

Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovícico medio

Ricardo A. ASTINI

Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *Sedimentology of the Las Aguaditas Formation (carbonate slope-apron) and evolution of the Precordillera Basin during the middle Ordovician.* Facies and microfacies analysis of the Middle Ordovician Las Aguaditas Formation in the Precordillera basin (western Argentina) indicate that it represents a carbonate margin to foreslope environment (slope-apron belt), which developed in the north-western margin of the central Precordillera as successive catch-up sequences after the drowning of the early Ordovician carbonate platform. Evenly laminated and platy hemipelagic mudstones, peloidal calcisiltites and rare black shales with open marine and pelagic fauna dominate the autochthonous facies associations, whereas gravity mass flow deposits with abundant fossil debris dominate both the allochthonous and the parautochthonous deposits. Among them, the most important facies are breccias, megabreccias, turbidites and fossiliferous lags. Slumping phenomena, sheet folds and scar features are conspicuous through most of the formation. The succession includes three main shallowing upward cycles controlled by sea-level oscillations, which might be related with the tectonic development of the basin. Each starts with autochthonous graptolithic black shales interlayered with tabular mudstones which cover cemented hardground surfaces. Towards the top, they turn into lime-mudstones thoroughly deformed successions. The first cycle shows progressive evidences of increasing slope gradients whereas the upper one, reflects the basin to toe-of-slope transition. In comparison with the Lower Ordovician shallow-platform carbonates, this unit shows remarkable lithofacial and biofacial differences, both reflecting a slope environment. The carbonates units included in the Las Aguaditas Formation are the Gualcamayo and the Las Plantas alloformations, which are separated by an unconformity. The sharp contact between the two alloformations is interpreted as a type 2 sea-level drop, characterized by a downlap surface, where a shelf margin wedge prograde onto the former transgressive surface and distal highstand deposits.

Introducción

La Formación Las Aguaditas aflora en la Precordillera Central sanjuanina al sudoeste de Jáchal (Fig. 1). Está compuesta por una sucesión rítmica de bancos calcáreos y margosos (calcáreo-pelíticos) tabulares, de colores oscuros en cara fresca y tonalidades amarillentas en caras meteorizadas, que localmente están deformados con grado variable y se intercalan con brechas y conglomerados intraformacionales. La importancia de esta unidad radica en que constituye el único remanente de naturaleza calcárea depositado con posterioridad al Arenigiano superior-Llanvirniano inferior, edad con que culmina aproximadamente el ciclo carbonático representado en toda la Precordillera por la Formación San Juan. Su estudio paleoambiental permite arrojar luz sobre el funcionamiento del sistema deposicional precordillerano durante el Ordovícico medio.

Este trabajo brinda un detallado análisis litofacial a través del cual se fundamenta la génesis de esta unidad predominantemente carbonática. Se estudiaron las secciones de la quebrada Colorada (Fig. 2a), de la quebrada de Las Aguaditas (Fig. 2b) e intermedias. El estudio de campo fue complementado con análisis de microfacies. En la Fig. 3 se sintetizan las facies, microfacies y

secuencias de facies características de la unidad. Finalmente, se establece una correlación estratigráfica regional que permite realizar una síntesis evolutiva de su desarrollo.

Para la descripción de espesores se empleó la clasificación de Ingramm (1954) y para colores la tabla de colores del Servicio Geológico Norteamericano. Las clases granulométricas son las de Wentworth (1922).

Marco geológico y antecedentes

La Fm. Las Aguaditas, descrita por vez primera en Jelin (1970) y De Ormachea (1972), fue definida por Baldis *et al.* (1982) como "un conjunto de margas, calizas y calizas arrecifales, caracterizado por sus colores de alteración amarillentos y netamente diferenciables de la Fm. San Juan infrayacente". Aflora en el flanco oriental del cordón de Los Blanquitos ubicado al suroeste de la ciudad de San José de Jáchal y en la localidad de Mogotes Azules al oeste de la sierra de la Trampa. En ambas localidades fue mapeada como Fm. Los Azules (Furque 1979 y 1975, respectivamente). Baldis y Blasco (1974) diferenciaron cuatro miembros (inferior, 54 m; lajoso, 110 m; margoso, 40 m y superior, 80 m).

En el cordón de Los Blanquitos la Formación Las Aguaditas forma parte de una espesa secuencia eopaleozoica con buzamiento homoclinal al oeste de aproximadamente 45°. Yace en paraconcordancia sobre la Fm. San Juan con la cual limita a través de una superficie costrificada de color ocre y extensión regional (Astini 1991). La Fm. San Juan posee en su tope una fauna de conodontes del Arenigiano inferior (Sarmiento *et al.* 1986) y está constituida por "wackestones" bioclásticos con abundante *Nuia* sp. (Cabaleri 1986). Una discordancia regional erosiva bisela a la Fm. Las Aguaditas en el tope (Baldis y Blasco 1974; Astini 1991 y 1992), depositando el conglomerado basal de la Fm. La Chilca de probable edad finiordevónica (Astini y Piovano 1993).

El estratotipo aflora en la quebrada homónima ubicada a 12 km al suroeste de Jáchal. No obstante, la mejor sección de esta unidad (318,15 m) aflora en las cabeceras de la quebrada Colorada (Aguada del Tupe) a la cual se accede por la Pampa de Umango (Fig. 1). El espesor de la unidad en la sección tipo es de aproximadamente 285 m y su edad está comprendida entre el Llanvirniano

inferior y el Caradociano inferior (Baldis y Blasco 1974, Baldis *et al.* 1982, Cabaleri 1987, Keller *et al.* 1993, Brussa 1994, Lehnert 1994). El hallazgo de *P. serra* (Keller *et al.* 1993) por encima del miembro inferior de la unidad indica una edad más joven que Llanvirniano superior para la mayor parte de ella, comprendida dentro de la Biozona de *P. anserinus*. Por su parte Brussa reconoció elementos de la Biozona de *P. tentaculatus* en los niveles basales y de *N. gracilis* en los cuspidales confirmando el rango de edades antes mencionado. Los conspicuos conglomerados y brechas intraformacionales pueden, sin embargo, estar representando importantes hiatos erosivos dentro de la unidad y el paquete basal de esta unidad (25 m), que comprende faunas típicas del miembro inferior de la Fm. Gualcamayo (Astini 1991), conocido en otras localidades como "transfacies calcáreo-pelíticas" (Baldis *et al.* 1984) o "zona de transición" entre las formaciones San Juan y Gualcamayo (Benedetto *et al.* 1986), constituye en parte un intervalo condensado (Astini 1995).

Cabaleri *et al.* (1985) y Cabaleri (1987) interpretaron a esta unidad como una sucesión de brechas

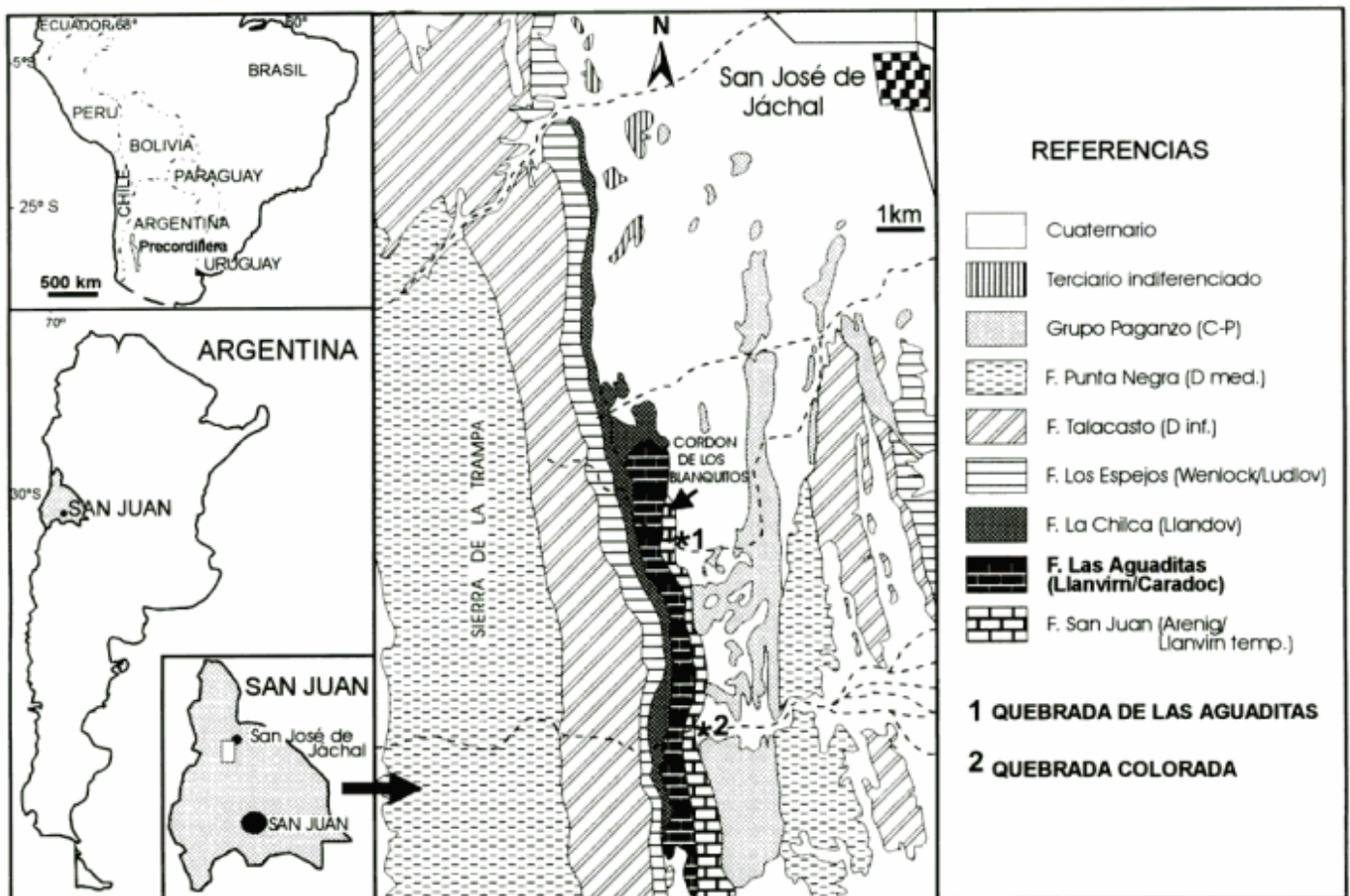


Figura 1: Mapa de afloramientos de la Formación Las Aguaditas en el cordón de Los Blanquitos y geología del área ubicada al suroeste de Jáchal. O: Ordovícico, S: Silúrico, D: Devónico, Q: Cuaternario.

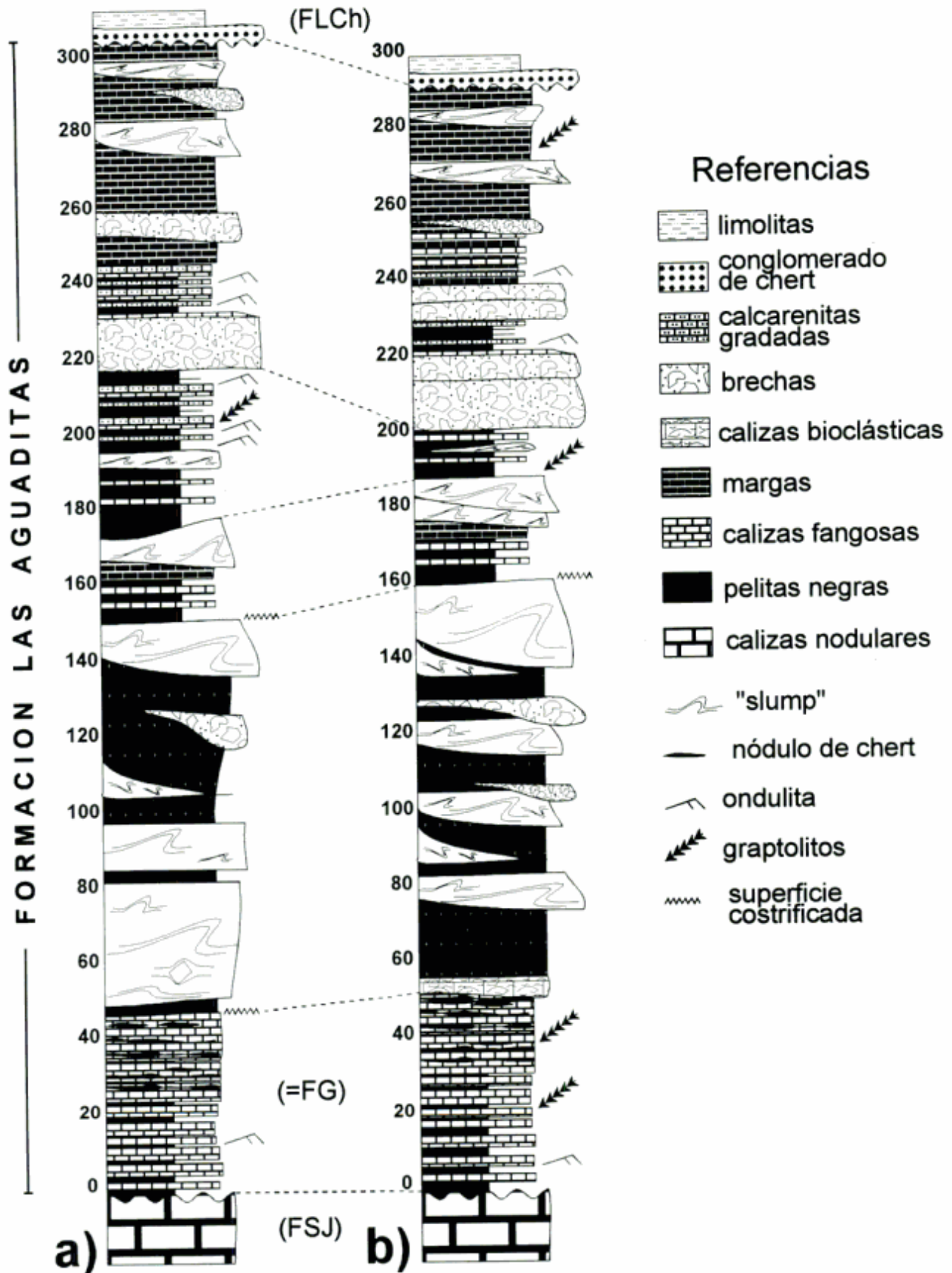


Figura 2: Secciones columnares de la Fm. Las Aguaditas. a) quebrada Colorada y b) quebrada de Las Aguaditas. FSJ: Fm. San Juan, FG: Fm. Gualcamayo, FLCH: Fm. La Chilca. Obsérvese que el tramo inferior de la Fm. Las Aguaditas constituye un equivalente lateral de la Fm. Gualcamayo.

intraformacionales de origen tectónico (fase Guandacólica), sucedidas por acumulaciones pseudoarrecifales y coronadas por un conjunto pelítico cuspidal de aguas profundas. Con posterioridad, Cabaleri (1990) sostiene que existen arrecifes fangosos en el tramo medio-superior (Miembro Las Marías de Cabaleri 1987). Según observaciones propias, las construcciones arrecifales son en realidad, brechas calcáreas intraformacionales (tal como mencionara Borrello 1969) con abundantes fragmentos de receptaculítidos, briozoos, crinoideos, braquiópodos, trilobites y gastrópodos (véase Carrera 1991).

Petrología y microfacies

En adelante se emplea la terminología de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971) para describir las texturas depositacionales. Los términos calcipelitas, calcilimolitas, calcarenitas y calciruditas (cf. Folk 1968) se emplean genéricamente y en forma descriptiva aludiendo a su granulometría.

Entre las calcarenitas y calcilimolitas (*grainstones* y *micrograinstones*, respectivamente) existen dos tipos fundamentales de partículas: bioclastos y peloides. Granos detríticos de cuarzo subanguloso de tamaño limo y arena fina y oolitas constituyen menos del 2 %. Otro componente minoritario lo constituyen intraclastos micríticos con algunos bioclastos dispersos (*mudstones* y *wackestones*) subangulosos a subredondeados.

Los bioclastos incluyen: trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, briozoarios, espículas monoaxonas y tetraxonas de espongiarios, artejos y fragmentos de placas de crinoideos, ostrácodos, gastrópodos, tentaculítidos y fragmentos de algas (cianobacterias?). Entre las formas más comunes se destacan trilobites y ostrácodos.

Los peloides que constituyen el mayor porcentaje de las partículas (hasta 85 % en las calcarenitas y hasta el 100 % en las calcilimolitas) poseen tamaños variables entre 0,05 y 0,5 mm, aunque en las muestras individuales poseen una selección muy buena. Estas partículas poseen formas esféricas algo elongadas a ovoidales o elipsoidales. Están compuestas típicamente por micrita homogénea y algunas poseen tamaño de grano levemente mayor hacia el centro, compuesto por microesparita. Sus bordes generalmente no están bien demarcados. El origen de estas partículas es incierto (cf. Flügel 1982), siendo los más probables a partir de la descomposición de pellets fecales (Flügel 1982), por retrabajo de partículas de fango micrítico (cf. Fahraeus *et al.* 1974), o por desintegración y retrabajo sucesivo de algas (cf. Wolf 1965 y Coniglio y James 1985). Estos últimos autores sugieren que, tal vez, los estadios finales de la fragmentación de algas cianófitas (cianobacterias?) como *Girvanella* y *Epiphyton* proveyeron el mayor por-

centaje de peloides en las unidades del Paleozoico inferior, teniendo en cuenta que en ese tiempo no existía plancton calcáreo. Asimismo, Coniglio y James (1985) sostienen que independientemente de la edad, algas y cianobacterias constituirían el contribuyente volumétricamente más importante, no sólo de los sedimentos carbonáticos de plataforma sino también de los de periplataforma.

Otro tipo de partículas de origen incierto presentes como componentes minoritarios en calcarenitas pero muy numerosas en las facies micríticas (*mudstones* y *wackestones*), son calciesferas de entre 0,1 y 0,5 mm de diámetro. Estas suelen poseer un borde (rim) oscuro y están constituidas por microesparita de grano sensiblemente más grande hacia el centro. Carecen de estructu-

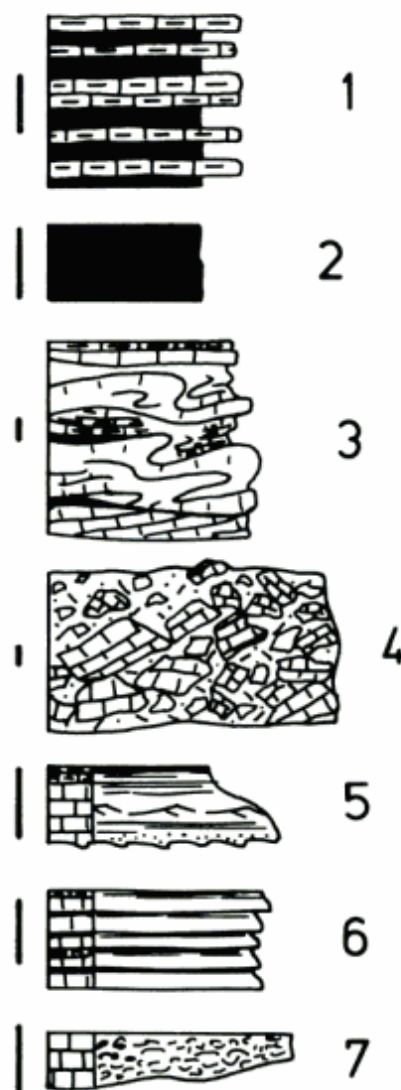


Figura 3: Diagramas de facies de la Fm. Las Aguaditas. 1: calizas micríticas con calcipelitas alternantes, 2: pelitas negras, 3: capas contorsionadas, 4: brechas y megabrechas calcáreas, 5: calizas gradadas, 6: calizas bandeadas, 7: calizas bioclásticas. Las barras negras ubicadas a la izquierda de los diagramas poseen aproximadamente 10 cm.

ra interna. Estos pueden corresponder a fragmentos algales o bien ser radiolarios calcificados. Por las texturas y facies asociadas se favorece esta última alternativa.

En los floatstones (brechas calcáreas fangosas) es importante destacar la presencia de receptaculídeos (*Selenoides* sp.), descritos por Carrera (1991), entre los bioclastos asociados a clastos y bloques calcáreos intraformacionales. La fauna macroscópica acompañante en los floatstones se compone de colonias enteras y fragmentarias de briozoarios, restos de crinoideos, braquiópodos, trilobites, gastrópodos y cefalópodos. *Selenoides* sp. formaba parte en el Paleozoico temprano de bioconstrucciones.

Las principales microfacies (cf. Wilson 1975, Flügel 1982: 403) reconocidas en la Fm. Las Aguaditas son: pelitas calcáreas laminadas (SMF1), *mudstones* (SMF3), *wackestones* (SMF8 y SMF9), *packstones* (SMF4 y muy escasa SMF10), *grainstones* y *micrograinstones* (SMF2 y escasa SMF16), *floatstones* y *rudstones* (brechas calcáreas: SMF24 y localmente SMF5 y acumulaciones coquinoideas: SMF12). En los clastos de los *floatstones* predominan SMF9 y SMF10 y en la matriz SMF4, en los *rudstones* SMF3 y SMF9. Las microfacies 1 y 3 generalmente presentan escasa bioturbación, representada por madrigueras con contornos marcados y exiguos moteados.

Puede sostenerse, en conclusión, que dentro de esta unidad existe un marcado predominio de microfacies correspondientes a las asociaciones (*facies belts*) 2, 3 y 4 de los modelos de Wilson (1975) y Flügel (1982); es decir, de talud y su transición con la cuenca profunda. En general, predominan las facies pertenecientes a ambientes restringidos, pero la abundancia de depósitos resedimentarios permite establecer su vinculación con paleoambientes de talud, favoreciendo la asociación de facies 2 en lugar de la 7.

Análisis de facies

Facies 1: Calizas micríticas con intercalaciones de calcipelitas negras

Son *mudstones* (SMF3) (eventualmente *wackestones*, SMF 8 y 9) delgados y muy delgados que incluyen láminas de *micrograinstones* y se intercalan rítmicamente con pelitas calcáreas finamente laminadas en proporciones variables. Los *mudstones* son la litología más abundante de la Fm. Las Aguaditas, constituyendo esta facies más del 60 % de la unidad.

La estratofábrica es tabular, con contactos netos en la base, algo irregulares en detalle. En el techo, la transición a pelitas calcáreas es también abrupta y generalmente plana. Los topes de algunas capas poseen costras de chert o están silicificados en parches. A veces las bandas de chert son continuas por metros y otras veces

se reducen a simples nódulos. En ocasiones los *mudstones* poseen una textura más gruesa en los bordes que en el interior de la capa y algunas capas poseen importantes acumulaciones superficiales de valvifauna (particularmente de trilobites trinucleidos). También son frecuentes los niveles con costras superficiales de color naranja u ocre (coberturas ferruginosas).

Los *mudstones* son homogéneos (micrita fina, localmente recristalizada a microesparita), y poseen piritas diseminada y colores oscuros indicadores de altos contenidos de materia orgánica. Los valores de residuo sólido terrígeno son inferiores al 10 %. La homogeneidad de la mayoría de los *mudstones* (eventualmente *wackestones*) sería primaria atendiendo a la ausencia de moteado. Los tubos y madrigueras son escasos y están bien conservados, con disposición generalmente vertical o subvertical y bordes netos producto de bioturbación tardía o posterior a la consolidación temprana de las capas. Algunos niveles poseen restos esqueléticos bien conservados y enteros de trilobites y braquiópodos dispersos en el fango, como así también restos de nautiloideos. Estos últimos corresponden a *wackestones*. Son frecuentes los niveles con abundantes calciesferas (radiolarios?).

Finas láminas de *micrograinstones* pelesparíticos y microbioesparíticos (SMF2 y eventualmente SMF16), interrumpen la homogeneidad de los *mudstones*. En general, presentan bases erosivas y en ocasiones constituyen microlenticulas del orden del milímetro de amplitud.

Las pelitas calcáreas (SMF1) se disponen con espesores variables en distintos tramos de la secuencia. En algunos sólo constituyen particiones laminares a muy delgadas (*parted limestones* de Coniglio y James 1990). En estos casos parecen verdaderas descamaciones de los *mudstones*. En otros la relación de *mudstones*:pelita oscila entre 3:1 y 1:1. Esta recibe el nombre de estructura compuesta tipo *ribbon* (cf. Coniglio y James 1990). En algunos paquetes transicionales a la facies de pelitas negras, los *mudstones* se disponen aislados y con formas irregulares a nodulares dentro del contexto pelítico.

Las pelitas calcáreas presentan composiciones margosas variables y siempre reaccionan, aunque sea levemente, con ácido clorhídrico. Los valores de residuo sólido terrígeno oscilan entre 85 y 15 %.

Interpretación: se trata de hemipelagitas producto de decantación de fangos carbonáticos (cf. Cook y Taylor 1977), con mezclas variables de arcillas introducidas por colas turbidíticas diluidas. Los *mudstones* constituirían la única facies de carácter autóctono, habiéndose depositado en ambientes de baja energía hidrodinámica y atmósfera cíclicamente reductora. Los sedimentos granulares (*micrograinstones* laminares y microlenticulares) se interpretan como términos traccionales correspondientes a turbiditas diluidas (T₀-T_σ de Stow y Shanmugam 1980) o como producto residual de cortos momentos traccionales por circulación de fondo. Estos últimos podrían estar vinculados con co-

rrientes de contorno (Bein y Weiler 1976, Bertrand-Sarfati y Moussine-Pouchkine 1983). La elevada tasa de sedimentación habría sido propicia para la preservación de materia orgánica.

Durante momentos de escasa sedimentación (o de no depositación) habrían actuado procesos de diagénesis, contribuyendo a acentuar la estratificación y la alternancia de pelitas calcáreas (Einsele 1982, Ricken 1986, Bathurst 1987). Coniglio y James (1990), explican la diferenciación entre calizas y pelitas a través de procesos de disolución de carbonatos dispersos en las capas originalmente más arcillosas y reprecipitación localizada, que forma nódulos y calcifica o dolomitiza las capas de composición más calcárea, contribuyendo a una rápida consolidación del depósito. Este proceso acentúa las diferencias composicionales y sería el responsable de generar bordes microesparíticos, a veces enriquecidos en hierro (*ferroan calcite*), que son los responsables de las pátinas ocres y superficies rugosas de algunas capas. El fenómeno de disolución-precipitación habría favorecido el aspecto rítmico de esta facies, acentuado por la existencia de una atmósfera cíclicamente reductora (*cf.* Coniglio 1989). La disolución y reprecipitación temprana de carbonatos sería la causa de la litificación prematura de estos depósitos sujetos a deslizamiento (facies 3) y brechamiento (facies 4).

La interestratificación original rítmica de fangos calcáreos y pelitas (acentuada por diagénesis), puede deberse a fluctuaciones climáticas de corto período (1000 años) según Barnaby y Read (1990). En períodos áridos el influjo de pelitas a la cuenca debe disminuir aumentando la proporción relativa de carbonatos depositados. En tiempos húmedos, por el contrario, el influjo de minerales arcillosos y limosos generaría las capas pelíticas. Alternativamente, la ciclicidad podría obedecer a fluctuaciones del nivel del mar (eustáticas) de pequeña escala -indirectamente también climáticas- que afectan al influjo terrígeno (*cf.* Stoakes 1980, Arthur *et al.* 1984, Fischer 1986, Goldhammer *et al.* 1990).

Numerosos autores (véase Cook y Enos 1977, Scholle *et al.* 1983) han descripto y analizado facies similares interpretándolas como depósitos periplataforma (fangos de periplataforma de Schlager y James 1978), de carácter hemipelágico o mixto turbidítico-pelágico. Sin embargo, es importante notar que en el Paleozoico inferior no existían organismos planctónicos calcáreos (Flügel 1982, Coniglio y James 1985) por lo que la procedencia de los materiales carbonáticos habría sido desde plataformas y rampas carbonáticas o desde arrecifes y, por ello, la denominación de hemipelagitas es más apropiada. Al respecto Crevello y Schlager (1980) y Heath y Mullins (1984) explican como el material carbonático fino es transportado hasta 120 km de distancia desde las plataformas, por plumas densas originadas en tormentas que agitan la plataforma o bien, en las colas de baja concentración de corrientes de turbidez.

Ambos fenómenos son comunes durante los períodos de niveles de mar alto.

Facies 2: Pelitas negras laminadas (pelitas calcáreas)

Se trata de pelitas negras finamente laminadas y de composición illítico-cloríticas. La proporción de limo cuarzo y feldespato es muy baja, menor al 5%. Cristales de piritita y microesparita y espículas de esponjas se encuentran diseminados. Contienen porcentajes variables de micrita (débil reacción con ácido clorhídrico), cubriendo toda la gama hasta pelitas calcáreas. Poseen elevados porcentajes de materia orgánica (hasta 2%, Astini 1991) que se observa al microscopio como finos filamentos negros discontinuos, a veces corrugados, dispuestos paralelos a la laminación. Las variedades más arcillosas desarrollan una clara laminación por fábrica (Lundegard y Samuels 1980) que les otorga una marcada fisilidad superficial. Presentan escasa bioturbación. A escala decimétrica presenta cambios de coloración de tonalidades negras y grises azuladas a grises medias y parduscas.

Posee amplia distribución dentro de la formación pero volumétricamente no es muy significativa (< 10%). Forma parte casi excluyente en algunos tramos de la sucesión (intervalos de entre 0,5 y 8 m de espesor) en donde sólo se intercalan algunos niveles delgados de *mudstones*, pero lo más común es que constituyan delgadas particiones pelíticas interestratificadas entre las facies carbonáticas.

En general posee una abundante fauna de graptolitos y en algunos niveles son abundantes las especies nadadoras de trilobites (faunas exteriores a la plataforma de Fortey 1975, Baldis 1979).

Interpretación: Su naturaleza fina junto al color negro y la fábrica laminada, indican depositación por decantación en medios anaeróbicos (anóxicos). Según Moon y Hurst (1984), estos ambientes son proclives a evitar la floculación de los materiales pelíticos y favorecen la depositación individual de las partículas. El color oscuro de esta facies, dado por un alto contenido de materia orgánica, puede explicarse por un aporte originalmente elevado de materia orgánica, preservado por el escaso contenido de oxígeno disuelto en las aguas del fondo.

Esta facies es común en otras unidades del Sistema Ordovícico de la tectofacies oriental de la Precordillera.

Facies 3: Capas plegadas y deformadas

Se trata de capas individuales deformadas (pliegues intrafoliares de Gawthorpe y Clemmey 1985) y conjuntos de estratos replegados (*slumps*), que en todos los casos están limitados por paquetes no deformados, a manera de sandwich.

Los pliegues intrafoliares se disponen aislados y con geometrías isoclinales y recumbentes. Frecuentemente el limbo inferior se halla adelgazado o incluso truncado por estiramiento, generando pliegues desarraigados. Un tipo de pliegues intrafoliares bien desarrollados posee forma de Z muy aplastada (*cuasi* paralela a la estratificación) y estirada por su flanco invertido. La amplitud de onda de estos pliegues no supera los 20 cm por lo general. Las litologías involucradas son fundamentalmente mudstones grises oscuros en corte fresco, a veces con intercalaciones rítmicas de pelitas y calcipelitas negras, con estratofábrica original delgada y paralela.

