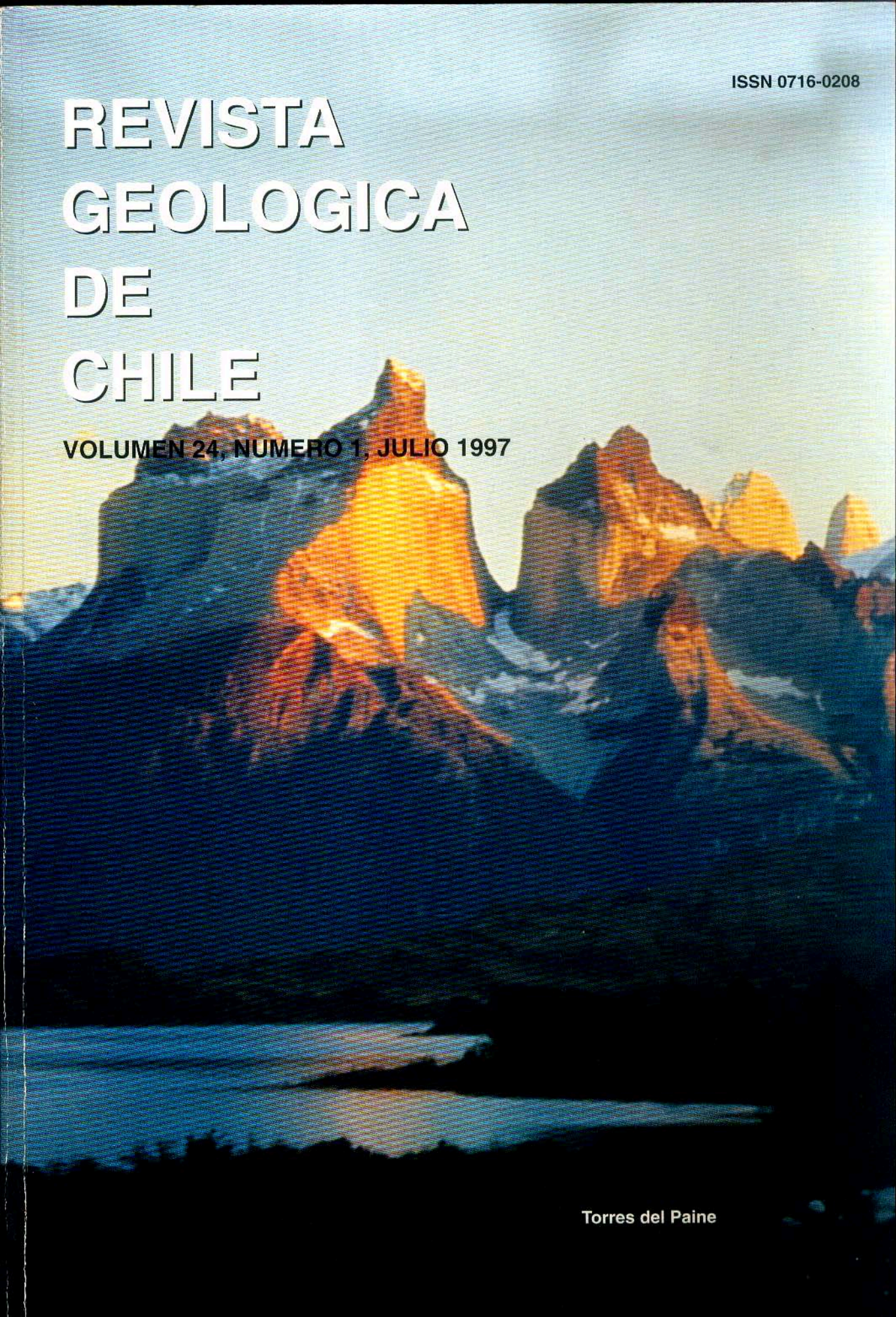
ISSN 0716-0208

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

VOLUMEN 24, NUMERO 1, JULIO 1997



Torres del Paine

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

Editada por:

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA

SERNAGEOMIN

Con la colaboración científica de:

SOCIEDAD GEOLOGICA DE CHILE

Editor:

Francisco Hervé A.

Editor Asistente:

Vladimir Covacevich C.

Comité Editor:

Fernando Henríquez B. — José A. Naranjo S.
Leopoldo López-E. — Ernesto Pérez d'A.
Víctor Maksaev J. — Jorge Skarmeta M.
Constantino Mpodozis M. — Guillermo Chong D.

Coordinadora de Publicaciones:

Renate Wall Z.

Editores Asociados:

Luis Aguirre, Univ. Chile
Heinrich Bahlburg, Univ. Heidelberg
Myrl Beck, Jr., Western Washington Univ.
Francisco Camus, CODELCO-Chile
Reynaldo Charrier, Univ. Chile
Umberto Cordani, Univ. Sao Paulo
Alfredo Cruzat, Santiago, Chile
Estanislao Godoy, SERNAGEOMIN
Eduardo González, ENAP-Chile
Wes Hildreth, U.S. Geol. Survey
Beatriz Levi, Stockholm Univ.
Rubén Martínez-P., Univ. Chile
Hubert Miller, Univ. München
Roland Paskoff, Univ. Lyon
Víctor Ramos, Univ. Buenos Aires
Alberto Riccardi, Univ. Nac. La Plata
Richard Sillitoe, London, U.K.
Charles Stern, Univ. Colorado
Manuel Suárez, SERNAGEOMIN
Mario Vergara, Univ. Chile
Waldo Vivallo, SERNAGEOMIN
Marcos Zentilli, Dalhousie Univ.

Colaboraron, además, en la presente edición: C. Arratia, C. Breitkreuz, J. Corvalán†, C. Ferraris, S. Gali, L. Grande, J. Garín, C. Huete, J. Lundberg, N. Petford y D. Prior.

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE - Volumen 24, Número 1, Julio 1997. © Derechos Reservados.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.
Fax (56-2)7771906, Fono: 7375050.

Ricardo Troncoso S.M.: Director Nacional
Constantino Mpodozis M.: Subdirector Nacional de Geología
Paulina Hofer P.: Encargada Unidad de Publicaciones
Diagramación: Nancy Espinoza P., Paulina Hofer P., Carmen Sáenz C., Sandra Villar G.
Dibujo: Oriana González M., Cecilia Morales U., Francisco Morales C., Luis Southerland L.
Tiraje: 1.250 ejemplares — ISSN 0716-0208

Publicación semestral — Julio de 1997

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

VOLUMEN 24, NUMERO 1, JULIO 1997

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA

CONTENIDO

El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S). *R. De la Cruz y M. Suárez*

Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *H. Niemeyer, F. Urzúa y C. Rubinstein*

An X-ray diffraction method for semiquantitative mineralogical analysis of Chilean nitrate ore. *J.C. Jackson y G.E. Ericksen*

Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *J.J. Skarmeta y J.C. Castelli*

Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *A.C. Kurtz, S.M. Kay, R. Charrier y E. Farrar*

Geología, alteración hidrotermal e inclusiones fluidas del yacimiento del tipo cobre porfídico La Voluntad, Provincia de Neuquén, Argentina. *M. Garrido y E. Dominguez*

NOTA PALEONTOLOGICA

A fossil siluriform spine (Teleostei, Ostariophysi) from the Miocene of Chile. *M. Azpelicueta y A. Rubilar*

COMENTARIO LIBROS

Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, de V. Ramos y otros. *E. Godoy*

VIII CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

OBITUARIO
Don Carlos Ruiz Fuller

Instrucciones a los autores

Instructions to the authors

ISSN 0716 0208

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

VOLUMEN 24, NUMERO 1, JULIO 1997

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA
BIBLIOTECA

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA

CONTENIDO

El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobio (38-39°S). *R. De la Cruz y M. Suárez* 3

Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *H. Niemeyer, F. Urzua y C. Rubinstein* 25

An X-ray diffraction method for semiquantitative mineralogical analysis of Chilean nitrate ore. *J.C. Jackson y G.E. Ericksen* 45

Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *J.J. Skarmeta y J.C. Castelli* 55

Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *A.C. Kurtz, S.M. Kay, R. Charrier y E. Farrar* 73

Geología, alteración hidrotermal e inclusiones fluidas del yacimiento del tipo cobre porfídico La Voluntad, Provincia de Neuquén, Argentina. *M. Garrido y E. Domínguez* 91

NOTA PALEONTOLOGICA

A fossil siluriform spine (Teleostei, Ostariophysi) from the Miocene of Chile. *M. Azpelicueta y A. Rubilar* 109

COMENTARIO DE LIBROS

Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, de V. Ramos y otros. *E. Godoy* 114

VIII CONGRESO GEOLOGICO CHILENO 117

OBITUARIO
Don Carlos Ruiz Fuller 118

Instrucciones a los autores 120

Instructions to the authors 122

Portada: *Torres y Cuernos del Paine mostrando el lacolito granítico mioceno. Nótese los relictos de la roca de caja plegada (Formación Cerro Toro), sobre los Cuernos.*

Fotografía: G. Casassa

Como portada de la Revista Geológica de Chile se escogerá, en primera instancia, la mejor fotografía de los artículos que se incluyan en cada número y que sea apropiada para dicho fin. Se recomienda enviar diapositivas o fotografías con orientación vertical, considerando, además, que el tercio superior izquierdo lleva la identificación de la Revista.

Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile

Hans Niemeyer

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Felipe Urzúa Casilla de Correo No. 1280, Antofagasta, Chile

Claudia Rubinstein Unidad de Paleopalinología, Departamento de Geología y Paleontología, IANIGLA- CRICYT, Casilla de Correo No. 131- 5500 Mendoza, Argentina

RESUMEN

El estudio detallado de seis columnas estratigráficas en el lugar-tipo de la Formación Zorritas, en Sierra Almeida, alta cordillera de Antofagasta, permite dividir esta sucesión en tres miembros. El Miembro Inferior consiste en cuarzoarenitas con abundante estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en esqueleto de arenque y otras estructuras indicativas de ambiente de alta energía. Son interpretadas como depósitos de mareas de mar somero. La aparición de *Tropidoleptus* sp. y *Australocoelia* indican la presencia del Devónico Medio (Emsiano-Givetiano) e incluso Frasniano. El Miembro Medio consiste en intercalaciones de pelitas y areniscas muy finas, altamente fosilíferas, con ondulitas y estratificación cruzada del tipo 'hummocky'. Se interpreta como representativo de una sedimentación controlada por tormentas y olas en un ambiente 'nearshore'. En la parte basal contiene fauna fósil del Carbonífero Inferior. El Miembro Superior (Carbonífero Inferior), se encuentra materializado por areniscas de grano fino con estratificación cruzada planar y en artesa, las cuales contienen pequeños canales de erosión. Se le atribuye una deposición en ambiente fluvial contiguo a la línea de costa, marcando niveles regresivos dentro de la Formación Zorritas. La columna estratigráfica total de la Formación Zorritas (3.040 m) representa un ciclo sedimentario de transgresión-regresión completo, que abarca desde el Devónico Medio al Carbonifero Inferior, sin mediar discordancia alguna o quiebre de la sedimentación que registre la ocurrencia de la Fase tectónica 'chánica'. Los sedimentos que integran la Formación Zorritas se depositaron dentro de una cuenca silicoclástica de plataforma estable, cuyo borde oriental estuvo marcado por el 'Arco Puneño' y cuya extensión occidental permanece aún incierta. El suministro detrítico a partir del 'Arco Puneño' desde el sureste fue continuo, y estuvo formado, esencialmente, por rocas metasedimentarias clásticas asociadas a escasas metamorfitas de bajo grado, plutonitas y volcanitas ácidas e intermedias. Se sugieren algunas correlaciones con afloramientos de similar edad de la Puna Argentina y de la precordillera de Antofagasta y Atacama. Finalmente, se agregan algunas consideraciones paleogeográficas y geodinámicas para estos territorios durante el Devónico-Carbonífero Inferior.

