *Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile)*, 4 p.

ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista litoestratigráfico los 'Estratos del Salar de Navidad' son susceptibles de separar en dos formaciones: Formación Sierra del Tigre (FST), la más antigua, y Formación Cerros de Cuevitas (FCC), la más nueva.

FORMACION SIERRA DEL TIGRE

La FST consiste en alternancias monótonas de areniscas cuarcíferas de color verde claro a gris, con lutitas de color gris verdoso a gris oliva, cuyo espesor de bancos individuales varía desde algunos centímetros hasta 2 m. Presenta, además, escasas intercalaciones de conglomerados de color gris verdoso oscuro, que alcanzan de 0,5 a 1 m

de espesor. Las marcas de fondo en los bancos de arenisca son frecuentes y variadas: turboglifos, surcos, remolinos de corriente y calcos de carga. Esta formación se observa penetrada por diques y filones-manto diabásicos.

DISTRIBUCION Y COLUMNA ESTRATIGRAFICA

La FST ocupa la mayor parte de la superficie de Sierra del Tigre y del portezuelo que la separa de los Cerros de Cuevitas, siendo sus afloramientos mucho más extensos que los de FCC (Fig. 2).

Ferraris y Di Biase (1978) levantaron una columna estratigráfica al poniente del punto a (Fig. 2).

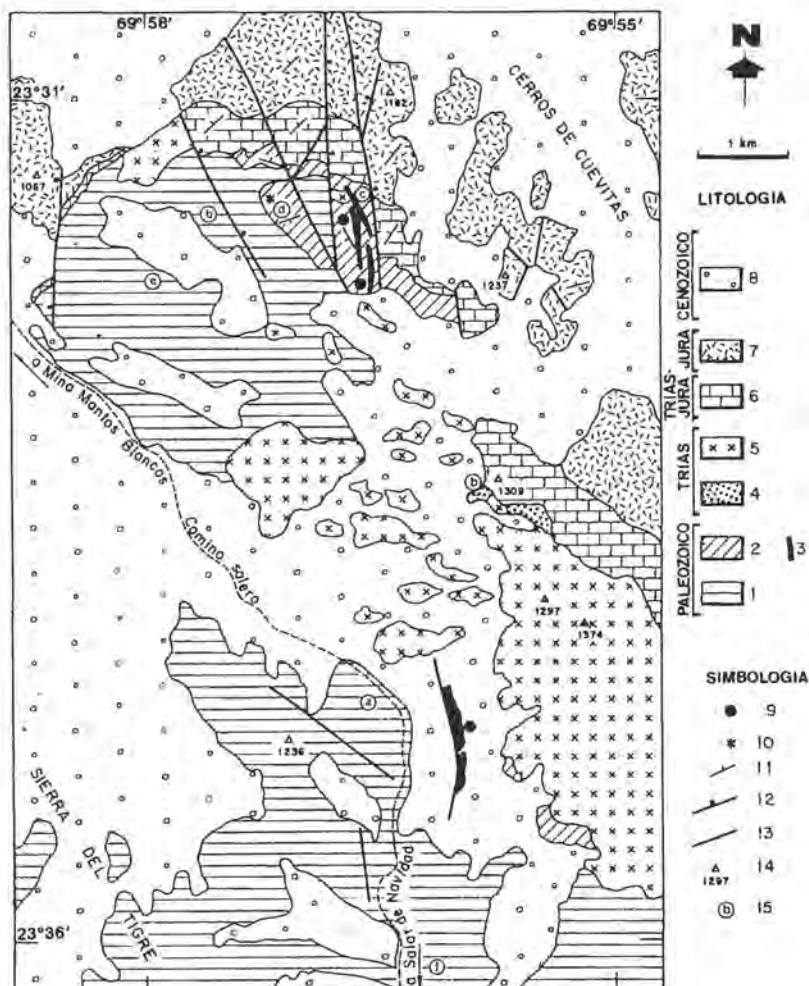


FIG. 2. Mapa geológico del portezuelo entre Sierra del Tigre y Cerros de Cuevitas. 1- Formación Sierra del Tigre (FST): areniscas cuarcíferas y lutitas, Devónico; 2- Formación Cerros de Cuevitas (FCC): areniscas cuarcíferas, lutitas y conglomerados con lentes de calizas coquináceas y tobas, Pérmico inferior; 3- lentes de calizas coquináceas intercalados en FCC; 4- areniscas, limolitas, conglomerados y tobas (Trias superior); 5- 'stocks' de pórfidos riolíticos (Trias superior); 6- calizas y areniscas de origen marino (Rético y Hettangiano); 7- volcanitas andesíticas (Lias?); 8- cubiertas de gravas y aluvios (Cenozoico); 9- fauna fósil de braquiópodos; 10- fauna fósil de bivalvos y gastrópodos; 11- rumbo y manto de capas; 12- falla normal, indicando bloque hundido; 13- falla sin indicación de movimiento; 14- cumbres con indicación de altura s.n.m.; 15- localidades especiales referidas en el texto.

Sin embargo, para fines del presente trabajo se levantó una columna estratigráfica parcial de esta formación, la cual se estudió capa a capa (punto b, figura 2). Se divide en dos tramos que, de más somital a más basal, son (Fig. 3):

- Tramo 2: consiste en la facies de turbiditas en bancos delgados, la cual queda caracterizada por alternancias de lutitas y areniscas en una razón cercana a 1, conformando una gruesa secuencia estrato y granocreciente. Los bancos de arenisca típicamente representan Tc, por lo general acompañada por Tc-d y Tc-e (Bouma, 1962). Los estratos se encuentran formados por pequeñas capas que no superan los 15 cm de potencia, presentando numerosas marcas de fondo. 40 m

- Tramo 1: está compuesto exclusivamente por la facies de lutitas laminadas. Consiste en lutitas de color gris verdoso con intercalaciones aisladas de areniscas de grano fino y muy fino. Las lutitas son macizas, formando bancos netos de 8-20 cm de potencia. Los niveles de arenisca se organizan en bancos de base neta, erosiva y con marcas de fondo (surcos). Los bancos no superan los 6 cm de potencia y se presentan completamente macizos. En este tramo la razón lutita/arenisca es superior a 4. 6 m

Espeor: 46 m

La intensa tectonización que afecta a gran parte de la FST hace imposible el levantamiento de una columna total. Sin embargo, se estima como razonable un espesor de 1.500 a 2.000 m, aunque la fuerte vergencia de pliegues volcados hacia el oeste, unido a la presencia de fallas inversas de la misma vergencia puedan estar duplicando dicho espesor.

EDAD Y CORRELACIONES

La edad devónica de la FST se sustenta en la presencia de un braquiópodo cercano a *Mucrospirifer* (?) sp., determinado por V. Covacevich in Ferraris y Di Biase (1978). Ese fósil fue recolectado por los mencionados autores en un lugar cercano al punto a (Fig. 2) (Ferraris, comunicación escrita, 1990).

La FST es homologable con sedimentitas de similares características, cuyos afloramientos bordean por el sur al Salar de Navidad. Sin embargo, en este último lugar, sus rocas se presentan afectadas por un mayor grado de metamorfismo

(González, comunicación oral, 1997, trabajos en curso para la nueva Hoja Antofagasta). Asimismo, es correlacionable con metasedimentitas aflorantes al noroeste de la Mina Mantos Blancos (Chávez, 1985).

Todos estos asomos de rocas estratificadas paleozoicas poseen similar organización de sus facies turbidíticas y estructurales, conectándose hacia el norte, mediante afloramientos interrumpidos, con la Formación El Toco (Maksaev y Marinovic, 1980; Boric, 1981).

FORMACION CERROS DE CUEVITAS (FCC)

La FCC comprende una secuencia de areniscas cuarcíferas, lutitas y conglomerados de color gris rojizo, a los que se suman algunos niveles lenticulares de calizas coquináceas de color pardo amarillento a pardo rojizo. Además, en la parte superior de la secuencia afloran niveles verdosos de tobos de grano fino. Su contacto inferior es discordante con la FST y su techo está marcado por una discordancia angular que la separa de las calizas del Triásico-Jurásico.

DEFINICION

Anteriormente, esta formación fue referida bajo la denominación de 'Serie de Cerros de Cuevitas', por Niemeyer *et al.* (1985). Posteriormente, Téllez (1986) utilizó el nombre de Formación Cerros de Cuevitas para describir la secuencia sedimentaria jurásica expuesta en esos mismos cerros.

En la presente contribución, se propone reservar el nombre de Formación Cerros de Cuevitas, exclusivamente, para la secuencia paleozoica, tal como se la describe más abajo. Apoya la proposición el hecho de que la unidad se restrinja, exclusivamente, a los cerros del mismo nombre. En cambio, la secuencia jurásica aparece más extendida dentro de la Depresión Intermedia de la Región de Antofagasta, con mejores afloramientos y abundantes fósiles, estos últimos muy característicos y conocidos.

Se recomienda, en consecuencia, que sea denominada según otra localidad, e.g., la de Rencoret, que tiene arraigo desde hace tiempo en la literatura geológica (Tobar, 1966). Por otro lado, la Formación Cerros de Cuevitas, en el sentido aquí usado, aparece ya integrada dentro de la literatura estratigráfica de los terrenos paleozoicos de esta parte del Continente sudamericano (González, 1986a).