Los paquetes con plegamiento disarmónico tienen espesor variable entre los 0,5 m y los 14 m, pero comúnmente son del orden del metro. Con frecuencia poseen sectores brechados. El plegamiento es intenso en algunos cuerpos y muy leve en otros. Se trata de convoluciones disarmónicas, localmente con vergencia hacia el noroeste. El plegamiento es de tipo plástico y no desarrolla clivaje de plano axial. La longitud de onda de los pliegues va entre 0,30 y 2,5 m. Estos paquetes presentan contactos generalmente netos con el entorno. Por la base suelen estar limitados por superficies cóncavas que los separan del paquete infrayacente por medio de una leve angularidad (1° a 10°) (truncamientos intraformacionales o superficies de truncamiento interno). Lateralmente estas superficies, que limitan cuerpos sedimentarios en aparente angularidad, desaparecen o se tornan concordantes a la escala de la decena de metros o más. Esta característica es difícil de observar por requerir afloramientos con buena exposición lateral como los expuestos en el corte de la Quebrada Colorada. En el tope y lateralmente suelen gradar a brechas intraclásticas y finalmente en contacto neto, le suprayacen facies con estratificación horizontal y sin deformación.

Las superficies de truncamiento interno separan en muchos casos paquetes sin deformación interna. En estos casos puede apreciarse más claramente la geometría cóncava hacia arriba de la superficie y la divergencia angular entre las capas suprayacentes e infrayacentes. También se hallaron entre las litologías con estratificación fina, planos de dimensiones más pequeñas que separan paquetes delgados (5 a 25 cm) con leve angularidad entre ellos. La divergencia entre los estratos inferiores y superiores es del orden de los 3° a 5° y estas pueden observarse en pequeños afloramientos. Lateralmente, los estratos se tornan gradualmente paralelos a la superficie, que pierde su identidad (*cf.* Cook y Enos 1977: 1).

Otras estructuras de deformación presentes son adelgazamientos marcados y engrosamientos de capas, tipo *boudinage* y desmembramiento y rotación de capas. Algunos niveles poseen grietas tensionales rellenas por fango micrítico, dispuestas perpendiculares a la estratificación y atravesando una o dos capas solamen-

te. Otras presentan un estado de desmembramiento más avanzado (*brechamiento*), con bloques imbricados por obstrucción.

Interpretación: Representan sedimentos semiconsolidados que se han desplazado y deformado por pendientes sindepositacionales. Esta facies corresponde a la facies F de Mullins y Cook (1986: 48) y está tipificada por fajas contorsionadas y abundantes cicatrices de deslizamiento comunes de ambientes de talud. Allí las pendientes naturales o excesos de carga, que superan la resistencia interna del conjunto, favorecen el deslizamiento. Esto ha resultado en paquetes con deformación interna variable, que han evolucionado localmente hacia flujos de detritos como producto final del transporte pendiente abajo (Fig. 4). Luego del inicio del movimiento por reptación (*creep*) y estiramiento (que produce el *boudinage* sedimentario), si el material evoluciona hasta estadios de deslizamiento coherente (*slumps*) o estadios de deslizamiento incoherente (flujos de detritos), depende de la relación entre el contenido de agua y el límite de fluidez del material, la resistencia interna del material y la duración del movimiento (Pickering *et al.* 1989).

La intensa deformación sinsedimentaria se habría localizado tanto en zonas de cizalla en las que la

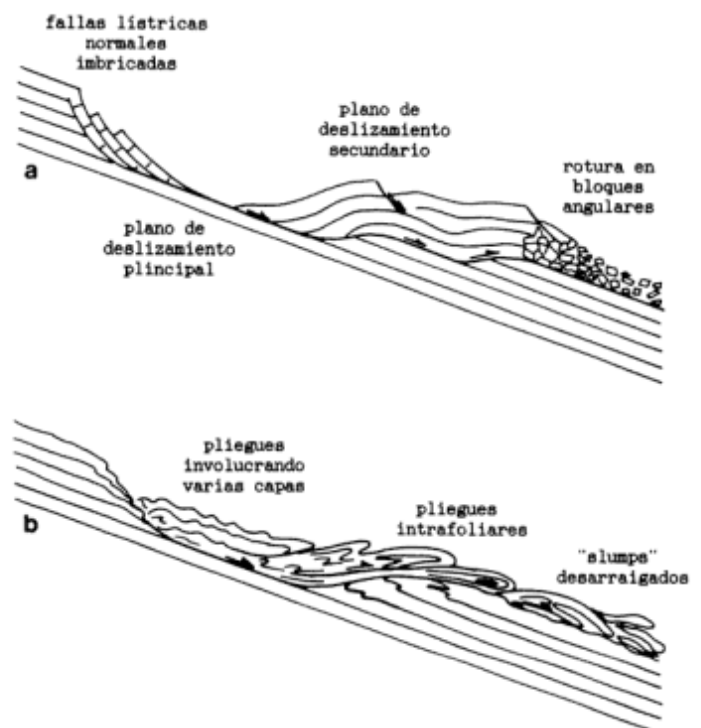


Figura 4: Modelos de generación de paquetes contorsionados y brechados a partir de deslizamientos y fallas gravitacionales en paleopendientes. Nótese el comportamiento predominantemente frágil y rotacional en el caso a) en donde la deformación se concentra en el plano de cizalla, en contraste con el mecanismo de deformación plástica en b) que desarrolla una profusa deformación interna. Adaptado de Gawthorpe y Clemmey (1985).

estratofábrica original se deformó plástica o frágilmente, o bien, en planos de cizalla o de despegue en donde se concentraron los esfuerzos de corte (cf. Nardin *et al.* 1979, Cook y Mullins 1983). Estos últimos corresponden a cicatrices de deslizamiento (*slide scars*) o planos de truncamiento interno (cf. Davies 1977, Hubert *et al.* 1977, Cook 1979, Cook y Mullins 1983, Alvarez *et al.* 1985, Coniglio 1986, entre otros) que según Gawthorpe y Clemmey (1985) se localizan a cierta profundidad por debajo de la superficie, en donde la sumatoria de la aceleración de la gravedad supera la resistencia interna del depósito. El grado de consolidación y la presencia de frecuentes particiones pelíticas habrían favorecido la generación de uno u otro tipo de deformación. Las condiciones que favorecen el inicio de un deslizamiento son una función directa de: a) el gradiente del fondo (Moore 1961), b) la tasa de sedimentación (Hein y Gorsline 1981) y c) la respuesta del sedimento a shocks sísmicos periódicos (Morgenstern 1967 y Egan y Sangrey 1978). La tasa de sedimentación influye a su vez en el contenido de agua, en la velocidad de consolidación, en la presión de sobrecarga y en el contenido de materia orgánica y su posterior transformación en gas, que eleva la presión de poros. El elevado contenido de materia orgánica sumado a la alta tasa de sedimentación, característica de taludes carbonáticos (Mullins y Cook 1986), habrían sido importantes causas de colapso en este caso.

Facies 4: Brechas y megabrechas calcáreas

Se trata de brechas y conglomerados carbonáticos fango y clastosoportados y de depósitos de bloques, mal seleccionados. Se disponen en capas mantiformes gruesas y muy gruesas de marcada continuidad lateral y también en cuerpos lenticulares medianos, gruesos y delgados. Excepcionalmente incluyen bloques del orden del metro.

Geométrica y texturalmente pueden diferenciarse dos tipos distintos de depósitos sefíticos. Conglomerados carbonáticos polimícticos fangosoportados (*floatstones*), tabulares o mantiformes (relación extensión lateral/espesor $\gg 100$), gruesos y muy gruesos (localmente hasta 12 m de espesor) y brechas carbonáticas monomícticas clastosoportadas (*rudstones*) lenticulares (relación < 50) delgadas a gruesas. Los contactos en ambos son netos, predominando los de tipo plano en los cuerpos tabulares y los irregulares en los lenticulares. Son comunes los clastos protruyendo desde el tope y en los lenticulares las terminaciones laterales abruptas. Los *floatstones* poseen mayor selección de clastos que los *rudstones*, cuyos clastos y bloques son angulosos (brechas) y frecuentemente tabulares (*flat pebble conglomerates*) con bordes en serrucho y a veces plegados. Estos últimos están íntimamente relacionados con paquetes deformados de la facies 3.

Los tamaños normales de clastos van entre guija y bloque, estando los tamaños máximos relacionados con los espesores de capa en valores que oscilan entre 1:2 y 1:20 (TMP:EC). La composición dominante de los clastos es de *mudstones* y margas oscuros en los cuerpos lenticulares. En los cuerpos mantiformes son muy abundantes ($>$ del 65 %) los fragmentos de *boundstones*, *packstones* y *wackestones* bioclásticos. La matriz de estos últimos está constituida por fangos micríticos macizos, a veces microbrechosos, con granos angulosos muy mal seleccionados y bioclastos enteros y fragmentarios.

Los *floatstones* son homogéneos y su fábrica es en general caótica. Algunos poseen una sensible disminución granulométrica acompañada de pérdida de la matriz en el tope y un pasaje rápido a una cubierta fangosa delgada, parcialmente laminada, con bioclastos dispersos y escasa bioturbación. Localmente se observa una gradación inversa centimétrica en la base. Los *rudstones* presentan mejor arreglo interno con clastos alineados y fábrica imbricada favorecida por la geometría tabular de sus componentes.

Asociados a esta facies se hallaron bloques aislados muy angulosos y de hasta 1 m, incurvando plásticamente las capas subyacentes y suprayacentes (bloques caídos).

Interpretación: Se interpretan como debritas calcáreas, es decir, depósitos de flujos de gravedad del tipo de los flujos de detritos cohesivos y no cohesivos. La rápida consolidación de los flujos de detritos por inmovilización cohesiva y/o friccional, acorde al porcentaje de matriz que involucren, explica la escasa estructuración de estas debritas (fábrica pobremente desarrollada), las terminaciones laterales abruptas (*snouts*) y los topes irregulares-convexos con clastos protruyendo (cf. Hiscott y James 1985). Los contactos basales netos planos o amoldados al sustrato obedecen a la característica laminar (no erosiva) del flujo depositante. La imbricación de algunos depósitos es por obstrucción más que producida por corriente. La leve gradación inversa basal se atribuye a la intensa cizalla que se genera en la base de estos flujos densos, la cual produce un desplazamiento de las granulometrías más gruesas unos centímetros arriba del contacto basal. La gradación normal del tope se explica por dilución del flujo en contacto con el fluido circundante y consiguiente pérdida gradual de competencia en los bordes. Esto explica la depositación de una cubierta fangosa residual.

Los depósitos mantiformes de gran escala reciben el nombre de megabrechas (cf. Cook *et al.* 1972, Mountjoy *et al.* 1972, Conaghan *et al.* 1976, Johns 1978, Krause y Oldershaw 1979) o debritas mantiformes (*debris sheets* de Crevello y Schlager 1980) depositadas a partir de flujos de detritos viscosos o flujos granulares modificados de gran volumen (cf. Mullins y Van Buren 1979). Las brechas lenticulares o lobuladas son en cambio, depósi-

tos más localizados y de menor volumen y corresponden a brechas de flanco, con menor transporte.

El grado de litificación (consolidación y cementación) del depósito previo a su ruptura, habría controlado su naturaleza final (cf. Gawthorpe y Clemmey 1985). Mientras que en depósitos inconsolidados la deformación plástica conduce rápidamente al desmenuzamiento y la consiguiente generación de abundante matriz fangosa, los depósitos consolidados y cementados se deforman frágilmente, generando en un comienzo brechas con escasa matriz. La existencia de términos clastosoportados y fangosoportados puede también indicar distinto grado de desarrollo de los flujos de gravedad (cf. Cook *et al.* 1972, Cook 1979, McIlreath y James 1984), pero su génesis está siempre vinculada con depósitos carbonáticos preexistentes. Por esta razón son considerados como depósitos resedimentados o alóctonos.

Los fenómenos que generan actualmente depósitos similares (Crevello y Schlager 1980, Mullins *et al.* 1986) incluyen: a) eventos sísmicos, tsunamis e impactos de tormentas, b) caídas del nivel del mar y c) colapsos gravitacionales del talud por exceso de carga o superación del ángulo crítico. La ruptura local de un conjunto de capas aún no litificadas y localizadas en una pendiente produce, luego de una fluencia elasto-plástica inicial (*creep*), una fragmentación (brechamiento) del depósito. En un comienzo éste evoluciona como un flujo de detritos no cohesivo, sostenido por la turbulencia interna del fluido que se incorpora al flujo y por la interacción entre los clastos. Pero si el depósito original estratificado está muy poco litificado, rápidamente se disgrega y provee gran cantidad de matriz a partir del desmenuzamiento de los clastos. Al mezclarse con el fluido intersticial, la matriz forma una mezcla de gran viscosidad capaz de arrastrar y llevar en suspensión grandes bloques, que a la vez sufren un desgaste mínimo al disminuir notablemente la fricción intergranular (aumento de la lubricación interna). Por poseer un comportamiento interno laminar (dado por su elevada viscosidad) evita la incorporación rápida del fluido del medio ambiente comportándose como un sistema cerrado y pudiendo así, por mecanismos de autosuspensión, desplazarse centenares y miles de metros pendiente abajo, aún con muy bajo gradiente (1° a 2°) (cf. Johnson 1970, Pierson 1981, Takahashi 1981). Las distintas etapas de fragmentación y fluencia de capas semiconsolidadas están preservadas en numerosas partes la unidad, en particular, dentro del tramo superior del ciclo basal y del intermedio.

Los clastos de boundstones junto a los bioclastos dispersos en la matriz y la geometría plano-convexa de algunos de estos cuerpos indujo a Baldis *et al.* (1982), Cabaleri *et al.* (1985) y Cabaleri (1990) a definir cuerpos arrecifales y acumulaciones bioconstruidas. Si bien en algunas debritas los fragmentos de boundstones con restos de organismos constructores constituyen hasta el 50% de los clastos, éstos son parte de brechas poligénicas

y debritas fangosas derivadas parcialmente desde cuerpos carbonáticos autóctonos. En ningún caso constituyen armazones bioconstruidos en posición de vida, si bien algunas colonias de briozoarios laminares desarrolladas en el tope (Keller *et al.* 1993) podrían reflejar una adaptación residual a las nuevas condiciones.

James (1984) describe brechas y bloques caídos similares a los presentes en esta facies y los analiza como desprendimientos y depósitos de flanco, en relación a bioconstrucciones o abultamientos carbonáticos con márgenes abruptos y acantilados submarinos. Brechas polimícticas similares a las de esta formación son atribuidas a acumulaciones de pie de talud (*foreslope* y *toe-of-slope*) (Pfiel y Read 1980, Barnaby y Read 1990). Esto se debe a la mezcla composicional existente entre elementos de aguas someras (*boundstones* y *grainstones*), con otros típicos del talud (*mudstones* y hemipelagitas).

La presencia de las debritas mantiformes no necesariamente constituye evidencias de fases orogénicas como fuera postulado por Cabaleri (1987), si bien pueden originarse por sismos entre otras causas (Mutti *et al.* 1984, Labaume *et al.* 1987, Mullins *et al.* 1986). Desde un punto de vista sedimentológico corresponden a depósitos de deslizamientos extraordinarios y estos sólo se reconocen en el tramo basal del tercer ciclo de la Fm. Las Aguaditas. El resto de las brechas corresponderían a depósitos de falco que se explican más sencillamente por mecanismos autocíclicos.

Facies 5: Calizas gradadas

Se trata de calizas gradadas dispuestas en bancos tabulares, medianos y excepcionalmente gruesos, frecuentemente con capas amalgamadas. Las capas individuales, generalmente delgadas, desarrollan las variedades de estructuras típicas del ciclo de Bouma (1962). Sus bases son netas planas y onduladas, frecuentemente con marcas de flujo y algunas trazas difusas. Las estructuras, en general, resaltan en las caras meteorizadas, ya que en las caras frescas la roca tiene apariencia maciza. Los ciclos de Bouma son generalmente incompletos. El término b (laminación paralela) está pobremente desarrollado en los ciclos completos y el c se reduce comúnmente a ondulitas aisladas que le confieren aspecto lenticular a las capas delgadas. En ocasiones el término c está deformado (laminación convoluta). El término d (pelitas calcáreas) posee abundantes graptolitos, a veces bien orientados.

Los términos basales están constituidos por *grainstones* finos y muy finos de composición mixta peloidales-bioclásticos (SMF2), con proporciones inferiores al 1% de granos detríticos silicoclásticos y cemento microesparítico. La disposición interna de las partículas y fragmentos biogénicos es caótica. En la porción superior de los ciclos gradados se incrementa el contenido de micrita y el porcentaje de minerales arcillosos,

particularmente de illita, lo que le otorga a la roca una fábrica laminar. Asimismo, en el tramo superior sensiblemente más oscuro, se observan al microscopio laminillas discontinuas y corrugadas de material carbonoso, que en algunos casos corresponden a cortes transversales de graptolitos.

La dirección dominante de paleocorrientes (marcas de flujo y laminación cruzada) se dirige hacia el norte con una dispersión de 35°.

Interpretación: Se trata de depósitos turbidíticos que redepusieron en la cuenca "profunda", materiales carbonáticos incoherentes en granulometrías finas y concentraciones elevadas (cf. Wilson 1969 y 1975). Por su frecuente interrupción en el tope se interpretan como depósitos próximos al área de aporte (cf. Davies 1977, Steiger 1981, Colacicchi y Baldanza 1986).

Estas facies han recibido el nombre de calizas alodálicas (Meischner 1962 y 1964), término empleado posteriormente en Friedman (1969) y fundamentalmente por geólogos de la escuela alemana para designar a depósitos carbonáticos resedimentarios equivalentes a las turbiditas calcáreas.

Facies 6: Calizas bandeadas

Se trata de *grainstones* muy finos gradados (*micrograinstones*), dispuestas en capas muy delgadas (0,5 y 5 cm), a veces amalgamadas, que alternan con *mudstones* macizos de color gris oscuro, otorgando al depósito un aspecto interno bandeado. En caras meteorizadas el bandeamiento queda manifiesto por la tonalidad clara (amarillenta blanquecina) del término micrítico. Las capas poseen contactos netos entre sí. En la base presentan características microerosivas (*microscoured bases*), truncando en numerosas oportunidades la laminación subyacente. Internamente presentan gradación normal o constituyen bandas granulométricamente homogéneas. El tamaño de grano va entre arena muy fina y limo pasando transicional o abruptamente al término de micritas oscuras. El término basal posee cemento microesparítico y está constituido casi exclusivamente por partículas peloidales. La parte superior micrítica posee componentes arcillosos. El espesor promedio de los ciclos gradados es de 1 cm. Raramente desarrollan laminación paralela en el tope. Algunas capas poseen en la base microlentículas con laminación cruzada difusa de pequeña amplitud de onda, o láminas aisladas y discontinuas de material granular. En general presentan escasa bioturbación.

Interpretación: Las capas gradadas se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez diluidas o de baja concentración, mientras que las bandas micríticas se interpretan como el término "e" turbidítico o hemipelágico autóctono (F de Van der Lingen 1969) correspondiente al ciclo de Bouma. Los contactos netos y erosivos indican la elevada energía inicial de las

corrientes. En términos generales se asemejan a los ciclos propuestos para turbiditas delgadas (Piper 1978, Stow y Shanmugam 1980) que, como señalan Coniglio y James (1990), pocas veces muestran todas las divisiones de las rocas silicoclásticas por diferencias entre el comportamiento hidrodinámico de las partículas de fango calcáreo y el de las arcillas (véase Flügel 1982, Robertson 1976).

Facies 7: Calizas bioclásticas

Esta facies es minoritaria dentro de la unidad y está constituida por *packstones* y *floatstones* bioclásticos (fundamentalmente SMF4 y SMF12) dispuestos en capas delgadas con geometrías lenticulares y bases erosivas, marcadamente cóncavas. Claramente truncan las capas sobre las que se depositan. La relación extensión lateral: espesor es inferior a 10:1. En ellas se disponen acumulaciones bioclásticas internamente desordenadas y con fábrica muy compacta y concordante. Las faunas representadas poseen una mayor diversidad relativa. Los fósiles individuales son generalmente fragmentarios excepto valvas de braquiópodos que suelen preservarse más completas.

Las acumulaciones fosilíferas poseen laminación interna y comúnmente gradación normal hacia términos calcareníticos (*grainstones* bioclásticos). Estos últimos están cementados por esparitas en mosaico y suelen estar retrabajados con laminación cruzada en el tope. Esta facies se desarrolla en el tope de los dos primeros ciclos.

Interpretación: Se trata de facies bioclásticas transportadas por tracción-suspensión en condiciones de alta energía. Su geometría lenticular y límites netos y erosivos podrían indicar la acción de tormentas inusuales que segregaron bioclastos y los redepusieron en condiciones de alta energía. La fauna involucrada y su buena diversidad específica indica proveniencias desde ambientes someros con condiciones más favorables para la vida bentónica que en el resto de las facies.

Modelo paleoambiental

La Formación Las Aguaditas no presenta secuencias de facies que caractericen a elementos arquitecturales determinados dentro de un sistema depositacional y carece además de un definido ordenamiento interno entre las facies. Tal vez, la falta de tendencias entre las facies constituyentes sea la principal característica del ambiente depositacional en el que se generaron. Estas características son propias de una pobre autociclicidad del medio e indican una falta de continuidad en los procesos actuantes. De acuerdo con los modelos de Wilson (1975), McIlreath y James (1984), Read (1985),

Mullins y Cook (1986) y Sarg (1988), predominan dentro de esta unidad asociaciones de facies de talud, hecho confirmado a través del estudio de microfacies.

Tomando en cuenta los procesos de sedimentación dominantes pueden diferenciarse dos asociaciones fundamentales: A) asociación de facies dominadas por procesos de decantación (hemipelagitas + pelitas) y B) asociación de facies dominadas por flujos de gravedad (turbiditas + debritas). A su vez, dentro de la asociación de facies A pueden diferenciarse: A1 en donde se intercalan abundantes pelitas negras y comúnmente están ausentes los rasgos de deformación sindeposicional y A2 en donde dominan las hemipelagitas con conspicuos rasgos de deformacionales.

Asociación A1: de rampa distal o de transición talud-cuenca

Facies asociadas: F1-60% + F2-20% + F5-4% + F6-15% + 1% del resto.

Constituye paquetes tabulares oscuros, con gran continuidad lateral y aspecto hojaldrado. Este último, está dado por la abundancia de pelitas negras interestratificadas. Capas deformadas, truncamientos internos, brechas y debritas están ausentes. Esta asociación caracteriza a ambientes de talud distal o talud depositacional externo (*outer apron*), adyacentes a un depocentro euxínico con pendientes muy bajas. Depósitos similares han sido asignados a ambientes de rampa distal (cf. Read 1980 1982 y 1989, Barnaby y Read 1990), ya que en rigor, no existen evidencias de pendientes depositacionales marcadas (cf. Ahr 1973). La escasez de calcarenitas alóctonas indica, asimismo, un escaso potencial generador de flujos turbidíticos, hecho característico de rampas carbonáticas.

Asociación A2: de talud superior y medio

Facies asociadas: F1-60% + F2-5% + F3-25% + F4-5% + F6-4% + F7-1%.

La presencia dominante de fangos carbonáticos (calizas micríticas), transportados en suspensión desde un ambiente con elevada producción de aloquímicos, permite caracterizarlos como depósitos periplataformales (*peri-platform oozes*). La frecuente interrupción de las hemipelagitas por truncamientos intraformacionales y deformación sinsedimentaria, indican la inestabilidad depositacional típica en taludes (cf. Schlager y Chermak 1979, Mullins y Neumann 1979, Cook y Mullins 1983, McIlreath y James 1984). Brechas intraformacionales con geometrías irregulares y lenticulares se asocian en menor proporción. Los truncamientos predominan en la parte superior y media del talud, mientras que los deslizamientos y particularmente las brechas son más comunes en la parte media e inferior del talud donde se

produce el quiebre de gradiente.

A diferencia de los taludes silicoclásticos, los carbonáticos poseen mayor pendiente (Schlager y Camber 1986). Esto puede ser producto de que los carbonatos de periplataforma poseen una elevada cantidad de minerales metaestables (calcita magnesiana y aragonita) y, consecuentemente, se litifican con mayor velocidad que los taludes silicoclásticos (Schlager 1989). A esto se debería el estado coherente y semicoherente de los materiales que participan en los deslizamientos y la naturaleza angulosa y escasa matriz de las brechas lenticulares comúnmente asociadas. Asimismo, se habrían desarrollado pendientes elevadas o escarpas locales, ya que sólo éstas pueden explicar la presencia de grandes bloques, virtualmente caídos, interpretados como depósitos del pie de escarpas (cf. *by pass margin* de McIlreath y James 1984).

Coronando esta asociación se incluyen acumulaciones bioclásticas lenticulares y pequeños canales rellenos con grainstones que podrían interpretarse como depósitos de tormenta y rellenos de canales de tránsito (*by pass*) entre el ambiente nerítico y el batial.

Secuencias como ésta, afectadas por deslizamientos gravitacionales, pueden poseer un número importante de hiatos intraformacionales y/o repeticiones, particularmente cuando el paquete deslizado no se deforma internamente, y duplica -deslizamiento abajo- el espesor original de la secuencia (*sediment excess* de Fairbridge 1946).

La asociación A2 corresponde a la asociación de facies de talud superior y medio de Mullins y Cook (1986).

Asociación B: de talud inferior y talud depositacional

Facies asociadas: F1-10% + F4-10% + F5-50% + F6-30%

Incluyen las facies depositadas por distintos procesos gravitacionales, en particular, turbiditas carbonáticas y debritas calcáreas de geometría tabular. La intercalación de grandes cuerpos conglomerádicos de carácter mantiforme, constituye el rasgo sobresaliente de la asociación. El cuerpo más importante está localizado aproximadamente a 200 m de la base, pudiendo seguirse lateralmente en toda la unidad. En el sector Norte del cordón de Los Blanquitos (quebrada de Las Aguaditas) alcanza localmente los 12 m de espesor.

La asociación de turbiditas tabulares con megabrechas mantiformes intercaladas con hemipelagitas caracteriza a ambientes de talud inferior (*toe-of-slope*) (cf. Cook 1979) o bien, al sector inferior y medio del talud depositacional ("apron") (cf. Cook *et al.* 1972, Mullins y Cook 1986). La ausencia de secuencias de capas turbidíticas estratocrecientes y decrecientes, en la Formación Las Aguaditas, puede explicarse por las diferencias geométricas existentes entre los abanicos submarinos carbonáticos y los silicoclásticos (Mullins y Cook 1986, Colacicchi y Baldanza 1986). Los sistemas

carbonáticos comúnmente carecen de alimentación puntual (cañón y sistema de canales distributarios) por lo que no existen verdaderos lóbulos depositacionales conectados con canales más o menos fijos. A su vez, la ausencia de facies de plataforma y de abultamientos carbonáticos neríticos indican la localización externa de esta sucesión en la cuenca.

Análisis secuencial

Dentro de la Formación Las Aguaditas se individualizan tres ciclos sedimentarios (Figs. 2 y 5a), que de acuerdo a su estratofábrica pueden relacionarse con fluctuaciones relativas del nivel del mar (*cf.* Sarg 1988, Tucker 1993). A grandes rasgos, poseen arreglo estratocreciente (con marcada disminución de pelitas negras hacia el tope) y predominio de depósitos de la asociación A. Las facies típicas de la asociación B son sólo importantes en el ciclo superior.

Tanto en el tope de la Fm. San Juan como coronando los distintos ciclos existen capas costrificadas de gran extensión areal, localmente, de naturaleza ferruginosa, microbrechadas y silicificadas. Estas superficies se interpretan como duricostras (*widespread hardgrounds*, Kendall y Schlager 1981) y representan hiatos de magnitud variable (lapsos de no deposición y/o erosión), que explican el salto entre las asociaciones de facies y microfacies a uno y otro lado. Las duricostras se habrían generado durante fases iniciales de mayor tasa de ascenso relativo (superficies transgresivas) donde se producen estadios de fuerte disminución o de cesación de la sedimentación (*catch-up stage* de Sarg 1988 o *give up stage* de Meyer 1989).

El ciclo basal (150 m aproximadamente) comienza con facies de rampa distal (asociación A1), que progresivamente disminuyen la proporción de particiones pelíticas a la vez que aumentan los niveles silicificados, hasta un nivel bioclástico lenticular (metro 55 desde la base) a partir del cual se pasa en forma neta a la asociación A2 (talud medio a superior), con evidencias locales de escarpas. Este tramo involucra a los Miembros Inferior y Lajoso de Baldís y Blasco (1974). El ciclo intermedio es similar en arreglo al basal pero de menor espesor (30 m promedio). A2 sucede transicionalmente a calcipelitas (A1). El ciclo cuspidal (100 m aproximadamente) comienza con calcipelitas que pasan en transición a B con predominio de turbiditas y brechas calcáreas. Estas últimas se disponen en dos cuerpos principales en la quebrada homónima, que por su gran espesor y relieve, parecen suceder al resto en contacto abrupto. No obstante, una corta transición puede observarse en la sección de Los Colorados, en donde sólo se intercala un cuerpo tabular de megabrechas. Finalmente, la asociación A2 (talud medio a superior) corona transicionalmente al tercer ciclo. Los Miembros Margoso y Superior de Baldís

y Blasco (1974) abarcan los ciclos intermedio y superior.

La sucesión se desarrolla en discontinuidad sobre la superficie costrificada expuesta en el tope de la Fm. San Juan, que representa una superficie de inundación (Astini 1991), sobre la cual se depositaron facies de rampa distal (A1) pertenecientes a un cortejo transgresivo (Figs. 5a). El cambio litofacial neto a depósitos de talud (A2) estaría dado por un solapamiento descendente (*downlap*) del cortejo sedimentario de margen de plataforma (talud carbonático) sobre facies de rampa pertenecientes al ciclo anterior. Esto se interpreta como una caída relativa del nivel del mar que genera un contacto sutil en las secciones del talud, marcando el límite de una primer secuencia depositacional e involucrando un hiato importante.

El pasaje de la asociación de rampa a otra característica de talud con gradiente marcado indica una rápida agradación, comúnmente relacionada con estadios de mar alto (véase Sarg 1988, Erlich *et al.* 1990). Cuando el crecimiento de una plataforma es interrumpido por sumersión rápida por debajo de la zona fótica, es común que, retardo mediante (*lag period*), construya un abultamiento marginal (*raised rim*) en la parte externa de la plataforma, dejando un ambiente restringido con facies "profundas" más o menos anóxicas hacia el interior continental. Este efecto ocurre según Schlager (1989) en plataformas obligadas a crecer a velocidades cercanas a las máximas (cortejos transgresivos y de nivel alto). Los tiempos de retardo dependen de la magnitud del ascenso del nivel del mar (Read *et al.* 1986) y de la velocidad de cambio relativo, involucrando períodos del orden de los miles de años a decenas de miles. Estas interrupciones son, a menudo, demasiado cortas para ser captadas por biocronos de fósiles guías pero, aún así, lo suficientemente largas como para producir rasgos litológicos marcados como superficies costrificadas (Wilson y Palmer 1992). Tras un período de retardo, el restablecimiento de condiciones propicias para la producción de carbonatos, puede generar sistemas de alcance lento (*catch-up systems*) o de alcance rápido (*keep-up systems*). Los primeros producen agradación lenta y se caracterizan por constituir depósitos fangodominados con frecuentes superficies de cementación temprana, mientras que los segundos, poseen altas tasas de sedimentación, escaso fango y agradan rápidamente (*cf.* Sarg 1988). Su alta velocidad de crecimiento, conduce a la progradación por reducción del espacio de acomodación, durante la etapas tardías de nivel del mar alto. Los abultamientos marginales, de carácter bioconstruido o no (*reefs o buildups*) se caracterizan por poseer taludes con pendientes pronunciadas o escarpas (McIlreath y James 1984) con frecuentes procesos gravitacionales.