Palabras claves: Estratigrafía, Sedimentología, Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero, Sierra Almeida, Región II, Chile.

ABSTRACT

New stratigraphic and sedimentological data on the Zorritas Formation, Devonian-Carboniferous of Sierra Almeida, Antofagasta Region, Chile. Detailed stratigraphycal analysis based on six stratigraphycal columns in the type section of Formación Zorritas, at Sierra Almeida, High Cordillera of Antofagasta, allows its division into

three members. By means of detailed facial analysis of each of these members, environmental conditions were reconstructed. The Lower Member is formed by coarse grained quartz arenites in which planar cross bedding and herring-bone cross bedding are common. They are interpreted as tidal deposits in a shallow marine environment. Presence of *Tropidoleptus* sp. and *Australocoelia* allows to date this member as Middle Devonian (Emsian-Givetian) even Frasnian. The Middle Member is composed by shales and very fine grained sandstones, with ripple marks and hummocky cross bedding. It represents sedimentation controlled by storms and waves in a nearshore environment. In its lower section, it contains *Wocklumeria*, an Upper Devonian form of goniatite. In its middle to upper section a faunal association diagnostic of Lower Carboniferous age was found. The Upper Member (Lower Carboniferous) is composed by fine-grained sandstones with planar cross bedding. Small erosional canals can be also observed. This member is interpreted as formed in a near shore fluvial environment. It has a regressive character. Considering the whole section of Zorritas Formation (3,040 m thickness) a complete transgressive-regressive cycle is apparent. No stratigraphycal discontinuity, nor discordance, was observed in the Devonian-Carboniferous boundary. Thus, in the precordillera of Región de Antofagasta there is no evidence of 'Chanic' Orogeny. The deposition of Zorritas Formation took place in a stable siliciclastic platform basin that in its eastern side was bounded by the 'Arco Puneño'. This was a positive relief that supplied from the southeast most of the detrital material to the basin. Detrital analysis of sandstone from Zorritas Formation suggests that the 'Arco Puneño' was formed mainly by metasedimentary clastic sequences associated with minor metamorphic rocks, plutonites and acidic to intermediate volcanic rocks. Detailed measurements of sedimentary structures made in all three members of Zorritas Formation, allow to stablish a northwestern direction for detrital supplies, coming from the 'Arco Puneño'. Lithological and facial correlations of Zorritas Formation with other outcrops of the same age along the Argentinian-Chilean border are suggested. Paleogeographical and geotectonic comments about this realm during Devonian-Lower Carboniferous time are also suggested.

Key words: Stratigraphy, Sedimentology, Devonian-Carboniferous, Zorritas Formation, Sierra Almeida, II Región, Chile.

INTRODUCCION

Esta contribución trata sobre la estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en su localidad tipo de Quebrada de las Zorritas, ubicada 20 km al oriente del Salar de Punta Negra, en el extremo sur de Sierra Almeida, alta cordillera de la Región de Antofagasta, II Región de Chile (Fig. 1). Allí, su sección expuesta alcanza un espesor cercano a los 3.000 m, presentando un excelente y variado registro de facies sedimentarias y paleontológicas, en afloramientos de buena calidad.

La primera noticia sobre la existencia de una sucesión sedimentaria paleozoica en el sector de Quebrada de las Zorritas se debe a Cecioni y Frutos (1975), quienes levantaron una columna estratigráfica cercana a los 1.500 m, inaugurando así su lugar tipo. Más tarde, Davidson *et al.* (1981) realizaron estudios estratigráficos en el sector de Monturaqui.

Posteriormente, Niemeyer *et al.* (1985) y Urzúa (1989) dieron a conocer los primeros resultados de un estudio estratigráfico detallado de la Formación Zorritas en su localidad tipo. Determinaron, con la ayuda de A. Boucot, T. Dutro, C.R. González y P. Isaacson, expertos en invertebrados del Paleozoico, que la secuencia no sólo se limita al Devónico, sino que también alcanza, en su techo, hasta el Carbonífero Inferior, existiendo entre ambos registros un paso transicional, asunto que más tarde, también, fue comprobado mediante palinología (Rubinstein *et al.*, 1996). Además, describieron el carácter regresivo de la parte media a superior de la secuencia.

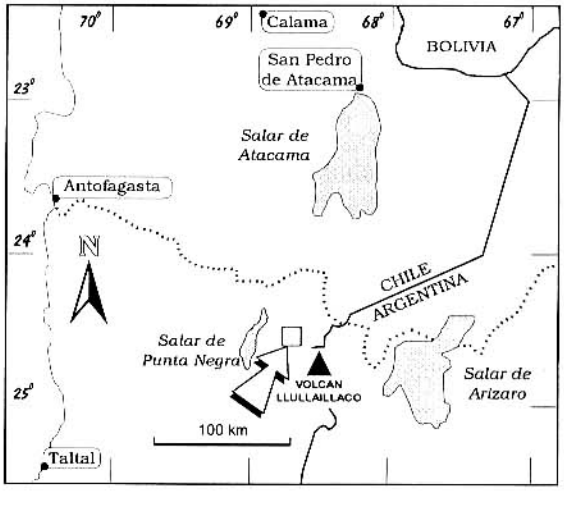


FIG. 1. Mapa de ubicación del área de estudio. El trazado punteado grueso indica la línea férrea Antofagasta (Chile)-Salta (Argentina).

Por su parte, Isaacson *et al.* (1985) precisaron la asignación cronológica de la Formación Zorritas, sobre la base de varias formas de braquiópodos recolectadas por ellos. Aportaron, además, antecedentes paleoambientales y paleogeográficos basados en ésas y otras formas fósiles. Finalmente, Breitkreuz (1986); Bahlburg y Breitkreuz (1993) y Bahlburg *et al.* (1988) integraron esta formación dentro de un esquema general de cuencas y distribución de afloramientos paleozoicos en el Norte Grande de Chile.

El objetivo de la presente publicación es establecer una nueva subdivisión estratigráfica en tres miembros de la Formación Zorritas, a la vez que analizar su distribución y espesor. Además, se detalla su contenido fosilífero y edad, así como también sus correlaciones a lo largo del límite chileno-argentino de las Regiones de Antofagasta y Atacama (Chile) y de la Provincia de Salta (Argentina). Se analiza, igualmente, su sedimentología, poniendo énfasis en el patrón de dispersión de sedimentos y la fuente de proveniencia de los detritos. Al final, se agregan consideraciones paleogeográficas y geodinámicas para estos territorios durante el Devónico-Carbonífero Inferior.

MARCO GEOLOGICO Y RELACIONES DE CONTACTO DE LA FORMACION ZORRITAS

En el sector de estudio, los estratos pertenecientes a la Formación Zorritas conforman un monoclinal de rumbo submeridiano y manteo variable al oeste entre 32° y 67° (Fig. 2). Constituyendo parte de esta estructura, y cubriendo a la Formación Zorritas mediante contacto levemente angular, se reconoce otra secuencia formada por riolitas, volcanoclastitas y sedimentitas continentales incluidas bajo el nombre de 'Estratos de Quebrada Zamolana' (Urzúa, 1989, Fig. 2).

Las dos secuencias estratificadas se observan intruidas por granitoides de edad no precisada, pero probablemente pertenecientes al Paleozoico Superior (Cecioni y Frutos, 1975), referidos en esta contribución como Granitoides de Sierra Guanaqueros (Urzúa, 1989, Fig. 2). Todas las unidades anteriormente mencionadas se encuentran, a su vez, cubiertas por flujos piroclásticos y depósitos no consolidados aterrazados del Cenozoico Superior.

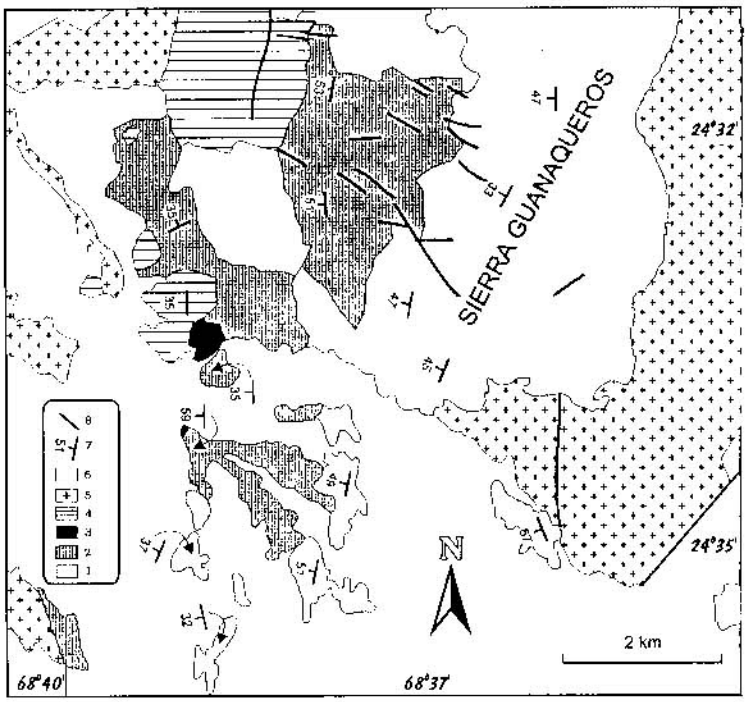


FIG 2. Mapa geológico simplificado del area de la localidad tipo de la Formación Zorritas, mostrando la distribución de sus tres miembros. **1-** Miembro Inferior (Devónico): cuarzoarenitas de grano fino a grueso, intercalaciones de conglomerados y limolitas; **2-** Miembro Medio (Devónico-Carbonífero Inferior): limolitas, fangolitas y areniscas micáceas; **3-** Miembro Superior (Carbonífero Inferior): areniscas de grano muy fino; **4-** Estratos de Quebrada Zamolana (Carbonífero): riolitas, volcanoclastitas y sedimentitas; **5-** granitoides de Sierra Guanaqueros (Paleozoico Superior): tonalitas y monzogranitos; **6-** depósitos aluviales y volcanoclásticos aterrazados (Cenozoico Superior); **7-** actitud de estratos; **8-** fallas.

La base estratigráfica de la Formación Zorritas no aparece expuesta en el sector de estudio. Sin embargo, ella ha sido observada en Monturaqui, por Davidson *et al.* (1981), donde una potente secuencia de cuarzoarenitas cubre, en contacto transgresivo, a granitoides del Paleozoico Inferior. El techo de la Formación Zorritas se encuentra formado por las últimas areniscas de su Miembro Superior, de carácter continental regresivo, aflorantes sólo en la localidad tipo.

ESTRATIGRAFIA

En este capítulo se analiza la organización de la Formación Zorritas sobre la base de seis columnas estratigráficas levantadas entre Quebrada Zamolana y Quebrada de las Zorritas, cuya ubicación, desde A hasta F, se proporciona en la figura 3.