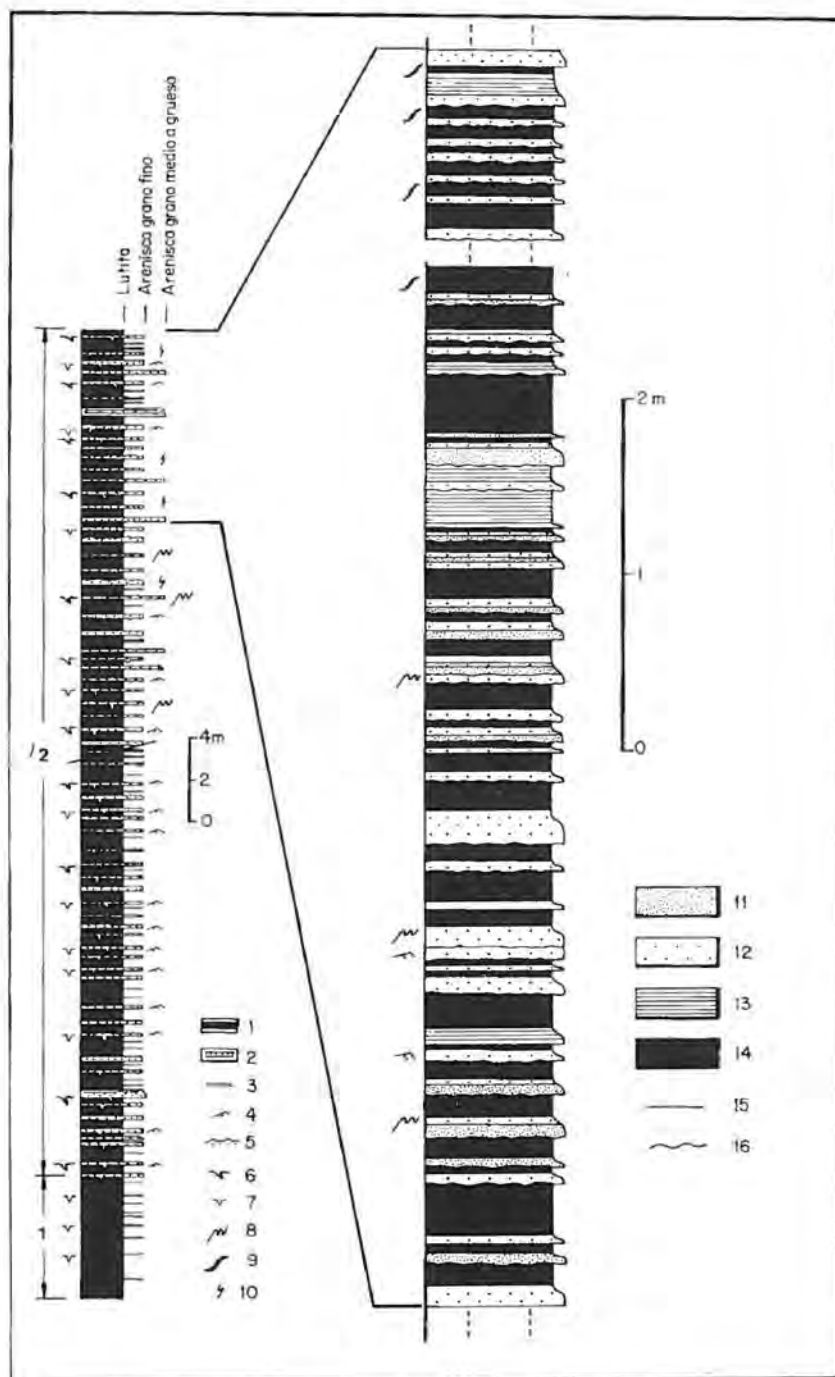


FIG. 3. Columna estratigráfica de la Formación Sierra del Tigre (FST). 1- lutitas; 2- areniscas; 3- areniscas con laminación en el techo; 4- estratificación cruzada; 5- ondulitas; 6- turboglifos; 7- surcos; 8- plegamiento convoluto; 9- bioturbación; 10- pistas de organismos; 11- areniscas de grano medio; 12- areniscas de grano grueso; 13- lutitas laminadas; 14- lutitas macizas; 15- contacto abrupto; 16- contacto erosivo con figura de base.

DISTRIBUCION, LITOLOGIA Y ESPESOR

La FCC se distribuye en la vertiente occidental de los Cerros de Cuevitas, según una estrecha franja de afloramientos seccionados por varias fallas de dirección submeridiana. Además, pertenece a esta formación un afloramiento de calizas aislado que se ubica a ca. 500 m al suroriente del punto a (Fig. 2).

Se consigna como lugar-tipo de esta formación al sector aledaño al camino que conduce a los cerros que le dan su nombre (punto c, figura 2). Se trata de afloramientos mal expuestos. Estos se extienden inmediatamente al sur de una cornisa basal de calizas triásico-jurásicas. Transponiendo la cornisa, y después de recorrer ca. 200-300 m por relieve suave casi sin afloramientos, el camino se interna en una quebrada estrecha, en cuyos flancos se observan las calizas rojizas con fauna de braquiópodos, característica de la FCC.

La figura 4 ilustra una columna sintética de la FCC, construida a partir de dos perfiles detallados, desde la base transgresiva (punto d, figura 2), y siguiendo directamente al este, hasta el contacto con rocas triásico-jurásicas en el techo. En ella se localiza, también, parte de la macrofauna fósil recolectada.

El contacto inferior de la FCC es una discordancia angular con la FST. La secuencia de la FCC comprende, desde el techo hacia la base, los siguientes tramos:

- Tramo 4: se encuentra, principalmente, integrado por areniscas de grano medio a fino, de color gris a pardo, con abundantes intercalaciones lenticulares de areniscas calcáreas y calizas de color pardo amarillento a rojizo. Ocurren también intercalaciones de tobas epiclásticas de grano fino, de color gris. Las intercalaciones calcáreas contienen abundantes restos de braquiópodos: *Kochiproductus* y *Dictioclostus*. 156 m

- Tramo 3: comprende principalmente microconglomerados de color rojo, con algunas intercalaciones de areniscas de grano medio y pelitas de color verde a gris. 80 m

- Tramo 2: está formado por areniscas de color gris verdoso, calcáreas en algunas partes, con frecuente estratificación cruzada. Ocurren capas delgadas de lutitas de color verde a intervalos regulares, similares a las del Tramo 1. 194 m

- Tramo 1: en la base de este tramo, inmediatamente encima de la discordancia con FST, se obser-

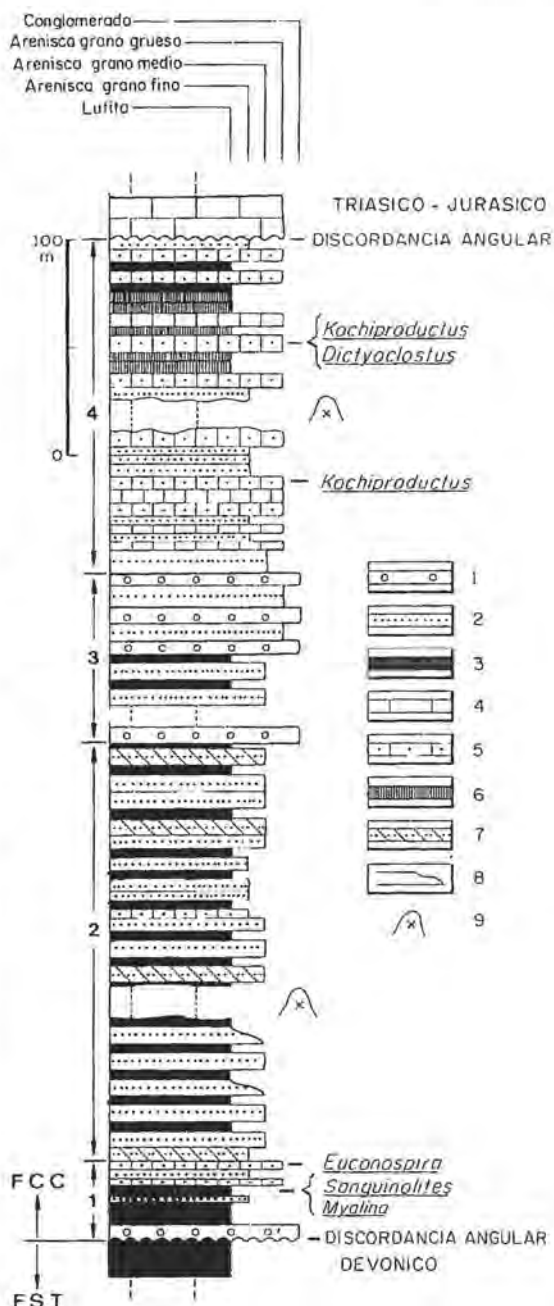


FIG. 4. Columna estratigráfica de la Formación Cerros de Cuevitas (FCC). 1- conglomerados; 2- areniscas; 3- lutitas; 4- calizas; 5- calizas arenosas; 6- tobas epiclásticas; 7- calizas arenosas coquinoideas; 8- banco de areniscas con estratificación gradada normal; 9- interrupción de la columna por intrusión de pórfidos riolíticos. Se muestra la ubicación de la macrofauna determinada.

va un conglomerado brechoso clasto-sostenido de color verde oliva. Siguen hacia arriba lutitas de color verde, con restos mal conservados de *Myalina* y *Sanguinolites*. En el techo aparecen niveles de areniscas calcáreas, coquinosas, de color gris claro a pardo claro, con abundantes restos de braquiópodos y gastrópodos. Entre estos últimos se identifica la forma de *Euconospira*. 31 m

Espesor total: 461 m

El espesor total arriba mencionado se toma como el espesor máximo de la FCC en Cerros de Cuevitas.

EDAD Y CORRELACIONES

La fauna recolectada en diferentes afloramientos de la FCC es la siguiente:

- Braquiópodos:
 - Actinoconchus* sp.
 - Composita* sp.
 - Derbya buchi* (d' Orbigny)
 - Dielasma* sp.
 - Kochiproductus peruvianus* (d' Orbigny)
 - Lissochonetes* sp.
 - Koslowkia capaci* (d' Orbigny)
 - Neospirifer condor* (d' Orbigny)
 - Rhipidomella* sp.
- Bivalvos:
 - Myalina* sp. A
 - Myalina* sp. cf. *Myalina* sp. González (1986b)
 - Sanguinolites*? sp.
 - Vacunella*? sp.
- Gastrópodo:
 - Euconospira arizaroensis* Aceñolaza et al. (1972).