El tope del primer ciclo está representado por una superficie costrificada, ferruginosa, que bisela al conjunto con un ángulo de entre 3° y 9°. Esto refleja la existencia de deformación producto de un deslizamiento

de gran magnitud seguido de un lapso de no sedimentación, que se habría generado en el talud durante el desarrollo del cortejo sedimentario de borde de plataforma, con que finaliza la primera secuencia depositacional. Sobre el hardground subácueo se dispo-

nen calcipelitas negras, graptolíticas, pertenecientes a un nuevo cortejo transgresivo, que inician el segundo ciclo estratocreciente (Fig. 5a). Su pasaje gradual a facies de mudstones con profusa deformación sinsedimentaria y lentes bioclásticas en el techo indica

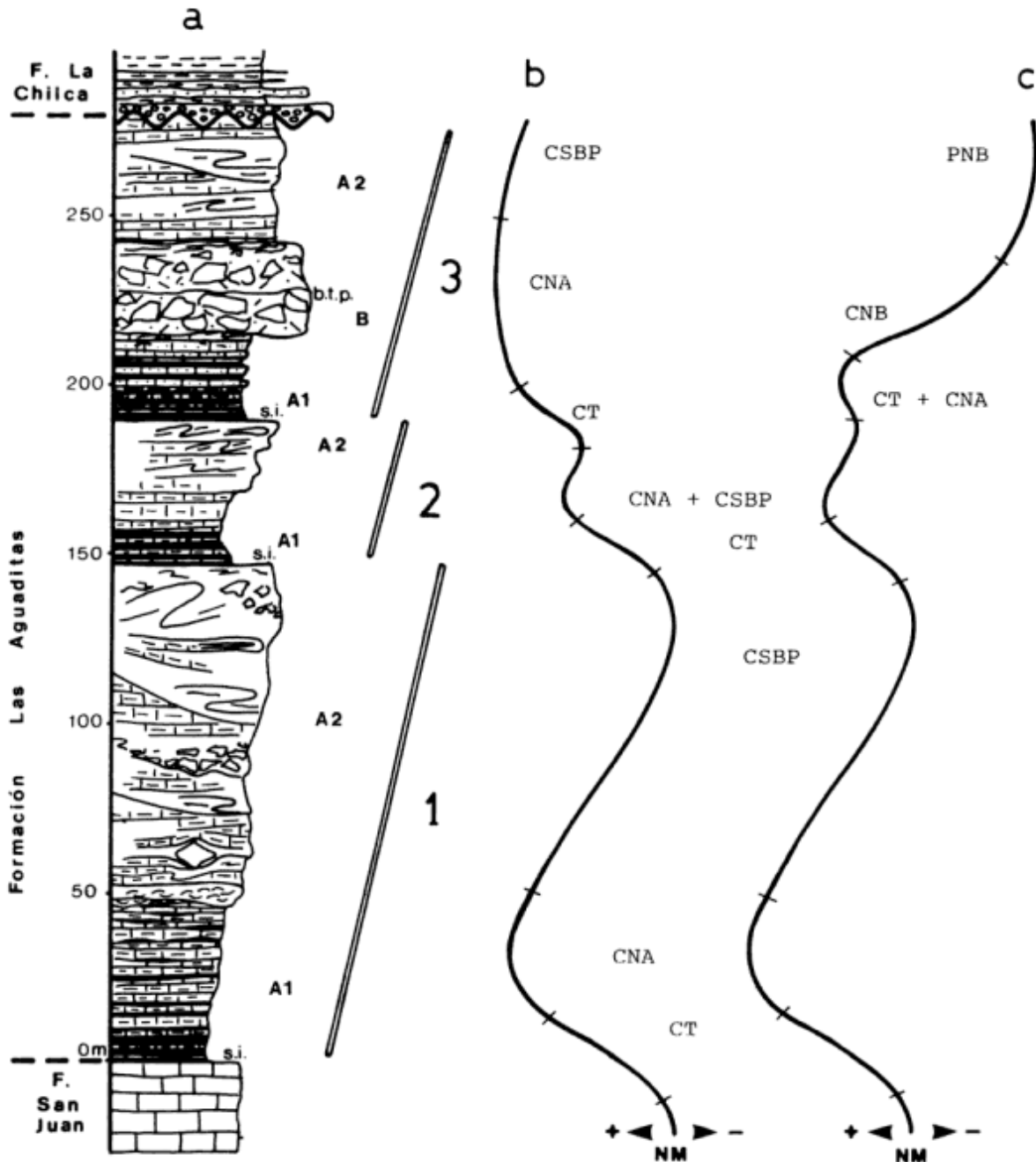


Figura 5: a) Columna simplificada de los tres ciclos diferenciados en la Fm. Las Aguaditas, interpretados como ciclos de agradación y progradación producto de fluctuaciones recurrentes del nivel del mar. A1: asociación de facies de rampa distal o de transición talud-cuenca, A2: asociación de facies de talud superior y medio, B: asociación de facies de talud inferior y talud depositacional, s.i.: superficie de inundación, b.p.t.: brecha de pie de talud. b y c) posibles curvas de variaciones relativas del nivel del mar (NM) que explican el arreglo secuencial entre el Llanvirniano inferior y el Llandeilliano superior- Caradociano basal. CT: cortejo transgresivo, CNA: cortejo de nivel alto, CSBP: cortejo sedimentario de borde de plataforma, PNB: prisma de nivel bajo. Nótese que la diferencia entre ambas radica en el tramo superior donde la brecha de pie de talud pudo generarse por actividad sísmica durante un estadio de nivel del mar relativamente alto (b) o por una rápida caída relativa del nivel del mar (c).

una somerización paulatina por agradación (con aumento de la pendiente frontal) que culmina con progradación por efectos de una suave caída relativa del nivel del mar. Tanto la amplitud como la duración del segundo ciclo de variación del nivel del mar habrían sido menores que el resto. El segundo ciclo es cubierto, superficie transgresiva mediante, por depósitos calcipelíticos transgresivos pertenecientes al inicio del tercer ciclo. Este continúa con turbiditas y megabrechas y culmina con *mudstones* tabulares e intercalaciones calcipelíticas localmente deformados y brechados.

La complejidad litológica del último ciclo no hace posible establecer una interpretación simple en base a las secciones estudiadas. Dos podrían ser las alternativas con respecto a la generación de la asociación B en función del estadio evolutivo del sistema carbonático. Tratarse de depósitos pertenecientes a un cortejo de nivel bajo generados como consecuencia de una caída

pronunciada del nivel del mar (Figs. 5c y 7) o deberse a fenómenos de colapso generados por empujamiento del talud durante la sedimentación del cortejo de nivel alto o de un prisma de margen de plataforma (Figs. 5b y 6). Alternativamente, puede interpretarse como un producto excepcional (véase Reading 1986) relacionado con fenómenos sísmicos.

Un modelo autocíclico (con nivel del mar alto y estacionario, Fig. 6) involucraría fenómenos de agradación, progradación y colapso sucesivos (Yose y Heller 1989). A medida que la construcción carbonática agrada/prograda (Fig. 6A-B), la pendiente del talud se incrementa. Se favorece la inestabilidad gravitacional y se generan deslizamientos periódicos (Fig. 6C) que pueden incrementarse hasta producir un colapso excepcional (Fig. 6D), tras del cual, una pausa originada por el retroceso y pérdida de la pendiente dan origen a una sedimentación hemipelágica (Fig. 6E) continua o rítmi-

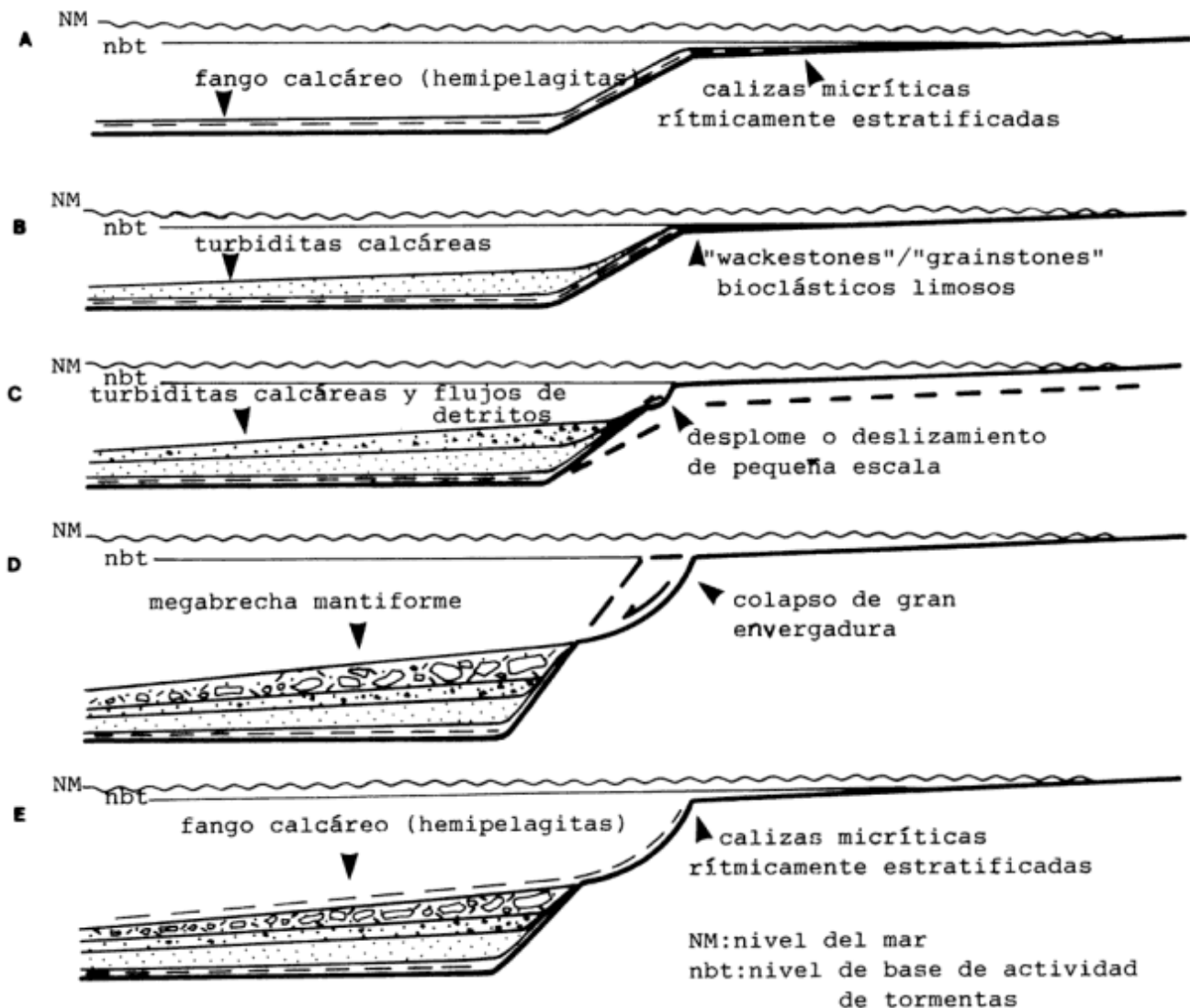


Figura 6: Modelo autocíclico de generación de depósitos marinos profundos en relación al crecimiento (agradación y progradación) y colapso de un talud carbonático con nivel del mar estacionario. Modificado de Yose y Heller (1989). Explicación en el texto.

ca. En un modelo controlado por variaciones del nivel del mar (Fig 7) las megabrechas son típicas de estadios de mar bajo. Durante el ascenso (transgresión) se produce una migración hacia la costa de la zona de baja energía y reducida oxigenación (cortejo transgresivo). Facies de pelitas y hemipelagitas se depositan rítmicamente en el talud, en la cuenca y en la plataforma externa (Fig. 7A). A medida que el nivel del mar se estabiliza o cae en forma relativa (cortejo de nivel alto), se incrementa la productividad carbonática cercana al talud con la consiguiente progradación y depositación de hemipelagitas y turbiditas en el talud (Fig. 7B). El incremento de pendiente en el talud junto a la caída relativa del nivel del mar, favorece la generación de deslizamientos periódicos y flujos de detritos durante el cortejo de nivel bajo. Descensos bruscos del nivel del mar (caídas de tipo 1) o impactos de fuertes tormentas en etapas de nivel bajo, pueden producir colapsos de volumen extraordinario (Fig. 7C).

Durante la etapa de ascenso subsiguiente se restauraría la sedimentación hemipelágica predominante (Fig. 7D). Este modelo puede presentar variaciones dependiendo de la velocidad de cambio relativo del nivel del mar. Si la caída es repentina las facies de brechas pueden solapar directamente facies hemipelágicas.

Las megabrechas portadoras de faunas características de bioconstrucciones (Carrera 1991), confundidas anteriormente con acumulaciones pseudoarrecifales y arrecifes fangosos, representarían evidencias indirectas de la existencia de bioconstrucciones contemporáneas o cuasicontemporáneas en sectores más someros. La petrografía de las turbiditas asociadas (*grainstones* peleoidales-espiculíticos) corrobora su proveniencia desde ambientes con mayor energía y mayor actividad biológica. De acuerdo con las paleopendientes indicadas por los pliegues sinsedimentarios asociados y las escasas marcas de base y estructuras internas (ondulitas),

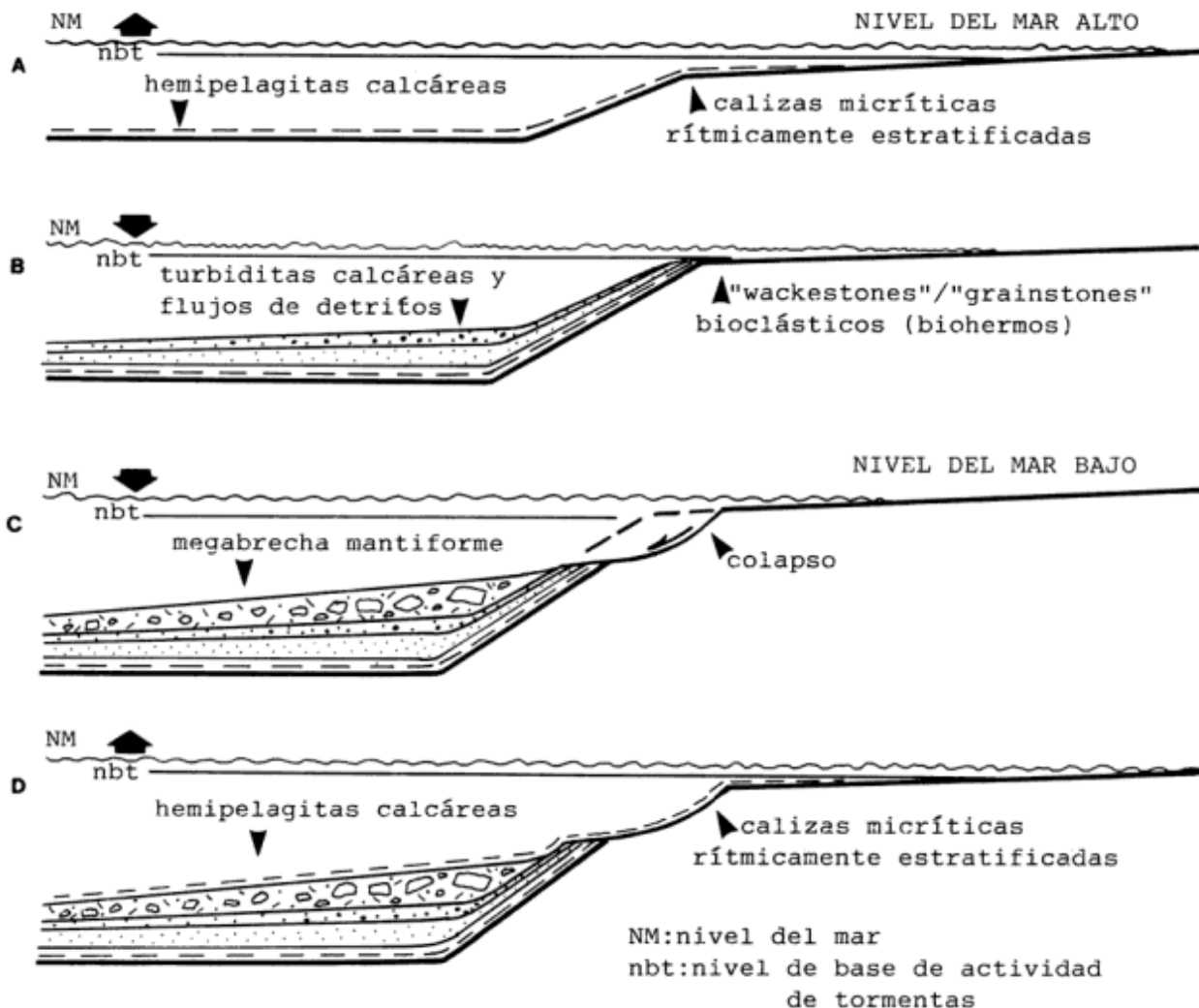


Figura 7: Evolución del talud y sistema depositacional carbonático de acuerdo con variaciones del nivel del mar (modificado del modelo alocíclico de Yose y Heller 1989). Explicación en el texto.

las bioconstrucciones se habrían ubicado hacia el sureste. Existe una concordancia entre esto y las diferencias observadas en el arreglo de las dos secciones (Fig. 2).

Es interesante notar que los tres ciclos de la Fm. Las Aguaditas no representan secuencias depositacionales en sentido estricto, sino, que más claramente delimitan unidades estratigráficas genéticas (*sensu* Galloway 1989). Esto implica que los contactos más notorios coinciden con superficies de inundación (facies 2 sobre 1 y 7) y no con caídas relativas del nivel del mar. Los contactos entre secuencias sólo son evidentes cuando la caída es repentina, redepositándose materiales a través de flujos de gravedad en la cuenca profunda. Pero cuando la velocidad de caída es lenta (permitiendo una progradación continua) y el ascenso subsiguiente rápido (curva asimétrica), el cortejo de nivel bajo es reemplazado por uno de margen de plataforma y el cortejo transgresivo limita por la base con una superficie de omisión que refleja la paralización de la sedimentación. Este mecanismo sería responsable de los tres ciclos que se observan en La Fm. Las Aguaditas (Fig. 5). La base de los cortejos transgresivos coincide en todos los casos con límites de secuencia talud arriba, mientras que en el propio talud, dado que las caídas relativas son suaves, cubren los términos progradacionales de cortejos de nivel alto y a cortejos sedimentarios de borde de plataforma. Caídas relativas explicarían el cambio de facies del metro 55 en el primer ciclo y el cambio gradual del segundo ciclo. Con respecto a las megabrechas del tercer ciclo se consideran, preferentemente, como depósitos de pie de talud desarrollados durante un nivel alto o un suave descenso (Fig. 5b), ya que si fuesen brechas de nivel bajo (Fig. 5c), tras el punto de inflexión de ascenso debería existir un cortejo transgresivo que no fue hallado entre ésta y la asociación A2 que corona el ciclo. Una alternativa para el origen de la asociación B sería la de depósitos próximos al talud generados por una caída repentina de escasa magnitud (prisma de nivel bajo) seguida de un suave ascenso que habría permitido la agradación del talud (PNB, 5c). La existencia de abultamientos marginales en el borde de la plataforma habría limitado cuencas interiores con desarrollo autónomo (véase más adelante).

Correlación y sintemas

Dentro del ámbito centro-oriental precordillerano y desde un punto de vista estratigráfico regional, pueden establecerse correlaciones parciales (Fig. 8) entre la Formación Las Aguaditas (FLAg) y las formaciones Gualcamayo (FG), Los Azules (FLAz), Las Plantas (FLP) y La Cantera (FLC). La sucesión basal de la FLAg (Miembro Inferior de Baldi y Blasco 1974), en facies de rampa distal, se correlaciona con la FG y los Miembros Inferior y Medio de la FLAz (Ortega 1987), estando su edad acotada entre el Llanvirniano inferior y el

Llandeiliano inferior. Desde un punto de vista litofacial corresponde al Miembro inferior de la FG (Astini 1986 y 1991). El resto de la unidad se correlaciona con la FLP, con el Miembro Superior margoso de la FLAz en su localidad tipo y con la FLC en la Sierra de Villicúm.

Con el objeto de establecer correlaciones ajustadas a nivel de cuenca, conocer la evolución temporal de la cuenca y reconstruir su paleogeografía, Astini (1991) diferenció empleando curvas de preservación del registro rocoso, seis unidades operacionales denominadas aloformaciones de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfico Norteamericano (NACSN 1983). Estas unidades corresponden a sintemas o simplemente secuencias según el Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992) e involucran paquetes de roca de distinta jerarquía, definidos e identificados en base a las discontinuidades limitantes (independientemente de su origen).

La Fm. San Juan (véase Keller *et al.* 1994) corresponde al sintema que constituye en la Precordillera el sustrato de las secuencias depositacionales mixtas y silicoclásticas, entre ellas, de la Fm. Las Aguaditas. En el perfil tipo la biozona de *Oepikodus evae* fue reconocida por Sarmiento *et al.* (1986) a pocos metros por debajo del nivel costrificado del tope.

El Sintema Gualcamayo (SG) comprende a las formaciones Gualcamayo y Los Azules (parte inferior y media) y el Miembro Inferior de la Fm. Las Aguaditas. También se incluye dentro de ésta al denominado Miembro Superior de la Fm. San Juan (Espisúa 1968). Este sintema se desarrolla en la parte central y norte de la Precordillera Central y Oriental. Se halla limitada por discontinuidades regionales. Excepto en el Cordón de Los Blanquitos, está constituido por pelitas negras graptolíticas, con marcada homogeneidad litológica. No obstante, su base presenta en numerosas localidades un paquete calcáreo-pelítico con estratofábrica tabular y aspecto rítmico.

El SG constituye el registro sedimentario de un ascenso rápido del nivel del mar que produjo la inundación de la plataforma carbonática (Astini 1991). El paquete calcáreo-pelítico de la base es interpretado por Astini (1991, 1995) como la secuencia de inundación propiamente dicha (*cf.* Erlich *et al.* 1990), mientras que las pelitas negras, constituirían la secuencia de postinundación.

El Sintema Las Plantas (SLP) involucra a la Fm. Las Plantas, tramo medio y superior de la Fm. Las Aguaditas, Fm. La Cantera y Fm. Las Vacas, Miembro Superior de la Fm. Los Azules y Miembro Medio de la Fm. Empozada. Se trata en general de unidades pelíticas, margosas y carbonáticas de colores grises. Este sintema tiene una amplia distribución en la Precordillera Oriental y Central (Fig. 9) y abarca el lapso Llandeiliano medio-Caradociano inferior. La ALP comprende importantes paquetes conglomerádicos como los de la Fm. Las Vacas y Fm. La Cantera, al igual que otros cuerpos de similar naturaleza que afloran dentro de las unidades mencio-

nadas anteriormente. Está limitado en la base y en el techo por discontinuidades regionales. La más clara es la basal, que constituye una paraconcordancia, como en la base del Miembro Superior de la Fm. Los Azules, o bien, una discordancia erosiva cuando la secuencia comienza con conglomerados basales, como en las Fs. La Cantera y Las Vacas. El hiato que separa a esta secuencia con la infrayacente (SG) involucraría parcialmente al Llandeiliano (Biozona de *P. anserinus*, parte superior de *H. teretiusculus* y tramo inferior-medio de *N. gracilis*, Brussa 1994), al que se suman estratos del Llanvirniano cuando la discordancia es erosiva. La única localidad en donde existiría mayor continuidad sedimentaria es en el Cordón de Los Blanquitos, donde la Fm. Las Aguaditas, contiene elementos de *P. anserinus* (Keller et al. 1993). El hiato más importante dentro de esta unidad estaría entre las asociaciones A1 y A2 del primer ciclo y probablemente involucre al Llanvirniano superior-Llandeiliano basal. Su menor duración respecto a otras localidades precordilleranas se debería a su localización

paleogeográfica. La discontinuidad del tope del Sintema Las Plantas marca un cambio neto en la sedimentación hacia secuencias definitivamente silicoclásticas y corresponde a un hiato de mayor orden (Astini 1991 y 1992), que localmente (suroeste de Guandacol) está representado por una discordancia angular.

El variado calibre y composición de las unidades que integran el Sintema Las Plantas caracteriza a una cuenca mixta con facies restringidas limitadas por remanentes carbonáticos hacia el oeste y depocentros con neta influencia silicoclástica hacia el este. Las secuencias conglomerádicas habrían sido originadas por movimientos tectónicos de la Fase Guandacólica, activos en el sector este y noreste de la cuenca, desde donde provinieron importantes volúmenes de sefitas texturalmente maduras. Estos movimientos tectónicos habrían influido sobre el nivel de base produciendo variaciones relativas del nivel del mar (ciclos de la Fm. Las Aguaditas) y facilitando la inestabilidad depositacional (frecuentes deslizamientos).

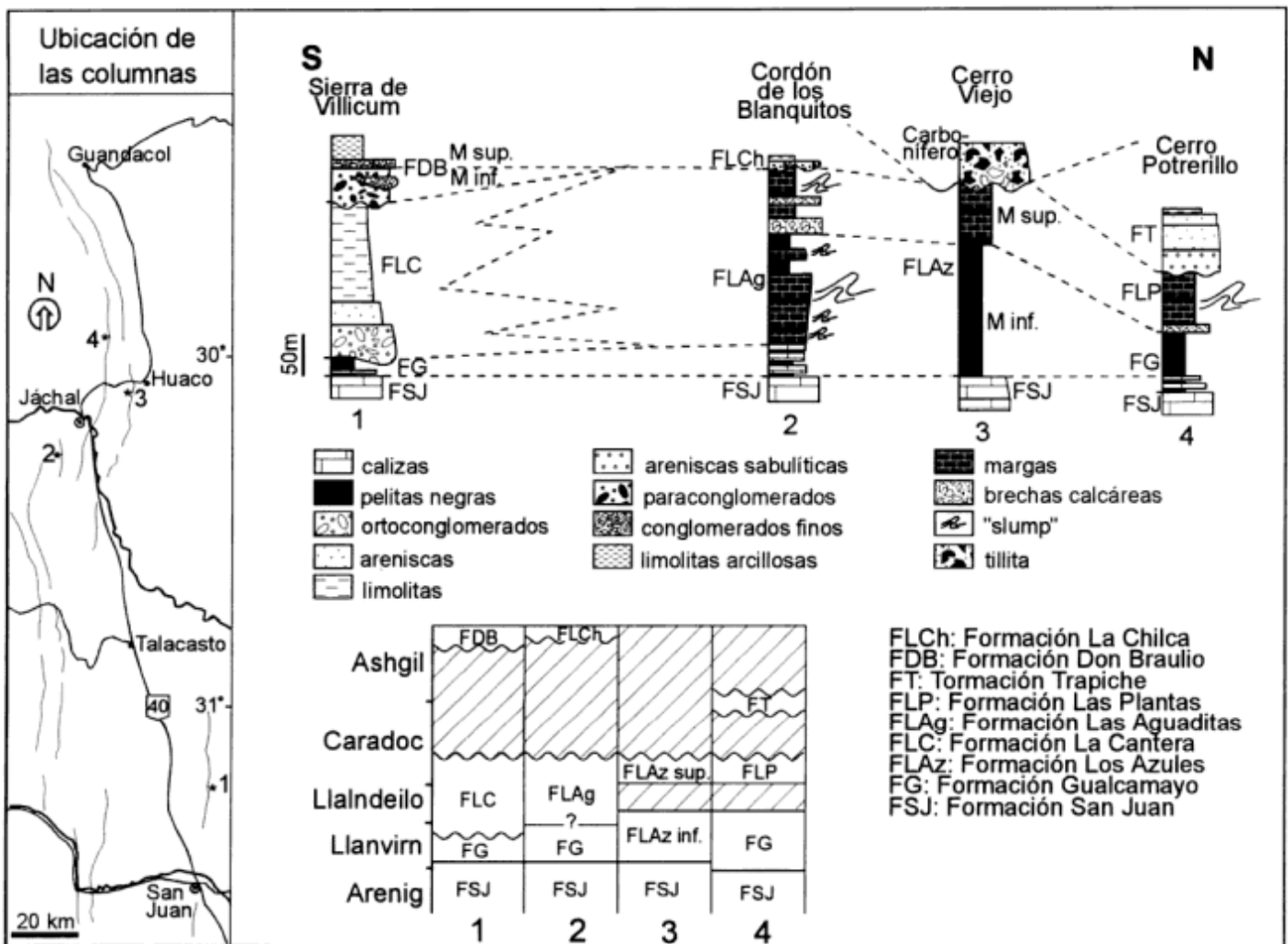


Figura 8: Correlación estratigráfica de la Fm. Las Aguaditas con las unidades coetáneas del ámbito precordillerano.

Consideraciones sobre la evolución de la cuenca

La presencia de una capa costrificada de extensión regional en el tope del Sintema San Juan y el pasaje rápido al tramo basal del Sintema Gualcamayo indican una importante modificación de las condiciones de sedimentación entre ambas unidades. San Juan caracteriza a ambientes de plataforma media (*wackestones* y *packstones* bioclásticos), mientras que el Sintema Gualcamayo es una unidad fundamentalmente detrítica o mixta constituida por pelitas negras, localmente alternantes con margas, depositadas bajo condiciones de circulación y oxigenación restringidas. Además del marcado contraste litológico entre ambas, existe un marcado cambio en la composición de las faunas (Benedetto *et al.* 1986). Este contraste se explica a través de un evento de inundación regional que modificó las condiciones paleoambientales drásticamente (Astini *et*

al. 1988 y Astini 1991). La superficie de inundación fue cubierta por facies de pelitas negras depositadas en condiciones de marcada estratificación de la columna de agua (Astini 1991, 1995).

En la región del Cordón de Los Blanquitos y presumiblemente hacia el sureste, tras el retardo inicial de la sedimentación (discontinuidad basal de la Fm. Las Aguaditas), se produjo un restablecimiento gradual de las condiciones favorables para la producción de carbonatos, representado por la disminución de intercalaciones pelíticas en la asociación A1 basal. El solapamiento que describe la asociación A2 sobre la A1 dentro del ciclo inferior indica una caída relativa del nivel del mar y marca el límite entre los sintemas Gualcamayo y Las Plantas.