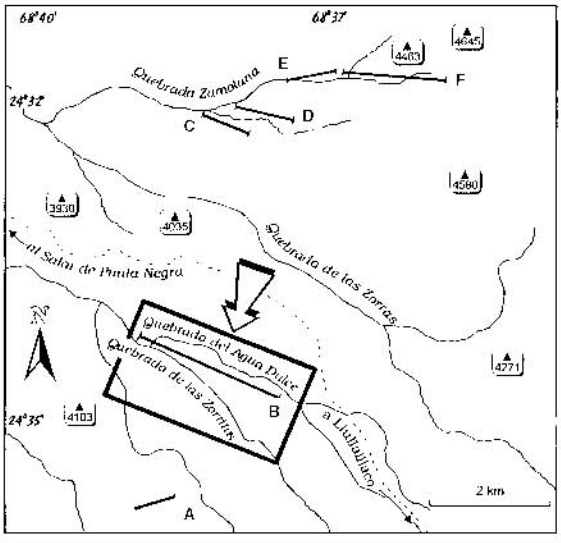


FIG. 3. Mapa de ubicación de seis columnas estratigráficas de la Formación Zorritas: A, B, C, D y F. Lugar tipo. En recuadro y con flecha se indica la localidad tipo original dada por Cecioni y Frutos (1975).

SUBDIVISION EN MIEMBROS

Isaacson *et al.* (1985) propusieron para la Formación Zorritas una sección integrada por dos miembros, con un espesor total de 2.800 m, que se ubica en Quebrada El Salto, distante 20 km al norte del lugar tipo señalado por Cecioni y Frutos (1975). Sin embargo, durante el presente estudio se ha determinado que ambos miembros aparecen igualmente expuestos en el sector de Quebrada de las Zorritas, razón por la cual es recomendable continuar haciendo referencia al lugar tipo original.

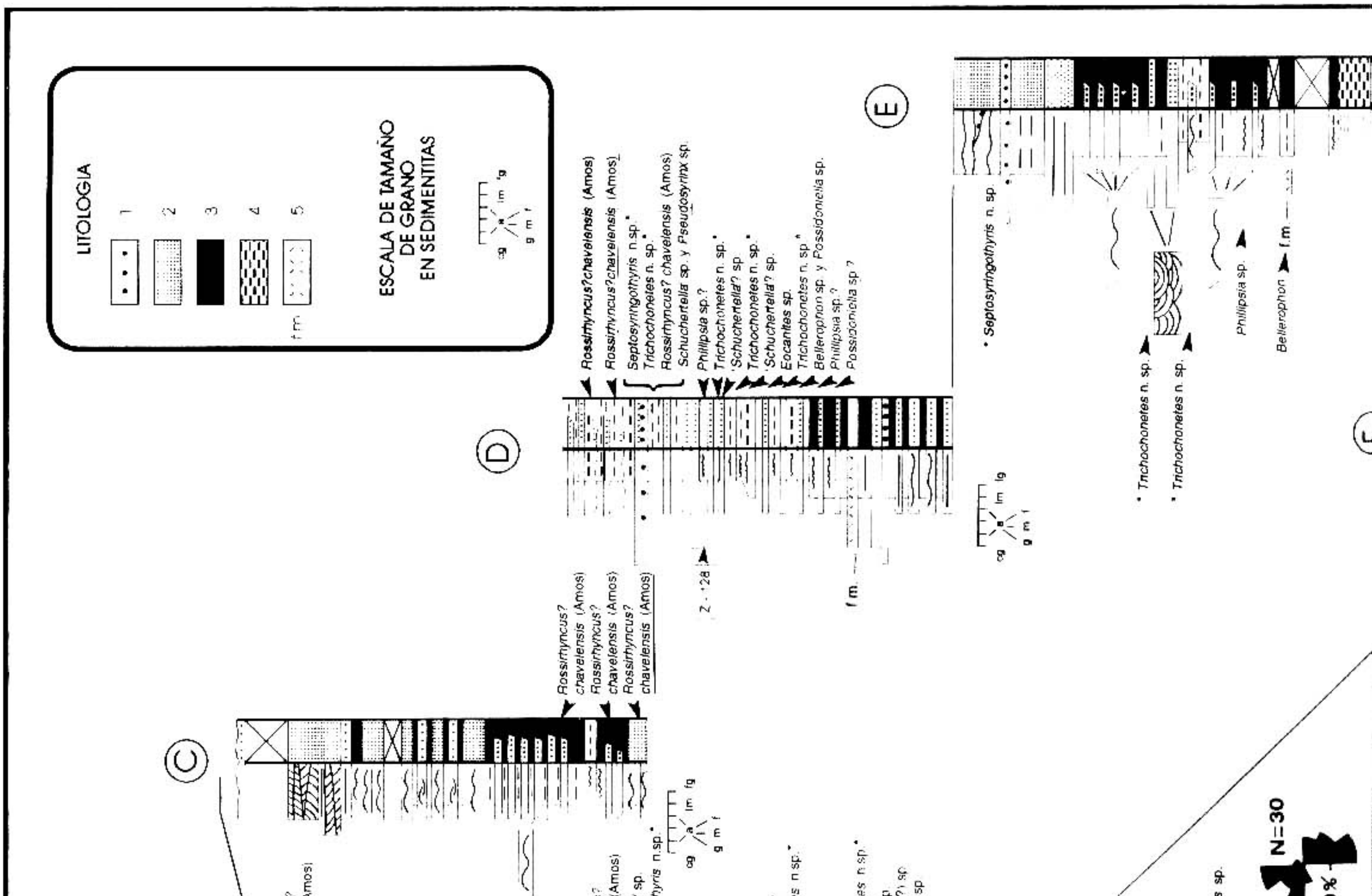
Además, en el lugar tipo original, la Formación Zorritas exhibe excelente exposición, es de fácil acceso, y también es la única que contiene macrofauna diagnóstica del Devónico y Carbonífero, dentro de estratos en continuidad de afloramientos. Por añadidura, es la única localidad que ha permitido individualizar la existencia de un tercer miembro en el techo de la secuencia. Constituye, además, la localidad de proveniencia de microflora diagnóstica del límite Devónico-Carbonífero (Rubinstein *et al.*, 1996).

Consecuentemente con lo expuesto anteriormente, en el presente trabajo se propone la subdivisión de la Formación Zorritas en tres miembros concordantes. Las características litoestratigráficas de los tres miembros se ilustran con detalle en las seis columnas de la figura 4, desde A hasta F, y que corresponden a las ya señaladas en la figura 3.

MIEMBRO INFERIOR

El Miembro Inferior consiste en una monótona sucesión de cuarzoarenitas de color gris claro y blanco, de grano fino a grueso, bien estratificadas, en bancos continuos y lenticulares de hasta 1,5 m de potencia. Presenta pasajes de conglomerados y limolitas (columnas A y F, Fig. 4). Su límite con el Miembro Medio es abrupto y está marcado por gruesos paquetes de fangolitas (columnas B y E, Fig. 4), las cuales, en la columna B, muestran un conglomerado basal discontinuo (Fig. 4).

Este miembro presenta la mayor distribución dentro de Sierra Almeida, donde sus areniscas forman un escarpado relieve. En el sector del lugar-tipo ocupa las cumbres de Sierra Guanaqueros y cerros-isla que interrumpen el suave relieve del interfluvio entre Quebrada de las Zorras y Quebrada de las Zorritas. Esta conspicua expresión morfológica junto a su característico color blanquecino, lo hacen de fácil reconocimiento en terreno (Fig. 5).


LITOLOGIA
1
2
3
4
5
f.m.
ESCALA DE TAMAÑO DE GRANO EN SEDIMENTITAS
MIEMBRO SUPERIOR
MIEMBRO MEDIO
15 %
N=18
N=30
10%
400 m
200
0
A
B
C
D
E
Tropidoleptus sp.
Australocoelia sp.
Rossirhyncus? chavelensis (Amos)
Schuchertella sp.
Septosyringothyris n.sp.
Phillipsia sp.?
Trichochonetes n.sp.
Imitoceras sp.
Bellerophon(?) sp.
Eocanites(?) sp.
Schuchertella sp. y Pseudosyrinx sp.
Eocanites sp.
Bellerophon sp. y Possidoniella sp.
Possidoniella sp.?
Z - 128
FIG. 4: Inserto

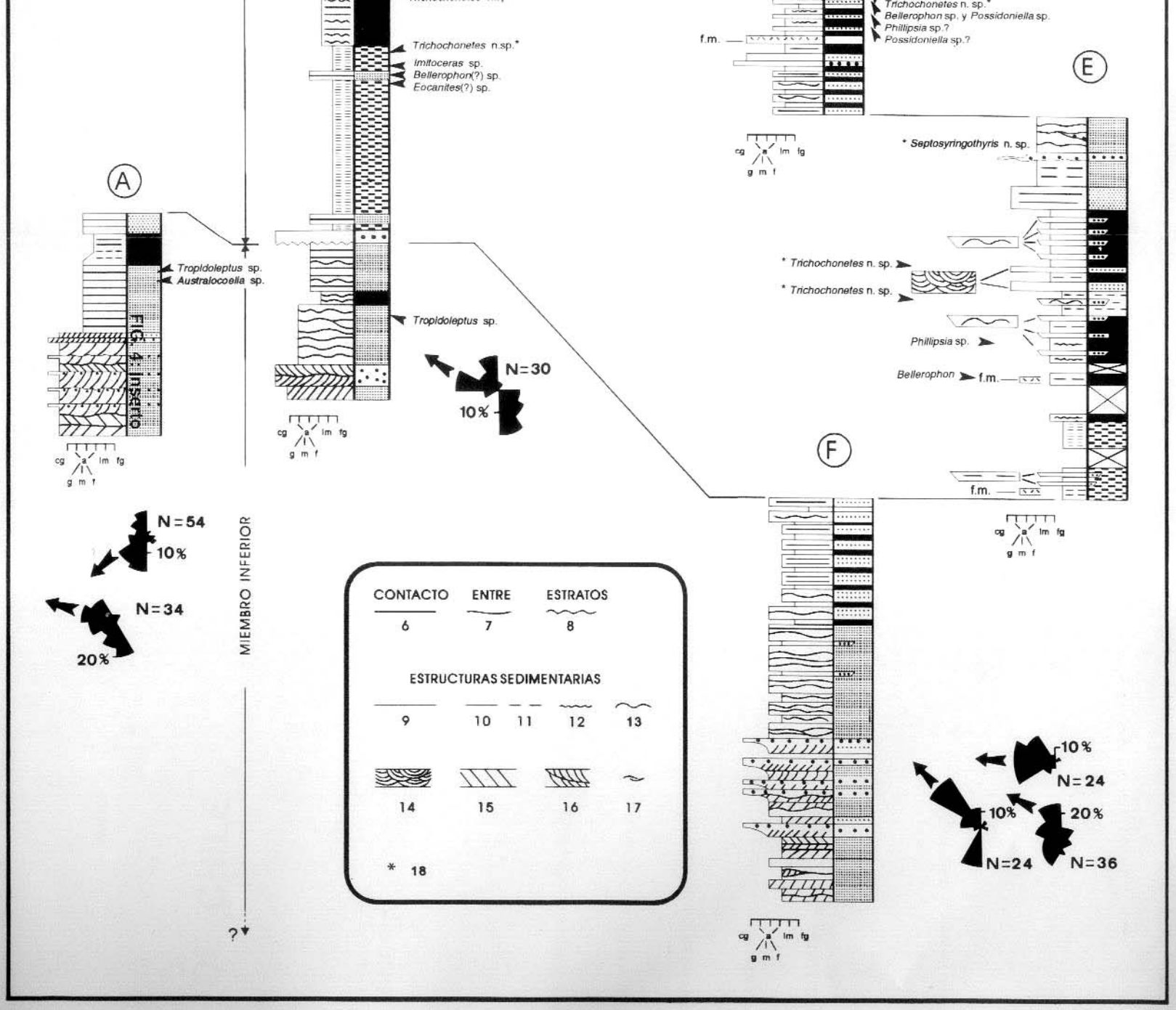


FIG. 4. Columnas estratigráficas de la Formación Zorritas en el área de su localidad tipo. Ubicación de las columnas en figura 3. Litología. **1-** conglomerados; **2-** areniscas; **3-** limolitas; **4-** fangolitas; **5-** f.m. filón manto de microdiorita. Contacto entre estratos. **6-** planar neto; **7-** plano ondulado; **8-** plano irregular. Estructuras sedimentarias. **9-** estratificación masiva; **10-** laminación bien definida; **11-** laminación mal definida; **12-** laminación irregular; **13-** laminación ondulada; **14-** estructura entrecruzada en artesa; **15-** estructura entrecruzada planar tabular; **16-** estructura entrecruzada curvada en cuña; **17-** estratificación cruzada 'hummocky'. *= determinación de fósiles por Dutro e Isaacson (1990). En columna D se indica posición de muestra palinológica Z-128 descrita por Rubinstein *et al.* (1996).