Si bien el material disponible sólo ha permitido una identificación parcial de la fauna de braquiópodos, la misma ha podido ser completada con identificaciones preliminares de otros taxa, con lo que se ha obtenido un panorama aproximado sobre los componentes de la asociación.

Euconospira arizaroensis Aceñolaza et al. (1972), ha sido hallada en la Formación Arizaro del

Noroeste argentino, cerca del límite con Chile. *Myalina* cf. *Myalina* sp. González (1986b) es, probablemente, la misma especie que se encuentra presente en la Formación Huentelauquén, de la costa de Chile central.

Cabe recordar que la Formación Arizaro fue asignada primeramente al límite Carbonífero-Pérmico (Aceñolaza et al., 1972), y más tarde al Pérmico inferior (Benedetto, 1976). La Formación Huentelauquén contiene elementos que la ubicarían en el Pérmico (Charrier, 1977), aunque también fue asignada al Carbonífero sobre la base de algunos microfósiles (Rivano y Sepúlveda, 1983).

De acuerdo con lo dicho anteriormente, es posible asignar la FCC al Pérmico inferior, pudiendo bajar, a lo más, hasta la parte alta del Carbonífero Superior, tomando en cuenta los antecedentes aportados por Donato y Vergani (1985), quienes observaron un paso transicional entre niveles westphaliano-stephanianos (Formación Cerro Oscuro) y la Formación Arizaro.

En el norte de Chile, se conocen varios afloramientos asignados en la literatura geológica al Carbonífero-Pérmico en forma general. Así, el afloramiento más septentrional conocido es el de Juan de Morales, donde Zeil (1964) encontró una asociación fosilífera del Pérmico inferior. Ca. 50 km al noreste del sector estudiado se ubica un afloramiento de calizas cercano al pueblo de Baquedano, referido como 'Sedimentitas Paleozoicas de Quebrada Chica' (Gallardo, 1987), donde Jensen (in Gallardo, 1987) reconoció la presencia de productos. Al sureste del sector estudiado se ubican los afloramientos de Augusta Victoria, en los alrededores de la estación km 99 del Ferrocarril de Antofagasta a Salta. Allí, dentro de una asociación faunística con variadas formas, se encuentran presentes también los géneros *Kochiproductus* y *Euconospira* (observaciones de uno de los autores, HN).

Finalmente, en la Precordillera de Copiapó, están los 'Estratos de Las Represas' en Sierra de Fraga (Hillebrandt y Davidson, 1979), en los cuales vuelve a aparecer una forma de *Kochiproductus*, dentro de una asociación faunística de plataforma costera con briozoos, braquiópodos, pelecípodos, gastrópodos, vermes, equinodermos y ammonoides (Sepúlveda y Naranjo, 1982).

SEDIMENTOLOGIA

A continuación se exponen las características petrográficas, así como también las condiciones de deposición y proveniencia de los detritos correspondientes a las FST y FCC.

FORMACION SIERRA DEL TIGRE

La litología de areniscas es la que proporciona la mayor información petrográfica acerca de la proveniencia del material detrítico que alimentó la cuenca en la cual se depositó la FST. En ellas los fragmentos tienen formas invariablemente subangulosas a subredondeadas. En general, la selección del grano se puede definir como moderada lo que, sumado a la coexistencia de fragmentos resistentes y no resistentes a la erosión, permite definir para estas sedimentitas una baja a moderada madurez textural.

El principal componente clástico corresponde a cuarzo, tanto en sus variedades monocristalina como policristalina. Ambas presentan por lo general un aspecto bastante limpio al microscopio, con escasa o nula participación de inclusiones. Los granos de este mineral se presentan afectados por diversos grados de extinción ondulante. Gran parte de los fragmentos de cuarzo policristalino son interpretados, debido a su arreglo textural xenomórfico orientado, como derivados de bandas cuarcíferas en néises y/o esquistos. En otros casos, debido a la existencia de límites cristalinos definidos y la casi total ausencia de extinción ondulante, parecen provenir de venas cuarcíferas.

Después del cuarzo, los líticos y las micas son los componentes detríticos más importantes. Mientras los primeros son parte esencial de las sedimentitas de grano más grueso (conglomerados y areniscas de grano grueso), las segundas abundan en las areniscas de grano fino y en las pelitas.

Los fragmentos líticos dominantes son metareniscas y pizarras cuarcíferas. En cantidades muy subordinadas, es posible reconocer fragmentos volcánicos ácidos formados por agregados cuarcíferos finos o material criptofelsítico en los que se observan algunos fenocristales de cuarzo o feldespato. Los detritos andesíticos son muy escasos y se encuentran afectados por una fuerte hematización.

La mica detrítica está representada, en orden

de abundancia, por biotita y muscovita. Los detritos micáceos mayores se muestran, por lo general doblados, siguiendo el contorno de los fragmentos de cuarzo, mientras que los fragmentos más finos constituyen cúmulos astillosos.

Los granos de feldespato, aunque por lo general son escasos, pueden llegar a ser importantes en algunos pasajes areniscosos. Corresponden esencialmente a plagioclasa de aspecto turbio, con diversos grados de albitización, así como también muestran alteración a serícita.

CONDICIONES DE DEPOSICION Y PROVENIENCIA DE DETRITOS

Las litofacies y estructuras primarias observadas en la FST, permiten inferir que ella se depositó en una cuenca marina de régimen abierto.

El tramo 1 de la columna de figura 3 representa depósitos de corrientes de turbidez muy diluidas y lentas, considerándose asimilables a la facies D en la nomenclatura de Mutti (1979). El tramo 2 marca hacia el techo, y en continuidad estratigráfica a una secuencia estratigráfica fuera de la columna de figura 3, un paso gradual a facies turbidíticas de alta densidad, expresada claramente por el intervalo Ta y Tb de Bouma y comparable con la facies de areniscas macizas de Walker (1978).

El esquema de organización de facies esbozado arriba indica el desarrollo de un aparato turbidítico donde es posible individualizar la facies de borde de abanico, con pasajes a facies que caracterizarían un sector de distributarios efímeros de abanico medio.

Las condiciones de abanico turbidítico debieron haber permanecido estables durante un largo período de tiempo, tal como lo sugiere la constancia de la litología y espesor de la FST. En ese sentido, la sección estratigráfica analizada sólo representa una parte del aparato turbidítico.

En la figura 5 se indica la dirección y sentido de aportes detríticos deducidos a partir de medidas de turboglifos y surcos, los que acusan aportes dirigidos hacia el sur-sureste (medidas realizadas en los alrededores del punto e (Fig. 2). Estas medidas corrigen y reemplazan los sentidos de aporte indicados anteriormente por Niemeyer *et al.* (1985), los cuales deben considerarse erróneos.

En cuanto a la proveniencia de los materiales detríticos, considerando la clasificación propuesta por Zuffa (1980), la mayoría de las sedimentitas estudiadas presentan componentes exteriores a la cuenca, con excepción de los clastos cuarcíticos de algunos conglomerados. Estos últimos indican condiciones de inestabilidad moderada, lo que habría producido un fenómeno de 'autocanibalismo' en el sentido de Miyashiro (1973, p. 305), según el cual los materiales recién diagenizados habrían realimentado, en pequeña escala, la sedimentación dentro de la misma cuenca.

La composición modal de las areniscas de la FST proviene, mayoritariamente, del bloque continental y orógeno reciclado (Fig. 6). La proveniencia de bloque continental corresponde a rocas de interior de cratón y, minoritariamente, a rocas continentales transicionales, según nomenclatura de Dickinson y Suczek (1979). La procedencia de orógeno reciclado consiste en rocas recicladas cuarzosas y, en menor proporción, en rocas recicladas líticas (Dickinson *et al.*, 1983). La observación de algunos clastos de rocas volcánicas sugiere la participación de un arco volcánico o de restos de un arco volcánico en la alimentación de esta cuenca.

FORMACION CERROS DE CUEVITAS

Los conglomerados rojizos de la FCC se pueden definir como ortoconglomerados polimícticos en los que se destacan clastos y areniscas cuarcíferas con cuarzo mono y policristalino, además de fragmentos de rocas volcánicas ácidas.

Las areniscas se encuentran representadas por wackas cuarcíferas y wackas líticas, en parte calcáreas, con abundante mica detrítica. Las pelitas

de esta formación son clasificadas como limolitas y arcillitas limosas cuarcíferas. En las areniscas resulta común la presencia de bioclastos de briozoos ramosos, además de fragmentos y espinas de braquiópodos.

La matriz de las sedimentitas clásticas está constituida, en su mayor parte, por partículas cuarcíferas finas, micas detríticas fragmentadas y minerales filicos neoformados, entre los que sobresalen láminas de clorita y mica blanca fina. En aquellas sedimentitas que poseen color rojo, se suman a estos minerales, cantidades variables de arcilla, hematita, limonita y calcita, estos dos últimos minerales actuando como materiales cementantes.

Las sedimentitas calcáreas, desde el punto de vista microscópico, se encuentran en el límite entre una caliza impura, finamente arenosa, y una wacka cuarcífera de cemento calcáreo. Los bioclastos se encuentran representados por fragmentos de conchas y espinas de braquiópodos a los que se agregan minerales extraclásticos similares en composición a los detritos de las sedimentitas clásticas.