Entre el Llandeiliano inferior y el Llandeiliano medio se produjo un marcado cambio de las condiciones que controlaron la sedimentación en toda la Precordillera

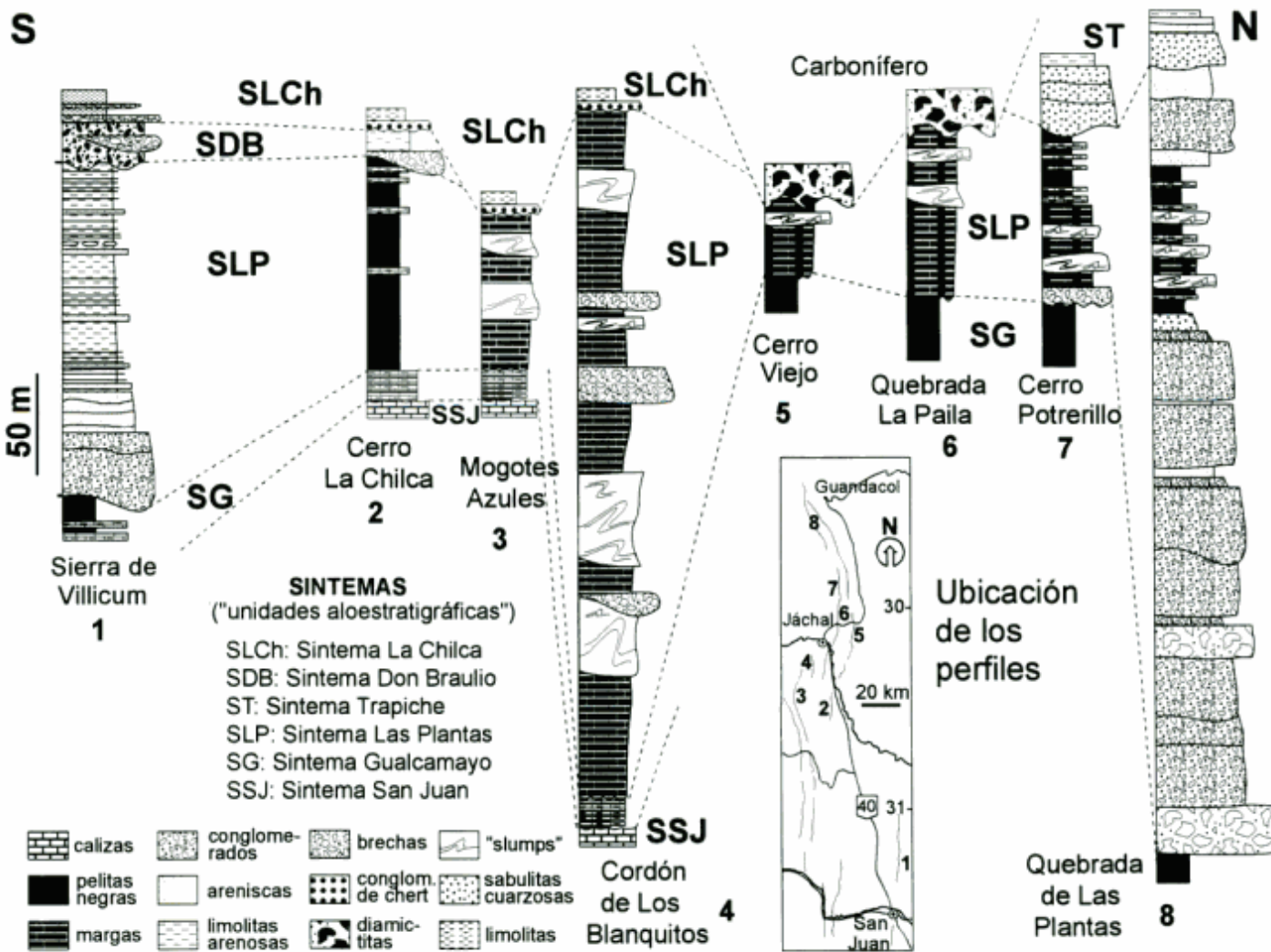


Figura 9: División en sintemas del Ordovícico de la tectonofacies oriental de la Precordillera (Astini 1991). Obsérvese la distribución, correlación y relaciones estratigráficas del Sintema Las Plantas. Esta unidad suprayace al Sintema Gualcamayo en todas las localidades y lo hace alternativamente, a través de una discordancia erosiva cuando existen conglomerados basales, o a través de una paraconcordancia en caso de ser sucedida por sicesiones calcáreo-pelíticas.

(Furque y Cuerda 1982) generándose dentro de la Precordillera Oriental el depósito de importantes cuerpos conglomerádicos como los de las Fs. Las Vacas y La Cantera, involucrados ambos dentro del Sistema Las Plantas. Estas secuencias sefíticas son atribuidas a la presencia de diastrofismo en el margen oriental de la Precordillera. Esta activación cortical habría causado oscilaciones relativas del nivel del mar, con las que se asocian dichos conglomerados y los ciclos de sedimentación discriminados en la Fm. Las Aguaditas. De acuerdo con esto, las megabrechas del tercer ciclo podrían vincularse con colapsos excepcionales originados por movimientos sísmicos asociados con la fase diastrófica Guandacol (Cabaleri 1987).

Desde un punto de vista evolutivo, la presencia de secuencias conglomerádicas y el cambio de régimen depositacional en vastos sectores de la Precordillera indican importantes alteraciones en la cuenca a partir del límite Llanvirniano-Llandeiliano. No obstante, el desarrollo de sedimentación carbonática residual, en el borde oeste del ámbito oriental precordillerano (Fm. Las Aguaditas), responde a características depositacionales más comunes de cuencas distensivas.

Conclusiones

El lapso comprendido entre el Arenigiano superior-Llanvirniano inferior y el Caradociano inferior se caracterizó en la Precordillera Central y Oriental por una sedimentación relativamente somera y depocentros subsidentes y restringidos con depositación de pelitas negras limitados por umbrales con producción carbonática. La Formación Las Aguaditas registra características depositacionales únicas, interpretadas como un talud carbonático que marginaba por el noroeste al ámbito oriental precordillerano. Hemipelagitas junto a brechas y turbiditas carbonáticas constituyen los depósitos más representativos. El profuso desarrollo de truncamientos intraformacionales y pliegues sinsedimentarios son los principales indicadores de paleopendientes hacia el noroeste.

Desde un punto de vista secuencial, se reconocieron tres ciclos sedimentarios generados por fluctuaciones relativas del nivel del mar. Los ciclos representan procesos de restablecimiento de la producción carbonática (*catch up*) posteriores a aumentos relativos del nivel del mar. Se inician con cortejos transgresivos, predominantemente pelíticos, desarrollados sobre duricostras y son solapadas progradacionalmente por cortejos de nivel alto, para culminar con importantes deslizamientos generados predominantemente en las etapas finales de mar alto y de nivel bajo. Dentro del tercer ciclo se desarrollaron megabrechas indicadoras de colapsos excepcionales que pueden deberse a sismicidad asociada a una inestabilidad tectónica de la

cuenca (presencia de sucesiones conglomerádicas silicoclásticas en localidades orientales de la cuenca) o a una brusca caída relativa del nivel del mar, de similar origen.

Agradecimientos

Esta contribución es parte de la Tesis Doctoral del autor quien expresa su reconocimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo económico brindado. Agradezco a los colegas F. Cañas, M. Carrera, E. Vaccari y E. Brussa quienes aportaron valiosos comentarios durante la confección del trabajo y la lectura crítica de O. L. Gamundí y J. L. Benedetto y árbitros de la revista, entre ellos L. Legarreta, que permitieron clarificar varios aspectos del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahr, W.N., 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Association of Geologists. Society Transactions*, 23: 221-225.
- Alvarez, W., Colacicchi, R. y Montanari, A., 1985. Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 720-734.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Bottjer, D. y Scholle, P.A., 1984. Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. En: Berger, A. et al. (Eds.): *Milankovitch and climate*, part 1. Reidel, pp. 191-222. Massachusetts.
- Astini, R.A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, Norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 68 p. (Inédito)
- Astini, R.A., 1991. Paleoaambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (Inédito).
- Astini, R.A., 1992. Origin and implications of a lower paleozoic (Late Ordovician to Early Silurian) unconformity in the Precordillera Basin of western Argentina. *Palaeoweathering records and Paleosurfaces "Landscape reconstruction"*, Project 317 (IGCP), Abstract: 1-2. La Plata.
- Astini, R.A., 1995. Análisis secuencial y Paleoaambientes de la pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 71-84.
- Astini, R.A. y Piovano, E.L., 1993. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina y su análisis depositacional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 99-110.
- Astini, R.A., Cañas, F.L. y Benedetto, J.L., 1988. The Ordovician in the Precordillera basin, Western Argentina. *5th International Symposium Ordovician System*, Abstract: 4. Newfoundland.
- Baldis, B.A., 1979. Ensayo de análisis paleoecológicos con trilobites ordovícicos argentinos. *Ameghiniana*, 15: 3-14.
- Baldis, B.A. y Blasco, G., 1974. Trilobites ordovícicos de la comarca de Jáchal, Precordillera Argentina. I. *Telephinidae*. *Ameghiniana*, 11: 71-87.

- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445. Buenos Aires.
- Baldis, B.A., González, S.B. y Pires de Carvalho, M.G., 1984. Una fauna arenigiana de la Sierra de Villicúm (San Juan, Argentina) ubicada en las transfacies calcáreo-pelíticas. 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 68-72.
- Barnaby, R.J. y Read, J.F., 1990. Carbonate ramp to rimmed shelf evolution: Lower to Middle Cambrian continental margin, Virginia Appalachians. Geological Society of America Bulletin, 102: 391-404.
- Bathurst, R.G.C., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: Stratified cementation and selective compaction. Sedimentology, 34: 749-778.
- Bein, A. y Weiler, Y. 1976. The Cretaceous Talme Yafe Formation, a contour current shaped sedimentary prism of carbonate debris at the continental margin of the Arabian craton. Sedimentology, 23: 511-532.
- Benedetto, J.L., Cañas, F.L. y Astini, R.A., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 103-111.
- Bertrand-Sarfati, J. y Moussine-Pouchkine, A., 1983. Platform- to basin facies evolution: The carbonates of late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). Journal of Sedimentary Petrology, 53: 275-293.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería. 14, 188 p. Buenos Aires.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Ed. Elsevier, 168 p. Amsterdam.
- Brussa, E., 1994. Las graptofaunas ordovícicas del sector central de la Precordillera Occidental sanjuanina, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 323 pp. (Inédita).
- Cabaleri, N.G., 1986. La transición entre las Formaciones San Juan y las Aguaditas al Sud-Sudoeste de Jáchal. Primeras Jornadas de Geología de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Serie A(2): 42-47.
- Cabaleri, N.G., 1987. Distribución de los efectos de la Fase Guandacol en la Precordillera de San Juan - La Rioja (Argentina) basada en elementos tectosedimentarios. 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 189-192. Tucumán.
- Cabaleri, N.G., 1990. Arrecifes fangosos Ordovícicos (Llandeiliiano) en la Formación Las Aguaditas, Jáchal, Precordillera de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 61-64.
- Cabaleri, N.G., González, S. y Armella, C., 1985. Acumulaciones arrecifales en el Ordovícico medio-superior de la Formación Las Aguaditas, Precordillera de San Juan. Reunión de Comunicaciones Paleontológicas, Asociación Paleontológica Argentina, Actas: 74-76. San Juan.
- Carrera, M.G., 1991. Los géneros Selenoides Owen y Calathim Billings (Receptaculitaceae) en el Ordovícico de la Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 28: 375-380.
- Colacicchi, R. y Baldanza, A., 1986. Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines - comparison with siliciclastic depositional models. Sedimentary Geology, 48: 81-105.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía, Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Conaghan, P.J., Mountjoy, E.W., Edgecombe, D.R. et al., 1976. Nubigrign algal reefs (Devonian), eastern Australia: allocthonous blocks and megabreccias. Geological Society of America Bulletin, 87: 515-530.
- Coniglio, M., 1986. Synsedimentary submarine slope failure and tectonic deformation in deep-water carbonates, Cow Head Group, Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences, 23: 476-490.
- Coniglio, M., 1989. Neomorphism and cementation in ancient deep-water limestones, Cow Head Group (Cambro-Ordovician), western Newfoundland. Canada Sedimentary Geology, 65: 15-33.
- Coniglio, M. y James, N.P., 1985. Calcified algae as sediment contributors to early Paleozoic limestones: Evidence from deep-water sediments of the Cow Head Group, western Newfoundland. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 746-754.
- Coniglio, M. y James, N.P., 1990. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in Early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. Sedimentology, 37: 215-230.
- Cook, H. E., 1979. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): Geology of continental slopes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 27: 287-305.
- Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.), 1977. Deep-water carbonate environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 25. 336 p. Tulsa.
- Cook, H.E. y Mullins, H.T., 1983. Basin margin environment. En: Scholle, P.A. et al. (Eds.): Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33: 540-617.
- Cook, H.E. y Taylor, M.E., 1977. Comparison of continental and slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Nevada. En: Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.): Deep-water carbonate environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 25: 51-81.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W. y Pray, L.C., 1972. Allocthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins Alberta, Canada. Canadian Petroleum Geologists Bulletin, 20: 439-497.
- Crevello, P.D. y Schlager, W., 1980. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology, 50: 1121-1148.
- Davies, G.R., 1977. Turbidites, debris sheets and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Arctic Archipelago. En: Cook, H.E. y Enos, P.: (Eds.): Deep-water carbonate environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 25: 221-249.
- De Ormachea, J., 1972. El Paleozoico de la Quebrada Las Aguaditas, Jáchal, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1: 108-121.
- Egan, J.A. y Sangrey, D.A., 1978. Critical state of cyclic load pore pressures. American Society of Civil Engineers, Special Conference, Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 1: 410-424.
- Einsele, D., 1982. Limestones-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (Eds.): Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, pp. 98-112. New York.
- Embry, A.F. y Klovan, E.J., 1971. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. Geologische Rundschau, 61 (2): 672-686.
- Erlich, R.N., Barrett, S.F. y Bai Ju, G. 1990. Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 74: 1523-1537.
- Episúa, E., 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Dpto. de Jáchal, provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 297-311.

- Fähraeus, L.E., Slatt, R.M. y Nowlan, G.S. 1974. Origin of carbonate pseudopellets. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 27-29.
- Fairbridge, R.W., 1946. Submarine slumping and location of oil bodies. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 30: 84-92.
- Faugeres, J.C., Cremer, M., Gonthier, E., Noel, M. y Poutiers, J., 1984. Late Quaternary calcareous clay-silty muds in the Obock trough (Gulf of Aden): hemipelagites or fine-grained turbidites? En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.P. (Eds.): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geological Society of London, Special Publication, 15: 209-222.
- Fischer, A.G., 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Annual Review, Earth and Planetary Sciences*, 14: 351-376.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer-verlag, 633 p. New York.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphills Pub. Co., 170 p. Austin. (2^a Edición 1970).
- Fortey, R.L., 1975. Early Ordovician trilobite communities. *Fossil and Strata*, 4: 331-352.
- Friedman, G.M., (Ed.) 1969. *Depositional environments in carbonate rocks*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 14. 209 p. Tulsa.
- Furque, G., 1975. *Estratigrafía de la Serranía Mogotes Azules*, SO Jáchal San Juan. 1^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 275-282.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164.
- Furque, G. y Cuerda, A., 1982. Extensión y edad de los Movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del oeste argentino. 5^o Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 191-200. Buenos Aires.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I; architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 125-142.
- Gawthorpe, R.L. y Clemmey, H., 1985. Geometry of submarine slides in the Bowland Basin (Dinantian) and their relation to debris flows. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 555-565.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. y Hardie, L.A., 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, 102:535-562.
- Heath, K.C. y Mullins, H.T., 1984. Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geological Society of London, Special Publication, 15: 199-208.
- Hein, F.G. y Gorsline, D.S., 1981. Geotechnical aspects of fine-grained mass flow deposits: California Continental Borderland. *Geo-Marine Letters*, 1: 1-5.
- Hiscott, R.N. y James, N.P., 1985. Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 735-745.
- Hubert, J.F., Suchecki, R.K. y Callahan, R.K.M., 1977. The Cow Head breccia: sedimentology of the Cambro-Ordovician continental margin, Newfoundland. En: Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.): *Deep-water carbonate environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 25: 125-154.
- Ingramm, R., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 937-938.
- James, N.P., 1984. *Reefs*. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada, 1. 2^a Ed., pp. 229-244.
- Jelin, R., 1970. El Paleozoico inferior y medio de la región comprendida entre las Quebradas de Los Pozos y del Tupe, Jáchal, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Johns, D.R., 1978. Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from Central Greece. *Sedimentology*, 25: 561-574.
- Johnson, A.B., 1970. *Physical processes in Geology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco. 571 p.
- Keller, M., Eberlein, S. y Lehnert, O., 1993. Sedimentology of Middle Ordovician carbonates in the Argentine Precordillera: evidence of regional relative sea-level changes. *Geologische Rundschau*, 82: 362-377.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O. y Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters in Stratigraphy*, 31: 115-132. Berlín.
- Kendall, Ch.G.S.C. y Schlager, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44: 181-212.
- Krause, F.F. y Oldershaw, A.E., 1979. Submarine carbonate breccias: a depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 189-199.
- Labaume, P., Mutti, E. y Swguret, M., 1987. Megaturbidites: A depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean foreland basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7: 91-101.
- Lehnert, O., 1994. *Conodontenstratigraphie der Ordovizium Argentinien Präkordillere*. Tesis Doctoral, Institut für Geologie, Erlangen, 357 pp.
- Lundegard, P.D. y Samuels, N.D., 1980. Field classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 781-786.
- McIlreath, I.A. y James, P.N., 1984. Carbonate slopes. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada, 1. 2^a Ed., pp. 245-257.
- Meischner, K.D., 1962. Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 39. 47 p.
- Meischner, K.D., 1964. Allopapische kalke, turbidite in riff-Nahen sedimentations-Becken. En: Bouma, A. y Brower, A. (Eds.): *Turbidites*. Elsevier, pp. 156-191. Amsterdam.
- Meyer, F.O., 1989. Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore canyon trough, Western Atlantic. En: Crevello, P.D. et al. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44: 211-232.
- Moon, C.F. y Hurst, C.W., 1984. Fabrics of muds and shales: an overview. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*. Geological Society of London, Special Publication, 15: 579-593.
- Moore, D.G., 1961. Submarine slumps. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 343-357.
- Morgenstern, N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. En: Richart, A.F. (Ed.): *Marine Geotechnique*. Illinois University Press, Urbana. pp. 189-220.
- Mountjoy, E.W., Cook, H.E., Pray, L.C. y McDaniel, P.N., 1972. Allochthonous carbonate debris flows - worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. 24th International Geological Congress, Section 6: 172-189.
- Mullins, H.T. y Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48: 37-79.
- Mullins, H.T. y Neumann, A.C., 1979. Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental margins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 27: 165-192.
- Mullins, H.T. y Van Buren, H.M., 1979. Modern modified carbonate grain flow deposit. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 747-752.

- Mullins, H.T., Gardulski, A.F. y Hine, A.C., 1986. Catastrophic collapse of the west Florida carbonate platform margin. *Geology*, 14: 167-170.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Swguret, M. y Zanzucchi, G., 1984. Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55: 103-116.
- Nardin, T.R., Hein, F.G., Gorsline, D.S. y Edwards, B.D., 1979. A review of mass-movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 27: 61-73.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. North American Stratigraphic Code. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 67: 841-875.
- Ortega, G., 1987. Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 209 pp. (inérita).
- Pfeil, R.W. y Read, J.F., 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, Shady Dolomite, Southwestern Virginia, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 91-116.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. y Hein, F.J., 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, 416 p. London.
- Pierson, T.C., 1981. Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow movility. *Sedimentology*, 28: 49-60.
- Piper, D.J.W., 1978. Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. En: Stanley, D.J. y Kelling, D.G. (Eds.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Dowden, Hutchinson y Ross, Stroudsburg. pp. 163-176.
- Read, J.F., 1980. Carbonate ramp to basin transition and foreland evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 64: 1575-1612.
- Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 69: 1-21.
- Read, J.F., 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U.S. Appalachians. En: Crevello, P.D. et al. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44: 147-165.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A. y Koerschner, W.F., 1986. Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14: 107-110.
- Reading, H.G., 1986. Facies. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, 615 p. Oxford.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic bedding, a model for marl-limestone alternations. Springer-verlag, New York. 210 p.
- Robertson, A.H.F., 1976. Pelagic chalks and calciturbidites from the Lower Tertiary of the Troodos Massif, Cyprus. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 1007-1016.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. En: Wilgus, Ch.K. et al. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 155-181.
- Sarmiento, G.N., Rao, R. y Herrera, Z.A., 1986. Conodontes de la Formación San Juan aflorante en la Quebrada de Las Aguaditas, Departamento Jáchal, Prov. de San Juan. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 213-217.
- Schlager, W., 1989. Drowning unconformities. En: Crevello, P.D. (Ed.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44, 18 p.
- Schlager, W. y Camber, O., 1986. Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14: 762-765.
- Schlager, W. y Chermak, A., 1979. Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 27: 193-208.
- Schlager, W. y James, N.P., 1978. Low-magnesium calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean Bahamas. *Sedimentology*, 25: 675-702.
- Scholle, P.A., Arthur, A.A. y Ekdale, A.A., 1983. Pelagic environment. En: Scholle, P.A. et al. (Eds.): *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33: 619-691.
- Steiger, T., 1981. Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). *Facies*, 4: 215-348.
- Stoakes, F.A., 1980. Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton Formations of Alberta, Canada. *Bulletin, Canadian Petroleum Geologists*, 28: 345-410.
- Stow, D.A.V. y Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23-42.
- Takahashi, T., 1981. Debris flow. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13: 57-77.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. *Sedimentology Review*, 1: 51-72.
- Van der Lingen, G.J., 1969. The turbidite problem. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 12: 7-50.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Wilson, J.L., 1969. Microfacies and sedimentary structures in "Deeper water" lime mudstones. En: Friedman, G.M. (Ed.): *Depositional Environments in Carbonate Rocks*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 14: 4-17.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-verlag, 471 p. New York.
- Wilson, M.A. y Palmer, T.J., 1992. Hardgrounds and hardground faunas. Institute of Earth Studies Publications, University of Wales 9, 131 p. Aberystwyth.
- Wolf, K.H., 1965. Grain-diminution of algal colonies to micrite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 420-427.
- Yose, L.A. y Heller, P.L., 1989. Sea-level control of mixed-carbonate-siliciclastic, gravity-flow deposition: Lower part of the Keeler Canyon Formation (Pennsylvanian), southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 427-439.

Recibido: 11 de noviembre, 1992

Aceptado: 24 de mayo, 1995

Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis

H. SOZZI¹, G. OJEDA¹ y E. DI PAOLA²

¹*Departamento de Geología y Minería. Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina.*

²*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Museo Argentino de Ciencias Naturales. Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina.*

ABSTRACT. *Stratigraphy and sedimentology of Cenozoic alluvial fans in the Nogolí area, San Luis.* Recently obtained lithofacial, architectural, petrographic and mineralogic data from studies performed in the surroundings of Nogolí locality, allowed to build up a complete stratigraphic Cenozoic column in the west piedmont of Sierra de San Luis, Argentina. This sequence, which is devoid of diagnostic fossils, was subdivided into four unities (UI, UII, UIII and UIV) equivalent to formations recognized in Potrero de los Funes, in the south of the Sierra de San Luis, on the basis of their position in the stratigraphic record, in relation to regional unconformities. Unities I, II and III of Miocene to lower Pleistocene age, are remnants of ancient alluvial fans, while Unit IV is composed of beds of fluvial origin. Ten kilometers to the north of Nogolí, a lava flow named "Basalto El Barrial" was recently found, related with Unit II.

Introducción

La realización de este trabajo tuvo como marco un Proyecto de Investigación y Desarrollo, subsidiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), dentro del cual, dos de los autores (Héctor Sozzi y Guillermo Ojeda) realizaron sus respectivos Trabajos Finales de Licenciatura, en la Universidad Nacional de San Luis, Argentina.

El objetivo de la investigación ha sido dar a conocer la columna estratigráfica completa del Cenozoico del borde occidental de la Sierra de San Luis, en los alrededores de la localidad de Nogolí (Fig.1). La zona de estudio se encuentra en el Departamento de General Belgrano, 55 kilómetros al norte de la ciudad capital de la Provincia de San Luis, abarca el área comprendida por los valles del río Nogolí y de un arroyo sin nombre, ubicado tres kilómetros hacia el norte.

La sierra de San Luis se caracteriza por su estructura de bloques fallados, desplazados en sentido vertical e inclinados hacia el este y constituye el extremo austral de la unidad morfoestructural sudamericana denominada Sierras Pampeanas, las que están compuestas por basamento de rocas cristalinas (metamorfitas, granitoides, vulcanitas) de distintos ciclos, cuyas edades están comprendidas entre el Precámbrico y el Paleozoico. Adosados en la ladera de la sierra se apoyan los restos de los antiguos abanicos aluviales pedimentados y disectados.

El río Nogolí y sus tributarios constituyen el sistema fluvial más importante del flanco occidental de la sierra; en períodos secos, sus aguas se insumen en el aluvio pedemontano, mientras que en épocas pluviales alcanzan la cañada de San Jerónimo produciéndose, al mismo

tiempo, una importante erosión en las cabeceras y el acarreo de cantidad de sedimentos de gran tamaño (aglomerado de bloques) hacia su desembocadura, en el llano.

La bibliografía y cartografía preexistente sobre la geología de la región es muy escasa y se refiere brevemente a la geomorfología de la zona (González Díaz 1981) y al mapa del Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino (Yrigoyen 1981), no existiendo trabajos estratigráfico-sedimentológicos, lo que hace que la presente sea una contribución al conocimiento geológico de la zona y a los procesos evolutivos del piedemonte occidental de la sierra de San Luis.

La caracterización de los afloramientos y su interpretación ha sido en general dificultosa, debido a la compacta capa de detritos y a la vegetación xerófila que los cubre, lo que impide la visualización y medición de estructuras, excepto en superficies limitadas. En ocasiones han debido cavarse trincheras con pala para poner en descubierto paredes donde poder efectuar observaciones y muestreos. La secuencia carece de fósiles diagnósticos y por lo tanto la edad de las unidades ha sido estimada entre el Mioceno y la actualidad, utilizando como metodología para establecer una cronología relativa, las discordancias regionales y semirregionales que se correlacionan con las de la columna estratigráfica cenozoica elaborada en el sur de la sierra de San Luis, en la localidad del Potrero de los Funes, por Rivarola y Di Paola (1993).

El trabajo incluyó el mapeo geológico (Fig. 2) de las unidades cenozoicas terciario-cuaternarias, el levantamiento de perfiles, el análisis litofacial y arquitectural, la determinación de discontinuidades entre las unidades estratigráficas y la elaboración de una columna tipo

(Fig.3). El estudio se complementó con la petrografía y mineralogía de las fracciones psefiticas y psamíticas, la difracción de rayos X de la fracción arcillosa y el estudio de minerales pesados.

En el análisis de las arquitecturas y litofacies de los estratos se utilizó el código de letras propuesto por Miall (1985) para facies fluviales. Las letras mayúsculas corresponden a la granulometría (G, *gravel*; S, *sandstones*; etc.) y las minúsculas a la disposición estructural (Sh, *horizontal sandstones*; Sp, *planar sandstones*; etc.) o a la textura (Gms, *gravels matrix-supported*; Gm, *massive gravels*; etc.). Para los elementos arquitecturales el referido autor utilizó mayúsculas (CH, *channel*; GB, *gravel bedforms*; SB, *sandy bedforms*; SG, *gravity flows deposits*; LA, *lateral accretion deposits*). En el presente trabajo se nombran con una F y un número (F1, F2, etc.) las variaciones faciales de cada unidad.

Antecedentes

Históricamente, las primeras menciones de las sedimentitas cenozoicas en la Provincia de San Luis fueron realizadas por Brackebusch (1878), Gerth (1914)

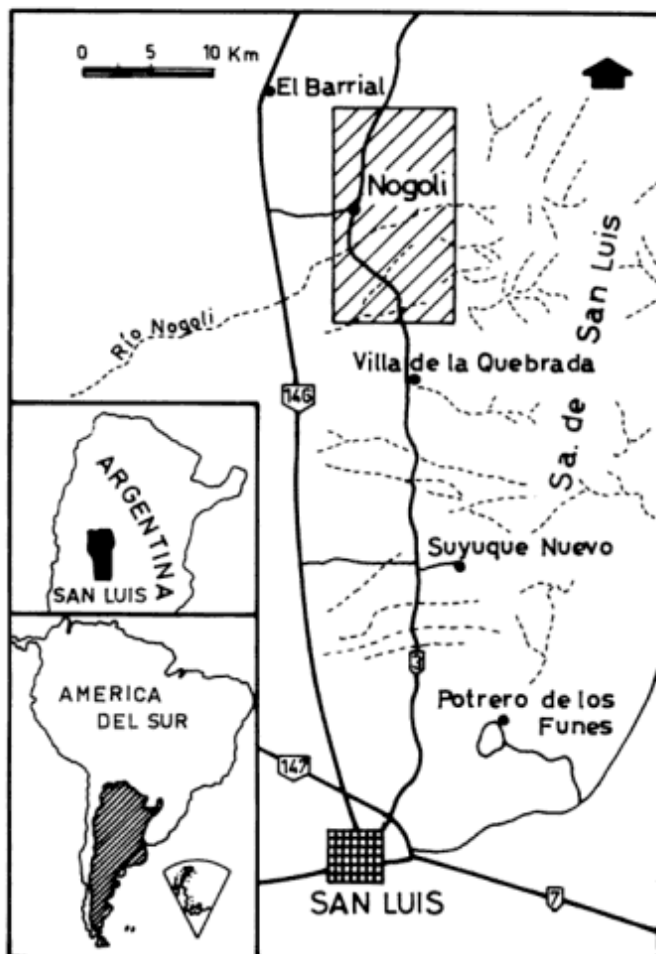


Figura 1: Mapa de ubicación.

y Stappembeck (1926). Una recopilación bibliográfica hasta 1981 sobre las mismas puede ser leída en el Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino y, más específicamente, sobre el Cenozoico del sur de la sierra, en el trabajo de Rivarola y Di Paola (1993).

Yrigoyen (1981), en el mapa geológico correspondiente al Relatorio mencionado, ubica dos afloramientos en la salida del río Nogolí, asignando el del sur a la Formación San Roque (TSR), en tanto que al afloramiento norte lo considera equivalente a la Formación Las Multas (TM), así denominada y caracterizada ambiguamente por Flores (1969), que fuera redefinida por Di Paola (1994).

En el Cenozoico del sur de la sierra de San Luis, en la localidad del Potrero de los Funes, Di Paola y Rivarola (1993), dividieron la Formación San Roque (Mioceno) en miembro inferior, medio y superior respectivamente, considerándolos la respuesta sedimentaria, litofacialmente tripartita, que colmató un hemigraben extensional, de edad miocena. Sobre la misma sobreyace la Formación Cruz de Piedra de Lippmann (1966), de edad pliocena o plio-pleistocena (?). Asimismo, Rivarola y Di Paola en 1991, definieron la Formación Fanglomerado del Potrero para describir a una unidad psefitica poco tectonizada, a la que le asignaron edad pleistocena inferior. Latrubesse y Ramonel (1990) dividieron al Cuaternario de la depresión de Las Chacras en las Formaciones Alto Grande, Barranquitas y Algarrobito, cuyas edades varían entre el Pleistoceno medio-superior hasta el Holoceno.

Sozzi (1991) y Ojeda (1991) caracterizaron sedimentológicamente por primera vez los depósitos de la zona de Nogolí, construyendo la columna estratigráfica mediante la definición de unidades, que correlacionaron con las del Potrero de los Funes. En 1992, los mismos autores definieron cuali y cuantitativamente los minerales pesados presentes en dichas unidades, pudiendo diferenciar asociaciones características para cada una de ellas.

Desde un punto de vista exclusivamente geomorfológico González Díaz, en 1981, describió, en Nogolí, remanentes de pedimentos desarrollados sobre rocas terciarias "areno-gravillosas hasta conglomerádicas", dislocadas y discordantes sobre el basamento cristalino, diferenciando sobre ellos dos niveles de pedimentación.

Estratigrafía

Con el fin de organizar las descripciones, se dividió la estratigrafía del área de Nogolí en basamento cristalino, secuencias sedimentarias mio-plio-pleistocenas, Basalto El Barrial, sedimentos loésicos y asociados, y depósitos fluviales actuales (Fig.2 y 3).