Las cuarzoarenitas representan el litotipo más abundante dentro del Miembro Inferior y conforman unidades estratificadas en capas de 0,5 a 2,0 m de potencia, las cuales se encuentran bien expuestas en las abruptas paredes de Quebrada de las Zorras y Quebrada de las Zorritas. Petrográficamente, corresponden a cuarzoarenitas de grano fino a grueso, bien seleccionadas y mineralógicamente maduras. Sus rasgos internos corresponden a estratificacion cruzada planar, laminación paralela y gradada inversa, aunque también ocurren capas masivas (columnas A y F, Fig. 4).

El Miembro Inferior no presenta importantes variaciones verticales y laterales de facies, salvo las intercalaciones de conglomerados y limolitas. Sin embargo, hacia su techo, expuesto en Cerro Islote y Quebrada Zamolana, ocurren gruesos pasajes de areniscas de grano muy fino, de color negro oliva, en bancos de hasta 35 cm. Se caracterizan por la abundancia de trazas de *Zoophycos* sp. (Fig. 6), y otras formas de icnitas horizontales no identificadas, junto a ocasionales ondulitas.

MIEMBRO MEDIO

El Miembro Medio se encuentra constituido por intercalaciones de fangolitas, limolitas y areniscas de grano muy fino, fosilíferas, dentro de las cuales ocurren barras de cuarzoarenitas conglomerádicas semejantes a las que forman el infrayacente Miembro Inferior. Sus límites inferior y superior están dados por pasos concordantes y abruptos a los otros dos miembros.

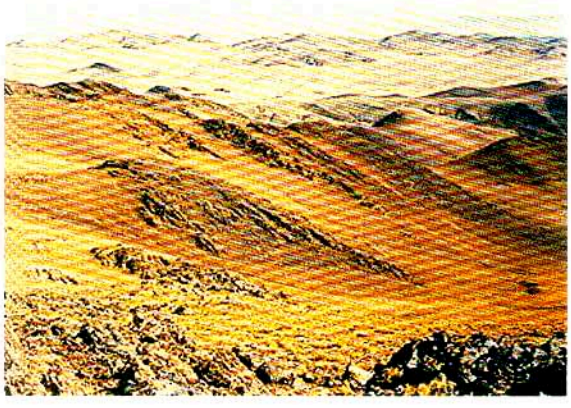


FIG. 5. Expresión morfológica de los resistentes paquetes de cuarzoarenitas que conforman el Miembro Inferior de la Formacion Zorritas. Sierra Guanaqueros, vista hacia el sur.

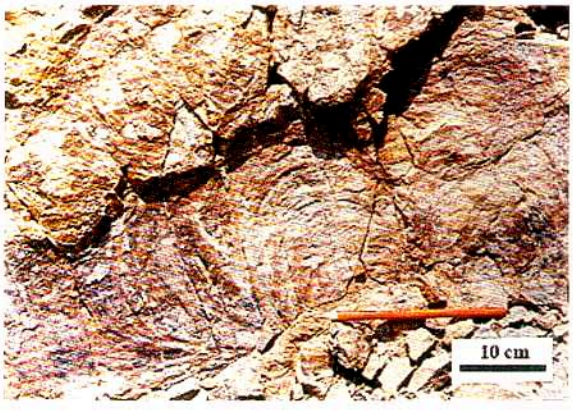


FIG. 6. Trazas fósiles de *Zoophycos* sp. en el Miembro Inferior.

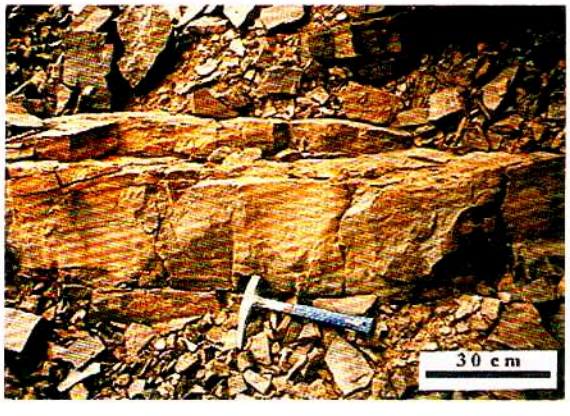


FIG. 7. Estratificación cruzada 'hummocky' de escala media, caracterizada por dos 'sets' de láminas onduladas que se truncan erosivamente. Miembro Medio.

Los afloramientos de este miembro aparecen distribuidos, en forma aislada, en los sectores bajos del área, observándose bien expuestos a lo largo de los drenajes mayores, tales como Quebrada del Agua Dulce y Quebrada Zamolana. Allí, los blandos paquetes limolíticos de color pardo oliváceo contrastan con las resistentes intercalaciones de cuarzoarenitas de color pardo rojizo. La litología de este miembro se aprecia en las columnas B, C, D y E (Fig. 4). Una descripción detallada parcial de la columna D se halla, también, en Rubinstein *et al.* (1996).

Aunque las variaciones laterales y verticales de facies son frecuentes, la litología dominante del Miembro Medio son las gruesas intercalaciones de limolitas y fangolitas con areniscas micáceas. Ellas son portadoras de braquiópodos, pelecipodos, ammonoídeos, gastrópodos, trilobites, crinoídeos, conuláridos, trazas fósiles y palinomorfos.

Las limolitas y fangolitas, observadas preferentemente en la sección inferior a media de este miembro, son de colores pardo oliva claro, gris verdoso oscuro y verde grisáceo. Se encuentran estratificadas según láminas irregulares y mal definidas, con diversos grados de bioturbación. En algunos pasajes de la sucesión contienen concreciones limolíticas, ferruginosas y fosilíferas, de formas discoidales y esferoidales, cuyos diámetros máximos no superan los 35 cm. En ciertas áreas, como en Quebrada del Agua Dulce, presentan pirita diseminada y nódulos hematíticos de tamaño inferior a 0,8 cm, los cuales son, probablemente, los causantes del color de intemperismo pardo rojizo oscuro y anaranjado de estas rocas.

En estrecha asociación con las fangolitas, y formando con ellas gruesas intercalaciones en variadas proporciones, se presentan areniscas micáceas de grano fino a muy fino, bien estratificadas, de colores gris oliva, gris verdoso oscuro y negro pardo. Los bancos son continuos y lenticulares, con base coquinoídea y de espesor variable entre 2 y 15 cm. En la parte superior del Miembro Medio existen algunas capas areniscosas de hasta 40-80 cm de potencia. Los rasgos internos más frecuentes corresponden a laminaciones paralela y ondulada, microestratificación cruzada, estratificación cruzada del tipo 'hummocky' y ondulitas de olas e interferencia (Fig. 7). Al igual que las fangolitas, contienen concreciones ferruginosas, nódulos hematíticos y moderada bioturbación.

Como se menciona más arriba, los cambios verticales y horizontales de facies son importantes. Así, el conjunto anterior aparece interrumpido por intervalos de cuarzoarenitas finas a muy gruesas, de colores gris oscuro, pardo claro y blanco, las cuales presentan buena estratificación en capas medias a gruesas, de interior masivo, entrecruzado planar y en artesa.

Localmente, aparece un conglomerado de *ca.* 25 m de espesor máximo, observable sólo en el sector de Quebrada del Agua Dulce. Se trata de un conglomerado sostenido por la matriz, con clastos redondeados a angulosos, de un diámetro máximo de 25 cm, formados por cuarcita, fangolita, cuarzo y riolita. La matriz es una arenisca de grano medio a grueso, de color pardo- amarillento pálido, con abundantes láminas hematíticas, discontinuas, que confieren un color rojo oscuro a la roca.

MIEMBRO SUPERIOR

El Miembro Superior, debido a su carácter lenticular, posee una reducida distribución con respecto a los otros dos miembros. No obstante haberse omitido en estudios anteriores (Breitkreuz, 1986; Bahlburg *et al.*, 1987; Isaacson *et al.*, 1985), éste merece igual atención que los otros dos, tomando en cuenta sus características litológicas, relaciones estratigráficas, tipo de estratificación y mapeabilidad. Además es importante, dado su carácter regresivo, porque cierra un ciclo de sedimentación completo.

Está representado por una poco potente secuencia de areniscas de grano muy fino, cuarcíticas, de colores pardo oscuro a rojo muy oscuro, las cuales contienen pequeños canales compuestos de areniscas. Hacia abajo, se observa un contacto abrupto y erosivo con las sedimentitas del Miembro Medio. En cambio, el límite superior está dado por una discordancia angular y de erosión que lo separa de los conglomerados y brechas basales de los 'Estratos de Quebrada Zamolana' (Fig. 2).

Los afloramientos de este miembro se distribuyen aisladamente en el interfluvio que se extiende entre Quebrada de las Zorras y Quebrada de las Zorritas. En Quebrada Zamolana, los aquí denominados 'Estratos de Quebrada Zamolana' cubren directamente a rocas del Miembro Medio (Fig. 2), hecho que implica un acuñamiento por erosión del Miembro Superior hacia el norte.

La sección que muestra los atributos característicos del Miembro Superior aflora en la confluencia de Quebrada del Agua Dulce con Quebrada de las Zorritas (columna B, Fig. 4), donde sus compactas areniscas de color pardo-rojizo oscuro se individualizan claramente respecto de los niveles arenoso-fango-

líticos de colores oliváceos del infrayacente Miembro Medio.

Las cuarzoarenitas poseen buena estratificación en capas lenticulares de alta relación largo/ancho, que en su interior presentan estratificación cruzada planar y en artesa, de escala media. También contienen lineaciones de corrientes muy mal definidas, además de estratificación gradada normal e inversa. En ellas se han encontrado restos de bivalvos mal conservados.

Como se menciona anteriormente, el homogéneo paquete de cuarzoarenitas aparece cortado por canales de base fuertemente erosiva, de baja relación alto/ancho, compuestos de areniscas con abundante estratificación cruzada.

DISTRIBUCION Y ESPESOR

Al norte de su localidad tipo, la Formación Zorritas se distribuye según dos franjas de afloramientos discontinuos de orientación submeridiana, en ambos flancos de Sierra Almeida, por una extensión de más de 100 km (Fig. 8).