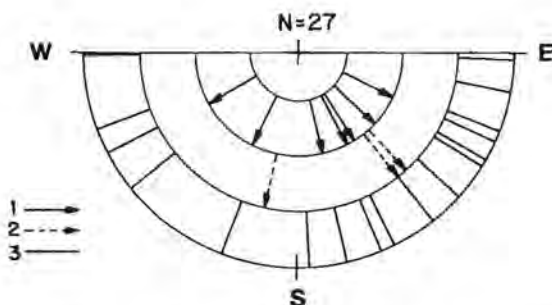


FIG. 5. Sentidos y direcciones de aporte detríticos dados por figuras de base. 1- turboglifos con sentido de aporte seguro; 2- turboglifos con sentido de aporte posible; 3- surcos.

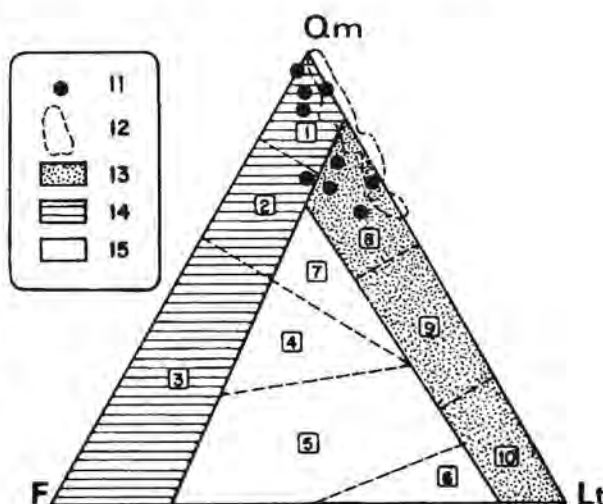


FIG. 6. Trazado de nueve análisis modelos de areniscas de la Formación Sierra del Tigre (FST) para determinar composición y proveniencia de detritos (división del triángulo según Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). Qm- cuarzo monocrystalino; F- feldespato; Lt- líticos totales. 1- interior de cratón; 2- continental transicional; 3- basamento alzado; 4- arco disectado; 5- arco transicional; 6- arco no disectado; 7- mezcla; 8- reciclado cuarzoso; 9- reciclado transicional; 10- reciclado lítico; 11- areniscas de FST; 12- sector del diagrama cubierto por areniscas de la Formación Zorritas (según Niemeyer *et al.*, 1997); 13- proveniencia de arco magmático; 14- proveniencia de bloque continental, y 15- proveniencia de orógeno reciclado.

Los granos forman el 40%-60% de la roca y corresponden, en su mayor parte, a fragmentos monominerales de cuarzo (75%) de origen metamórfico (extinción ondulosa e inclusiones orientadas), además de feldespatos arcillizados (15%). También ocurren fragmentos bien redondeados de areniscas metamórficas.

CONDICIONES DE DEPOSICION Y PROVENIENCIA DE DETRITOS

La deposición de la FCC debió realizarse en un ambiente marino somero próximo a la línea de costa, tal como lo sugiere la presencia de bancos calcáreos con abundante fauna fósil de braquiópodos y pelecípodos. De igual modo, el progresivo aumento de los bancos conglomerádicos hacia la

parte superior de la secuencia indica un perfil regresivo de su estratigrafía. Estos rasgos se ven reforzados por la frecuente coloración rojiza de las sedimentitas, lo cual sugiere que la sedimentación se realizó dentro de un ambiente fuertemente oxidante.

La FCC testimonia un ambiente marino de plataforma, muy somero, con influencia de sedimentación costanera de rocas carbonatadas. La petrografía del material detrítico indica erosión de rocas metasedimentarias y magmáticas derivadas de orógenos reciclados (Dickinson y Suczek, 1979). Esto significa que amplias extensiones de terrenos pertenecientes a ciclos geotectónicos anteriores (Ciclos pampeano y famatiniano; Aceñolaza y Miller, 1982), se encontraban expuestas cuando se depositó la FCC.

DIQUES Y FILONES-MANTO DIABASICOS

Estos cuerpos se emplazaron en diferentes momentos de la evolución estructural de la FST. En efecto, algunos de ellos lo hicieron con anterioridad a las primeras etapas de deformación, presentándose afectados por la deformación típica de las rocas caóticas (Deformación p. 135). En particular sufrieron los efectos del 'boudinage' y del desplazamiento por fallas inversas (Fig. 13). Otros, en cambio, se emplazaron a lo largo de zonas de brecha tardías y no se presentan muy tectonizados, observándose tan sólo afectados por el clivaje de fractura S2 (Fig. 15). Ellos no penetran las rocas de la FCC. Aunque no se dispone de análisis químicos apropiados para determinar el ambiente tectónico donde se emplazaron estas rocas, a continuación se indica su petrografía y rango de composición química, además de su afinidad magmática.

PETROGRAFIA

Son rocas de color pardo verdoso y de textura porfírica a microporfírica, con fenocristales de diámetro entre 0,2 y 1,0 mm, dispuestos en una masa fundamental afanítica. Los fenocristales corresponden a formas relictas de plagioclasa y máficos, flotando en una mesostasis muy alterada, en la cual se preservan rasgos de textura intergranular.

Aparecen piroxenos relictos. La plagioclasa se encuentra en su mayor parte alterada a calcita y a mineral arcilloso (caolinita?). Los máficos se obser-

van reemplazados por un mineral de hábito fibroso radial, con birrefringencia moderada y color variable desde amarillo levemente verdoso, amarillo pardo, hasta amarillo rojizo. Los dos últimos colores se deben a tinción por hematita. Se observa, además, calcedonia. También se reconocen guías de calcita con sutura central rellena por mineral opaco hematitizado.

RANGO DE COMPOSICION QUIMICA

En la tabla 1 se incluyen análisis químicos por elementos mayores y en traza, practicados en tres muestras de estos cuerpos intrusivos. Los valores altos de elementos volátiles confirman la observación microscópica de que se trata de rocas fuertemente alteradas. Especialmente, el alto contenido de CO_2 unido al de CaO en la muestra 297, acusan intensa alteración calcítica. La alta proporción de Fe_2O_3 es concordante también con la hematitización visualizada al microscopio. Asimismo, los valores altos de Na_2O (mayores de 5%) y bajos de K_2O (menores que 1%), indican movilización de estos elementos para las muestras 289 y 319.

Para determinar la movilidad de Si y Al se construyeron diagramas de logaritmo con razones de elementos recomendados por Beswick y Soucie (1978), sobre la base de 375 análisis químicos de rocas volcánicas frescas, tomados de la literatura sobre volcanes activos en Chile. Se construyó un

TABLA 1. ELEMENTOS MAYORES Y EN TRAZAS EN DIQUES Y FILONES-MANTO DIABASALTICOS.

Elementos mayores	289	297	319
SiO ₂	49,27	46,67	52,94
TiO ₂	0,82	1,07	0,72
Al ₂ O ₃	17,72	16,09	18,55
Fe ₂ O ₃	6,71	6,83	5,18
PeO	1,12	0,83	1,83
MnO	0,14	0,14	0,14
Mgo	6,55	2,97	2,57
CaO	2,95*	9,75*	4,18*
Na ₂ O	5,85*	2,90	7,06*
K ₂ O	0,61*	1,14	0,92
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,20
H ₂ O ⁺	6,10	4,81*	2,92*
H ₂ O ⁻	0,48	0,47	0,11
CO ₂	1,21*	5,99*	2,49*
C	0,01	0,13	0,14
S	0,12	0,01	0,05
Suma	99,82	99,96	100
Elementos traza	289	297	319
Ba	456	750	765
Cr	37	50	25
Ni	20	9	4
Co	19	19	14
Rb	11	47	45
Sr	372	200	210

Análisis realizados en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Elementos mayores en porcentaje en peso. Elementos traza en partes por millón. * = elementos probablemente movilizados por alteración

diagrama log Si/K versus log Ca/K, comprobándose ganancia de Ca en 297 y pérdida de ese elemento en 289 y 319 (diagrama no incluido en la presente publicación). Sin embargo, al trazar el diagrama log Al/K versus log Si/K se verifica que Al y Si no

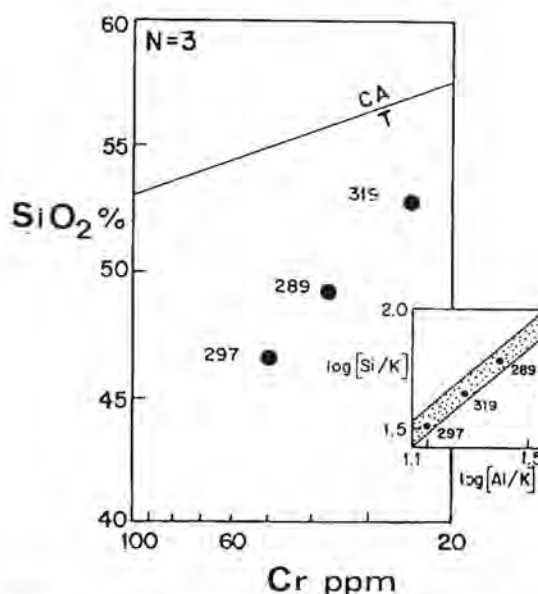


FIG. 7. Diagrama de Cr versus SiO₂ para tres muestras de diques y filones-manto diabásicos. CA= campo calcoalcalino; T= campo toleítico. En el recuadro, el diagrama de log Al/K versus log Si/K.

experimentaron mayores variaciones (recuadro en figura 7).

Según estos resultados, es posible usar la sílice como indicador del rango de composición química de estos cuerpos intrusivos. Efectivamente, se verifica que las muestras 289 y 297 corresponden a basaltos, en tanto que la muestra 319 cae dentro del rango de andesitas basálticas con bajo contenido de sílice (Peccerillo y Taylor, 1976). La afinidad magmática de estos cuerpos es toleítica según el diagrama de Cr versus SiO₂ por Miyashiro y Shido (1975) (Fig. 7).