Basamento cristalino

Las rocas más antiguas de la región pertenecen al complejo ígneo-metamórfico, principal constituyente del

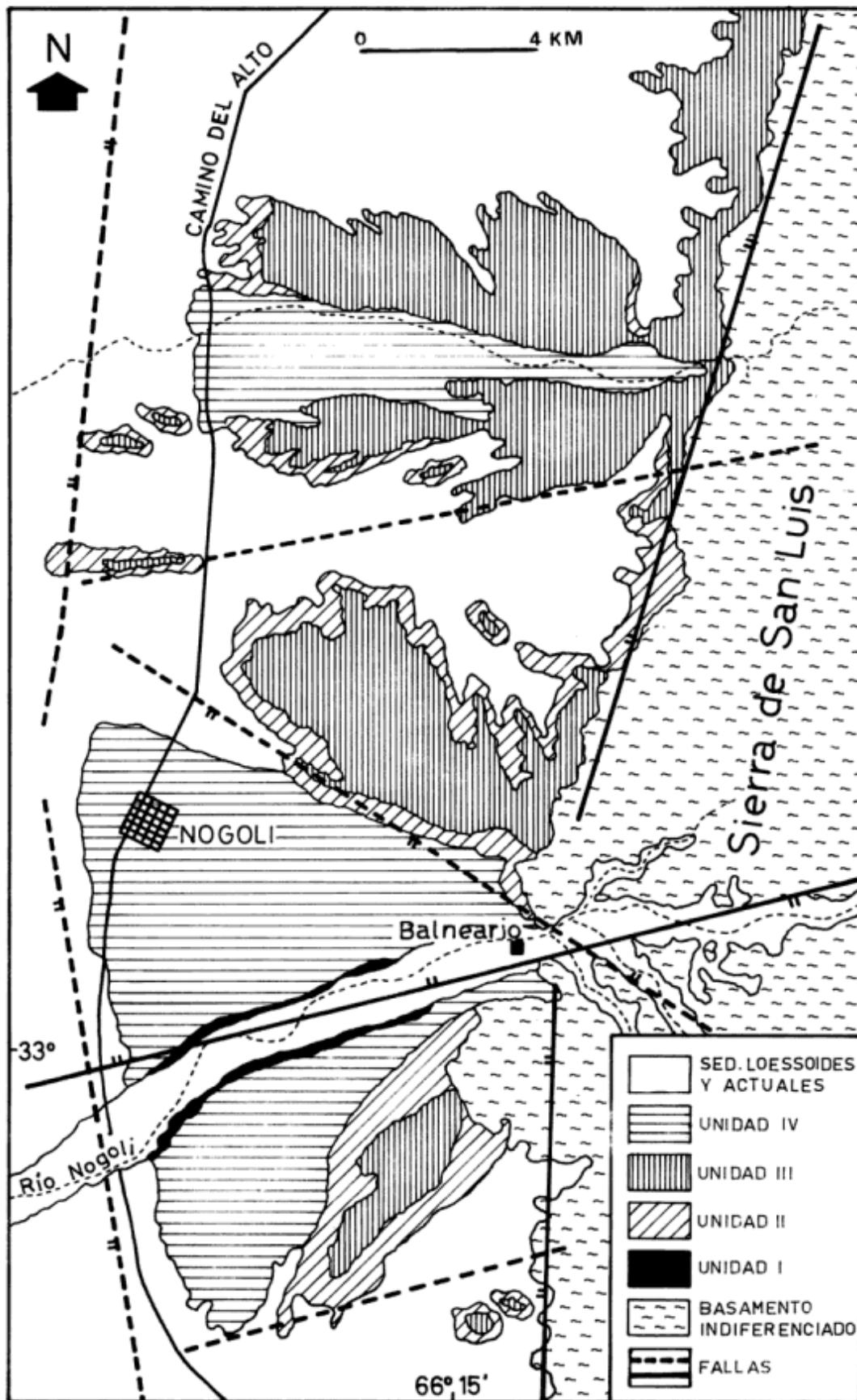


Figura 2: Mapa geológico.

núcleo cristalino de la sierra de San Luis, cuya edad sería Precámbrico superior a Paleozoico inferior. La mitad austral de la sierra presenta metamorfitas de grado medio-alto (anfíbolitas, gneises y migmatitas, esquistos cuarzo-muscovítico-biotíticos) y medio-bajo (metavulcanitas ácidas, metaconglomerados, filitas y pizarras), cuerpos pegmatíticos y granitoides sincinemáticos, precinemáticos y postcinemáticos, y fajas de rocas máficas y ultramáficas con rumbo N-S (Ortiz Suárez *et al.* 1992). El área que ocupa la cuenca imbrífera del río Nogolí está compuesta desde el oeste hacia el este por gneises, migmatitas y granitoides sincinemáticos y precinemáticos y por cantidades subordinadas de esquistos y anfíbolitas.

Secuencias sedimentarias mio-plio-pleistocenas

En el piedemonte occidental de la sierra, sobre el basamento, se apoya en discordancia una cubierta sedimentaria, estéril en fósiles guías, de aproximadamente 140 m de potencia, la cual en el presente trabajo ha sido dividida en cuatro unidades estratigráficas, UI, UII, UIII y UIV, que fuera depositada entre el Mioceno y el Pleistoceno.

Unidad I. (Equivalente a la Fm. San Roque; Biondi 1937; Flores 1969; Di Paola y Rivarola 1993). Es la porción inferior del Cenozoico de la región, su base no es visible en el sector de estudio, infiriéndose su yacencia en discordancia angular y erosiva sobre el basamento cristalino; está integrada por capas rojas, de composición psamítico-psefítica, de coloración castaño rojiza predominante (10 Y/R 5/6), con niveles con óxido-reducción, de color gris (N 8/0). Sus afloramientos están distribuidos en las márgenes actuales del río Nogolí, tienen 30 metros de espesor y están constituidos por areniscas medianas, en parte guijosas, que inclinan 21° hacia el NE y están afectadas por fracturas y fallas de escasa magnitud con rumbo dominante NS y NE-SO.

Esta unidad está integrada por una única facies, aquí denominada F1, de vaques guijosas, en general macizas, con sectores con estratificación de 0,80 a 1 metro de espesor, determinada por la lineación de guijas aisladas, rasgo que permitió definir tanto la inclinación de las capas como cierta periodicidad en el proceso de depositación. El conjunto sedimentario tiene geometría externa mantiforme y desde el punto de vista arquitectural predominan las geoformas arenosas (SB), con arreglos litofaciales dominantes del tipo Sh; en proporción subordinada hay cuerpos GB. La fracción clástica presenta un tamaño promedio de 400 micrómetros (arena mediana), siendo sus extremos limo mediano y guija fina, los granos tienen contornos subangulosos, minoritariamente subredondeados, son de cuarzo (70%), de feldespatos (15%), de fragmentos líticos (8%), de mica (7%) y menos del 1% de minerales pesados. Microscópicamente el cuarzo presenta formas anhedrales y extinción relámpa-

go y ondulosa; los feldespatos más comunes son ortosa, microclino y plagioclasas (albita-oligoclasa), con escasa o nula alteración; los líticos están representados principalmente por cuarzo policristalino y fragmentos de rocas cuarzo-feldespáticas; las micas son muscovita y biotita y los minerales pesados más abundantes granates, circones y turmalinas (Sozzi y Ojeda 1992). El material aglutinante está integrado por esmectita e illita y parches de óxido de hierro opaco. La microtextura es desordenada.

De las escasas características arquitecturales y texturales se deduce que la depositación podría haber sido parcialmente efectuada por flujos no confinados, con alto contenido de carga detrítica arenoso-arcillosa; las capas guijosas podrían ser interpretadas como el producto de crecidas repentinas (*sensu* Blissenbach, 1954), que tienden a extenderse en forma laminar por distancias cortas y durante períodos breves. El tamaño de los detritos de esta unidad podría ser la respuesta a la erosión de un relieve preexistente relativamente bajo, con poco desnivel entre la sierra y el valle; pudiendo también interpretarse como la sección media de un abanico cuyo ápice estaría ubicado hacia el este de la sierra. La casi nula alteración de los minerales lábiles, sumado a la presencia de esmectita e illita intersticial, indican precipitaciones menores de 500 mm, según estudios realizados por Eberl (1984), en abanicos aluviales de regiones desérticas.

La falta de fósiles diagnósticos impide conocer la edad de esta unidad, no obstante se la correlaciona tentativamente con el miembro inferior de la Formación San Roque del sur de sierra, descrito por Di Paola y Rivarola (1993), por sus características litofaciales y tectónicas, como así también por su posición dentro de la columna estratigráfica regional, inferida a partir de las discontinuidades de base y techo.

Unidad II: (Equivalente a la Fm. Cruz de Piedra; Lippmann 1966). Es una sucesión de capas arenoso-conglomerádicas de coloración rosada a pardo rojiza (5 R 8/4, 10 R 5/6) y/o verde amarillenta (10 Y 8/2), cuya distribución areal es de 40 km² aproximadamente, presenta una potencia aflorante de 80 metros, con rumbo norte-sur, e inclinación de 2° a 4° hacia el oeste, yaciendo en discordancia angular sobre la UI. Se caracteriza por la asociación de dos facies, F2 y F3; la F2 corresponde a bancos macizos de 4 cm a 4 metros de espesor, con contactos basales ondulados a planos, formados por vaques guijosas con matriz arcillosa. La arquitectura predominante es del tipo SB, mantiforme, y el elemento litofacial Sh; por sectores se distribuyen al azar lentes conglomerádicas del tipo GB con litofaciales Gms, constituye remanentes de antiguos abanicos aluviales.

La fracción clástica está integrada por arena mediana a grava fina. Mineralógicamente componen la arena cuarzo, con extinción relámpago y ondulosa subordinada (65%); feldespatos integrados principalmente por ortosa y microclino, y en menor proporción, por plagio-

clases frescas del tipo albíta-oligoclasa (20%); clastos líticos representados por granos de cuarzo policristalino y fragmentos de rocas (13%); y minerales pesados tales como circón, turmalina, granate y epidoto; las micas son muscovita y biotita castaña (2%). Los clastos exhiben contornos subangulosos a angulosos y contactos tangenciales y rectos, está cohesionada por esmectita e illita, asociadas con óxidos de hierro.

La F3 se presenta únicamente en afloramientos reducidos en el sector norte de la zona estudiada, en la parte superior de la UII, está constituida por bancos de 30 cm de espesor de areniscas guijosas, con arquitecturas correspondientes a rellenos de cauce (CH) y acreción lateral (LA), y litofacies Sh y Sp (capas cruzadas agrupadas). La fracción clástica es de tamaño arena mediana a grava fina, está compuesta por cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos y micas, con contornos subangulosos a subredondeados. El cemento es carbonático, micrítico y en menor proporción esparítico, rodea a los clastos con crecimientos isopáquicos o geopetales (engrosados hacia la base de los granos), parcialmente reemplazados por calcedonia fibrosa (Fig. 4b). Hay horizontes en los que el carbonato reemplaza totalmente a la fracción detrítica, transformando la roca en una duricostra calcárea. Desde la localidad de El Barrial -sita a 10 km de Nogolí- hacia el norte, estas sedimentitas se encuentran calcetizadas y parcialmente silicificadas, aflorando en forma discontinua.

La F2 se interpreta como depósitos de crecidas levemente encauzadas a no encauzadas, estas últimas similares a las de la F1 de la UI; La F3 es considerada el producto de la sedimentación de ríos cuyo elemento LA correspondería a canales de alta sinuosidad con remolinos que habrían afectado el flujo turbulento acuoso, siguiendo la interpretación de macroformas fluviales de Crowley (1983); el criterio de Miall (1985) que considera al elemento LA menos común en corrientes de baja sinuosidad (entrelazadas) también apoyarían esta hipótesis. Se puede aseverar, en cambio, que las condiciones físico-químicas favorecerían la precipitación calcárea tanto contemporánea con la sedimentación, debido a la pérdida de anhídrido carbónico por la agitación de las aguas, como a la diagénesis en condiciones freáticas (crecimientos isopáquicos).

De acuerdo a su posición estratigráfica relativa, se correlaciona la UII con la Formación Cruz de Piedra, a la cual Rivarola y Di Paola (1993), en el Potrero de los Funes, le asignan edad pliocena superior.

Unidad III: (Equivalente a la Fm. Fanglomerado del Potrero; Rivarola y Di Paola 1991). Se caracteriza por sus depósitos de bloques de coloración gris oscura (N3); sus afloramientos se encuentran en las inmediaciones de la localidad de Nogolí. La unidad tiene 12 m de potencia, se apoya en discordancia erosiva, sobre los remanentes de la UII; está formada por una única facies (F4), de conglomerados, parcialmente aglomerádicos, clasto-sostén a matriz-sostén, constituyendo cuerpos

mantiformes, macizos, con arquitecturas del tipo SG (flujos gravitatorios) y GB (geoformas de gravas), con elementos litofaciales del tipo Gm y en menor proporción Gms. El tamaño máximo de los clastos es de 1,20 m (bloque grande) y el promedio de 15 cm (guijón); los contornos de los bloques mayores son subredondeados, mientras que en la población predominante son subangulosos. Litológicamente son mayoría los clastos de composición granítico-migmatítica, provenientes de la erosión del basamento cristalino vecino; la matriz es arenoso-guijosa, cuarzo-feldespática, y su grado de consolidación varía desde friable, cuando el material intersticial es arcilloso, a consolidada, cuando presenta cemento calcáreo. Mayores precisiones sobre las estructuras sedimentarias son, en la práctica, difíciles, debido a la cubierta vegetal que las oculta.

Estos depósitos corresponderían al sector cercano al ápice de un abanico, por la depositación a partir de flujos gravitatorios y de detritos. La disposición caótica de los clastos refleja una elevada relación sedimento-disponible/volumen-fluido, mientras que la presencia de sectores clasto-soportados (Gms), con imbricaciones, permite inferir la participación de corrientes fluviales.

Por sus rasgos arquitecturales y su posición estratigráfica, la UIII se correlaciona, tentativamente, con la Formación Fanglomerado del Potrero a la que Rivarola y Di Paola (1991) consideran de edad pleistocena inferior.

Unidad IV (Local, sin equivalencias). Los afloramientos se extienden en dirección este-oeste desde su contacto contra el basamento de la sierra hasta alcanzar el "camino del alto" (Fig. 2); yacen en discordancia angular y erosiva sobre la UI y su potencia varía desde 4 hasta 9 metros. Están representados por la facies F5, formada por depósitos conglomerádicos, en parte aglomerádicos y subordinadamente arenosos, de color gris claro (N 7), con arquitecturas CH, GB y SB y rasgos litofaciales del tipo Gms, Gm, Sp (capas cruzadas agrupadas) y Sh, con clastos imbricados. La fracción clástica está integrada por fragmentos predominantes de 10 a 20 cm, siendo el tamaño máximo bloque de 1,10 m; la componen granitoides, pegmatitas y cuarzo de veta, en menor cantidad migmatitas, esquistos, gneises y anfibolitas, la matriz es de tamaño arena mediana a guija, friable, excepto donde hay cemento calcáreo.

Intercaladas con los conglomerados hay lentes de areniscas gruesas, de color pardo (5 YR 4/1), con potencias variables entre 0,2 a 0,8 m y estratificación fina subparalela (SB, Sp y Sh).

Las características litológicas, arquitecturales y la disposición espacial de los afloramientos indican que son depósitos de barras y de rellenos de cauce del valle labrado por una corriente antecesora del actual río Nogolí, que se propone denominar informalmente "Protonogolí"; afloramientos semejantes se encuentran en el arroyo ubicado inmediatamente en el norte, entre remanentes sedimentarios de las unidades I, II y III.

Esta secuencia se asigna en forma provisoria al Pleistoceno superior.

Basalto El Barrial

Fuera del área de estudio, 10 km al norte de Nogolí, en los alrededores de la ruta nacional 3, interdigitado con la Unidad II, se han encontrado afloramientos de pequeña extensión de basalto de color gris oscuro, que presenta amígdalas blanquecinas de diversos tamaños, y disyunción esferoidal incipiente, denominado en este trabajo Basalto El Barrial.

Microscópicamente se observan microlitas de plagioclasas y fémosos alterados, con mesostasis ferruginosa opaca. Como rasgo distintivo cabe mencionar amígdalas rellenas por calcita, reemplazada parcialmente por sílice fibrosa. Esta asociación calcita-sílice, común a capas pliocenas de otras localidades que rodean la sierra (Di Paola 1994), es muy semejante a la de los crecimientos isopáquicos de la F3 de la UII como puede observarse en

las figuras 4a y b; constituye un indicador mineralógico que debe ser tenido en cuenta, ya que contribuiría a ubicar cronológicamente el evento volcánico en el Plioceno o Plio-Pleistoceno(?), en ausencia de otros elementos de juicio.

Sedimentos loésicos y asociados. (Equivalente a las Formaciones Alto Grande, Barranquitas y Algarrobito; Latrubesse y Ramonel 1990).

Los sedimentos loésicos colmatan las depresiones que circundan a los afloramientos descritos previamente; están constituidos por 2,80 m de limo-arena, en donde se han desarrollado tres horizontes pedogenéticos denominados en el presente trabajo H1, H2 y H3, constituyendo el conjunto la Formación Barranquitas. Un cuarto paleosuelo, H4, sería el equivalente a la Formación Algarrobito, de edad pleistocena superior a holocena inferior. En la base de la columna hay una facies conglomerádica de escaso espesor (0,5 a 1 m) que confor-


| EDAD | EPOCA | UNIDADES (FACIES Y FORMACIONES) | COLUMNA ESTRATIGRAFICA | ESPESOR m | DESCRIPCIONES |
|-------------|------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|-----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| CUATERNARIO | HOLOCENO | Algarrobito Barranquitas Alto Grande |  | 2.80 | Sedimentos loésicos pedogenizados bloques y guijarros |
| | PLEISTOCENO SUPERIOR ? | U IV F5 (PROTONOGOLI) | | 9 | N7 - GB, CH, SB, (Gm, Gms, Sp, Sh) D 1.10 m Dm 0.10-0.20 m |
| | PLEISTOCENO INFERIOR ? | U III F4 | | 12 | N7 - SG, GB (Gm Gms) D 1.20 m Dm 0.15 m |
| TERCIARIO | PLIOCENO | Basalto El Barrial | | | |
| | | F3 | | 80 | { 5R (8/4)-10R (5-8) CH, LA (Gm, Gms) (Calcretas) 500-1000 micrones 10Y (8/2) SB, GB (Gms, Sp, Sh) D 0.05m Dm 0.025 |
| MIOCENO | | U I | | 30 | 10 YR (5/8) - N (8/10) SB (Sh, Sp) D 0.15 m Dm 0.025 m |
| | | F1 | | | |
| | PALEOZ. PRECAM. | Basamento Cristalino | | | |

Figura 3: Columna estratigráfica integrada con descripciones de color, arquitecturas y litofacies, y tamaño: D corresponde al diámetro mayor de los clastos y Dm al diámetro medio.

ma la Formación Alto Grande, considerada tradicionalmente un depósito de corrientes fluviales, ya que en algunas localidades presentan características de tales. No obstante en la mayoría de los afloramientos, incluyendo los de Nogolí, los clastos están dispersos y dispuestos al azar, separados por una matriz limo-arenosa. Esta constitución amerita un estudio más detallado, pero puede adelantarse como hipótesis alternativa al origen fluvial su sedimentación como producto del "zarandeo" gravitatorio, equivalente subaéreo al *gravity winnowing* de Postma (1984), de gravas húmedas, removidas desde zonas más altas, contemporáneo con la depositación del limo. Esto, conjuntamente con la materia orgánica contenida en los paleosuelos, podría ser indicativo de condiciones climáticas con balances hídricos ligeramente más positivos que las dominantes durante la evolución de los abanicos aluviales.

Sedimentos fluviales actuales

El cuadro estratigráfico del área se completa con aglomerados, gravas y arenas fluviales depositados en el

cauce actual del río Nogolí, y gravas y arenas en el arroyo ubicado en el norte.

El río Nogolí presenta barras compuestas por gravas y aglomerados, mientras que su lecho es de constitución arenosa gruesa. Tanto en las barras como en los albardones se observa estratificación cruzada planar y horizontal, y en las zonas playas numerosos tipos de ondulitas; en los interfluvios se ubican arenas limosas depositadas por acreción vertical, sobre las que se ha desarrollado una importante cubierta vegetal arbustiva.

El río constituye un sistema del tipo entrelazado. Los clastos son derivados de granitoides (60%) y metamorfitas (40%), tienen un tamaño máximo de 1,70 m (bloque grande), con predominancia de guijones grandes de 15 a 20 cm en los que se observan imbricaciones de 35° hacia el este.

Zonas de minerales pesados

Sozzi y Ojeda en 1992 dieron a conocer los resultados de investigaciones sobre la asociación de minerales pesados de las distintas unidades de la región, donde

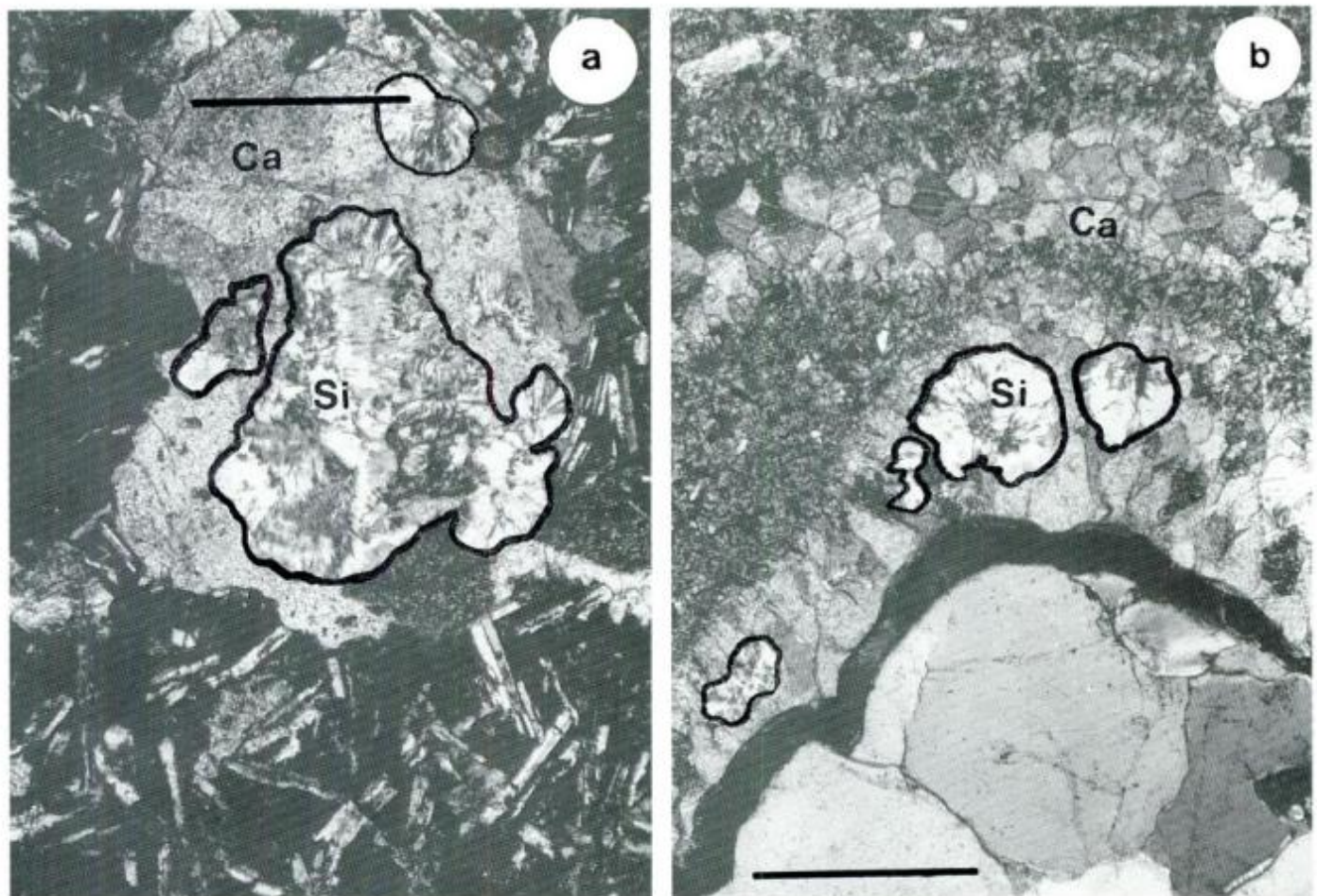


Figura 4a: Microfotografía del Basalto El Barrial. Se observa una vesícula rellena con calcita espática (Ca) y su reemplazo parcial por calcedonia fibrosa, (Si). NX. El segmento corresponde a 500 μ m. **b:** Microfotografía de cemento isopáquico de calcita (Ca), reemplazada parcialmente por calcedonia (Si). Facies 3 de la Unidad II. NX. El segmento corresponde a 500 μ m.

diferenciaron zonas mineralógicas para las sedimentitas terciarias y cuaternarias. Determinaron que todas las unidades presentaban la misma asociación, compuesta por granate, turmalina, circón, hornblenda y epidoto, pero con distintos porcentajes. Así, en las unidades I y II predominan en promedio, el circón (25%), la turmalina (30%) y el granate (21%), en tanto que en las UIII y UIV, y en los sedimentos actuales lo hacen la hornblenda verde (50%) y el epidoto (48%).

La diferencia cuantitativa de las distintas especies se atribuye a la erosión de áreas de aporte con distinta litología, debido a la ampliación de la red de tributarios en la cuenca imbrífera, mediante erosión retrocedente y capturas, como resultado del cambio de nivel de base. Los granitoides habrían configurado las rocas madres predominantes durante el Terciario. Con el ascenso relativo de la sierra, cerca del límite Plio-Pleistoceno, se habría extendido la erosión hacia la franja con anfibolitas y migmatitas, rocas portadoras de mayor cantidad de hornblenda verde. Cabe hacer notar que el análisis cuantitativo de minerales pesados resultó ser una herramienta de gran utilidad para diferenciar las unidades sedimentarias en esta región, con afloramientos escasos, aislados y estériles.

Hipótesis evolutiva de la cuenca del borde occidental de la sierra de San Luis

La secuencia estudiada abarca el período comprendido entre el Mioceno y la actualidad. Representa la sedimentación ocurrida en el piedemonte occidental de la sierra de San Luis, como respuesta a las condiciones tectónicas, ambientales y paleoclimáticas imperantes. Sus afloramientos tienen como características distintivas carecer de fósiles diagnósticos y estar concentrados en un área reducida en el frente de la sierra, extendiéndose en forma muy discontinua hacia el oeste (depresión longitudinal central) y noroeste.

Se considera que movimientos Pre-Miocenos de la Fase Inicial o Pehuénchica de los Movimientos Andicos (Yrigoyen 1979), produjeron reactivaciones de fallas antiguas con rumbo submeridional, en el basamento cristalino, originando un relieve positivo en el borde occidental de la sierra de San Luis y dando lugar a la denominada en el presente trabajo "cuenca pedemontana occidental".

En respuesta a esta etapa tectónica se generó la depositación, principalmente por flujos de detritos y crecidas repentinas en condiciones de clima árido a semiárido, de arenas guijosas, con baja selección granulométrica, escasa o nula alteración de los fragmentos lábiles y abundante contenido de arcilla intersticial (Unidad I).

Movimientos tectónicos que se ubican tentativamente en el límite Mio-Plioceno (Fase Quéchuica), inclinaron y

fallaron hacia el este los depósitos ya diagenizados y produjeron nuevos espacios para la recepción de areniscas guijosas, con lentes conglomerádicas intercaladas, producto de flujos de detritos, y posteriormente de areniscas gravosas a conglomerádicas, de origen fluvial, en cuyas planicies aluviales se desarrollaron procesos de calcetización y silicificación (Unidad II).

Ambas unidades (I y II) presentan asociaciones de minerales pesados semejantes, derivados principalmente de cuerpos graníticos. Se considera que la UII habría incorporado parte de esta asociación debido a la erosión de la UI, que en el momento de la depositación constituía un elemento positivo, conjuntamente con el complejo ígneo-metamórfico de la sierra.

Posteriormente, cerca del límite Plio-Pleistoceno, actividad tectónica de gran magnitud (Fase Diagueta de los Movimientos Andicos), habría reactivado las fallas del frente occidental de la sierra, teniendo lugar como respuesta sedimentaria, la depositación de los fanglomerados de la UIII, que cubrieron una vasta área pedemontana en forma de conos de deyección compuestos. Los sedimentos se depositaron por flujos de detritos y flujos gravitatorios en condiciones climáticas similares a las de las anteriores unidades. El tamaño máximo de bloques (1,2 m) indicaría una distancia de depositación de aproximadamente 1,5 km con respecto al ápice del abanico, de acuerdo a la propuesta de Blissenbach (1954). Durante esta etapa de sedimentación un cambio sustancial en el área de aporte se manifiesta con la presencia de especies de minerales pesados que indican procedencia de metamorfitas anfibólicas y de migmatitas.

El Basalto El Barrial, recientemente hallado por los autores, estaría relacionado con eventos tectónicos distensivos terciarios tardíos a postterciarios. La datación de las vulcanitas, que proporcionaría el mejor dato cronológico, se perfila dificultosa debido al grado de alteración de los minerales en los afloramientos encontrados hasta el momento.

Durante el Pleistoceno medio nuevos movimientos tectónicos reactivaron las fallas de rumbo N-S y generaron fallas en tijera con rumbos NE-SO y NO-SE. Este complejo sistema de movimientos de bloques habría producido una nueva elevación del frente occidental de la sierra, originando la "subcuenca pleistocena Nogolí". La respuesta fue la disección de los abanicos preexistentes y la depositación de rellenos de cauces y de barras que componen la UIV (Protonogolí).

En el Pleistoceno superior y Holoceno las zonas deprimidas circundantes fueron ocupadas y niveladas por la recepción de detritos gruesos y limo-arenosos, estos últimos considerados mayoritariamente de origen eólico (sedimentos loessicos) en los cuales se desarrollaron por lo menos cuatro horizontes pedogenéticos.

En la actualidad, el río Nogolí, continúa depositando en su desembocadura un volumen importante de sedimentos aglomerádicos y conglomerádicos, y minoritariamente arenosos gruesos, debido al gran desnivel

existente entre el valle y las tierras altas de la sierra, donde tiene su cuenca imbrífera. El colector principal forma un sistema de drenaje del tipo entrelazado y la asociación de minerales pesados continúa siendo similar a la de las Unidades III y IV.

Conclusiones

En la "cuenca pedemontana occidental" de la sierra de San Luis se determinaron las unidades I, II y III, mediante la caracterización tectónica y la ubicación de discordancias, equivalentes a las Formaciones San Roque, Cruz de Piedra y Fanglomerado del Potrero respectivamente, del Mio-Plio-Pleistoceno inferior, del sur de la Sierra.

Las unidades I, II y III son antiguos depósitos de abanicos aluviales y constituyen las respuestas sedimentarias a distintas Fases de los Movimientos Tectónicos Andicos.

La unidad IV está formada por un depósito de carácter local, fluvial, denominado Protonogolí, que se depositó en la "subcuenca pleistocena Nogolí" a la que se le asigna edad pleistocena superior.

El Basalto El Barrial, ubicado a 10 km de Nogolí, está relacionado con la UII y se ubica tentativamente en la base del Pleistoceno.

Los detritos de las unidades I, II, III y IV son de carácter local, proviniendo de la sierra de San Luis.