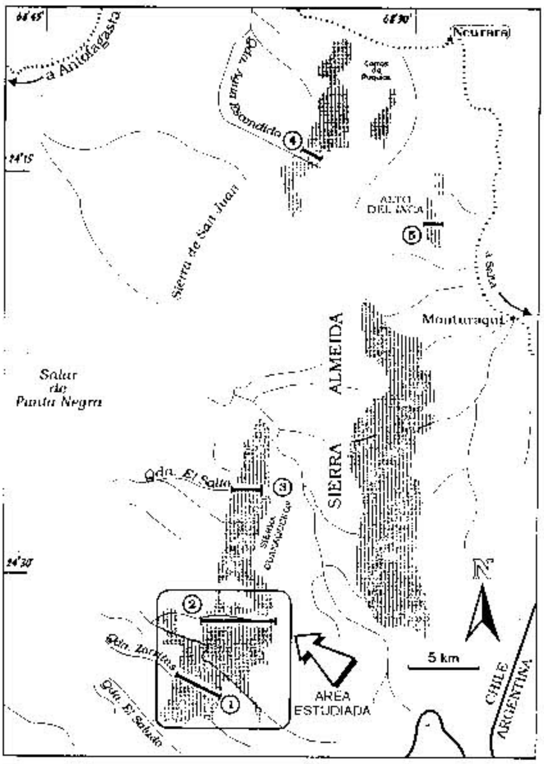


FIG. 8. Distribución de afloramientos de la Formación Zorritas en la Sierra Almeida. Los números indican los distintos lugares de control donde esta formación ha sido estudiada. **1-** Quebrada del Agua Dulce; **2-** Quebrada Zamolana; **3-** Quebrada El Salto; **4-** Quebrada Agua Escondida; **5-** Alto del Inca.

Los cambios regionales y locales de espesor en la Formación Zorritas dependen, en gran medida, de las potencias individuales alcanzadas por cada uno de sus tres miembros en cada una de las localidades donde esta formación ha sido estudiada (Fig. 9).

El Miembro Inferior es el único presente en la sección de Alto del Inca (Fig. 9). Por lo tanto, su potencia corresponde a la totalidad de los 205 m medidos allí por Davidson *et al.* (1981). En cambio, en Quebrada Agua Escondida y Quebrada Zamolana (columna F, Fig. 4), su espesor máximo alcanza 1.325 y 1.240 m. respectivamente (columnas 3 y 4, Fig. 9). En Quebrada del Agua Dulce, el espesor del Miembro Inferior se reduce a sólo 300 m, debido a que la parte basal de la secuencia se encuentra intruida por rocas pertenecientes a los 'Granitoides de Sierra Guanaqueros' (columna 1, Fig. 9).

El Miembro Medio ha sido registrado desde, por lo menos, Quebrada Agua Escondida hacia el sur. En esta última se reconoce una sección de casi 1.600 m (columna 4, Fig. 9). En Quebrada El Salto, su espesor es de 1.550 m (columna 3, Fig. 9). En Quebrada Zamolana el espesor del Miembro Medio es de 1.313 m (columna 2, Fig. 9). En Quebrada del Agua Dulce, su espesor se reduce a 1.000 m (columna 1, Fig. 9).

El Miembro Superior tiene una potencia máxima de 40 m, que es observable junto al camino de acceso al lugar tipo, en el interfluvio de Quebrada de las Zorras y Quebrada de las Zorritas. Hacia el sur, en Quebrada del Agua Dulce, aunque no aparece expuesto el techo, su potencia disminuye a *ca.* 13 m (columna B, Fig. 4).

Según se deduce de la exposición anterior, la Formación Zorritas alcanza en Sierra Almeida una potencia máxima de 3.040 m, sumando los espesores máximos de cada uno de sus miembros.

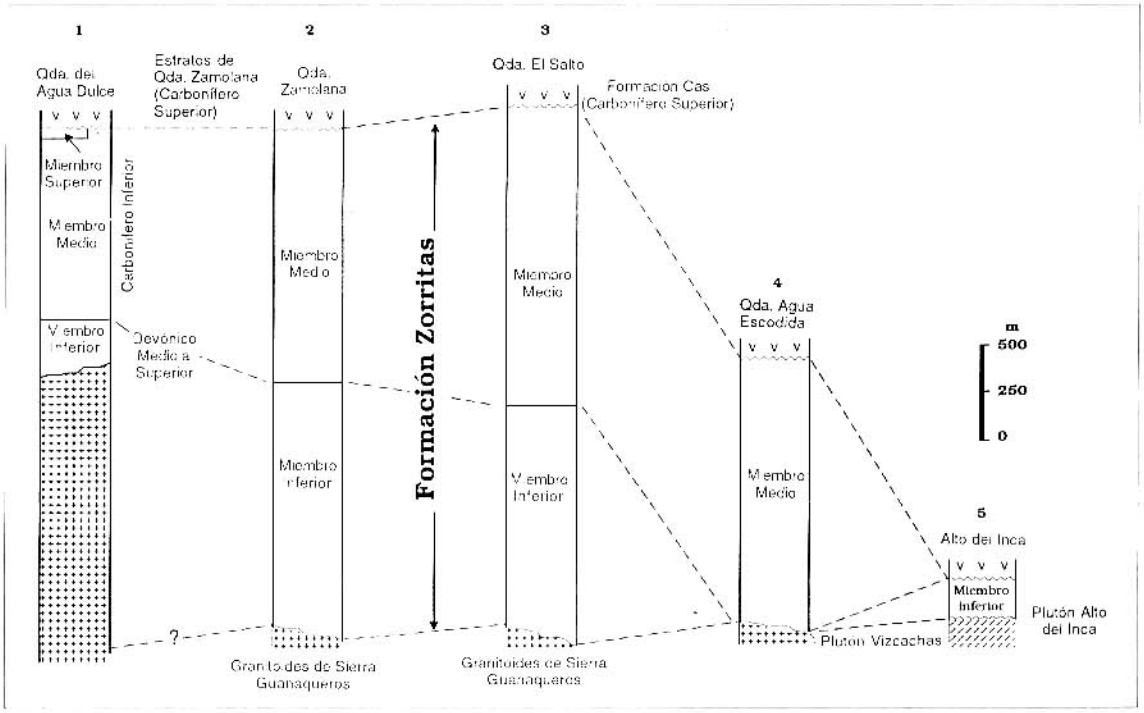


FIG. 9. Relaciones estratigráficas y espesores asignados a cada miembro de la Formación Zorritas según los principales lugares de control en Sierra Almeida, cuya ubicación aparece en figura 8. **1** y **2-** esta contribución: **3-** Isaacson *et al.* (1985); **4-** Bahlburg *et al.* (1987); **5-** Davidson *et al.* (1981).

CONTENIDO FOSILIFERO Y EDAD

Los niveles estratigráficos altos del Miembro Inferior contienen braquiópodos identificados como *Tropidoleptus* sp. y *Australocoelia* sp. que indican Devónico Medio, Eifeliano-Givetiano e incluso Frasniano (Boucot, comunicación escrita, 1986) sobre fauna recolectada por los autores de la presente publicación; Niemeyer *et al.*, 1985). Boucot *et al.* (1995) precisaron tales determinaciones como *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) y *Australocoeolia palmata* (Morris y Sharpe).

El hallazgo y determinación en terreno de *Wocklumeria*, un goniatite del Famenniano, en la parte basal del Miembro Medio, por parte de Breitkreuz (1986), acusa la presencia del Devónico Superior en Sierra Almeida.

Por otro lado, los paquetes arenoso-limolíticos de la parte media a alta del Miembro Medio, incluyen una asociación faunística de braquiópodos dada por *Septosyringothyris* n. sp., *Rhipidomella* sp., *Trichochonetes* n. sp. (Dutro e Isaacson, 1990), *Rossirhynchus*? *chavelensis* (Amos) y *Schuchertella* sp. (Dutro e Isaacson, 1990). También aparecen *Imitoceras* sp. y *Eocanites* sp. (cefalópodo), *Bellerophon* sp. (gastrópodo), *Posidoniella* sp. (bivalvo) y *Phillipsia* sp? (trilobites). Toda esta abundante asociación faunística indica la presencia del piso Tournaisiano, perteneciente al Carbonífero Inferior (Boucot e Issacson, comunicación escrita, 1986).

Por otra parte, en una muestra palinológica procedente del Miembro Medio (muestra Z-128, columna D, Fig. 4) Rubinstein *et al.* (1996) identificaron abundante microflora indicativa del límite Devónico-Carbonífero (Struniano-Tournaisiano).

Consecuentemente con lo expuesto anteriormente, sobre la base de la macrofauna y de la microflora recolectadas, es posible establecer con seguridad que la edad de la Formación Zorritas abarca desde el Devónico Medio al Carbonífero Inferior, ocurriendo el

límite sistémico entre el Devónico y el Carbonífero dentro del Miembro Medio, sin existir discontinuidad estratigráfica de ninguna especie. Sin embargo, no debe descartarse que el Miembro Inferior alcance al Devónico Inferior.

CORRELACIONES

Breitkreuz (1986) y Bahlburg *et al.* (1987) correlacionaron litológicamente la parte baja de la Formación Zorritas expuesta en Quebrada Zamolana, principalmente Miembro Inferior, con la Formación Quebrada Icnitas (Niemeyer *et al.*, 1985), también denominada Formación Lila (Moraga *et al.*, 1974) aflorante en el Cordón de Lila, extremo meridional del Salar de Atacama (FQI, Fig. 10). En ella, aparece la fauna de *Conularia quichua* Ulrich (Cecioni, 1982), cf. *Australocoelia* sp. y cf. *Phacops* sp. (determinación en material propio de C.R. González, comunicación escrita, 1985). Esta asociación faunística fue considerada como perteneciente al Devónico Inferior por Cecioni (1982) y por C.R. González. Sin embargo, en la localidad tipo de Quebrada de las Zorritas, el registro sólo alcanzaría hasta el Emsiano-Givetiano, según Boucot *et al.* (1995), sobre la base de nuevos datos acerca del rango estratigráfico de *Australocoelia*.

A su vez, la Formación Quebrada Icnitas es correlacionable con una sección de sedimentitas arenosas de color claro (Afloramiento de Cerro Rincón; ACR, Fig. 10), expuesta en el extremo nororiental del Salar de Arizaro (Baldis *et al.*, 1973), *ca.* 100 km al oriente del Cordón de Lila, dentro de territorio argentino. En efecto, allí también se ha descrito, al igual que en Cordón de Lila, un trilobite phacopido, clasificado como *Acastoides koukharskii*, además de la identificación de *Conularia quichua* Ulrich, junto a otras formas de invertebrados típicos del Devónico Inferior (Baldis *et al.*, 1973; Baldis y Longobucco, 1977). De esta manera, en opinión de los autores no debe descartarse la posibilidad de que en la Formación Quebrada Icnitas se encuentre representado el Devónico Inferior.

Hacia el sur, el Miembro Inferior de la Formación Zorritas se correlaciona con las areniscas cuarcíferas de los 'Estratos de Cerro del Medio'(ECM, Fig. 10) (Naranjo y Puig, 1984), a la latitud de Sierra Vaquillas Altas. Probablemente, parte del Miembro Medio también se encuentre representada por areniscas pardas de grano fino observadas en esos 'Estratos' por uno de los autores (HN).

Finalmente, los Miembros Medio y Superior, por sus características de facies deltaica y fluvial, además de una edad carbonífera inferior similar, son correlacionables con la Formación Chinches (Bell, 1985), de carácter lacustre y aflorante en la precordillera de la Región de Atacama (FCH, Fig. 10).

SEDIMENTOLOGIA

Bajo este título se consideran los siguientes aspectos de la Formación Zorritas: Ambiente deposicional, Patrón de dispersión de sedimentos y Fuente de proveniencia de los detritos.