LA DISCORDANCIA

En anteriores contribuciones (Niemeyer et al., 1985; Breitzkreuz, 1986; Bahlburg et al., 1988; Bahlburg, 1993) se considera erróneamente que los niveles de la FST pasan, en su techo, sin discontinuidad, a la FCC. No obstante, en la presente publicación se comunica la existencia de una fuerte discordancia angular entre ambas formaciones. A continuación, se detallan las circunstancias

que impidieron el reconocimiento de tal discordancia en los trabajos anteriores:

El contacto aparece mal expuesto, en el lecho de una quebradilla, por espacio de sólo un par de metros, semicubierto por depósitos aluviales.

Se verifica un mimetismo en cuanto a petrografía y color, entre las areniscas de la base de FCC y litologías similares de la FST.

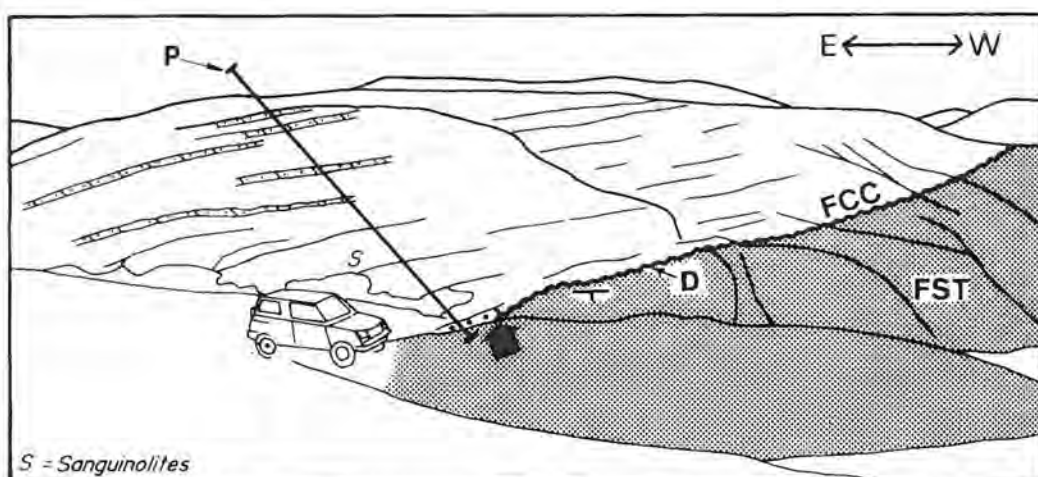


FIG. 8. Discordancia **D** entre la Formación Sierra del Tigre (**FST**) y la Formación Cerros de Cuevitas (**FCC**). El perfil **P** corresponde a la columna estratigráfica de la figura 4 en sus primeros metros basales. La letra **S** indica el afloramiento con *Sanguinolites*. La flecha negra indica el lugar de afloramiento de la discordancia, donde se fotografió (Fig. 9). Se destacan el conglomerado brechoso basal y algunos niveles de calizas arenosas coquinoideas dentro de la **FCC**. El signo de rumbo y manteo cercano a la discordancia señala estratos subverticales en la **FST**.

En trabajos anteriores a la década del 80, la ubicación exacta de *Mucrospirifer* no aparecía precisada (Ferraris y Di Biase, 1978). Esto significó un inconveniente por tratarse del único fósil que permitía determinar la edad devónica de la FST. Sin embargo, en años recientes Ferraris proporcionó el lugar exacto del hallazgo (Ferraris, comunicación escrita a uno de los autores (HN), 1990). Con esto se demostró que los mapeos para la presente publicación coincidían plenamente con el lugar de ese hallazgo y su respectiva asignación cronológica.

Dado que la discordancia de similar posición cronoestratigráfica reportada por Davidson *et al.* (1981) en el km 99 del Ferrocarril de Antofagasta a Salta había quedado invalidada en su oportunidad (Niemeyer *et al.*, 1985; Breitzkreuz, 1986), se supuso, erradamente, que esta misma situación se repetía en el sector aquí estudiado (Niemeyer *et al.*, 1985).

Sin embargo, la discordancia es claramente observable en el punto **c** (Fig. 2). Allí se aprecia una secuencia de areniscas calcáreas y limolitas con manteo suave al este, no mayor que 15°, correspondientes a la base de la FCC (Fig. 8). El primer estrato de esta formación corresponde a un conglomerado brechoso depositado sobre una superficie de erosión labrada en capas subverticales de la

FST. Los clastos del conglomerado basal son angulosos a subangulosos de hasta 10 cm de diámetro, poco redondeados, de cuarzoarenitas. Representan trozos de estratos con escaso retrabajo, directamente derivados de estratos delgados de areniscas de la FST. Los niveles de la FST son subverticales, en el único afloramiento donde la discordancia es directamente observable (Fig. 9).

El hallazgo de la discordancia permite simplificar las interpretaciones paleogeográficas, ya que anteriormente se consideró que existía una transición estratigráfica gradual entre la FST y la FCC (Breitzkreuz, 1986; Bahlburg *et al.*, 1988). Dichas interpretaciones eran problemáticas, tomando en cuenta que los ambientes de sedimentación de ambas formaciones son totalmente distintos. Además, los estilos de deformación que afectan a cada una de estas formaciones son muy diferentes. De hecho la suave actitud monoclinial de la FCC (Fig. 8) contrasta con el fuerte plegamiento de la FST. También la existencia de la discordancia concuerda con una distribución paleogeográfica totalmente diversa de las respectivas cuencas de la FST (Bahlburg, 1991) y de la FCC (Davidson *et al.*, 1981). Ella permite también explicar la gran diferencia en edad entre ambas formaciones.

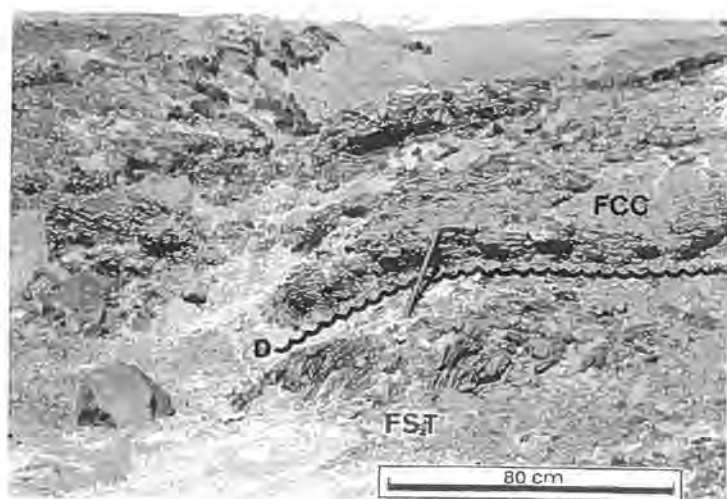


FIG. 9. Detalle de contacto discordante **D** entre la Formación Sierra del Tigre (FST) y la Formación Cerros de Cuevitas (FCC).

DEFORMACION

El estilo deformacional observado en la FST difiere fundamentalmente de aquel de tectonitas normales, generadas por plegamiento, transposición y metamorfismo (Cowan, 1985). Efectivamente, aparecen rocas de aspecto caótico y la deformación habría comenzado cuando los sedimentos aún no se encontraban totalmente litificados. Acompañando a la génesis de las rocas caóticas se formaron venas de cuarzo, lo cual indica que la deformación se desarrolló bajo alta presión de fluidos.

ROCAS CAOTICAS

El principal producto de la deformación dentro de la FST consiste en rocas de aspecto caótico. La terminología de Raymond (1984) es útil para la descripción de los procesos que las generaron. Ella se basa en el grado de pérdida de la organización estratigráfica de una secuencia, como un proceso continuo conducente a una fábrica de bloques dentro de una matriz. Se distinguen así cuatro estadios sucesivos que describen este proceso, denotados por las letras griegas alfa, beta, gamma y delta.

Es de particular interés la separación entre los tipos beta y gamma. Raymond (1984) utilizó el término 'broken formation' para unidades del tipo beta que, aunque fragmentadas, funcionan como unidades estratigráficas. Esta última expresión se refiere al hecho de que los contactos de las unidades de rocas caóticas no atraviesan los contactos deposicionales

de las rocas estratificadas de las cuales derivan.

El término de 'broken formation' es totalmente coincidente con, y se basa en, la definición original proporcionada por Hsü (1968, p. 1065). Raymond (1984) reservó la denominación de 'dismembered formation' para aquellas unidades del tipo gamma que han perdido la continuidad interna de sus estratos y en las cuales los elementos exóticos se encuentran ausentes. Si aparecen elementos exóticos, por ejemplo, fragmentos de basaltos, la roca caótica pasa a llamarse 'mélange' *sensu stricto*.

En las rocas caóticas de la FST no aparecen fragmentos exóticos y además sus contactos conservan continuidad estratigráfica con el resto de la formación, a escalas del orden de las decenas de metros. Consecuentemente, pueden clasificarse como 'broken formation', con características del tipo beta. No obstante, también aparecen algunos pasajes locales que van hasta un grado de fragmentación y mezcla del tipo gamma.

Dentro de la 'broken formation', los bloques de arenisca poseen tamaños variables desde 2 m hasta algunos centímetros, presentando secciones elípticas, rectangulares o de rombos, que -por 'boudinage'- pasaron a integrar las rocas caóticas. El desmembramiento se produjo por fragmentación progresiva de los trozos de arenisca de mayor tamaño, en clastos de tamaño sucesivamente menor, según fracturas perpendiculares y oblicuas a la estratificación.