Los minerales pesados forman dos asociaciones distintas, una correspondiente a las Unidades I y II que procede principalmente de granitoides, caracterizada por turmalina, circón y granate, y la otra, encontrada en las unidades III y IV y en los sedimentos actuales del río Nogolí, derivada de metamorfitas anfibólicas y migmatitas, compuesta por hornblenda verde y epidoto.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido efectuado en el marco de un Proyecto de Investigación y Desarrollo del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; los autores agradecen por la infraestructura proporcionada a la Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales de la Universidad Nacional de San Luis y al Museo Argentino de Ciencias Naturales. El agradecimiento se hace extensivo a David Rivarola por sus sugerencias y a Mirta González por su apoyo en la redacción del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Biondi, J.L., 1937. Informe geológico sobre el Departamento General Belgrano, Provincia de San Luis. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 89 p. Informe 0124. (Inédito).
- Blissenbach, E., 1954. Geology of Alluvial Fans in Semi-arid Regions. Geological Society of America Bulletin, 65: 175-190.
- Brackebusch, L., 1878. Informe sobre un viaje Geológico, hecho en el verano de 1875 por las sierras de Córdoba y San Luis. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 2 (2):167-216, Córdoba.
- Crowley, K.D., 1983. Large-scale bed configurations (macroforms). Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. Geological Society of America Bulletin, 94: 117-133.
- Di Paola, E., 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32° 20' y 34° de latitud sur, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 1 (1): 33-52.
- Di Paola, E. y Rivarola, D., 1993. Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 23-29.
- Eberl, D., 1984. Clay mineral formation and transformation. En: Rocks and Soils, Royal Society of London (Ed.), 183 p. London.
- Flores, M.A., 1969. El Bolsón de Las Salinas, Provincia de San Luis. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 300-327. Buenos Aires.
- Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis. Anales de Minería y Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 10 (2): 1-64, Buenos Aires.
- González Díaz, E., 1981. Geomorfología de la Provincia de San Luis. En: Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino: 193-236. San Luis.
- Latruesse, E. y Ramonel, C., 1990. Unidades Litoestratigráficas del Cuaternario en un sector de la Provincia de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 109-113. San Juan.
- Lippmann, M.J., 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires, 67 p. (Inédito).
- Miall, A., 1985. Architectural Elements Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth Science Review, 22: 261-308.
- Ojeda, G., 1991. Estudio geológico-sedimentológico del piedemonte serrano al norte del río Nogolí (Provincia de San Luis). Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Luis, 152 p. (Inédito).
- Ortiz Suarez, A., Prozzi C. y Llambías J.E., 1992. Geología de la parte Sur de la Sierra de San Luis y Granitoides Asociados, Argentina. Museo de Ciencias Naturales, Estudios Geológicos, 48: 269-277. Madrid.
- Postma, G., 1984. Mass Flow conglomerates in a submarine canyon: Abrija Fan-Delta, Pliocene, southeast Spain. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 10, 441 p.
- Rivarola, D. y Di Paola, E., 1991. Psefitas pedemontanas del Potrero de los Funes, San Luis, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes Expandidos: 728-731.
- Rivarola, D. y Di Paola, E., 1993. Síntesis de la Evolución de los

- Depósitos Cenozoicos en el Sur de la Sierra de San Luis. Localidades del Potrero de los Funes y Sector centro-norte de las Chacras. Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 204-211.
- Sozzi, H. A., 1991. Estudio geológico-sedimentológico del piedemonte serrano de la zona Nogolí (sector sur). Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Luis, 174 p. (Inédito).
- Sozzi, H.A. y Ojeda, G.E., 1992. Zonación de depósitos Cenozoicos mediante minerales pesados. Nogolí, Provincia de San Luis. Argentina. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 259-265. La Plata.
- Stappembeck, R., 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Stuttgart. Dirección Nacional de Geología y Minería, 56 p. (inédito, traducción R.A. Telles, 1939).
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias (Ed): 1: 651-694. Córdoba.
- Yrigoyen, M.R., 1981. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. En: Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino: 7-33.

Recibido: 25 de noviembre, 1994

Aceptado: 6 de junio, 1995

Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza

L. A. SPALLETTI^{1,3}, A.E. ARTABE^{2,3}, M. BREA^{2,3} y D.G. GANUZA²

¹Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 n° 644, 1900 La Plata, Argentina.

²División Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Depositional environments and palaeoflora in Triassic red beds from the Cuyo Basin, Mendoza.* The Río Blanco Formation (Triassic, Cuyo Basin) was studied at the classic locality of Divisadero Largo. Based on the distribution of clastic sedimentary facies and geometry of lithosomes, the formation has been divided into four sections. The lower section is composed of massive and bioturbated, open lacustrine mudstones which are covered by a progradational Gilbert-type deltaic lithosomes (medium- and large-scale cross-stratified sandstones with multiple reactivation surfaces), and mouth bars. A cyclic arrangement of channelized sandy-gravelly beds and massive mudstone intervals with abundant paleosol levels characterizes the second section which is interpreted as a mixed-load high-sinuosity meandering fluvial system. The third and fourth sections are dominated by fine-grained, massive, pyroclastic rocks (tuffs, chonites), accumulated as lacustrine fall-out deposits and (subaerial) loessites. In the Río Blanco Formation two sequences (RB1 and RB2) were defined, each of them composed of a "high-base-level" and a "low-base-level" systems tract, related here to alternating periods of tectonic subsidence and quiescence. The fossiliferous stratum, found in the first section of the Río Blanco Formation contains fossils of shrubs and trees, belonging to *Corystospermales*, *Czekanowskiales*, *Ginkgoales* and *Voltziales*: *Dicroidium crassum* (Menéndez) Petriella, *Xylopteris elongata* (Carruthers) Frenguelli, cf. *Czekanowskia rigali* Frenguelli, cf. *Baiera cuyana* Frenguelli, *Heydiphyllum elongatum* (Morris) Retallak and *Cordaicarpus* sp. Geinitz. The preservational characteristics of the plant remains suggest that the fossils were not transported far and the parent communities grew in the levee deposit of the river. The riparian community was perhaps a deciduous forest that reach the side of the river and was controlled by a temperate-warm climatic condition with a dry season.

Introducción

Las sedimentitas continentales triásicas de la Cuenca Cuyana (provincia de Mendoza), reunidas por Stipanovic (1979) en el Grupo Uspallata, han despertado el interés de numerosos investigadores tanto por su importancia estratigráfica, sedimentológica y paleontológica como por su notable valor petrolero. En esta sucesión, que alcanza una potencia máxima de 2.650 m (según Stipanovic 1983), Mancilla *et al.* (1989), Kokogián *et al.* (1989) y Kokogián y Mancilla (1989) han reconocido dos grandes supersecuencias; la inferior (Las Peñas) involucra a las formaciones Río Mendoza y Las Cabras, mientras que la superior (Cerro Cocodrilo) incluye a las formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco.

Esta última unidad, caracterizada por hasta 270 m aflorantes de sedimentitas silicoclásticas de diversa granulometría y de color predominantemente rojizo, es quizás la menos conocida desde el punto de vista paleobotánico y sedimentológico. Por tal razón, en 1993 y en cumplimiento del programa de investigaciones PID 330-92 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, se revisaron los afloramientos de la Formación Río Blanco en la clásica sección de Divisadero Largo (Fig. 1), pocos kilómetros al oeste de la ciudad de Mendoza. En esa ocasión se relevó un perfil de detalle y se identificó un nuevo estrato con plantas

fósiles, cuya descripción e interpretación son el motivo del presente trabajo.

Metodología utilizada

La tarea consistió en el relevamiento de un perfil de detalle (escala 1:100), en el que se efectuaron descripciones litológicas minuciosas (textura-composición) y muestreo sistemático, se definieron las estructuras sedimentarias primarias y se determinaron sus caracteres, dimensiones y orientación espacial. Se analizó en especial la geometría de los cuerpos de roca, así como los pasajes verticales entre cuerpos sucesivos, jerarquizándose por su escala a las diferentes discontinuidades (cf. Spalletti 1987).

Posteriormente se volcó la información en secciones columnares, se definieron facies sedimentarias observacionales (caracterizadas por atributos tales como litología y estructuras), la geometría bidimensional de los litosomas y las asociaciones de facies a partir de sus relaciones verticales.

Los datos obtenidos, en particular espesores, límites estratigráficos y eventuales subdivisiones de la sucesión, fueron cotejados con los datos y criterios sustentados por otros investigadores que trabajaron previamente en el área (Lluch 1971; Strelkov y Alvarez 1984).

En lo que hace al aspecto paleontológico, las plantas fósiles corresponden a un estrato fosilífero, por lo que se infiere que fueron depositadas durante el mismo proceso sedimentario; el nivel, con una exposición areal de 6 m², fue muestreado en su totalidad en forma sistemática; la relación con las facies sedimentarias y paleoambientes respectivos permitió inferir que se trata de material paraautóctono. El área considerada para obtener la abundancia relativa de los taxones que conforman la tafocenosis, fue todo el estrato fosilífero debido a que éste presenta una exposición areal reducida. De acuerdo con la interpretación de las formas de vida y la autoecología de los taxones determinados, se infirió el tipo fisionómico, con las restricciones que imponen las floras fósiles.

Por tratarse de tafocenosis relacionadas con ambientes fluviales se analizaron los sistemas ecológicos de los márgenes ribereños desde la perspectiva de la ecología del paisaje (Forman y Godron 1986; Malanson 1993).

La macrosistemática adoptada sigue el criterio de Stewart y Rothwell (1993).

Antecedentes sobre la estratigrafía de la Formación Río Blanco

Para las sedimentitas que constituyen la sección más alta del Grupo Uspallata, la denominación de Formación Río Blanco fue introducida por Rolleri y Criado Roqué (1968), sobre la base de estudios previos de Borrello (1942).

Esta unidad constituye la designación formal del conjunto clástico al que los geólogos de Yacimientos

Petrolíferos Fiscales caracterizaran por largos años como Formación del Pozo Víctor o simplemente Víctor, subdividido en sectores Gris, Oscuro y Claro. En 1971, Lluch propone la incorporación del Víctor Gris a la Formación Cacheuta (miembro superior) y reconoce en la Formación Río Blanco (Víctor Oscuro y Claro) tres miembros informales. Este mismo criterio estratigráfico ha sido seguido por Strelkov y Alvarez (1984).

La Formación Río Blanco aflora en diversos sitios de la Cuenca Cuyana, aunque sus descripciones más significativas han sido efectuadas en dos localidades clásicas: Potrerillos e inmediaciones de la ciudad de Mendoza. En la primera de estas regiones (sección del Cerro Bayo, por ejemplo), las facies de la Formación Río Blanco corresponden a una posición de centro de cuenca y han sido tratadas sumariamente por Días y Massabie (1974), Kokogíán y Boggetti (1986) y Frey y Rosenfeld (1992). Por su parte, en el área inmediatamente al oeste de la ciudad de Mendoza, la sucesión es de tipo marginal (Kokogíán y Mancilla 1989), y su sección más característica es la correspondiente al cañadón de Divisadero Largo, descrita e ilustrada en forma general por Lluch (1971) y por Strelkov y Alvarez (1984).

Uno de los aspectos que merece ser analizado es la relación entre las formaciones Cacheuta y Río Blanco. Al respecto, Rolleri y Fernández Garrasino (1979) han sugerido la existencia de una fase tectónica entre ambas entidades. No obstante en algunos sectores, especialmente del centro de cuenca, el pasaje es marcadamente transicional (Días y Massabie 1974; Kokogíán y Mancilla 1989). Si bien Strelkov y Alvarez (1984) coinciden con esta apreciación, destacan también que el inicio de la sedimentación de la Formación Río Blanco marca reactivación de la subsidencia y variación en las condiciones de acumulación, con intensificación de la actividad piroclástica. La relación de transición en áreas distales ha sido mencionada además por Frey y Rosenfeld (1992), autores que sin embargo consideran a la Formación Río Blanco como el registro de una nueva megasecuencia triásica, de carácter predominantemente fluvial.

Según lo establecieron Kokogíán y Mancilla (1989) y Kokogíán *et al.* (1989), en la región de centro de cuenca, el contacto entre la Formación Cacheuta y la Formación Río Blanco es un límite sutil de secuencia deposicional, en el que se superponen los términos correspondientes a dos unidades lacustres. Así, arcilitas y limoarcilitas castañas y grises (base de la Formación Río Blanco, o secuencia CC V) se apoyan sobre arcilitas negras de la secuencia CC IV (Formación Cacheuta clásica).

Por su parte, en la zona que se considera más marginal, los criterios para establecer el contacto entre ambas unidades no son uniformes. Lluch (1971) sugiere que se puede localizar en el primero de los niveles de areniscas entrecruzadas, en tanto que para Strelkov y Alvarez (1984) se encontraría algo más arriba. Estos últimos autores establecen un límite genético, señalando que

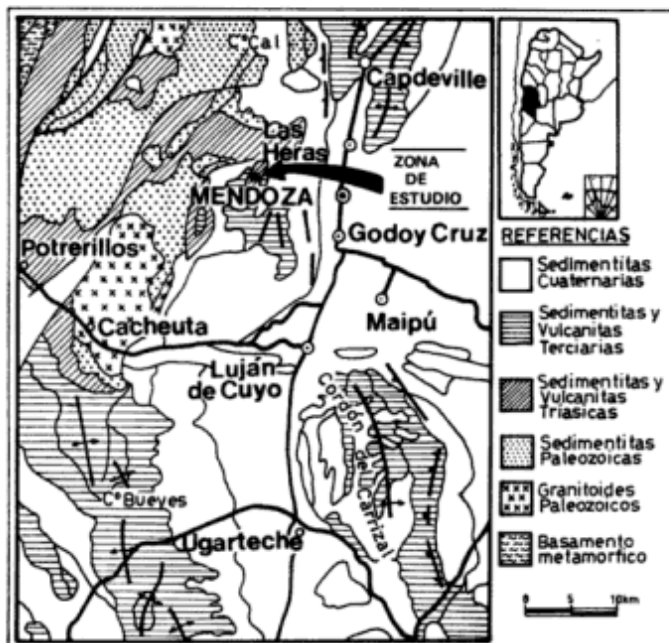


Figura 1: Esquema geológico y localización de la región estudiada (tomado de Secretaría de Minería, 1993).

Tabla 1: Facies sedimentarias de la Formación Río Blanco.

| Código | Textura | Estructura interna | Geometría | Génesis |
|--------|-----------------|--------------------------------------|------------|---------------------------------------------------------|
| Gt | Psefita | Entrecruzada en artesa | Lenticular | Megaóndulas gravosas 3D |
| Gm | Psefita | Maciza | Lenticular | Megaóndulas (?) |
| Im | Psefita intraf. | Maciza | Lenticular | Retrabajo por corrientes débiles |
| Sp | Psamita | Entr. planar escala mediana a grande | Tabular | Delta Gilbert (frontal) |
| St | Psamita | Entrecruzada en artesa | Lenticular | Megaóndulas arenosas 3D (barras) |
| Sl | Psamita | Capas de bajo ángulo | Lenticular | Barras arenosas 3D |
| Sr | Psamita | Ondulítica | Tabular | Ondulas, de corrientes y de oscilación |
| Sh | Psamita | Capa plana | Tabular | Desbordamientos y tope de barras; alto régimen de flujo |
| Sm | Psamita | Maciza | Variable | Megaóndulas, tope de barras, bioturbación |
| Tm | Psamita piroc. | Maciza, estructuras paleoedáficas | Tabular | Decantación eólica |
| Th | Psamita piroc. | Laminación | Tabular | Decantación, retrabajo por corrientes débiles |
| Fm | Pelita | Maciza, estructuras paleoedáficas | Tabular | Decantación, bioturbación ácuea/eólica |
| FTm | Pelita piroc. | Maciza, estructuras paleoedáficas | Tabular | Decantación, bioturbación ácuea/eólica |
| FTh | Pelita piroc. | Laminación | Tabular | Decantación ácuea, retrabajo corrientes |

“depósitos psamíticos de deltas lagunares corresponden aún a la Formación Cacheuta”, mientras que la Formación Río Blanco es aquella “de neto carácter fluvial y su aparición marca la existencia de un brusco incremento en los niveles de energía del medio depositante”.

La Formación Río Blanco en la sección Divisadero Largo

De acuerdo a las observaciones realizadas, en esta contribución la base de la Formación Río Blanco se

localiza en un nivel de pelitas rojizas sobre las que se ubican importantes sucesiones con cuerpos de areniscas entrecruzadas amarillentas, grisáceas y rojizas. Este conjunto se sobrepone a pelitas oscuras, típicas de la Formación Cacheuta. El cambio litológico es significativo para este sector marginal de la cubeta, marca en forma clara un límite de secuencia y sugiere interesantes variaciones en el desenvolvimiento del relleno de la Cuenca Cuyana (Rolleri y Fernández Garrasino 1979; Strelkov y Alvarez 1984; Frey y Rosenfeld 1992).

El tope de esta entidad constituye la culminación de la sedimentación triásica en la Cuenca Cuyana y está

señalado por una nueva e importante discontinuidad sobre la que se sobreponen rocas psefiticas y abundantes psamitas moradas ("conglomerado rojo") asignadas por Lluch (1971) y Strelkov y Alvarez (1984) a la Formación Papagallos (Terciario).

El espesor total registrado para la Formación Río Blanco en la sección estudiada es de 184 m, algo mayor a los valores consignados por Lluch (1971) de 164 m y por Strelkov y Alvarez (1984) de 132 m y notablemente superior a los 91 m sugeridos por Kokogían y Mancilla (1989).

Las facies sedimentarias reconocidas han sido catalogadas según los criterios de Miall (1978) y de Spalletti (1994). Se trata fundamentalmente de cuerpos psamíticos y pelíticos, de carácter predominantemente epiclástico en las porciones inferiores y medias, y de tipo piroclástico en los términos superiores. Su caracterización litológica, estructuras primarias e interpretación dinámica ele-

mental se sintetizan en la Tabla 1. Por otra parte, y siguiendo criterios establecidos en otra contribución (Spalletti 1994), a partir del estudio geométrico bidimensional de las unidades sedimentarias, escala vertical y jerarquización de discontinuidades, se definieron cuerpos sedimentarios cuyos caracteres e interpretación se brindan al hacerse la discusión paleoambiental. Asimismo, el perfil de la Formación Río Blanco pudo ser subdividido en cuatro secciones principales sobre la base de la distribución vertical de cuerpos sedimentarios y de las asociaciones de facies reconocidas, las que permitieron esbozar un modelo conceptual dinámico sobre los ambientes depositacionales.

A modo de síntesis, se ha elaborado la sección columnar de la Fig. 2. En ella se muestran los atributos esenciales de la unidad, la distribución de facies y asociaciones de facies, los tipos de cuerpos y los principales sistemas depositacionales inferidos.

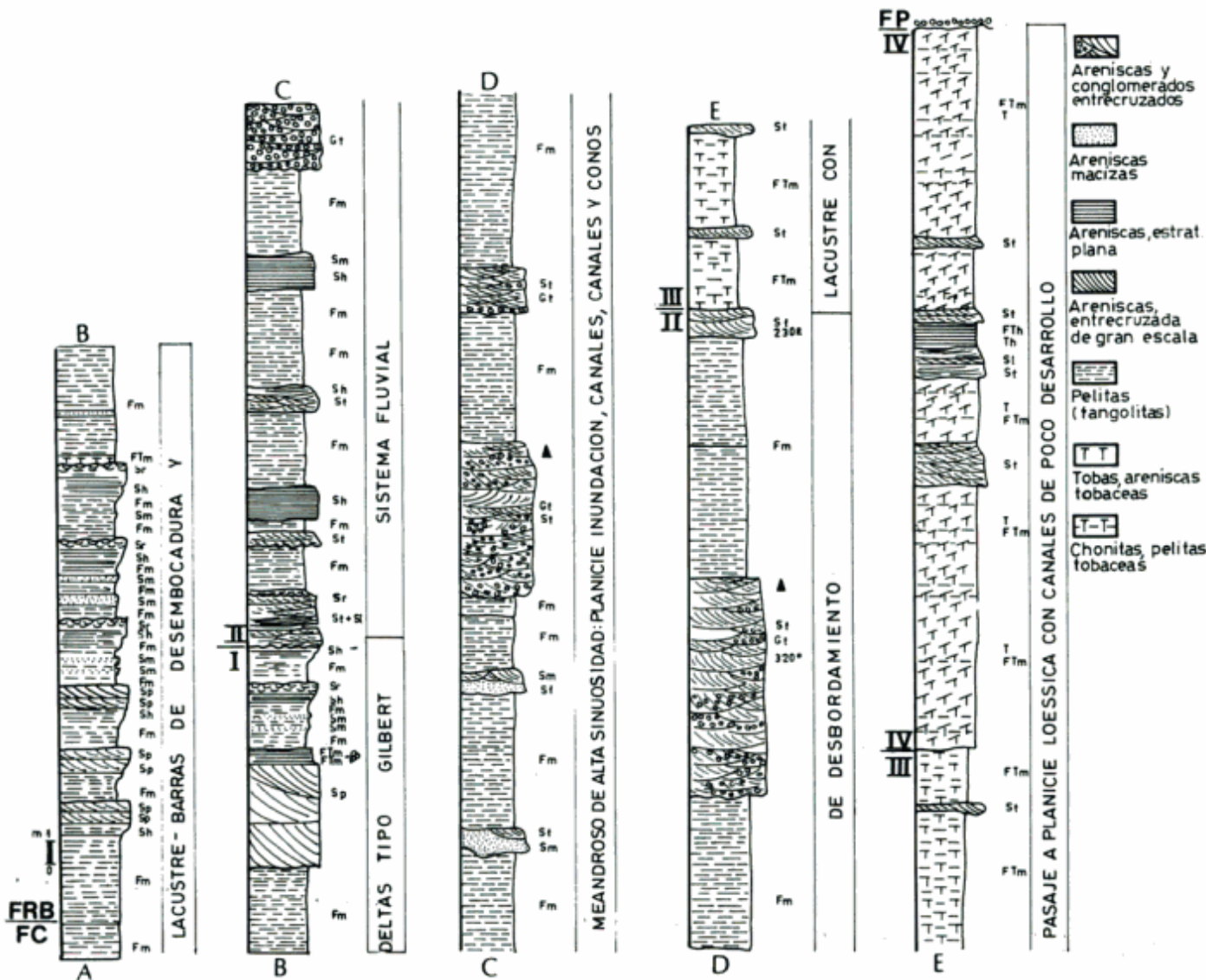


Figura 2: Perfil columnar de la Formación Río Blanco, facies sedimentarias y modelos depositacionales inferidos. FC: Formación Cacheuta, FRB: Formación Río Blanco, FP: Formación Papagallos. I, II, III y IV son secciones en que se ha subdividido informalmente a la unidad.

Consideraciones anteriores

Las interpretaciones previas sobre ambientes de depositación de la Formación Río Blanco señalan el predominio de los procesos fluviales, los que en posiciones de centro de cuenca y en las secciones inferiores de la unidad se asocian con niveles de acumulación lacustre y episodios de progradación deltaica (Días y Massabie 1974; Kokogián y Boggetti 1986; Kokogián *et al.* 1989; Mancilla *et al.* 1989; Kokogián y Mancilla 1989).

Lluch (1971) fue el primer autor en destacar que los depósitos fluviales denotan condiciones de baja a moderada energía y presencia de canales divagantes, a los que se vinculan depósitos finos de planicie de inundación con fenómenos pedogenéticos. Para Strelkov y Alvarez (1984) se trata de un modelo general de sistema meandroso o de alta sinuosidad, caracterizado por ciclos granodecrecientes reiterados. Coinciden con esta interpretación Kokogián y Boggetti (1986) quienes señalan presencia de paleocanales y depósitos de "point bars", así como Frey y Rosenfeld (1992), autores que definen la existencia de depósitos finos de planicie de inundación y de conjuntos tabulares y acanalados de areniscas y conglomerados de hasta 15 m de espesor y de varios centenares de metros de extensión lateral. En los cuerpos psamíticos y psefiticos todos los investigadores mencionados han hecho alusión a diversas estructuras primarias (capas planas, entrecruzadas planares y en artesa, óndulas) que reflejan marcada variabilidad en el régimen de las corrientes. Frey y Rosenfeld (1992) destacan además la presencia de capas de bajo ángulo que sugieren fenómenos de acreción lateral.

Tal como lo mencionaran Lluch (1971) y Strelkov y Alvarez (1984), la porción superior de la Formación Río Blanco se caracteriza por gran abundancia de depósitos de filiación piroclástica con variada tonalidad (gris, castaña, y especialmente amarillenta y rosada), lo que evidencia intensificación de los fenómenos volcánicos explosivos. Lluch sostiene que esta porción superior correspondería a un ámbito lagunar bajo, desarrollado en condiciones de clima árido a semiárido con variación estacional en la humedad.

Modelo conceptual propuesto

Como se indicara más arriba, a partir de la distribución de facies, el perfil de la Formación Río Blanco se ha dividido en cuatro secciones principales. La más alta de éstas coincide con el denominado miembro superior de Lluch (1971) y Strelkov y Alvarez (1984). No obstante, las restantes secciones no son en nada equivalentes a los miembros (inferior y medio) de ninguno de los autores mencionados.

La sección más baja que se define en el presente trabajo (Fig. 2) está caracterizada por el desarrollo de

paquetes pelíticos multicolores, con dominio del rojizo, homogéneos y macizos por bioturbación (Fm). Estas pelitas forman varios niveles, el más potente de los cuales alcanza unos 8 m. El conjunto de depósitos de grano fino puede ser atribuido a procesos de decantación suspensiva en ambiente lacustre holomítico (Allen y Collinson 1986), con circulación plena y profusa actividad biogénica de fondo; este ambiente es significativamente distinto al lacustre representado por las pelitas oscuras de la Formación Cacheuta.

Sobre los niveles de pelitas se produjo la reiterada progradación de cuerpos psamíticos de hasta 4 m de espesor (Fig. 2). Entre ellos se pueden diferenciar dos tipos de elementos arquitecturales. El primero consiste en secciones cuya escala vertical va de 40 cm a 1,60 m, las que se caracterizan por su definido arreglo grano y estrato creciente por pasarse insensiblemente desde limolitas y fangolitas interestratificadas con arcilitas hasta psamitas muy finas y medianas. En estas últimas se reconoce laminación paralela y muy frecuentes óndulas de olas que se ubican, en especial, en las capas del tope de cada ciclo. Estos depósitos representan la agradación de barras de desembocadura de cursos fluviales en el medio lacustre (Elliott 1989). Su desarrollo ha estado doblemente influenciado por acción de corrientes y retrabajo de olas.

El segundo tipo de cuerpos de areniscas asociado con las pelitas lacustres consiste en estratos entrecruzados tabulares planares o con base ligeramente tangencial (Sp), los que poseen abundantes superficies de reactivación o de tercer orden (*sensu* Spalletti 1987). Como se aprecia en la Fig. 2, la escala de estos cuerpos es variable, desde unos 40 cm a 4 m, los últimos conformados tan sólo por uno o dos *sets* de gran escala. En sentido vertical son cubiertos por niveles de pelitas y psamitas muy finas, ricas en material piroclástico (FTm) que portan la asociación paleoflorística que se describe en esta contribución. Las areniscas entrecruzadas constituyen excelentes ejemplos de depósitos deltaicos tipo Gilbert (Colella *et al.* 1987; Flores 1990) que han progradado sobre el cuerpo lacustre como producto de un sistema fluvial que aportó flujos homopícnalos o de dominio inercial (Wright 1977; Elliott 1989). El nivel plantífero de grano fino se interpreta como un depósito producido por corrientes muy débiles en la etapa de abandono (capas dorsales) del cuerpo deltaico.

La sección siguiente (segunda, Fig. 2) es la más potente (93,5 m) y se incluye en los miembros inferior y medio de Lluch (1971) y Strelkov y Alvarez (1984). Está caracterizada por la aparición de dos términos claramente definidos, uno fino constituido por pelitas macizas, parcialmente bioturbadas y con niveles de paleosuelos, y otro grueso compuesto por depósitos traccionales arenosos y conglomerádicos, los que sistemáticamente se apoyan sobre una discontinuidad erosional y suelen mostrar arreglo granodecreciente.

En total coincidencia con lo expresado por otros autores, se considera que estos conjuntos responden a un modelo fluvial meandroso, de carga mixta (traccional-suspensiva) y de alta sinuosidad (Collinson 1986), dado el predominio de depósitos correspondientes a amplias planicies de inundación.

Entre los depósitos traccionales de este conjunto, sobre la base de los espesores y geometría, se reconocen dos grandes variedades arquitecturales. Por una parte se encuentran cuerpos lenticulares de varios metros de espesor (entre 3 y 7 m), de base fuertemente erosional (con frecuencia acanalada) y litología gruesa, conglomerádica y arenosa, con agrupamiento de *sets* planares (Sp, Gp) y de artesas (facies Gt, St) con 25 a 40 cm de espesor individual (Fig. 2). Estos cuerpos representan a los canales principales y sus depósitos de barras de punta del sistema fluvial (Plint 1983), en los que han migrado y agradado conjuntos de dunas tridimensionales gravosas y arenosas (Spalletti 1994). En el perfil relevado no se han encontrado evidencias de procesos de migración lateral y las morfologías marcadamente lenticulares de los litosomas sugieren que el abandono de estos canales principales se produjo por procesos avulsivos.

El otro tipo de cuerpos formados por corrientes traccionales, se caracteriza por intervalos psamíticos de 1 m a algo más de 2 m de espesor y de geometría tabular a lentiforme que se apoyan sobre discontinuidades erosivas labradas en secciones fangolíticas. Estas areniscas están constituidas por *sets* delgados y amalgamados con estratificación entrecruzada en artesa (St), escasa laminación entrecruzada por migración de óndulas tridimensionales (Sr), capas planas (Sh) y de bajo ángulo (Sl), así como niveles macizos (Sm) (Fig. 2). En comparación con los grandes cuerpos traccionales, éstos poseen espesor mucho más reducido, *sets* de escala delgada, mayor continuidad areal y frecuente arreglo granodecreciente. Tales atributos, sumados a las facies constitutivas y a su íntima relación con importantes espesores pelíticos (Fig. 2), permiten asignarlos a sistemas de canales de desbordamiento (*crevasses*) y conos de desbordamiento (*crevasse splay*) de la planicie de inundación (Ghosh 1987; Clemente y Pérez Arlucea 1993; Spalletti 1994), por lo que se los supone generados durante períodos de crecidas. No se descarta que paquetes psamíticos conformados por facies Sh o por asociaciones Sh-Sm puedan corresponder a depósitos de albardón o del tope de barras de punta (banco de acreción interior) producidos por crecidas laminares en condiciones de alto régimen de flujo (Spalletti 1980, 1994; Diemer y Belt 1991).

Como se señalara en otra oportunidad (Spalletti 1994), resulta difícil establecer límites dimensionales entre lo que se considera canales principales del sistema fluvial meandroso y canales menores producto de desbordamiento. Con todo, la coexistencia de ambos tipos de depósitos traccionales pone de manifiesto que

el corte de los meandros y la reubicación de la faja de canales en la planicie aluvial se debió a procesos bastante súbitos, de tipo avulsivo, a partir de complejos de desbordamiento canalizado (*crevasse-crevasse-splay*), antes que a fenómenos progresivos relacionados con migración lateral de recodos y/o de corte mediante la actividad de canales de alivio (*chute channels*). Por tal razón, se asume que los cursos fluviales eran de alta sinuosidad y baja movilidad (Spalletti 1994), quizás anastomosados, y probablemente desembocaban en un nivel de base lacustre mediante la progradación de cuerpos deltaicos en los que el continuo desarrollo de barras de desembocadura favoreció los procesos avulsivos aguas arriba (Collinson 1986).