AMBIENTE DEPOSICIONAL

El análisis de la estratigrafía y facies de la Formación Zorritas, efectuado anteriormente, conduce a la siguiente interpretación de ambientes deposicionales para los tres miembros que la componen.

En el Miembro Inferior, la facies de grano grueso se interpreta como el producto de una sedimentación marina somera, de acuerdo con su gran espesor, madurez textural y mineralógica de los granos que componen sus areniscas y diseño de paleocorrientes bimodales (Urzúa, 1989). También, por la ausencia de acanalamientos profundos, típicos de un ambiente fluvial. El reconocimiento de estratificación cruzada en 'esqueleto de arenque', diseños de paleocorrientes bimodal-bipolares (Urzúa, 1989) y abundantes superficies de reactivación, junto con la concentración de guijarros en el techo de los bancos, sugieren un ambiente mareal para esta facies (Klein, 1970a; Anderton, 1976; Johnson y Baldwin; Levell, 1980). El hecho de que algunos conjuntos de estratificación

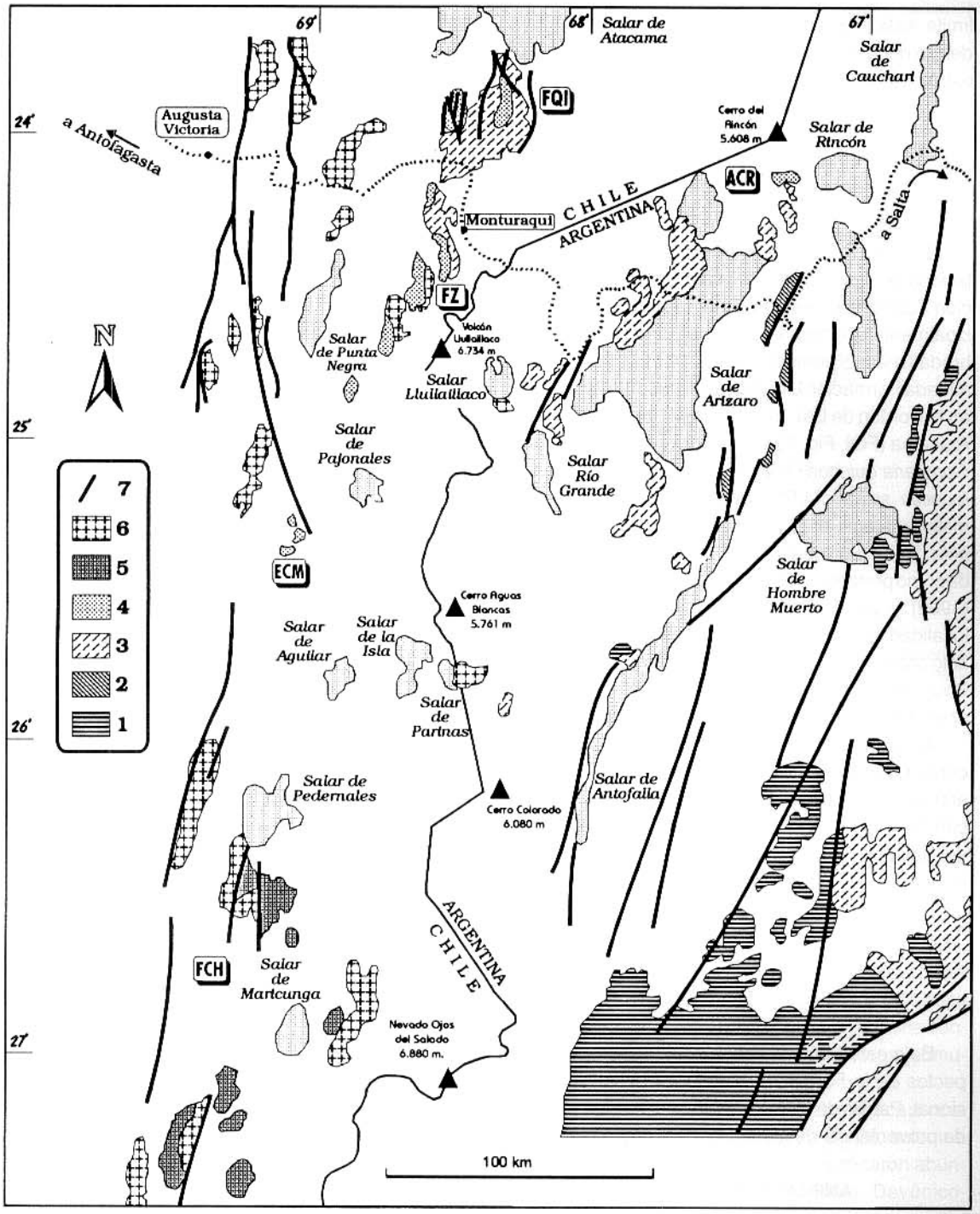


FIG. 10. Distribución de afloramientos paleozoicos en la precordillera de las Regiones de Antofagasta, Atacama y de la Puna argentina. **1-** metamorfitas de grado medio a alto (Precámbrico superior-Paleozoico Inferior); **2-** granitoides de la Puna (Paleozoico Inferior); **3-** granitoides ordovícico-silúricos; **4-** sedimentitas del Devónico-Carbonífero Inferior, facies marinas: Formación Quebrada Icnitas (**FQI**), Formación Zorritas (**FZ**), Estratos de Cerro del Medio (**ECM**) y Afloramiento de Cerro Rincón (**ACR**); **5-** sedimentitas del Devónico-Carbonífero Inferior, facies continentales: Formación Chinches (**FCH**); **6-** granitoides del Paleozoico Superior. Compilación, principalmente, basada en el Mapa Geológico de Chile, SERNAGEOMIN (1982); Bell (1987); Rapela *et al.* (1992); Ramírez y Gardeweg (1982).

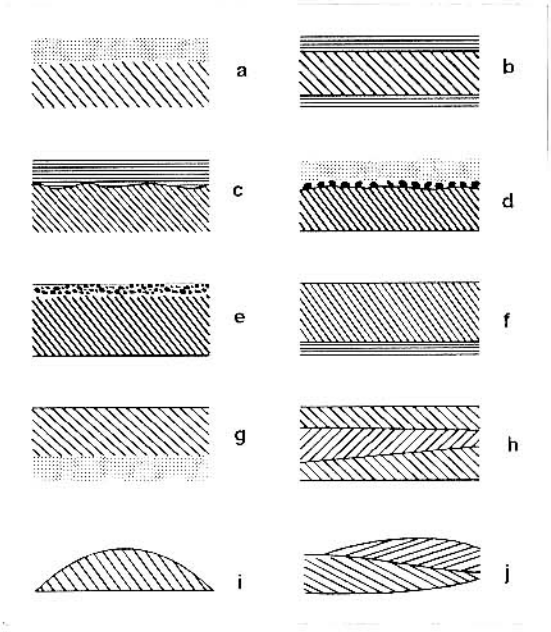


FIG. 11. Facies de areniscas en el Miembro Inferior de la Formación Zorritas. **a-** capas frontales seguidas de intervalo masivo; **b-** estratificación paralela con 'set' de capas frontales aislado; **c-** capas frontales seguidas de estratificación paralela, mediante base erosiva; **d-** capas frontales seguidas de intervalo masivo, mediante base erosiva gravosa; **e-** capas frontales con techo gravoso; **f-** estratificación paralela seguida de capas frontales; **g-** intervalo masivo seguido de capas frontales; **h-** 'coset' de capas frontales en cuña del tipo 'esqueleto de arenque'; **i-** 'set' de límite superior convexo, agradante; **j-** 'sets' lenticulares del tipo 'esqueleto de arenque'.

cruzada y superficies de reactivación muestren una inclinación opuesta a la mayoría de ellas, podría corresponder a inversiones de las corrientes de marea (Klein, 1970a; Johnson, 1979).

El ambiente de mareas inferido exhibe indicios de importantes oscilaciones en su energía. Efectivamente, se deducen períodos de alta energía, los que aparecen documentados por la presencia de niveles conglomerádicos con clastos arenosos y pelíticos autóctonos. Durante dichos períodos de alta energía se habrían producido, también, la desarticulación y transporte de valvas de braquiópodos, separándose las valvas de mayor tamaño de aquéllas de menor tamaño (Boucot *et al.*, 1995). Por el contrario, en períodos tranquilos se depositaron limos en suspensión, representados por intercalaciones limosas y de areniscas pelíticas. En la figura 11 se ilustran las estructuras sedimentarias de areniscas en el Miembro Inferior.

En la parte baja del Miembro Medio, se observan evidencias de un breve ascenso del nivel del mar, dado por un quiebre de la sedimentación mareal, y la consecuente implantación de un sistema de sedimentación gobernado por olas y tormentas (Harms *et al.*, 1975; Bourgeois, 1980). Dicho ascenso, ocurrido durante el Devónico Medio a Superior, sería de carácter más bien global, y tendría un origen eustático, de acuerdo a la interpretación de Bahlburg y Breitkreuz (1993). En efecto, allí la profundización relativa se refleja en un evento erosivo local dado por la aparición de un conglomerado, y la subsecuente deposición de detritos de grano muy fino en ambiente de muy baja energía, probablemente en una zona de plataforma externa. En ocasiones, esta sedimentación tranquila fue interrumpida por períodos de elevada energía, durante los cuales se formaron ciertos niveles arenosos por corrientes de tormentas distales.

Las pelitas, presentes, sobre todo, en la parte baja del Miembro Medio, indican la facies de menor energía registrada en la secuencia. Sin embargo, tomando la totalidad del Miembro Medio, se observa que éste presenta una distribución vertical de carácter estrato y grano-creciente. Esto acusa una regresión. En efecto, se advierte que progresivamente hacia arriba, aparecen en el Miembro Medio, rasgos tales como estratificación cruzada 'hummocky', y también paleontológicos, que señalan condiciones de sedimentación más someras y proximales (Boucot *et al.*, 1995). Así, se establece un régimen deposicional de plataforma interna 'shoreface' inferior, controlado por olas de tormentas, las cuales introdujeron sedimentos más gruesos dentro de un lecho fangolítico colonizado por fauna bentónica. De este modo, el Miembro Medio obedece a un régimen deltaico de sedimentación clástica, dominado por olas y por corrientes paralelas a la costa (Urzúa, 1989).

Para el Miembro Superior, la extensión lateral y potencia del depósito, las estructuras sedimentarias presentes, su base erosiva suave y, finalmente, su posición estratigráfica en la parte alta de la columna, sugieren un ambiente deposicional fluvial. Al respecto, la persistente ocurrencia de estratificación cruzada planar y la falta de arreglo secuencial de las estructuras sedimentarias, sumado a la pobreza de intercalaciones fangolíticas, indican un sistema de canales arenosos entrelazados, desarrollados dentro de un ambiente fluvial. Los escasos restos de bivalvos indeterminados, encontrados en el techo del Miembro Superior, podrían ser de agua dulce, pero esto no ha podido precisarse hasta el momento.