Esta deformación presenta características extensionales y comenzó cuando el sedimento aún no había alcanzado totalmente la litificación. La extensión para ella a la estratificación queda de manifiesto en la aparición de grietas de tensión perpendiculares u oblicuas al plano de estratificación, y su relleno concomitante de cuarzo.

PLIEGUES

Durante una segunda etapa de deformación se produjeron pliegues que afectaron las rocas caóticas ya formadas. Se trata de pliegues aislados, sin desarrollo de clivaje de plano axial sistemático, de talla centimétrica a decamétrica. Los ejes de los pliegues varían desde subhorizontales a poco inclinados, conservando direcciones promedio nor-noroeste (Fig. 10).

Los sectores más intensamente plegados se observan en aquellas zonas afectadas por fuerte cizalle, donde los pliegues suelen presentar uno o dos de sus flancos desarraigados, en contacto con fallas inversas de vergencia al suroeste.

Los pliegues son generalmente anisópacos, repitiéndose con cierta frecuencia el estilo 'chevron' (e.g., Lámina I-A in Ferraris y Di Biase, 1978). La disposición de los planos axiales varía desde fuertemente inclinados hasta suavemente inclinados, con vergencia al suroeste. En muchos lugares afloran estratos subhorizontales invertidos, lo que implica un plegamiento recumbente, enmascarado, en gran parte, por la mala calidad de los afloramientos y su escasa exposición vertical.

Suelen observarse evidencias de una pronunciada rotación de los flancos de los pliegues en torno a sus propios ejes, afectando a los estratos previamente fragmentados en el proceso de formación de las rocas caóticas (Fig. 11), acompañado de un marcado transporte hacia el suroeste. Frecuentemente, las venas de cuarzo presentan forma de cimitarra (Fig. 12), acusando la rotación.

Contemporáneamente con el plegamiento principal, se originaron fracturas tensionales radiales en el núcleo de los pliegues, las que fueron rellenas por cuarzo. En otros casos, el cuarzo relleno espacios producidos entre los estratos de arenisca.

FALLAS INVERSAS

Una característica estructural importante en la FST es la aparición de fallas inversas con clara

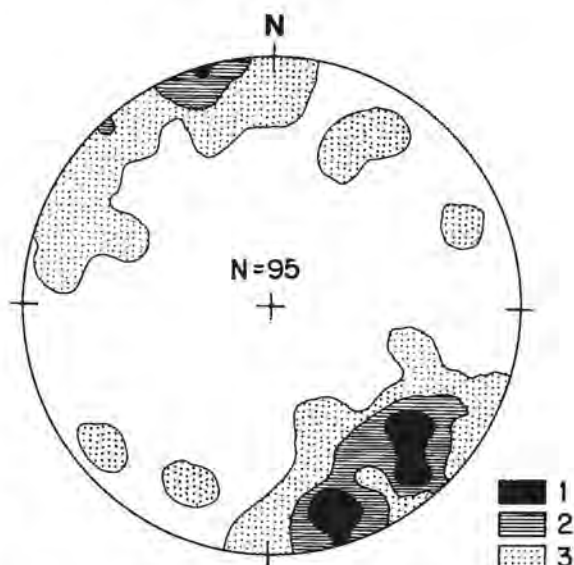


FIG. 10. Orientación de ejes de pliegues métricos y centimétricos en la Formación Sierra del Tigre (FST). N=95 (número total de medidas). Concentración de medidas en las respectivas áreas; 1- mayor que 8%; 2- 4 a 8%; 3- 1 a 4%.

vergenza al suroeste (Fig. 13). Contra estas fallas se interrumpen los flancos invertidos de pliegues de la misma vergencia, lo cual indica su contemporaneidad. Existen evidencias claras de terreno al oriente del punto f, figura 2- indicativas de que las fallas inversas se rellenaban de cuarzo a medida que se producían, luego de lo cual eran rotadas y cortadas por otras fallas inversas, que a su vez, también se rellenaban de cuarzo.

CLIVAJE

Se observa el desarrollo de dos clivajes, denominados en orden de aparición S1 y S2.

El clivaje S1 tiene características de clivaje pizarroso y se observa sólo en el núcleo de algunas zonas de charnela de pliegues. Se asocia, en algunos casos, a estructuras decimétricas semejantes a 'mullions' (Fig. 14).

El clivaje S2, corresponde a un clivaje de fractura muy espaciado, de manteo subvertical y de rumbo muy variable, formando con frecuencia planos conjugados, los cuales se superponen incluso a los diques emplazados a lo largo de las zonas de brecha tardías (Fig. 15). Este clivaje también afecta a la FCC.

ZONAS DE BRECHAS TARDIAS

Estas zonas de brecha presentan anchos desde un par de metros hasta algunos centímetros (ZBT, Fig. 15). Su orientación y significado estructural no se ha estudiado en detalle. Lo que se puede afirmar con certeza es que ellas se formaron cuando la secuencia ya había alcanzado completamente su etapa de litificación. Son cortadas por el clivaje de fractura S2.



FIG. 11. A- pliegues formados en rocas caóticas de la Formación Sierra del Tigre (FST), vergentes al suroeste; B- detalle de la charnela del pliegue mostrado en A. Ver texto para mayores explicaciones.

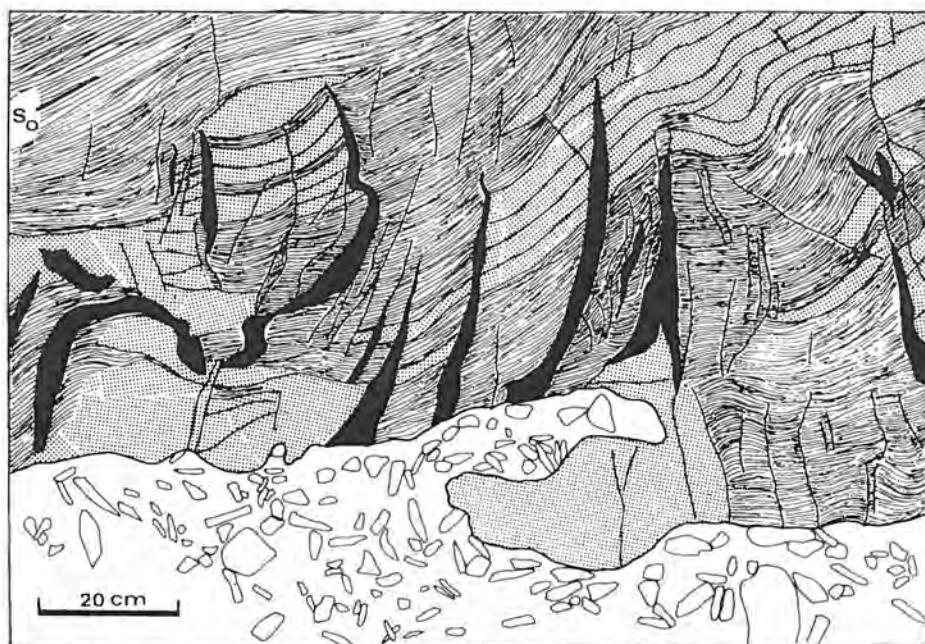


FIG. 12. Venas de cuarzo con forma de cimitarra, indicando formación de fracturas simultáneas con la rotación. Detalle del recuadro indicado en la figura 13.

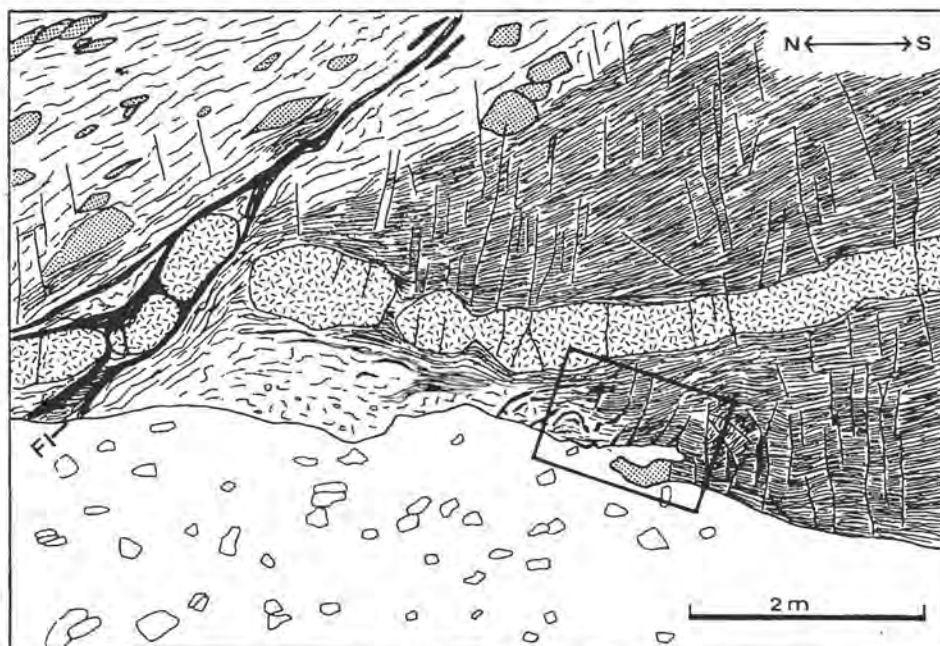


FIG. 13. Falla inversa (FI) con vergencia al suroeste. Las flechas indican el sentido del desplazamiento. Nótese el filón-manto diabásico afectado por 'boudinage' y por la falla inversa.