Las secciones tercera y cuarta son correlacionables al miembro superior de la Formación Río Blanco. Están representadas por unos 50,5 m de depósitos predominantemente piroclásticos (Fig. 2) que ponen de manifiesto una marcada reactivación del volcanismo explosivo en regiones aledañas a la cuenca. Si bien se componen por depósitos de grano fino, de base a techo es posible definir un progresivo arreglo granocreciente. Así, la tercera sección, de unos 17,5 m, se caracteriza por una sucesión dominada por arcilitas bentoníticas en la que se intercalan en forma aislada *sets* delgados de areniscas entrecruzadas.

Por su parte, la cuarta sección (33 m) se compone fundamentalmente de una cíclica interposición de estratos de tobas (predominantemente amarillentas y rosadas) y de chonitas y pelitas rojizas. Las tobas van de 10 a 50 cm de espesor, son macizas y con ocasionales estructuras pedogenéticas. Con preferencia hacia la base de la sección, el conjunto aparece cortado por *cosets* de areniscas tobáceas de base erosional y techo gradado a finos, que van desde 0,5 m a 2 m de espesor y están formados por *sets* de artesas delgadas, entre las que pueden aparecer intercalaciones también psamíticas con capas de bajo ángulo (Fig. 2). En la parte superior de esta cuarta sección son bastante comunes las lentes de conglomerados intraformacionales finos con clastos y matriz tobáceos.

A pesar de que investigaciones previas han supuesto que las secciones tercera y cuarta han tenido origen lagunar (Lluch 1971), se considera que sólo la porción inferior (sección tercera), rica en arcilitas bentoníticas, corresponde a un ambiente lacustre holomíctico en el que han predominado los depósitos de decantación por debajo del nivel de olas. En cuanto a la cuarta sección, y sobre la base de las características de las facies y sus asociaciones, se infiere que los depósitos piroclásticos son producto de decantación eólica de finos, es decir acumulaciones loésicas (Spalletti y Mazzoni 1977; Pye 1987; Spalletti 1992), incluso lluvias de ceniza y polvo, en una planicie de bajo gradiente. Los cuerpos de areniscas tobáceas con base erosional que portan ocasionales estructuras de corrientes, así como los intraconglomerados, denotan eventos de retrabajamiento

producidos por canalizaciones de poco desarrollo (Spalletti 1994).

Contenido paleobotánico de la Formación Río Blanco

Los hallazgos paleontológicos de la Formación Río Blanco son escasos. Así, hasta el momento, Morel (1994) citó *Cladophlebis grahami* Frenguelli 1947 y *Zuberia zuberi* (Szajnocha) Frenguelli 1943 en el Cerro Cacheuta, y Lluch (1971) determinó con dudas material que asignó a *Baiera* Braun, en el área de Papagayos-Divisadero Largo.

En general el pobre registro florístico se correlacionó con una aridificación del clima en la parte más alta del Triásico superior. Sin embargo el hallazgo reciente (Artabe *et al.* 1994a) de una nueva especie de *Rhexoxylon* en la Formación Los Colorados, en los Paramillos de Uspallata (*sensu* Harrington 1971; correlacionable con la Formación Río Blanco) y la asociación aquí descrita, indicarían que los rangos de temperatura y precipitación no inhiben la formación de bosques ribereños. La autoecología de *Rhexoxylon* (Petriella 1985; Zamuner 1992; en prensa) y la reconstrucción fisionómica de la comunidad hallada, permiten inferir que la vegetación estaba controlada por un clima templado cálido, con una estación seca, a lo sumo, más extensa que en el resto del Triásico. Es interesante mencionar al respecto la paleoxiloflora hallada en la Formación Santo Domingo, provincia de La Rioja, correlacionada por Caminos *et al.* (1995) con la Formación Los Colorados, de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Los taxa detectados, *Rhexoxylon* sp., *Rhexoxylon piatnitzkyi* Archangelsky y Brett 1961 y *Taxaceoxylon* sp., se encuentran en una secuencia epiclástica de areniscas rojas y pelitas. Los anillos de crecimiento de *Taxaceoxylon* presentan espesores que oscilan entre 4 y 9 mm; estos grosores sugieren un alto crecimiento vegetativo anual. A su vez, la abundancia relativa del leño temprano sugeriría una buena disponibilidad de agua durante la estación de crecimiento.

La flora fósil hallada en la localidad de Divisadero Largo está a 38,5 m por encima del contacto con la Formación Cacheuta, en un estrato de 1,70 m de espesor constituido por limolitas de naturaleza piroclástica y tonalidades rojizas, que se ubica hacia las partes más altas de la que aquí se define como primera sección. Estas pelitas forman el término superior (capas dorsales) del pequeño delta lacustre de tipo Gilbert descripto más arriba.

La tafocenosis está constituida por una asociación de Gimnospermofitas, correspondientes a los Ordenes *Corystospermales*, *Czekanowskiales*, *Ginkgoales* y *Voltziales*. Los taxa reconocidos pertenecen a *Dicroidium crassum* (Menéndez) Petriella 1979, *Xylopteris*

elongata (Carruthers) Frenguelli 1943, *Czekanowskia rigali* Frenguelli 1942a, *Baiera cuyana* Frenguelli 1942 b y *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981. Asimismo, se encontró una semilla platispérmica, que fue determinada como *Cordaicarpus* sp., que es un género Incertae Sedis dentro de las gimnospermas. Véase la descripción sistemática en el Apéndice.

Paleoecología

Como se expresara anteriormente, la flora fósil se encuentra en un delta fluvial pequeño (de 500 a 1000 m) que desemboca en un lago de aguas tranquilas. Se considera que la paleocomunidad proviene de la zona de albardón del río y sufrió un corto transporte por corrientes muy débiles en la etapa de abandono del delta.

La paraautoctonía se infiere porque las hojas se encontraron en buen estado de preservación a pesar de que su consistencia no es coriácea, sus limbos son angostos o muy divididos y las cutículas son delgadas. En comunidades autóctonas, los grupos caducifolios representados (*Czekanowskiales*, *Ginkgoales* y *Coniferales*), por perder la hoja en forma estacional, producirían una abundancia y sobre-representatividad de los taxa involucrados, que en nuestro caso no se observa.

Teniendo en cuenta que la geomorfología y la climatología controlan la continuidad, o no, del corredor de vegetación ribereña, la distribución y abundancia de las especies, y la diversidad de las comunidades asociadas a los márgenes de los ríos (Malanson 1993), se infiere que la tafocenosis hallada corresponde a uno de los ecosistemas adyacentes al río.

Los estudios ecológicos de los ambientes ribereños (Malanson 1993) pretenden explicar la distribución de las plantas a lo largo del gradiente acuático-terrestre, porque esto afecta la biodiversidad y la abundancia relativa de algunas especies en puntos específicos. En este sentido se trata de una comunidad mesofítica que podría haberse desarrollado en ambientes bien drenados, a lo sumo ocasionalmente inundados. Esto se explica porque algunas áreas inmediatamente aledañas a los ríos no son húmedas y sus suelos no están saturados, por lo que la vegetación puede ser la misma que la de las tierras altas.

En relación a la vegetación, y con el objeto de definir la estructura interna del paisaje ribereño, Rejmanek (1977) considera tres parámetros para clasificar a las comunidades vegetales: a) identificación de las especies, b) abundancia relativa de las especies y c) patrón espacial. Si se considera este último tópico como a la distribución de las comunidades (Malanson 1993), esto sirve como punto de partida para establecer un modelo hipotético acerca de la estructura interna de los paisajes ribereños. La abundancia relativa y configura-

ción de los mosaicos de vegetación determina la heterogeneidad interna de los paisajes y dicha heterogeneidad se relaciona a controles regionales y locales.

De lo mencionado, se desprende que el entendimiento de cómo es el ambiente ribereño está íntimamente relacionado al conocimiento de la vegetación desarrollada en sus márgenes.

Por contar con un solo registro, la tafoflora de la Formación Río Blanco representa uno de los tipos de vegetación desarrollados a lo largo del río. Es evidente que el bosque llegaba hasta el borde del curso de agua, en la zona de albardón, configurando un paisaje discontinuo a lo largo de los interdistributarios.

La tafocenosis está conformada por 5 taxones naturales (*Dicroidium crassum*, *Xylopteris elongata*, cf. *Baiera cuyana*, cf. *Czekanowskia rigali* y *Heidiphyllum elongatum*); la abundancia relativa es de 4 %, 11 %, 4 %, 51 % y 30 % respectivamente. Las formas de vida inferidas corresponden a arbustos (*Dicroidium* y *Xylopteris*) y árboles (*Baiera*, *Czekanowskia* y *Heidiphyllum*) de hasta aproximadamente 20 m de altura. Estos elementos conforman un único estrato arbóreo enteramente caducifolio. La caducifolia es considerada como un fenómeno netamente estacional (Walter 1971) y la duración de la estación seca influye sobre la caducifolia de los distintos estratos (comenzando por el superior y avanzando sobre los inferiores a medida que el déficit hídrico aumente), la altura y la estructura vertical de la vegetación, y la diversidad específica. Hay que considerar también que el río crea condiciones ambientales particulares que pueden modificarse a pocos metros de la franja ribereña por él afectada. Sin embargo las zonas áridas y semiáridas poseen una vegetación ribereña, a lo sumo, arbustiva; por lo que se infiere que la tafocenosis en estudio debió crecer en una ecoregión con sabanas y/o bosques xerófitos, los cuales se desarrollan en regiones con estación seca marcada.

Discusión y conclusiones

Sobre la base del análisis de facies, la Formación Río Blanco en su exposición de Divisadero Largo se subdivide en cuatro secciones. La primera está representada por un ambiente lacustre sobre el que progradan barras y cuerpos deltaicos simples, de tipo Gilbert, generados por flujos inerciales. La segunda sección, que es la más importante por su espesor (93,5 m), se asigna a un sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad con destacada participación de depósitos de planicie de inundación (facies de decantación) y complejo de *crevasse-crevasse splay* y cuerpos canalizados de abandono avulsivo formados por agradación de barras tridimensionales gravosas y arenosas. La sección tercera se caracteriza por la implantación de un sistema lacustre de circulación abierta. Este es posteriormente reemplazado (sección cuarta) por un ambiente de pradera en el que dominaron depósitos piroclásticos finos y macizos producidos por acción eólica (loessitas), los que se presentan asociados con tufolitas y conglomerados intraformacionales, producto de retrabajamiento por canalizaciones de escasa magnitud.

Trabajos de estratigrafía secuencial (Kokogíán *et al.* 1989; Mancilla *et al.* 1989; Kokogíán y Mancilla 1989) ubican a la mayor parte de la Formación Río Blanco en dos secuencias que responden esencialmente a un modelo fluvial; a la vez, en cada una de ellas se reconocen dos cortejos o sistemas depositacionales llamados de "nivel bajo" y de "nivel alto". Al respecto, Kokogíán y Mancilla (1989) destacan que en sectores de borde, como en Divisadero Largo, no se registran acumulaciones del sistema de "nivel bajo".

En un aporte más reciente, Kokogíán *et al.* (1993) reconocen en esta localidad cuatro tramos a los que asocian con el desarrollo de sendas secuencias depositacionales.

Tabla 2: Síntesis estratigráfica de la Formación Río Blanco en Divisadero Largo.

| ESTE TRABAJO | | LLUCH 1971 | KOKOGIAN <i>et al.</i> 1989 MANCILLA <i>et al.</i> 1989 | AMBIENTES INFERIDOS EN ESTE TRABAJO |
|--------------|------------------------|----------------|------------------------------------------------------------|----------------------------------------|
| SECCIONES | SECUENCIAS | MIEMBROS | SECUENCIAS | |
| SECCION 4 | "N. BAJO" RB2 — — — | SUPERIOR | SEC. VI, NIVEL ALTO | PLANICIE LOESSICA |
| SECCION 3 | "N. ALTO" | | | LACUSTRE |
| SECCION 2 | "N. BAJO" RB2 — — — | INFERIOR-MEDIO | SEC. V, NIVEL ALTO | MEANDROSO ALTA SINUOSIDAD |
| SECCION 1 | "N. ALTO" | | — — — ? — — — | LACUSTRE-DELTAICO |

En este sentido, de la presente contribución surgen algunas evidencias que llevan a modificar parcialmente los criterios comentados. Como se muestra en la Tabla 2, se definen aquí dos secuencias, la inferior (RB1) que comprende a las secciones primera y segunda y la superior (RB2) que incluye a las secciones tercera y cuarta de la Formación Río Blanco.

Sobre la base del análisis de asociaciones de facies, y aún cuando se trata de un afloramiento cercano al borde de cuenca, es posible sugerir que en ambas secuencias se identifican tramos que Kokogián y Mancilla hubieran llamado sistemas de "nivel alto" y de "nivel bajo". Según nuestro criterio, el límite basal de las secuencias consiste en una marcada superficie de inundación que coincide con el inicio de un sistema de "nivel alto", mientras que la parte superior de cada secuencia se caracteriza por el predominio de depósitos fluviales y fluvio-eólicos que corresponderían a un sistema de "nivel bajo".

Se considera aquí que el desarrollo de las secuencias tiene un fuerte control de la tectónica local. En tal contexto, los cortejos de "nivel alto" (secciones primera y tercera) coincidirían con períodos de reactivación de la subsidencia cuencal, mientras que los cortejos de "nivel bajo" (secciones segunda y cuarta) serían más típicos de las etapas caracterizadas por una relativa calma tectónica y subsidencia cuencal atenuada.

En lo que respecta a los estudios tafonómicos y paleoecológicos, los resultados obtenidos permiten sugerir que se trata de una tafocenosis paraautóctona, proveniente de la zona de albardón del río; la paleocomunidad está conformada por un solo estrato arbóreo, caducifolio (cf. *Baiera cuyana*, cf. *Czekanowskia rigali* y *Heidiphyllum elongatum*) y otro arbustivo-herbáceo (*Dicroidium crassum* y *Xylopteris elongata*). Por la estructura fisionómica se infiere un clima templado-cálido, con estacionalidad marcada.

APENDICE

SISTEMÁTICA

División Tracheophyta
Clase Gymnospermopsida
Orden Pteridospermales

Familia Corytospermaceae Thomas 1933

Género *Dicroidium* Gothan 1912 emend. Townrow 1957

Especie tipo: *Dicroidium odontopteroides* (Morris) Gothan 1912.

Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella 1979 ex
Archangelsky 1970
(Fig. 3. 1a)

Descripción: Fragmento de fronde monopinnada, con raquis bifurcado; pinnas de base constricta y ápice subagudo; son equidimensionales en el peciolo y elongadas a subrómicas sobre el raquis. El ángulo de inserción es agudo y este carácter se acentúa en la parte media y distal de la fronde. La venación no es visible.

Material estudiado: LPPB 12719.

Comentarios: Esta especie, según Petriella (1979), reúne a todas las formas que presentan pinnas basalmente contaras. Este criterio, inicialmente utilizado por Menéndez (1951), fue seguido por varios autores, aunque utilizando denominaciones diferentes. Menéndez (1951) asignó su material al género *Dicroidiopsis* Frenguelli (1943), sinonimizado por Archangelsky (1968) a *Dicroidium*. Petriella (1979) formaliza la combinación específica adelantada por Archangelsky en 1970. En este sentido, es importante resaltar que *Dicroidium odontopteroides* var. *argenteum* Retallack 1977, entraría dentro del rango de variabilidad de *D. crassum*.

Distribución cronoestratigráfica: Mesotriásico-Neotriásico. Formación Chihúfu y Llantenes, en Llantenes, provincia de Mendoza (Menéndez 1951; Artabe y Morel 1983); Formación Los Rastros, en Agua de la Peña, provincia de San Juan (Frenguelli 1942); Formación Potrerillos, en Cacheuta, provincia de Mendoza (Morel 1991, 1994; Stipanovic *et al.* en prensa), en Las Higueras (Salagasta), provincia de Mendoza (Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* en prensa); Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén (Ganuza *et al.* 1990); Formación Los Menucos, en Aguada de Guerra, Provincia del Río Negro (Artabe 1985).

Género *Xylopteris* Frenguelli 1943

Especie tipo: *Xylopteris elongata* (Carruthers) Frenguelli 1943

Xylopteris elongata (Carruthers) Frenguelli 1943
(Fig. 3. 2)

Descripción: Fragmentos de frondes monopinnadas, de hasta 5 cm de largo; pinnas de hasta 1,4 cm de largo por 0,1 cm de ancho; espaciadas, con una separación lateral superior a 0,4 cm. Venación inconspicua.

Material estudiado: LPPB 12721, 12722 a-b, 12726.

Comentarios: Retallack (1977) reconoce en *X. elongata* dos variedades basándose en una diferente densidad pinnular. Nuestro material aunque semejante a *X. elongata* var. *rigida* (Dun) Stipanovic y Bonetti (en Stipanovic 1957), no fue asignado a nivel varietal por considerarse este carácter no diagnóstico y de naturaleza adaptativa.

La especie más afín es *Xylopteris argentina* (Kurtz) Frenguelli (1943). Se diferencia porque el raquis principal bifurcado presenta a lo sumo pinnas aisladas, y es por lo tanto, la forma más xeromorfa del género.

Distribución cronoestratigráfica: Mesotriásico-Neotriásico. Formación Potrerillos en Cacheuta, El Challo, Paramillos de Uspallata y Las Higueras, provincia de Mendoza (Frenguelli 1948; Stipanovic 1957; Stipanovic y Bonetti 1969; Petriella 1979; Baldoni 1980a; Stipanovic 1983; Morel 1991; Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* en prensa); Formaciones Chihúfu y Llantenes, en Llantenes, provincia de Mendoza (Menéndez 1951; Stipanovic 1957; 1983; Stipanovic y Bonetti 1969; Morel y Artabe 1993); formaciones Los Rastros e Ischigualasto, en Agua de la Peña, Provincia de San Juan (Stipanovic 1957; Archangelsky 1968; Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic y Bonaparte 1979; Zamuner 1992); formaciones Barreal, Cortaderita y El Alcázar, en Quebradas de la Cortaderita, Agua de los Pajaritos y del Alcázar, provincia de San Juan (Stipanovic 1957; Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic 1979); Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén (Ganuza *et al.* 1990); Formación El Tranquilo, en El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Stipanovic y Bonetti 1969; Baldoni 1980a).

Orden Czekanowskiales

Czekanowskia Heer emend. Harris y Miller 1974

Especie tipo: *Czekanowskia setacea* Heer 1876

cf. *Czekanowskia rigali* Frenguelli 1942
(Fig. 3. 3; Fig. 3. 5a)

Descripción: Se trata de hojas dispersas de 6 cm de largo, lineares,

bifurcadas sólo una vez, con segmentos de 0,15 cm de ancho. La venación es poco clara, pero parecerían tener una sola vena media.

Material estudiado: LPPB 12717, 12718, 12724, 12725, 12727, 12733-12743.

Comentarios: nuestro material fue asignado con duda al género *Czekanowskia* por tratarse de hojas dispersas; sin embargo los

caracteres diagnósticos de los ejemplares coinciden con las hojas de este género, que son a su vez características de este grupo de gimnospermas (Pant 1959; Krassilov 1970). De las especies conocidas sólo *C. rigali* presenta hojas lineales simples o divididas una sola vez.

Distribución cronoestratigráfica: Mesotriásico-Neotriásico. Formaciones Ischichuca y Los Rastros, en Agua de la Peña, provincia de

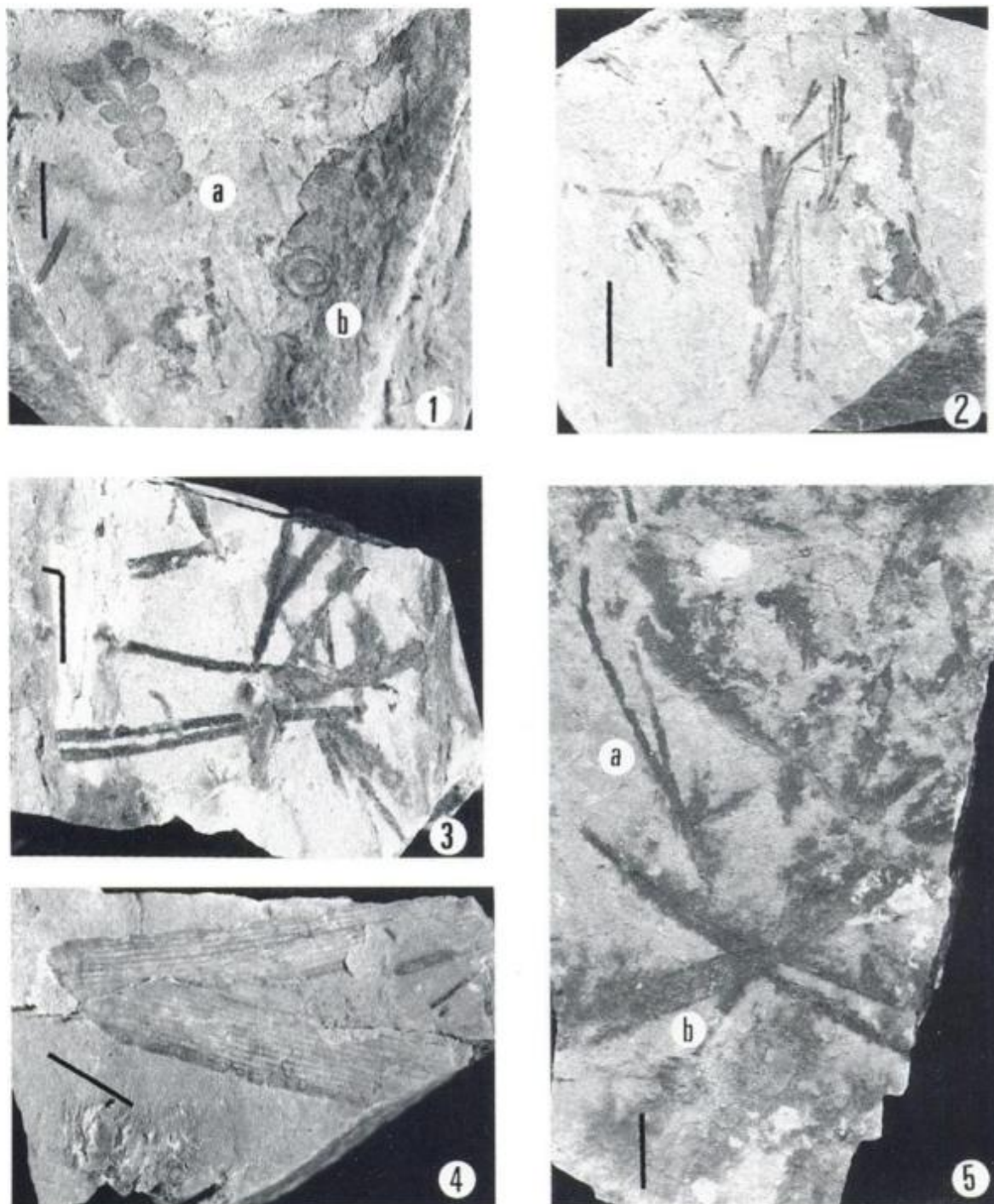


Figura 3: 1.a. *Dicroidium crassum* (Menéndez) Petriella 1979 ex Archangelsky 1970. LPPB 12719. 1.b. *Cordaicarpus* sp. LPPB 12719. 2. *Xylopteris elongata* (Carruthers) Frenguelli 1943. LPPB 12722. 3. *Czekanowskia rigali* Frenguelli 1942. LPPB 12736. 4. *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981. LPPB 12731. 5.a. *Czekanowskia rigali* Frenguelli 1942. LPPB 12717. 5.b. *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981. LPPB 12717.

San Juan (Frenguelli 1942a; Archangelsky 1965; Stipanovic y Bonaparte 1979); Formación Potrerillos, en El Challao, Potrerillos y Cacheuta, provincia de Mendoza (Frenguelli 1948; Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* en prensa); Formación Los Menucos, en Agua de Guerra, provincia del Río Negro (Artabe, 1986); Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén (Ganuza *et al.* en prensa).

Orden Ginkgoales

Baiera Braun emend. Florin 1936

Especie tipo: *Baiera muensteriana* (Presl) Florin 1936

cf. *Baiera cuyana* Frenguelli 1942b

(Fig. 4)

Descripción: Se dispone de un solo ejemplar fragmentario de hoja de forma triangular de 2,4 cm de largo por 2,2 cm de ancho, con un ángulo basal de 30° aproximadamente. Fronda profundamente dividida en dos hemiláminas por una incisión que alcanza casi la base de la lámina; cada mitad se dicotomiza dos veces formando segmentos lineares de hasta 0,1 cm de ancho. Pecíolo y venación inconspicua.

Material estudiado: LPPB 12720.

Comentarios: El material fue asignado con dudas a esta especie por haberse encontrado un solo ejemplar donde la venación es poco visible; las dimensiones entran dentro del rango de variabilidad fijados para la especie por Frenguelli (1942b).

De las especies mencionadas para el Triásico de Argentina, *B. rolleri* Frenguelli 1946, *B. bidens* (Tenison-Woods) Feistmantel 1890, *B. africana* Baldoni 1980b y *B. furcata* (Lindley y Hutton) Braun 1843 (recientemente encontrada en Llantenes), solamente las dos últimas presentan segmentos filiformes; se diferencian de *B. cuyana* por su mayor tamaño y la repetidas bifurcaciones de la hoja.

Distribución cronoestratigráfica: Mesotriásico-Neotriásico. Formación Potrerillos, en Cacheuta, provincia de Mendoza (Stipanovic 1957, 1983; Morel 1991; Stipanovic *et al.* en prensa); formaciones Barreal y El Alcázar, en Quebradas de la Cortaderita, Agua de los Pajaritos y del Alcázar, provincia de San Juan (Frenguelli 1942b; Stipanovic 1957; 1979).

Orden Coniferales

Familia Voltziaceae

Género *Heidiphyllum* Retallack 1981

Especie tipo: *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981

Heidiphyllum elongatum

(Fig. 3. 4; Fig. 3. 5b)

Descripción: Se dispone de fragmentos de hojas simples de forma linear-elíptica. El largo mayor observado es de 6 cm, pero deberían superar los 10 cm ya que en su mayoría están mutiladas; el ancho varía entre 0,5-0,8 cm. En la zona basal la hoja se angosta llegando a medir 0,2 cm. El ápice es desconocido. La venación es paralela a los márgenes; entran aproximadamente 5 venas que se bifurcan, contándose en la zona media de 10 a 12.

Material estudiado: LPPB 12717, 12725, 12729-12732, 12735, 12739.

Comentarios: La asignación de esta especie gondwánica ha sido objeto de controversias, ya que algunos autores las determinaron como Ginkgoales (*Phoenicopsis* Heer 1876) y otros como Coniferales (*Podozamites* (Brongniart) Braun 1843 (1840-1843). Anderson (1978) confirma que se trata de Coníferas ya que las encuentra en repetida asociación con estructuras reproductoras asignadas al género *Telemachus* Anderson 1978. Posteriormente Retallack (1981) considera que las hojas gondwánicas son diferentes de las formas nórdicas de *Podozamites* y crea el nuevo género *Heidiphyllum*.

Heidiphyllum elongatum es una especie fundamentalmente triásica, aunque en Argentina se extiende hasta el Liásico (Artabe 1982).

Distribución cronoestratigráfica en Argentina: Mesotriásico-Eojurásico. Formaciones Potrerillos y Cacheuta, en Cacheuta, provincia de Mendoza (Frenguelli 1948; Stipanovic 1957, 1972; Bonetti 1963; Stipanovic y Bonetti 1969; Morel 1991; Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* en prensa), en Paramillo de Uspallata, Las Higueras (Salagasta) y El Challao (Frenguelli 1948; Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* en prensa); Formación Llantenes, en Llantenes, provincia de Mendoza (Menéndez 1951; Stipanovic 1957; Stipanovic y Bonetti 1969; Artabe y Morel 1983; Morel y Artabe 1993); formaciones Cortaderita y El Alcázar, en Quebradas de la Cortaderita, del Agua de los Pajaritos y del Alcázar, provincia de San Juan (Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic 1972, 1979); formaciones Los Rastros e Ischigualasto, en Agua de la Peña, provincia de San Juan (Stipanovic 1957; Bonetti 1963; Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic y Bonaparte 1979); Formación El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Stipanovic y Bonetti 1969); Formación Los Menucos, en Los Menucos y Aguada de Guerra, provincia del Río Negro (Artabe 1985); Formación Paso Flores, en de Paso Flores, Ranquel Huao, Cañadón de Pancho y Cerro Mariana, provincias del Neuquén y Río Negro (Stipanovic 1957; Stipanovic y Bonetti 1969; Spalletti *et al.* 1988a, Morel *et al.* 1992; Ganuza *et al.* 1990; en prensa); Formación Nestares, en Alicurá, provincia del Río Negro (Artabe 1982; Arrondo *et al.* 1991).

Incertae Sedis

Género *Cordaicarpus* Geinitz 1862

Especie tipo: *Cordaicarpus cordai* (Geinitz) Seward 1917

Cordaicarpus sp.

(Fig. 3. 1b)

Descripción: Semilla platispérmica, de 0,8 cm de largo por 0,7 cm de ancho; de forma subovalada en sentido de su eje longitudinal, con

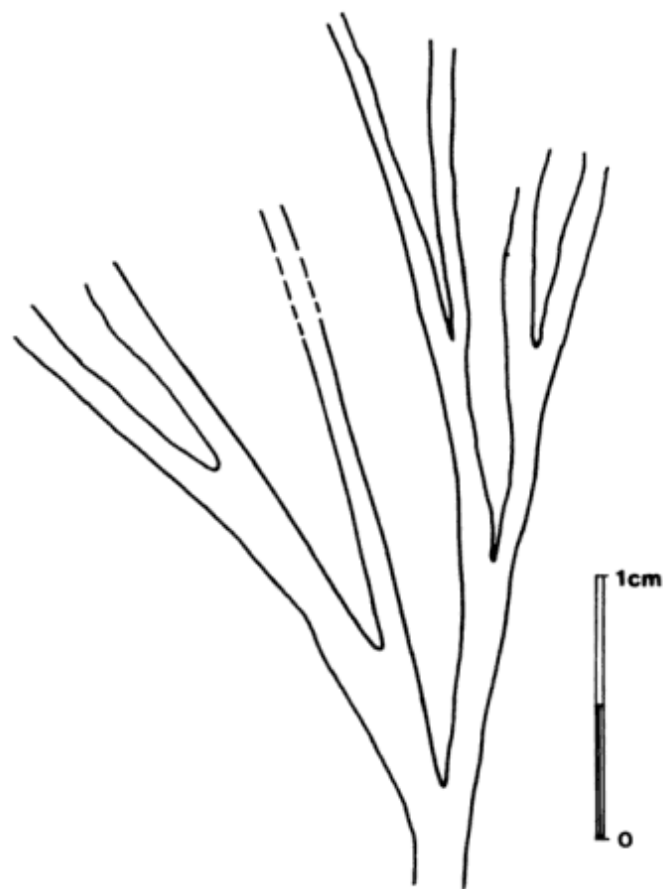


Figura 4: cf. *Baiera cuyana* Frenguelli 1942. Aspecto general de la hoja.

ápice entero y suavemente aguzado y base redondeada. Presenta una sarcotesta angosta de ancho constante (0,1 cm) que rodea a un núcleo de 0,5 cm, (porción central de la semilla, de acuerdo con la terminología propuesta por Millan 1977) con forma semejante a la semilla, base entera, redondeada y de superficie lisa.