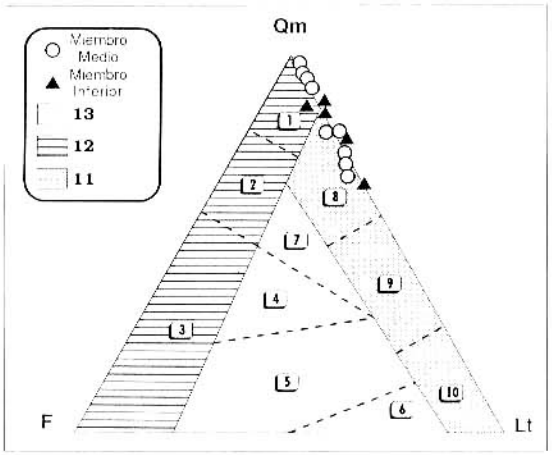


FIG. 12. Trazado de 14 análisis modales para determinar proveniencia de detritos (Dickinson *et al.*, 1983). **Qm**- cuarzo monocristalino; **F**- feldespato; **Lt**- líticos totales. **1**- interior de cratón; **2**- continental transicional; **3**- basamento alzado; **4**- arco disectado; **5**- arco transicional; **6**- arco no-disectado; **7**- mezcla; **8**- reciclado cuarzoso; **9**- reciclado transicional; **10**- reciclado lítico; **11**- proveniencia de orógeno reciclado; **12**- proveniencia de bloque continental; **13**- proveniencia de arco magmático.

PATRON DE DISPERSION DE SEDIMENTOS

Se estableció un patrón de dispersión de sedimentos dirigido, preferentemente, hacia el noroeste, según la medición de la actitud de 202 capas frontales de estratificación cruzada en el Miembro Inferior, que involucran las columnas estratigráficas A, B y F (Fig. 4). Similares dirección y sentido de aporte se observan en el Miembro Superior, sobre la base de la medición de 18 capas frontales de estratificación cruzada planar en canales fluviales (columna estratigráfica B, Fig. 4).

Por otra parte, se ha determinado una línea de costa local de orientación noreste, con propagación de olas en sentido este-noreste y corrientes unidireccionales del tipo 'longshore', es decir, corrientes paralelas a la línea de costa local, dirigidas hacia el noreste. Lo anterior ha sido establecido sobre la base de 71 medidas llevadas a cabo en tres tipos de estructuras indicadoras de paleoflujos: ondulitas de olas, ondulitas de corrientes y estratificación cruzada de escala media (Urzúa, 1989).

FUENTE DE PROVENIENCIA DE LOS DETRITOS

El estudio de la proveniencia de los detritos en sedimentitas se realizó sobre la base de la observación al microscopio, de areniscas pertenecientes a los dos primeros miembros de la Formación Zorritas. Se realizaron, además, conteos modales sobre cinco muestras procedentes del Miembro Inferior y nueve muestras del Miembro Medio (Fig. 12).

El cuarzo monocristalino es el principal constituyente de las areniscas de la Formación Zorritas, con un promedio de abundancia cercano al 88%. Esto ya había sido observado para la misma Formación Zorritas en la zona de Monturaqui (Davidson *et al.*, 1981). La mayoría de los granos son angulosos a subredondeados, asociados a frecuentes ejemplares redondeados, de extinción ondulosa débil a fuerte, y libres de inclusiones. Esta variedad de cuarzo, que es la más común en areniscas antiguas, no es diagnóstica de un origen determinado, ya que el carácter de la extinción puede constituir un rasgo óptico adquirido secundariamente.

Además del cuarzo con extinción ondulosa, se observa un segundo tipo de cuarzo, con evidente embahiamiento, sin inclusiones y con extinción recta. Estos granos indican proveniencia a partir de rocas volcánicas. Un tercer tipo de granos de cuarzo contiene abundantes vacuolas, acusando una participación en menor escala de material derivado de venas cuarzosas. El cuarzo procedente de venas, además de 'chert' de color gris claro, han sido identificados en terreno, dentro de niveles de guijarros en el Miembro Inferior.

Sin embargo, un fenómeno de mayor significación para determinar la proveniencia de las sedimentitas de la Formación Zorritas, se relaciona con la frecuente coexistencia de granos de cuarzo de similar tamaño, pero que presentan muy distinto grado de redondeamiento. Esto sugiere la participación de material detrítico reciclado. Al respecto, es claro que los contenidos anormalmente altos de cuarzo, como los observados, no podrían producirse bajo condiciones normales de erosión, transporte y deposición, siendo necesaria la intervención de más de un ciclo sedimentario (Suttner *et al.*, 1981). Este punto de vista lleva a considerar queuna buena parte de las sedimentitas en la Formación Zorritas se sitúa en el campo de los orógenos reciclados, más específicamente dentro del tipo de orógenos reciclados cuarzosos (Fig. 12), según la clasificación de Dickinson *et al.* (1983).

De este modo, se infiere que gran parte del material detrítico de la Formación Zorritas tiene un origen policíclico. De acuerdo a todos los antecedentes disponibles, se considera una derivación a partir

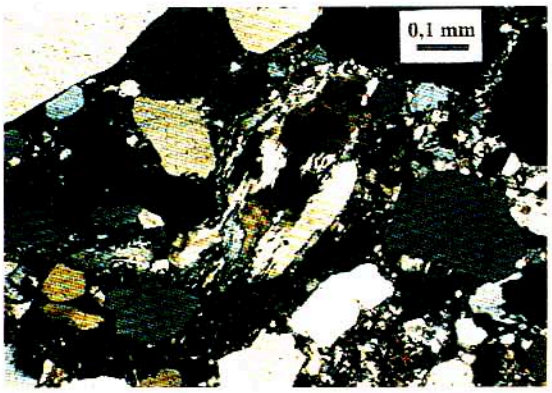


FIG. 13. Litarenita de grano grueso del Miembro Medio, aspecto microscópico a nicoles cruzados. Al centro, se observa un grano de cuarzo policristalino, de origen metamórfico de bajo grado.

Es importante señalar, también, un aspecto sorprendente en relación con la proveniencia de detritos en esta formación. Es que, si bien ella se observa directamente apoyada sobre granitoides más antiguos en Cordón de Lila (Niemeyer, 1989) y en Alto del Inca (Davidson *et al.* 1981), sus contenidos detríticos a partir de rocas de ese tipo son minoritarios. Dicha situación se explica por el hecho de que los depósitos del Miembro Inferior estuvieron sometidos, como ya quedó establecido, a un régimen hidráulico de mareas. Tal régimen habría sometido los detritos a un intenso trabajo, primero durante el transporte desde zonas costeras, y luego, dentro del depocentro mismo, con la consecuente destrucción de los granos lábiles provenientes del granito subyacente.

Los resultados del presente trabajo señalan que el área de proveniencia de los detritos que alimentaron la cuenca donde se depositó la Formación Zorritas, se ubicaba hacia el sureste del sector estudiado (Fig. 14). Así lo sugieren los patrones de dispersión de sedimentos, que se orientan, principalmente, hacia el noroeste, con una línea de costa local elongada en sentido noreste (Fig. 14). Probablemente estos terrenos se encuentran representados, en territorio argentino, por las Formaciones Acoite (limonitas, areniscas y lutitas con metamorfismo de contacto; Harrington *in* Harrington y Leanza, 1957) y Macon (esta última corresponde a un granitoide que intruye a la Formación Acoite, Méndez, 1975; Donato y Vergani, 1985), de edades ordovícica y ordovícica superior-silúrica, respectivamente.

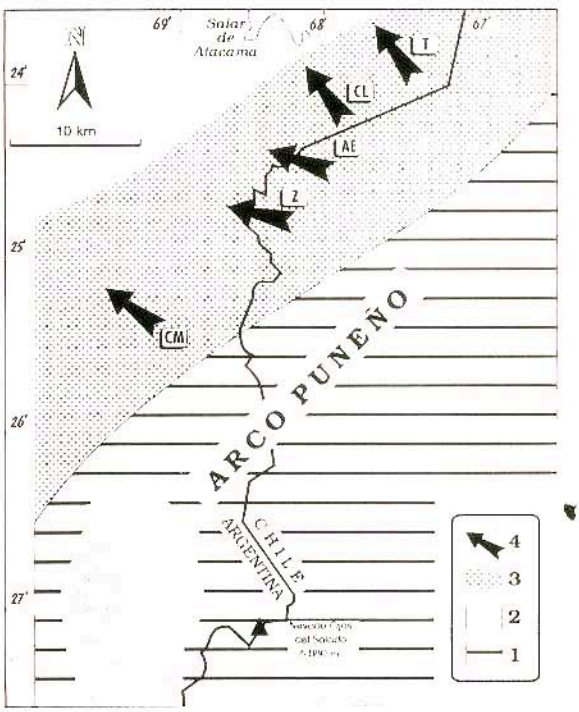


FIG. 14. Esquema paleogeográfico de la precordillera de Antofagasta, Atacama y parte de la Puna argentina durante el Devónico Medio-Carbonífero Inferior. **1-** área cratónica emergida, correspondiente al denominado Arco Puneño; **2-** área de sedimentación lacustre; **3-** área de sedimentación marina de plataforma; **4-** dirección y sentido de aportes detríticos. **T-** sector Tucucaro, basado en Breitkreuz (1986); **CL-** sector Cordón de Lila, basado en 32 medidas propias de capas frontales de estratificación cruzada planar; **AE-** Agua Escondida, basado en Breitkreuz (1986); **Z-** Zorritas, promedio ponderado de las 220 medidas de capas frontales de estratificación cruzada planar aportadas en la presente contribución; **CM-** Cerro del Medio, basado en 25 medidas, efectuadas por uno de los autores (HN), en capas frontales de estratificación cruzada planar en cuarzoarenitas de grano grueso del Miembro Inferior, expuesto en la unidad denominada 'Estratos de Cerro del Medio' de Naranjo y Puig (1984).

CONSIDERACIONES FINALES

Del análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Zorritas, así como de las correlaciones sugeridas, es posible extraer las siguientes consideraciones finales, que más abajo se tratan según los títulos separados de Consideraciones Paleogeográficas y Consideraciones Geodinámicas, respectivamente.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

La Formación Zorritas constituye un ejemplo típico de secuencia silicoclástica de mar somero que representa la deposición de un espesor cercano a los 3.000 m de sedimentos en una cuenca de subsidencia muy lenta, y esencialmente estable, sin diastrofismo contemporáneo. Tal idea se sustenta en la baja tasa de sedimentación registrada (*ca.* 0,1 mm/año). Esta resulta de dividir el espesor total de la secuencia (*ca.* 3.000 m) por el tiempo transcurrido entre el Eifeliano y el Tournaisiano (*ca.* 30 Ma). La sola excepción la constituye el Miembro Inferior, dentro del cual la sedimentación pudo haber tenido cierta influencia tectónica.

El Miembro Inferior (Devónico Medio-Superior) se encuentra representado por 1.300 m de cuarzoarenitas depositadas transgresivamente sobre una plataforma estable, en la cual se desarrollaron complejos de cuerpos de arenas que migraron al noreste bajo la acción de fuertes corrientes mareales. El suministro de sedimentos fue continuo y proveniente de una zona positiva ubicada al sureste, la cual estuvo constituida, esencialmente, por rocas metasedimentarias clásticas asociadas a escasas metamorfitas de bajo grado, plutonitas y volcanitas ácidas e intermedias.

El Miembro Medio y el Miembro Superior (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) representan las facies regresivas de la cuenca. El Miembro Medio corresponde a un complejo deltaico dominado por olas, progradante al noroeste. En cambio, el Miembro Superior consiste en canales fluviales entrelazados en posición distal. Para este tiempo, los datos de estructuras sedimentarias recogidos indican una línea de costa de orientación noreste (Fig. 14).

En consecuencia con lo anteriormente expuesto, es muy probable que la plataforma formara parte, en el Devónico Medio a Superior, de un golfo o estrecho, cuyo límite oriental habría estado definido por el 'Arco Puneño' (Salfity *et al.*, 1975) (Fig. 14), rasgo paleogeográfico en la zona de la actual Puna argentina (González, 1986). Hacia el norte, dicho estrecho habría estado conectado con la cuenca devónica de Sica-Sica en Bolivia, en tanto que hacia el sur, con la cuenca de Cuyo en la precordillera argentina (Baldis *et al.*, 1973).