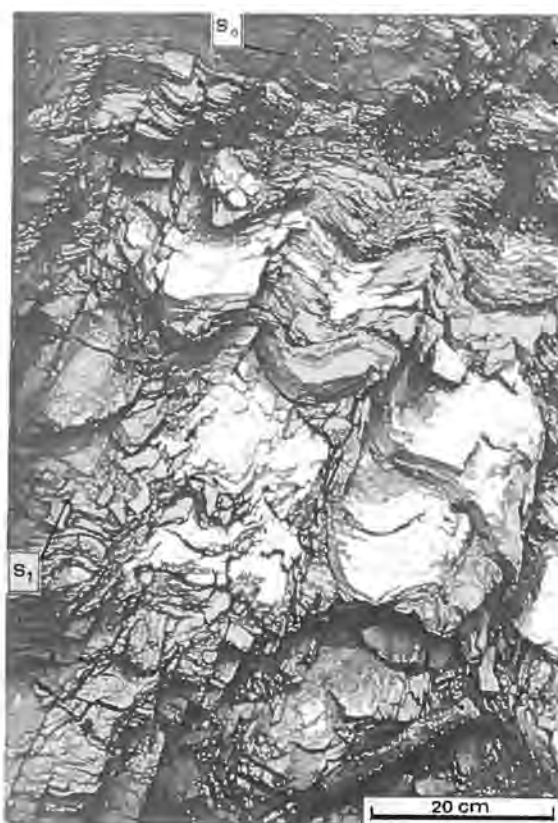


FIG. 14. Estructuras decimétricas semejantes a 'mullions', asociadas a clivaje de plano axial S_1 local, en zona de charnela de un pliegue decamétrico. Formación Sierra del Tigre (FST). Vista hacia el noroeste.

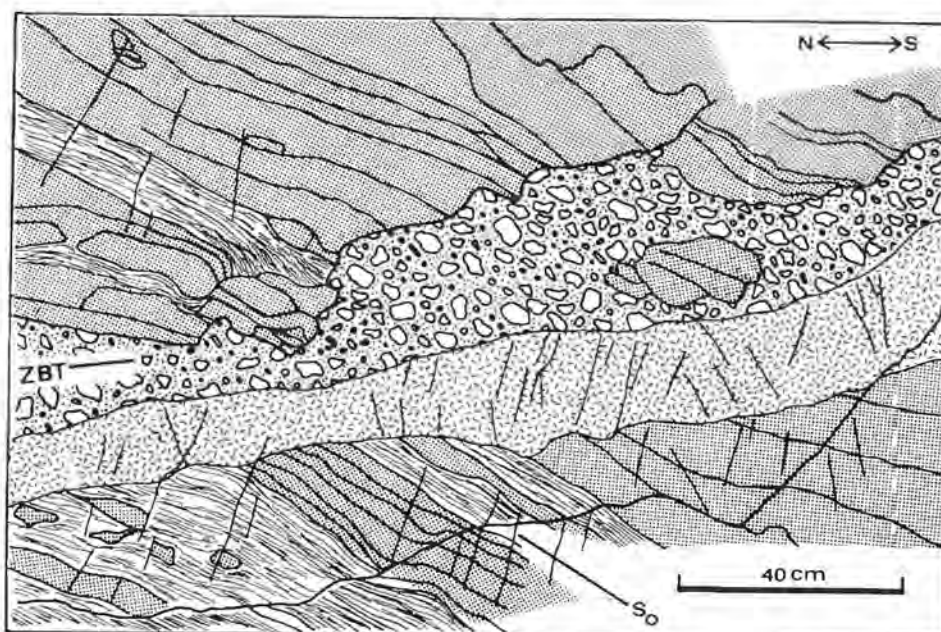


FIG. 15. Zona de brecha tardía (ZBT) que atraviesa oblicuamente la estratificación S_0 . Nótese el emplazamiento de dique diabásico a lo largo de ella. El conjunto aparece atravesado por el clivaje de fractura S_1 . Localidad f en la figura 2.

METAMORFISMO

Sólo la FST aparece afectada por metamorfismo, el cual se manifiesta en una débil recrystalización, caracterizada al microscopio por la aparición de mica blanca, clorita, cuarzo y albita.

En las lutitas la mica blanca y la clorita crecen a expensas de los granos de mica detrítica y sus cristales aparecen orientados en la dirección del plano de estratificación, confiriéndoles una foliación de pizarra, que sólo se desarrolla plenamente en algunos afloramientos.

En las areniscas, los rasgos texturales primarios permanecen en gran medida inalterados. El cuarzo neoformado se dispone alrededor de los detritos cuarcíferos, como finos agregados de límites dentados, o como una corona de aspecto más limpio y de orientación óptica uniforme. El feldespato neoformado corresponde a albita y crece según manchas y capas marginales en torno a granos detríticos de plagioclasa turbia.

DISCUSION

Tres modelos de ambientes tectónicos han sido propuestos para las rocas de la FST y sus equivalentes de la Cordillera de la Costa.

Un ambiente tectónico de cuenca extensional única, ensialica, de orientación submeridiana (Bahlburg *et al.*, 1988). Según esta interpretación, las secuencias de similar edad, de la Alfa Cordillera

de Antofagasta (Formación Zorritas: Cecioni y Frutos, 1975; Isaacson *et al.*, 1985; Niemeyer *et al.*, 1997), habrían formado parte de la misma cuenca donde se depositó la FST (Bahlburg y Breitzkreuz, 1993).

Un ambiente tectónico de antearco, con deformación en un prisma de acreción, dentro de un

complejo subductivo paralelo al borde continental gondwánico (Bell, 1987).

Una tercera posición es que las rocas que integran la FST y sus equivalentes sean completamente alóctonas, habiendo viajado paralelamente al margen del supercontinente de Gondwana (Ramos, 1988). Esta hipótesis, al igual que la segunda, plantea la existencia de una zona de subducción por el oeste.

El primer modelo presenta varios inconvenientes. En efecto, no se han localizado hasta el momento afloramientos en la Depresión Intermedia del norte de Chile que avalen una continuidad de las sedimentitas de las dos cuencas. Por el contrario, se ha considerado necesaria la existencia de una barrera biogeográfica entre ambas cuencas (Discusión in Niemeyer *et al.*, 1997).

Uno de los argumentos esgrimidos en favor de una unión paleogeográfica de ambas cuencas se basa en una supuesta igualdad composicional de las areniscas que las integran (Bahlburg, 1991). Al respecto, puede acotarse que si bien las modas de la mayor parte de las areniscas son similares, ellas no son exactamente iguales, correspondiendo a las areniscas de la FST una composición ligeramente más rica en feldespato (Fig. 6).

Este modelo plantea que al final del desarrollo de la cuenca se habría generado una transpresión dextral que explicaría el fuerte plegamiento y fallamiento de la FST. Sin embargo, no explica adecuadamente la fuerte vergencia del plegamiento y de las fallas inversas hacia el suroeste. Los perfiles estructurales de la Formación El Toco en los Cuadrángulos Cerro Posada, Oficina Prosperidad (Maksaev y Marínovic, 1980), Estación Colupito y El Toco (Boric, 1981) indican pliegues 'chevron' con clara vergencia al suroeste. La geometría de estos pliegues, así como también la de los pliegues de la FST, es comparable con la geometría de

pliegues simulados en cajas de arena para prismas de acreción ligados a subducción (Davis *et al.*, 1983; Lallemand y Malavieille, 1992). Esta particular geometría es fundamentalmente distinta de pliegues debidos a transpresión. Más aún, no se observan pliegues con clivaje transecto, como en otros casos de transpresión en cinturones orogénicos (*e.g.*, Woodcock y Schubert, 1994). Esto apoya la idea de Bell (1987) en el sentido de que estas rocas se habrían depositado y deformado en un ambiente de antearco.

La intensa deformación que afectó a la FST y sus equivalentes de la Cordillera de la Costa de Antofagasta, durante el Carbonífero Inferior y la parte baja del Carbonífero Superior, ha sido asignada por Bahlburg (1991) a la 'Orogénesis El Toco', siendo propia y exclusiva de ellas. Esto contrasta con la ausencia total de tectogénesis en las rocas de la cuenca de la Alta Cordillera de Antofagasta (Formación Zorritas; Cecioni y Frutos, 1975; Isaacson *et al.*, 1985; Niemeyer *et al.*, 1997). Lo anterior constituye otro argumento en favor de la independencia de las dos cuencas.

Los afloramientos conocidos indican que las dos cuencas ocuparon una posición submeridiana, y son paralelas entre sí (Bahlburg, 1991). Cabe la posibilidad de que la yuxtaposición de ambas cuencas se deba al desplazamiento de 'terranes' paralelamente al margen del antiguo continente de Gondwana, tal como ha sido sugerido por Ramos (1988). La correspondiente zona de sutura de tales 'terranes' no necesariamente debe corresponder a la Falla de Atacama, un rasgo estructural que es más moderno. Efectivamente, la posición de FST al este de dicha falla sugiere que tal zona de sutura se encontraría más al oriente, posiblemente enmascarada por los depósitos de la Depresión Intermedia de la Región de Antofagasta.

CONCLUSIONES

De los datos recogidos durante el presente trabajo es posible extraer las siguientes conclusiones:

Cada una de las dos formaciones (FST y FCC) que integran los 'Estratos del Salar de Navidad' guarda el registro de eventos paleogeográficos y tectónicos distintos y separados en el tiempo geológico, desarrollados a partir de paleogeografías totalmente independientes, durante el Devónico y

el Pérmico inferior, respectivamente. Se destaca la existencia de una fuerte discordancia angular entre ambas formaciones.

La FST representa un ambiente deposicional de turbiditas en posición marginal de un abanico submarino, habiéndose determinado sentidos de aportes detríticos hacia el sur-sureste. La presencia de clastos de rocas volcánicas en sus areniscas sugiere

re la posible participación de aportes provenientes de un arco volcánico o de restos de un arco volcánico. Un magmatismo contemporáneo afectó a esta formación según diques y filones-manto que, basándose en análisis químicos preliminares, son de afinidad toleítica. Sin embargo, el aporte principal es de bloque continental y de orógeno reciclado. La posición y superficie de la cuenca donde se depositó esta formación ya ha sido esbozada por Breitzkreuz (1986) y Bahlburg (1991).