Durante el Carbonífero Inferior, el área de aporte de sedimentos, que probablemente tenía un clima húmedo, sigue correspondiendo al Arco Puneño. Sin embargo, los detritos erosionados de este último, señalan mayor participación de terrenos plutónicos y volcánicos que en el Devónico. Las facies deltaico-fluviales del Miembro Medio y Miembro Superior de la Formación Zorritas tienen su prolongación meridional en las sedimentitas lacustres de la Formación Chinches (Bell, 1985), en la Alta Cordillera de la Región de Atacama (Fig. 14).

CONSIDERACIONES GEODINAMICAS

En las columnas estratigráficas de la Formación Zorritas, se encuentra representado un ciclo sedimentario de transgresión-regresión completo, entre el Devónico y el Carbonífero Inferior, sin mediar discordancia alguna o quiebre de la sedimentación que registre la ocurrencia de la Fase tectónica 'chánica' o 'eohercínica', presente en áreas vecinas de Bolivia y Argentina central (Turner y Méndez, 1979; Vicente, 1975; Dalmayrac *et al.*, 1977).

Por otra parte, de acuerdo con lo expuesto en párrafos anteriores, puede considerarse que el borde oriental de la cuenca devónico-carbonífera inferior de la alta cordillera de Antofagasta se encuentra bien determinado (Fig. 14). Sin embargo, su extensión occidental constituye un problema aún no resuelto, que depende directamente de las relaciones tectónicas existentes entre la Formación Zorritas y las secuencias turbidíticas aflorantes en la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Formación El Toco, Maksaev y Marinovic, 1980; Breitkreuz y Bahlburg, 1985; 'Serie de Sierra del Tigre'; Niemeyer *et al.*, 1985; Formación Las Tórtolas, Bell, 1982), cuya edad también es devónico-carbonífera (Bahlburg, 1987).

Al respecto, Bahlburg *et al.* (1988) sostuvieron que ambas secuencias habrían formado parte de una misma cuenca, donde la Formación Zorritas representaría facies plataformales, en tanto que las se-

cuencias de la Cordillera de la Costa representarían abanicos turbidíticos de ambiente marino más profundo con aportes provenientes desde el este, y también desde una zona situada más al oeste.

Este modelo presenta dos inconvenientes: el primero de ellos es, que se ha considerado necesaria la existencia de una barrera biogeográfica que impidiera la distribución hacia el oeste de asociaciones faunísticas catalogadas como de características malvinokáfricas (Isaacson *et al.*, 1985) presentes en la Formación Zorritas; el segundo inconveniente reside en el hecho de que la intensa sedimentación mareal del Miembro Inferior requiere, para su formación, de una cuenca con forma de golfo o estrecho, circunstancia que también ha sido señalada por otros autores sobre la base de argumentos faunísticos (Baldis *et al.*, 1973; Baldis y Longobucco, 1977).

El modelo propuesto por Niemeyer *et al.* (1985), postula la existencia de tal barrera hacia el oeste, la cual habría estado formada por un arco volcánico. Sin embargo, en la Formación Zorritas no se han observado evidencias de aportes volcánicos desde el oeste, ni tampoco evidencias de fallamiento normal, discordancias intraformacionales o de alto flujo calórico que pudieran indicar características de una cuenca de trasarco. No obstante, el arco volcánico pudo haberse desarrollado más al occidente. Debe tomarse en cuenta, también, que la yuxtaposición de los dos tipos de terrenos puede deberse a otras causas, tales como la existencia de grandes fallas de rumbo, como las sugeridas por Ramos (1988).

Por lo tanto, basándose en los datos actualmente disponibles de la Formación Zorritas, se considera que la cuenca donde se depositó dicha unidad se desarrolló en forma independiente de la cuenca de la Cordillera de la Costa. Una completa discusión de los distintos argumentos en favor o en contra de la separación de las dos cuencas cae fuera de los objetivos del presente trabajo, por lo tanto, aquí se han proporcionado únicamente aquellas evidencias en relación con la fuente de alimentación detrítica, desde el sureste, hacia la cuenca dentro de la cual se depositó la Formación Zorritas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la gentileza de C.R. González (Universidad Nacional de Tucumán, Argentina) por recibir y estudiar fauna del Cordón de Lila. A. Boucot (University of Oregon, U.S.A.), P. Isaacson (University of Idaho, U.S.A.) y T. Dutro (U.S. Geological Survey) estudiaron la colección de fósiles del lugar tipo. P. Sepúlveda, S. Rivano, J. Davidson, P. Cornejo y L. Cuitiño (Servicio Nacional de Geología y Minería) apoyaron los estudios al microscopio de las sedimentitas. A. Pérez (Instituto de Geología de Jujuy, Argentina) realizó los contactos necesarios entre los autores. Los doctores C. Breitkreuz (Geoforschungszentrum, Potsdam, Alemania) y H. Bahlburg (Ruprecht-Karls-Universität, Alemania) revisaron el manuscrito en su etapa de edición, contribuyendo a mejorarlo en varios aspectos de fondo. El financiamiento de las campañas de terreno se debe al Programa de Geología Regional del Departamento de Geociencias, a través de la Dirección de Investigaciones, Universidad del Norte, durante los años 1987 y 1988. Este mismo programa financió la Memoria de Título de F. Urzúa, que forma la base de esta publicación. B. Arias rescató y organizó el texto final. Un especial agradecimiento merece el equipo de PRAXIS (Antofagasta), que realizó los dibujos en el computador. Se agradece el trabajo editorial de V. Covacevich. Los trabajos de laboratorio fueron financiados por el Proyecto Fondecyt No. 1026-84.

REFERENCIAS

Anderton, R. 1976. Tidal shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, Vol. 23, p. 429-458.

Baldis, B.; Longobucco, M.I. 1977. Un Trilobite del Devónico Inferior. *Ameghiniana*, Vol. 14, Nos. 1-4, p. 170-174.

Baldis, B.; Levy, R.; Nullo, F. 1973. Acerca de una fauna marina devónica de la Puna Salteña. *In Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas*, p. 413-421. Villa Carlos Paz.

Bahlburg, H. 1987. Sedimentology, petrology and geotec-

tonic significance of the Paleozoic flysch in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Neues für Geologie und Paläontologie*, Vol. 9, p. 527-559.

Bahlburg, H.; Breitkreuz, 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, p. 21-40.

Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Zeil, W. 1987. Paleozoic basin development in northern Chile (21-27°S). *Geologische Rundschau*, Vol. 76, No. 2, p. 633-646.

Bahlburg, H.; Breitkreuz, 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 Resúmenes del Congreso Geológico Chileno, No. 5 ,Actas*, Vol. 5, p. A1-A17. Santiago.

Bell, M. 1982. The lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile*, No. 17, p. 21-29.

Bell, M. 1985. The Chinches Formation: an early Carboniferous lacustrine succesion in the Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 29-48.

Bell, M. 1987. The late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. *Geophysical Monograph*, Vol. 40, p. 261-270.

Boucot, A.J.; Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Isaacson, P.E.; Niemeyer, H.; Urzúa, F. 1995. Devonian Brachiopods from Northern Chile. *Journal of Paleontology*, Vol. 69, No. 2, p. 257-263.

Bourgeois, J. 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, p. 681-702.

Breitkreuz, C. 1986. Das Paläeozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°-25°). *Geotektonische Forschungen*, Vol. 70, No. 1-2, p. 1-88.

Breitkreuz, C.; Bahlburg, H. 1985. Paleozoic Flysch Series in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 74, No. 3, p. 565-572.

Cecioni, A. 1982. El Devónico Inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas*, Vol. 3, p. F160-F178. Concepción.

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.

Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R.; Martínez, C.; Tomasi, P. 1980. La chaîne hercinienne d'Amerique du Sud. Structure et évolution d'un orogene intracratonique. *Geologische Rundschau*, Vol. 69, No. 1, p. 1-21.

Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S. 1981. El Paleozoico de Sierra Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 12, p. 3-23.

Dickinson, W.; Beard, L.; Brakenridge, G.; Erjavec, J.; Knjepp, R.; Lindberg, R.; Ryberg, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geologial Society of America, Bulletin*, Vol. 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. I262-I283. Antofagasta.

Dutro, J.T.; Isaacson, P.E. 1990. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra Almeida, northern Chile. *In* Brachiopods through time. (Mackinnon, D.I.; Lee, D.E.; Campbell, J.D.; editors). *Proceedings of the International Brachiopod Congress, No. 2, University of Otago/ Dunedin*, p. 237-232.

González, C.R. 1986. Paleogeografía. Parte I. Precámbrico-Paleozoico. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo*, 230 p. Tucumán, Argentina

Harms, J.; Suthard, J.; Spearing, D.; Walker, R. 1975. Depositional environments as interpreted from primary structures and stratigraphic sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, No. 2, 161 p.

Harrington, H.; Leanza, A. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas, Department of Geology, Special Publication*, 276 p.

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.

Johnson, H. 1978. Shallow siliciclastic seas. *In* Sedimentary environments and Facies (Reading, H.; editor). *Elsevier*, p. 207-258.

Johnson, H.; Baldwin, C. 1986. Shallow siliciclastic Seas, *In* Sedimentary environments and Facies. 2nd Edition (Reading, H.; editor). *Blackwell Scientific Publications*, p. 229-282.

Klein, G. 1970a. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 40, p. 1095-1127.

Klein, G. 1970b. Tidal origin of a Precambrian quartzite, the Lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 40, p. 973-985.

Levell, B. 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandjord Formation, Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, Vol. 27, p. 539-557.

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*, Nos. 45-48, 63 p.

Servicio Nacional de Geología y Minería. 1982. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000.

Méndez, V. 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30'W, hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 29, No. 4, p. 391-424.

Moraga, A.; Chong, G.; Fortt, M.A.; Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas*,

Boletín, No. 29, 56 p.

Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. Hojas de Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, Nos. 62-63, 140 p.

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. I/410-I/438. Antofagasta.

Niemeyer, H. 1989. El Complejo igneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 163-181.

Ramírez, C.F.; Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 54, 116 p.

Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional History. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 168-174.

Rapela, C.W.; Coira, B.; Toselli, A.; Saavedra, J. 1992. The Lower Paleozoic magmatism of Southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian Orogen. *International Geology Review*, Vol. 34, p. 1081-1142.

Rubinstein, C.; Niemeyer, H.; Urzúa, F. 1996. Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 1, p. 81-95.

Salfity, J.; Omarini, R.; Baldis, B.; Gutiérrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *In Congreso Iberoamericano de Geología Económica, No. 2, Actas*, Vol. 4, p. 341-361. Buenos Aires.

Suttner, L.; Basu, A.; Mack, G. 1981. Climate and origin of quartzarenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, p. 1235-1246.

Turner, J.C.M.; Méndez, V. 1979. Puna. *In* Symposium de Geología Argentina (Castellanos, T.G. president; *et al.*, editors); IGCP Project No. 44. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. 13-56.

Urzúa, F. 1989. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en la Sierra Guanaqueros, extremo sur de la Sierra Almeida, Alta Cordillera de la Región de Antofagasta-Chile. Memoria de Título (Inédito). *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*, 185 p.

Vicente, J.C. 1975. Essai d'organisation paléogeographique et structurale du Paléozoique des Andes Meridionales. *Geologische Rundschau*, Vol. 64, No. 2, p. 343-394.

Manuscrito recibido: Mayo 10, 1996; aceptado: Marzo 13, 1997.