La FCC evidencia un ambiente de plataforma estable donde ocurrió una sedimentación somera de rocas carbonatadas. La sedimentación recibió claramente los aportes de un volcanismo contemporáneo. La reconstrucción paleogeográfica de la cuenca correspondiente a este ambiente ya ha sido realizada por Davidson *et al.* (1981), alcanzando la localidad de Salar de Arizaro (Argentina) por el oeste y de Copacabana (Bolivia) por el norte.

Sobresale el carácter complejo de la deformación en la FST, la cual habría comenzado en forma

anterior o subcontemporáneamente con la diagénesis. Este carácter de la deformación se reflejó en la aparición de rocas caóticas del tipo 'broken formation'. La presencia de abundantes vetillas de cuarzo interviniendo en variadas estructuras indica un ambiente deformacional dominado por alta presión de fluidos. Estas rocas fueron afectadas por un leve metamorfismo, dado por la asociación de mica blanca, clorita, cuarzo y albita. Se sugiere que la sedimentación, deformación y metamorfismo de esta formación habrían tenido lugar en un ambiente tectónico de antearco durante la denominada 'Orogénesis El Toco'.

Según los datos expuestos en esta publicación, se considera que la Cuenca devónica de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta, representada por la FST, se desarrolló en forma totalmente independiente de su equivalente cronológico de la Alta Cordillera de Antofagasta, representada por la Formación Zorritas (Niemeyer *et al.*, 1997).

AGRADECIMIENTOS

M. Orrego (Empresa Minera de Mantos Blancos-Chile S.A.) y F. Urzúa (BHP Minerals, Chile) colaboraron en el levantamiento de la columna estratigráfica de FST. M.E. Cisternas (Universidad de Concepción,) examinó las facies carbonatadas al microscopio. F. Uribe (Universidad Católica del Norte) confeccionó los diagramas de logaritmo de razones de elementos para rocas volcánicas frescas. Se agradece la visita conjunta a terreno por parte de K.J. Reutter (Freie Universität Berlin, Alemania) y F. Mégard (ORSTOM, Francia). F. Ferraris (Geoestudios Ltda.) aportó datos clave contenidos en su libreta de terreno. E. Pérez (Servicio Nacional

de Geología y Minería) editó la primera versión de este trabajo. C. Breitzkreuz (GeoForschungsZentrum, Potsdam, Alemania) y H. Bahlburg (Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelms Universität, Alemania) revisaron el trabajo, contribuyendo a mejorarlo en varios aspectos de fondo. L.A. Quinzio (Universidad de Concepción) colaboró en la agrupación de los fósiles. L. Jofré (Universidad Católica del Norte) realizó parte de los dibujos. Las campañas de terreno fueron financiadas por la Dirección de Investigaciones de la Universidad Católica del Norte. Los trabajos de laboratorio fueron financiados por el Proyecto Fondecyt No. 1026-84.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G.; Miller, H. 1982. Early orogeny in Southern South America. *Precambrian Research*, No. 17, p. 133-146.
- Aceñolaza, F.G.; Benedetto, J.L.; Salfity, J.A. 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relaciones con áreas vecinas. *Anales de la Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 44, p. 5-20.
- Bahlburg, H. 1987. Sedimentology, petrology and geotectonic significance of the Paleozoic flysch in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, H9, p. 527-559.
- Bahlburg, H. 1991. Sedimentology and tectonic setting of the Devonian Carboniferous Basin in N Chile. *Comunicaciones*, No. 42, p. 1-6.
- Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C.; Zeil, W. 1988. The Middle to

- Late Paleozoic evolution of Northern Chile (21°-27°S): Geotectonic implications for the East Pacific Margin of Gondwana. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Actas, Vol. 5, p. A1-A17. Santiago.
- Bahlburg, H.; Bretkreuz, C. 1993. Differential response of a Devonian-Carboniferous platform-deeper basin system to sea-level change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research*, Vol. 5, No. 1, p. 21-40.
- Bell, M. 1982. The lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between 25°30' -27°S. *Revista Geológica de Chile*, No. 17, p. 21-29.
- Bell, M. 1987. The late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. *Geophysical Monograph*, No. 40, p. 261-270. Washington.
- Benedetto, J.L. 1976. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina). Memorias II. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 2, p. 1009-1024.
- Beswick, A.E.; Soucie, G. 1978. A correlation procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. In *Evolution of Archean terrain* (Trendall, A.F.; editor). *Precambrian Research*, Vol. 6, No. 2, p. 235-248.
- Breitkreuz, C. 1986. Das Paläozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°-25°). *Geotektonische Forschungen*, Heft 70, I-II, p. 1-88.
- Boric, R. 1981. Cuadrángulos Estación Colupito y El Toco, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 49-50, 2 mapas 1:50.000.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*, 168 p. Amsterdam.
- Cecioni, A.; Frutos, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra Almeida, Norte de Chile. In *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 191-207.
- Cowan, D.S. 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 96, p. 451-462.
- Charrier, R. 1977. Geology of the Region of Huentelauquén, Coquimbo Province, Chile. In *Comparative Studies on the Geology of Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile*, first report (Ishikawa, T.; editor et al.). *Japanese Society for the Promotion of Science*, p. 81-94.
- Chávez, W. 1985. Geologic setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos District, Antofagasta Province, Chile. Tesis de Doctorado (Unpublished), *University of California*, 142 p.
- Damm, K.W.; Pichowiak, S.; Todt, W. 1986. Geochemie und Petrologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirge in Nord Chile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe A, No. 66, p. 77-146.
- Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S. 1981. Evidencias de tectogénesis del Devónico superior-Carbonífero inferior al Oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 12, p. 79-86.
- Davis, D.; Suppe, J.; Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B2, p. 1153-1172.
- Di Biase, F. 1985. Noticia preliminar sobre el hallazgo de Liásico marino en los Cerros de Cuevitas. Provincia de Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 1/249-1/261. Antofagasta.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 63, No. 12, p. 2164-2182.
- Dickinson, W.; Beard, L.; Brakenridge, G.; Erjavec, J.; Knjapp, R.; Lindberg, R.; Ryberg, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 94, p. 222-235.
- Donato, E.; Vergani, G. 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 1/262-1/283. Antofagasta.
- Dott, R.H. 1976. Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 34, No. 3, p. 625-632.
- Ferraris, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 30, 1 mapa 1:250.000.
- Gallardo, M.A. 1987. Geología de la zona Sierra El Cobre entre los 23°23'-23°45' latitud S y los 69°19'-69°34' longitud W, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad del Norte, Departamento de Geociencias*, 99 p. Antofagasta.
- González, C.R. 1986a. Paleogeografía. Parte I: Precámbrico-Paleozoico. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo*, 230 p. Tucumán, Argentina.
- González, C.R. 1986b. Algunos *Myliandidae* (Bivalvia) del Paleozoico superior de Chile. In *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 2, y *Congreso Latinoamericano de Paleontología*, No. 1, Vol. 4, p. 23-29.
- Hillebrandt, A. von.; Davidson, J. 1979. Hallazgo de Paleozoico Superior Marino en el Flanco Occidental de Sierra Fraga, Región de Atacama. *Nota Geológica. Revista Geológica de Chile*, No. 8, p. 87-90.
- Hsü, K.J. 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 79, p. 1063-1074.
- Isaacson, P.; Fisher, L.; Davidson, J. 1985. Devonian and Carboniferous Stratigraphy of Sierra Almeida, Northern Chile, preliminary results. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 113-124.

- Lallemant, S.; Malavieille, J. 1992. L' érosion profonde des Continents. *La Recherche*, Vol. 249, No. 23, p. 1388-1397.
- Maksaev, V.; Marinovic, N. 1980. Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 45-48, 63 p., 4 mapas 1:50.000.
- Miyashiro, A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen and Unwin*, 492 p.
- Miyashiro, A.; Shido, F. 1975. Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel. *American Journal of Science*, Vol. 275, No. 3, p. 265-277.
- Mutti, E. 1979. Turbidites et cones sous-marines profonds. *In Sédimentation detritique (fluviatile, littorale et marine)* (Homewood, P.; editor). *Institut de Géologie, Université de Fribourg*, p. 356-419.
- Niemeyer, H.; Urzúa, F.; Aceñolaza, F.; González, C.R. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 4, *Actas*, Vol. 1, p. 1/410-1/438. Antofagasta.
- Niemeyer, H.; Urzúa, F.; Rubinstein, C.I. 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No. 1, p. 25-43.
- Peccerillo, A.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, No. 1, p. 63-81.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America- a collisional history. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 168-174.
- Reichhard, E. 1978. Geología del yacimiento cuprífero de Mantos Blancos, Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 113 p.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1983. Hallazgo de foraminíferos del Carbonífero superior en la Formación Huentelauquén. *Revista Geológica de Chile*, No. 19-20, p. 25-35.
- Sepúlveda, P.; Naranjo, J.A. 1982. Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 53, 1 mapa 1:100.000.
- Téllez, C. 1986. Estratigrafía de la Formación La Negra en la Cordillera de la Costa a la latitud de Antofagasta, II Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad del Norte, Departamento de Geociencias*, 90 p. Antofagasta.
- Tobar, A. 1969. Estratigrafía del área Baquedano-Rencoret, Provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 69 p.
- Walker, R.G. 1978. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 37, p. 25-43.
- Woodcock, N.H.; Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics, Chapter 12. *In Continental Deformation* (Hancock, P.L.; editor). *Pergamon Press*, 421 p.
- Zuffa, G. 1980. Hybrid arenites, their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, No. 1, p. 21-30.
- Zeil, W. 1964. Geologie von Chile. *Gebrüder Borntraeger*, 233 p. Berlin.