Material estudiado: LPPB No 12719.

Comparaciones: el material fue asignado al género *Cordaicarpus* propuesto originalmente por Geinitz (1862), a pesar de que presenta similitudes con *Carpolithus mackayi* Arber 1917 (citado por Bonetti 1963) para el NF1 de Barreal, provincia de San Juan, debido a que Millan (1974) sugiere la no utilización de este taxón para Gimnospermas por haber sido usado para designar a semillas angiospérmicas del Cenozoico. Por otro lado, la poca definición de la micropila impide una asignación sistemática más precisa. Otras semillas semejantes han sido halladas recientemente en el Triásico: Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén (Artabe *et al.* 1994b); formaciones Potrerillos y Cacheuta, en Cacheuta, provincia de Mendoza (Morel 1991), y Formación Llantenes, en Arroyo Llantenes, provincia de Mendoza (Artabe *et al.* en prensa).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Collinson, J.D., 1986. Lakes. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 63-94. Blackwell, Oxford.
- Anderson, H.M., 1978. *Podozamites* and associated cones and scales from the Upper Triassic Molteno Formation, Karoo Basin, South Africa. *Palaeontologia Africana*, 21: 57-77.
- Arber, E.A.N., 1917. Earlier Mesozoic flora of New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 6: 1-80. Wellington.
- Archangelsky, S., 1965. Taflofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina. Análisis de sus componentes y vinculaciones con otras taflofloras coetáneas extra argentinas. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 10: 247-291.
- Archangelsky, S., 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. IV. The leaf genus *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Palaeontology*, 11: 500-512. London.
- Archangelsky, S., 1970. Fundamentos de Paleobotánica. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Serie Técnica y Didáctica 11, 347 p. La Plata.
- Archangelsky, S. y Brett, 1961. Studies on Triassic fossil plants of Argentina. I. *Rhexoxylon* from the Ischigualasto Formation. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London*, B 706 (244): 1-19. London.
- Arrondo, O.G., Spalletti, L.A., Morel, E.M. y Ganuza, D.G., 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). *Gondwana Symposium (7:1988, Sao Paulo)*. *Gondwana Seven Proceedings*. Ulbrich, H. y Rocha-Campos, A.C. (Eds.): Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 1991, 714: 517-532. Sao Paulo.
- Artabe, A.E., 1982. Presencia de *Podozamites elongatus* (Morris) Feistmantel (Coniferales, Podozamitaceae) en la tafloflora de Alicurá, Provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 19(3-4): 361-365. Buenos Aires.
- Artabe, A.E., 1985. Estudio sistemático de la tafloflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 3-22. Buenos Aires.
- Artabe, A.E., 1986. Estudio sistemático de la tafloflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana*, 22 (3-4): 159-180. Buenos Aires.
- Artabe, A.E. y Morel, E., 1983. Novedades en la flora triásica de la Quebrada de Llantenes, Provincia de Mendoza. 5° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes: 12. La Plata.
- Artabe, A.E., Brea, M. y Zamuner, A.B., 1994a. Una nueva especie de *Rhexoxylon* Bancroft emend. Archangelsky y Brett 1961 del Triásico de Paramillo de Uspallata, Mendoza, Argentina. 9° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología: 36. Mar del Plata.
- Artabe, A.E., Morel, E. y Zamuner, A.B., 1994b. Estudio Paleobotánico y Tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el Cañadón de Pancho, Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 31 (2): 153-160. Buenos Aires.
- Artabe, A.E., Morel, E. y Brea, M., en prensa. La Tafloflora triásica del Grupo Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*.
- Baldoni, A.M., 1980a. Revisión de las especies del género *Xylopteris* (Corytospermaceae) en el Triásico de Argentina, Australia y Sudáfrica. *Ameghiniana*, 17 (2): 135-155. Buenos Aires.
- Baldoni, A.M., 1980b. *Baiera africana*, una nueva especie de Ginkgoal del Triásico de Sudáfrica. *Ameghiniana*, 17 (2): 156-162. Buenos Aires.
- Bluck, B. 1980. Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 71: 29-46.
- Bonetti, M.I.R., 1963. Contribución al conocimiento de la Flora de Barreal, Departamento de Calingasta (Provincia de San Juan) Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédita).
- Borrello, A.V., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico-Retiense en los alrededores de Potrerillos (Mendoza). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata, La Plata. (Inédita).
- Braun, C.F.W., 1840. Verzeichniss der in der Kreis naturalien sammlung zu Bayreuth befindlichen petrefacten: 1-118, 22 pls. Leipzig.
- Braun, C.F.W., 1843. Beiträge zur Urgerchichte der Pflanzen. En: Münster Graf. G. zu: Beiträge zur Petrefactenkunde 6: 5-25. Bayreuth.
- Caminos, R., Zamuner, A.B., Limarino, C. y Fauqué, L., 1995. Triásico superior fosilífero en la Precordillera Riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 50: 262-265.
- Clemente, P. y Pérez Arlucea, M., 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, northcentral Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 437-452.
- Colella, A., de Boer, P. y Nio, S. 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, 34: 721-736.
- Collinson, J.D., 1986. Alluvial Sediments. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 20-62. Blackwell, Oxford.
- Días, H.D. y Massabie, A.C., 1974. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 185-204.
- Diemer, J.A. y Belt, E.S., 1991. Sedimentology and paleohydraulics of the meandering river system of the Fort Union Formation, southeastern Montana. *Sedimentary Geology*, 75: 85-108.
- Eberth, D.A. y Miall, A.D., 1991. Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72: 225-252.
- Elliott, T., 1989. Deltaic systems and their contribution to an understanding of basin-fill successions. En: Whateley, M.K. y

- Pickering, K.T. (Eds.): Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels. Geological Society, Special Publication 41: 3-10. London.
- Feistmantel, O., 1890. Geological and paleontological relations of the coal-and plant bearing beds of Palaeozoic and Mesozoic age in Eastern Australia and Tasmania, with special reference to the fossil Flora. Memoirs of Geological Survey of New South Wales, Palaeontology, 3: 1-85. Sydney.
- Flores, R., 1990. Transverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10: 223-233.
- Florin, R., 1936. Die Fossilen Ginkgophyten von Franz-Joseph-Land nebst Erörterungen über vermeintliche Cordaitales mesozoischen Alters, I. Spezieller Teil. Palaeontographica, B 81: 71-173. Stuttgart.
- Forman, R.T.T. y Godron, M., 1986. Landscape Ecology. Wiley, 296 p. New York.
- Frenguelli, J., 1942a. Contribución al conocimiento de la Flora del Gondwana superior en la Argentina. III. *Czekanowskia rigali* n. sp. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 7 (44): 287-291. La Plata.
- Frenguelli, J., 1942b. Contribución al conocimiento de la Flora del Gondwana superior en la Argentina. V. *Baiera cuyana* n.sp. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 7 (46): 297-302. La Plata.
- Frenguelli, J., 1943. Reseña crítica de los géneros atribuidos a la "Serie de *Thinnfeldia*". Revista del Museo de La Plata (n.s.), Paleontología, 2 (12): 225-342. La Plata.
- Frenguelli, J., 1946. Contribución al conocimiento de la Flora del Gondwana superior en la Argentina. XXXIII. Ginkgoales de los Estratos de Potrerillos en la Precordillera de Mendoza. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 11 (87): 101-127. La Plata.
- Frenguelli, J., 1947. El género *Cladophlebis* y sus representantes en la Argentina. Anales del Museo de La Plata (n.s.), Paleontología, B-2: 1-74. La Plata.
- Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 8: 159-309. Buenos Aires.
- Frey, J.W. y Rosenfeld, U., 1992. The strata of Potrerillos (Prov. of Mendoza / Argentina): a regionally typical profile of the continental Triassic in southern South America. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1 (1991) H6: 1615-1632. Stuttgart.
- Ganuzza, D.G., Spalletti, L.A., Arrondo, O.G. y Morel, E.M., 1990. Plantas fósiles en pelitas lacustres de la Formación Paso Flores (Triásico), Provincia del Neuquén. Ameghiniana, 27 (3-4): 389. Buenos Aires.
- Ganuzza, D.G., Spalletti, L.A., Morel, E.M. y Arrondo, O.G., en prensa. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. Ameghiniana. Buenos Aires.
- Geinitz, H.B., 1862. Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. Band 2. Die Pflanzen der Dyas und Geologisches. Wilhelm Engelmann: 131-342. Leipzig.
- Ghosh, S., 1987. Cyclicity and facies characteristics of alluvial sediments in the Monongahela - Dunkard Groups, central West Virginia. En: Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 229-242.
- Godin, P.D., 1991. Fining-upward cycles in the sandy braided river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico. Sedimentary Geology, 70: 61-82.
- Gothan, W., 1912. Über die Gattung *Thinnfeldia* Ettingshausen. Abhandlung der Naturhistorische Gesellschaft zu Nürnberg, 19: 67-80.
- Harrington, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, "Ramblón", Provincia de Mendoza y San Juan. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería, 114: 1-81. Buenos Aires.
- Harris, T.M. y Miller, J., 1974. The Yorkshire Jurassic Flora. VI. 2. *Czekanowskiales*. Trustees of The British Museum (Natural History): 79-150. London.
- Heer, O., 1876. Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes. En: Flora fossilis arctica, Band 4, Heft 2. Academie Imperial des Sciences du St. Pétersbourg Mémoires, 22: 1-122.
- Kokogían, D.A. y Boggetti, D.A., 1986. Estratigrafía y ambientes sedimentarios de los depósitos triásicos en la localidad de Potrerillos en la provincia de Mendoza. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos: 161-164, La Plata.
- Kokogían, D.A. y Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuenca Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 169-201. Universidad Nacional de Tucumán. S.M. de Tucumán.
- Kokogían, D.A., Boggetti, D.A. y Rebay, C.A., 1989. Cuenca Cuyana - el análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 2: 649-674. Mar del Plata.
- Kokogían, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V. (Ed.): Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 65-78. Buenos Aires.
- Krassilov, V.A., 1970. Approach to the classification of Mesozoic "Ginkgoalean" plants from Siberia. The Palaeobotanist, 18(1): 12-19. Lucknow.
- Lluch, J.J., 1971. Sedimentología del Triásico en el área de Papagallos-Divisadero Largo, Mendoza. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología (AMPS), 2: 93-116.
- Malanson, G.P., 1993. Riparian Landscapes. Cambridge University Press: 296 p. Cambridge.
- Mancilla, O.H., Arce, L.B. de y Córscico Picollini, N., 1989. Análisis estratigráfico secuencial en el subsuelo de la Cuenca Cuyana, Provincia Mendoza - Argentina. 1er. Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos, 2: 715-738. Mar del Plata.
- Marzo, M., Nijman, W. y Puigdefabregas, C. 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. Sedimentology, 35: 719-738.
- Menéndez, C.A., 1951. La Flora mesozoica de la Formación Llantenes (Provincia de Mendoza). Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" (Botánica), 2(3): 147-261. Buenos Aires.
- Miall, A., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604. Calgary.
- Millan, J.H., 1974. As sementes platispérmicas do Gondwana face ao Esquema Maithy. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 46 (3-4): 537-548. Sao Paulo.
- Millan, J.H., 1977. Sementes platispérmicas do Eogondwana de Cerguilho, Sao Paulo (Bacia do Parana). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 49 (4): 581-595. Sao Paulo.
- Morel, E.M., 1991. Estudio paleoflorístico y paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta. Provincia de Mendoza. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata U.N.L.P. 368 p. LaPlata. (Inédita).
- Morel, E.M., 1994. El Triásico del cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geología, contenido paleoflorístico y cronoestratigrafía. Ameghiniana, 31 (2): 161-176. Buenos Aires.
- Morel, E.M. y Artabe, A.E., 1993. Floras Mesozoicas. En: Ramos, V. (Ed.): Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 2 (10):317-324. Mendoza.
- Morel, E.M., Spalletti, L.A., Arrondo, O.G. y Ganuzza, D.G., 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico superior de las lomas y cañadón de Ranquel Huao, Provincia del Neuquén, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.) 9 Paleontología, 58: 199-222. La Plata.

- Pant, D.D., 1959. The classification of gymnospermous plants. *Palaeobotanist*, 6 (2): 65-70. Lucknow.
- Petriella, B., 1979. Sinopsis de las *Corytospermaceae* (*Corytospermales*, *Pteridospermophyta*) de Argentina. I. Hojas. *Ameghiniana*, 16 (1-2): 81-102. Buenos Aires.
- Petriella, B., 1985. Caracteres adaptativos y autoecología de las *Corytospermaceae*. *Memorias del 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología. Simposio Floras triásicas*: 53-57. México.
- Plint, A., 1983. Sandy fluvial point bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. En: Collinson, J. y Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems. Special Publication International Association of Sedimentologists*, 6: 355-368. Oxford.
- Pye, K., 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, 334 p. Londres.
- Rejmanek, N., 1977. The concept of structure in phytosociology with reference to classification of plant communities. *Vegetatio*, 35: 55-61.
- Retallack, G., 1977. Reconstructing Triassic vegetation of eastern Australasia: a new approach for the biostratigraphy of Gondwanaland. *Alcheringa*, 1: 253-283.
- Retallack, G., 1981. Middle Triassic magafossil plants from Long Gully, near Otematata, north Otago, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 11 (3): 167-200.
- Rolleri, E.O. y Criado Roqué, R.P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 1: 1-76. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C., 1979. Comarca Septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*, 1: 771-809. Córdoba.
- Secretaría de Minería, 1993. Mapa Geológico de la Provincia de Mendoza. República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Seward, A.C., 1917. *Fossil Plants*. Cambridge University Press, Biological Series, 3, 655 p. Cambridge.
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoaambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. *Asociación Geológica Argentina, Serie B*, 175 p. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología*, 10: 19-69.
- Spalletti, L.A., 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología*, 11: 45-56.
- Spalletti, L.A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 1, (2): 125-142.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sur del lago Colhué Huapi, provincia de Chubut. *Obra Centenario Museo de La Plata, Geología*, 4: 261-283.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E.M. y Ganuza, D.G., 1988a. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 544-557. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G. y Morel, E.M., 1988b. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental de Macizo Norpatagónico Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 2: C395-C413. Santiago de Chile.
- Stewart, W.N. y Rothwell, G.W., 1993. *Paleobotany and the Evolution of Plants*. Cambridge University Press. (2nd. Edition): 521 p. Cambridge.
- Stipanovic, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20º Congreso Geológico Internacional, Sección 2: 73-112. México.
- Stipanovic, P.N., 1972. La Cuenca triásica de Barreal (provincia de San Juan). En: Leanza, A.F. (Editor): *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, pp. 537-566. Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 1: 695-744. Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic B*, pp. 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P.N. y Bonaparte, J., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 1: 523-575. Córdoba.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. *Godwana Stratigraphy, Proceedings of the 1st Gondwana Symposium. International Union of Geological Sciences*, pp. 1081-1119. UNESCO: París.
- Stipanovic, P.N., Herbst, R. y Bonetti, M.I.R., en prensa. *Floras Triásicas. Anales 21*, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Strelkov, E.E. y Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca Triásica Mendocina-Sanjuanina. 9º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 115-130. Buenos Aires.
- Thomas, H.H., 1933. On some Pteridosperm plants from Mesozoic rocks of South Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B* 222: 193-265.
- Townrow, J.A., 1957. On *Dicroidium*, probably a pteridospermous leaf and other leaves now removed from this genus. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 60: 21-60.
- Walter, H., 1971. *Ecology of Tropical and Subtropical Vegetation*. 521 p. Ed. Oliver & Boyd. Edinburgh.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.
- Zamuner, A.B., 1992. Estudio de una taoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), Provincia de San Juan. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. U.N.L.P. p. 97. La Plata. (Inédita).
- Zamuner, A.B., en prensa. Estudio de una taoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), provincia de San Juan. I. Permineralizaciones y ambiente depositacional. *Ameghiniana*. Buenos Aires.

Recibido: 19 de setiembre, 1994

Aceptado: 31 de mayo, 1995

Illite variation related to gold mineralization in Hualilan District, San Juan Province

Leandro BENGOCHEA and Graciela MAS

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

RESUMEN. *Variación en la illitas relacionadas a la mineralización de oro en el Distrito Hualilán, Provincia de San Juan.* Se describen las características mineralógicas de algunas illitas que fueron colectadas en la mineralización de oro en calizas del distrito minero Hualilán, Provincia de San Juan, Argentina. Las muestras fueron estudiadas por medio de difracción de rayos X, y se determinaron la relación $2M_1/1M_1$ y la expansibilidad. Teniendo en cuenta el porcentaje de $2M_1/1M_1+2M_1$, se definieron dos grupos, uno con proporciones que varían entre 80% y 93% de politipo $2M_1$, y el otro que sólo llega hasta 26% del mismo politipo. Se propone el uso de estas características como una herramienta para la exploración en éste y otros depósitos similares.

Introduction

This paper is an attempt to describe and understand the mineralogy and origin of some illites that were collected from hydrothermal mineralized gold veins hosted in carbonate rocks of the Hualilán District, San Juan Province, Argentina, and their relations with the gold mineralization.

In the course of X ray diffraction (XRD) studies of secondary minerals of Hualilán, some distinct characteristics in the illitic clay minerals were observed. These illites have been previously studied by means of infrared spectroscopy (IR) and scanning electronic microscopy (SEM) (Bengochea and Mas 1992), but XRD was found to be the best method for analyzing these materials.

The different types of illites found in Hualilán Mine seem to have some kind of relation with the temperature, and hence with the mineralization.

Attempts are being made to outline these trends in a general way. For this purpose it is necessary to define undoubtedly the mineralogical characteristics of the illites. In this paper, the results thrown out by ten samples, each one of different location in the mine, and representative of the whole, are presented.

Location

The Hualilán auriferous district is located about 120 km NNW from San Juan City, San Juan Province, Argentina (Figure 1). Mining activity in this district began in the XVI century and it has been intermittently worked until now.

Two distinct zones, one northern and the other southern, are present in the Hualilán deposit. The

mineralization occurs within Palaeozoic calcareous rocks (Fm. San Juan) thrust faulted and affected by later high angle normal faults.

Mineralization occurs either as fissure filling veins, replacement of former calcareous sedimentary rocks, disseminated and skarn ores (this last one in the south sector). All of them are associated with dacitic intrusives of Tertiary age.

Fluid inclusion studies (Bengochea *et al.* 1988) of the quartz filling and replacement veins of the mineralization of the northern sector show bifasic liquid rich, vapor rich and trifasic inclusions with halite crystals. The trapping temperature of the fluids ranges between 290° and 339°C.

Materials and methods

Six of the studied samples came from the Marta Alicia lode, in the northern area. The exploration of this sector has begun recently, and to date some tens of metres of galleries have been developed, following the alteration features and favorable structures (Figure 2). Samples 01, 03 and 04 represent the clay material from the foot and hanging wall of the west gallery. Samples 05 and 06 were taken in the south gallery; and sample 07 was collected at the surface, over an alteration zone placed about 20 m above the latter.

These samples were compared with two samples from the Falla Sánchez Lode, and two from the Magnata Lode, situated 300 m and 1600 m to the south of Marta Alicia respectively. Samples 0627 and 1111, from Falla Sánchez, correspond to a rich zone of gold mineralization which has been intensively mined. Magnata's sample 1419 comes from another rich zone, and the 0512 corresponds to a poorer one.

The samples in their natural state were wet and plastic clays, and colored beige or light brown. Sometimes they contained some quartz and/or kaolinite. In the laboratory they were disaggregated by shaking in distilled water for about an hour. Size fractions $>70\ \mu\text{m}$ and $70\text{--}40\ \mu\text{m}$ were separated out by wet-sieving, and the $40\text{--}10\ \mu\text{m}$, $10\text{--}2\ \mu\text{m}$ and $<2\ \mu\text{m}$ were collected by sedimentation.

XRD analysis was performed with a Rigaku Denki D-Max III-C automated diffraction system, using $\text{Cu K}\alpha_1$, Ni filter, 1° divergence and scattering slits, and 0.15 receiving slit, 0.01° 2θ steps, and counting times of 0.6 s per step for orientated preparations and 2.5 s per step for random preparations. These latter preparations were measured by summation with the aim of enlarging the $hk0$ and hkl reflections.

Oriented preparations were made by pipetting clay suspensions onto Al slides, and were glycolated by storing in ethylene-glycol vapor overnight at 60°C .

Five subsequent measurements under these conditions indicated that reproducibility of peak positions was about $\pm 0.01^\circ 2\theta$.

X Ray diffraction results

Identification was made on the basis of the rational series of basal reflections with $d_{(001)} = 10\text{ \AA}$. Peaks, as a whole, are rather broad. The reflections usually observed are 001, 002 and 003 for 1M illite, and their equivalent 002, 004 and 006 for the $2M_1$ illite. The 003 (006) peak sometimes is overlapped by the quartz 101 reflection. The 001 and 003 peaks are almost equal in intensity and the 002 is about one-third as intense as these. The 001 reflection is slightly asymmetrical, and in some samples it shows certain change in its profile upon ethylene glycol solvation. This peak, which is near $8.63^\circ 2\theta$ ($\text{CuK}\alpha_1$) in air dried conditions, shifts up to $8.92^\circ 2\theta$ and becomes more asymmetrical with its low angle tail more

pronounced, upon solvation; in the same way, the 002 reflection is displaced to lower angles. The intensity of the 001 reflection decreases relative to 003. As a result, the Srodon intensity ratio I_r (Srodon 1984) [$(I_{001}/I_{003})_{\text{air dried}} / (I_{001}/I_{003})_{\text{ethylene glycol treated}}$] is greater than 1. These characteristics are indicative of a small amount of interstratification.

As the rate of change in the slope of the tail is continuous and there are little or no changes in the higher orders, it should be presumed that the illite is interstratified with small ($<10\%$) of smectite (Brindley and Brown 1980). Using the criteria developed by Srodon and Eberl (1984) these illitic material can be classified as a mixture of pure illite and highly illitic $R \geq 3$ ordered mixed-layer I/S.

The expandable component in illitic materials of hydrothermal origin, remains constant in all fractions, the same as the $2M_1/1M$ polytype ratio does. These clays, when disaggregated in water, produce large amounts of almost monomineralic $2\text{--}10\ \mu\text{m}$ fractions in samples 01, 03, 04 and 0512, and $10\text{--}40\ \mu\text{m}$ fractions in samples 05, 06, 07, 0627, 1111 and 1419, whose expandabilities are nearly the same as that shown by each bulk sample.

Polytype determination

The study of randomly oriented, untreated samples detected mixtures of 1M and $2M_1$ polytypes with variable ratios. Data of different size fractions indicate that the (hkl) characteristics of the illite are independent of the grain size, for the $2M_1$ and 1M type are not separable by size. The main diagnostics (hkl) for the $2M_1$ polytype are $11\bar{3}$, 023 , 114 , $11\bar{4}$, 025 , 115 and $11\bar{6}$, while $11\bar{2}$ and 112 belong to the 1M polytype (Brindley and Brown 1980: 58).

Figure 3 shows the patterns of two samples in the range from $2\theta 20^\circ$ to 36° . They are representative of each polytype. Peaks 112 and $11\bar{2}$ ($d = 3.66\text{ \AA}$ and 3.07 \AA) are sharper in the sample 03, indicating 1M illite, while in the sample 05 the XRD reflections due to $2M_1$ illite are the most sharp ($d = 3.87; 3.73; 3.50; 3.20; 2.99; 2.86$ and 2.79 \AA).

The percentage of the $2M_1$ polytype in each sample was determined by using the method introduced by Maxwell and Hower (1967). This method is based on the ratio between the integrated intensity of the area of the 2.79 \AA reflection (belonging to $2M_1$ polytype) vs. the 2.58 \AA peak integrated intensity (common to all the dioctahedral micas polymorphs). This ratio ranges between 0.0 and 0.25 in accordance with the $2M_1/1M+2M_1$ percentage.

The range of variation encountered is shown in Table 1. The 1M dominant illites have less than 26% of the $2M_1$ polytype, while the $2M_1$ dominant samples range from 80% to 93% of this polytype.

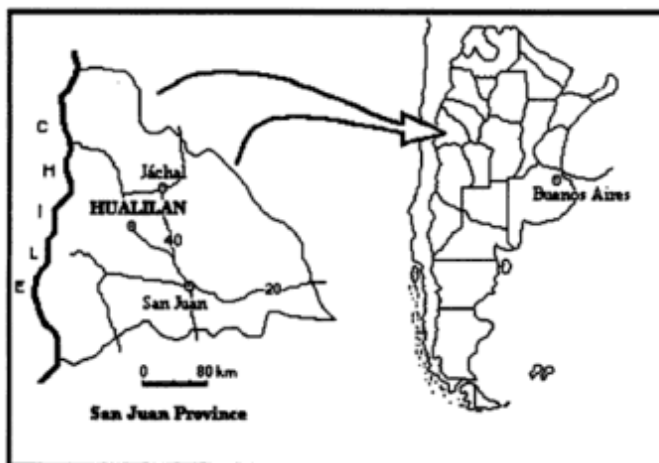


Figure 1: Location Map.

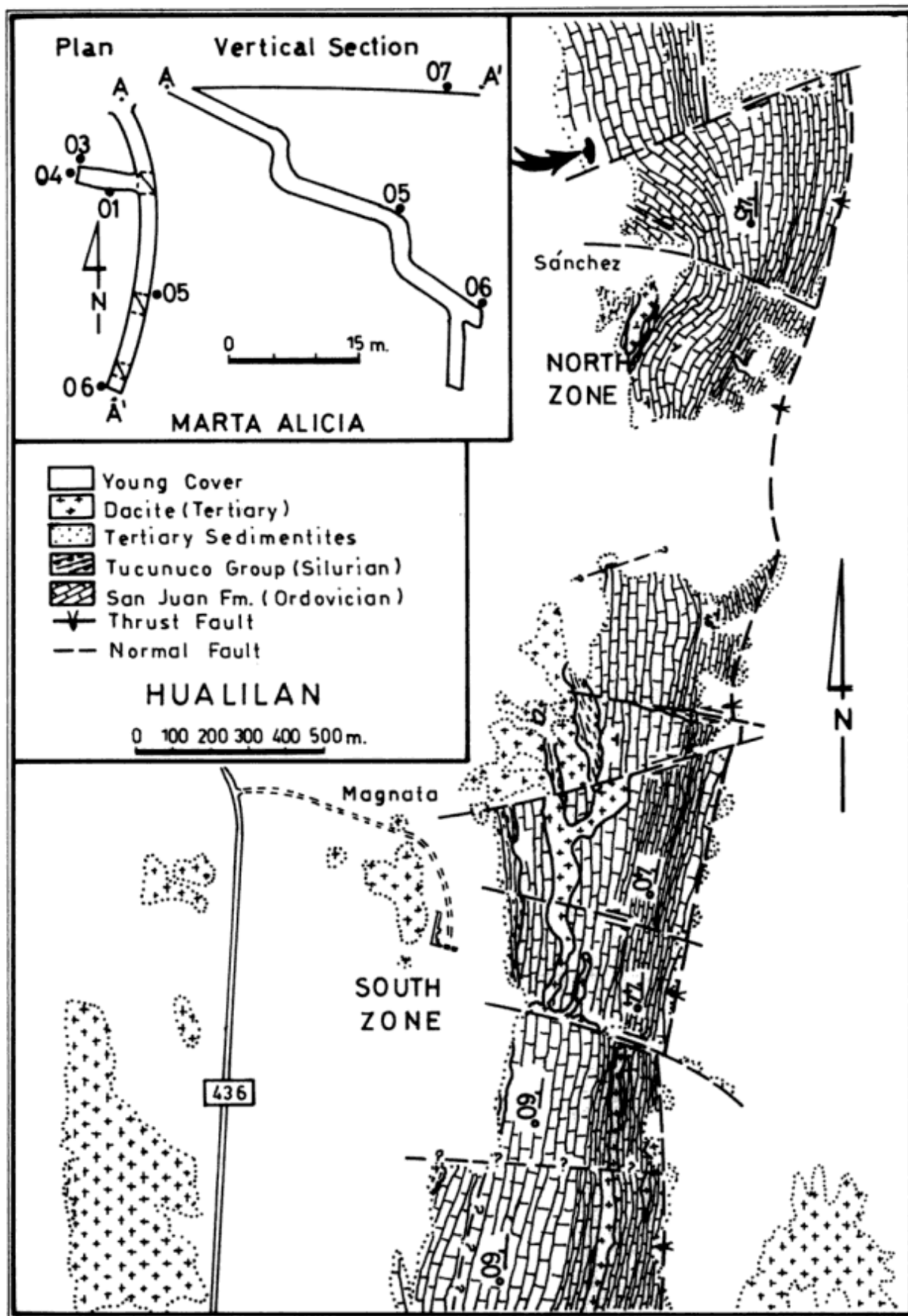


Figure 2: Geological map of the Hualilán Mine and samples location.

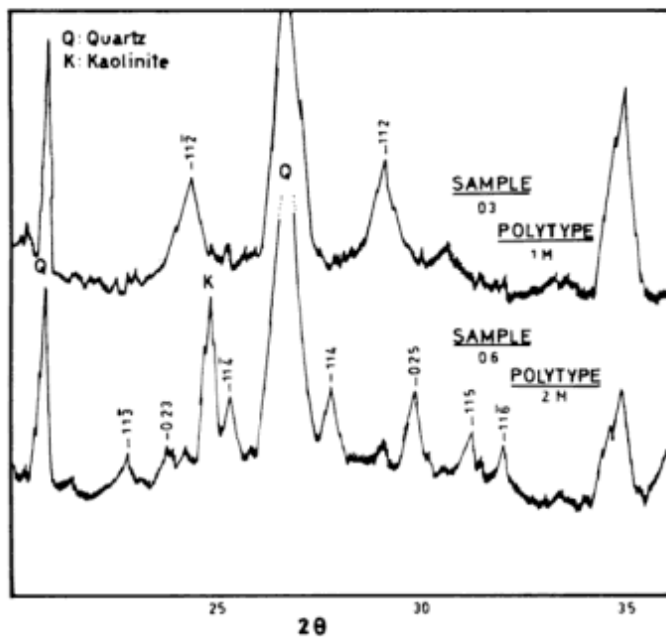


Figure 3: Comparative X-ray patterns of samples with polytype differences

Expandability

Each XRD pattern of natural, air dried, bulk, orientated preparation of the studied samples shows considerable variation in the width of basal reflections, which is an indication that the illites are mixed layered. This variation is rather different between samples. Peak positions and intensities changed substantially after ethylene glycol solvation, indicating the presence of expandable layers.

In ethylene glycol treated samples 01, 03, and 04 basal reflections show sharper profiles and changes in position and intensity when compared with the air dried samples; eg. 001 shifts towards larger 2θ and 002 to smaller ones. On the other hand, the peaks shifts are smaller and more difficult to detect in samples 05, 06 and 07, indicating smaller expandabilities.

Expandability can be calculated from XRD data by means of the equation proposed by Eberl *et al.* (1987):

$$\text{Exp. (\%)} = 1000 / (n + 1)$$

where: n (number of illite interlayers) = $(T_m - 9.2) / 9.99$; and T_m (Å) is the mean illite particle thickness parallel to c^* . It can be calculated from the measurements of the peak breadth at halfheight by using the Scherrer equation (Brindley and Brown 1980, p.131). Eberl *et al.* (1987) state that this method is the simplest for measuring expandabilities for illites.

A very thin layer of orientated sample was dispersed on a slide, with the aim of minimizing the peak broadening caused by swelling. An intensity ratio I_r close to 1.0 and the determination of similar expandabilities from the breadths of two or more XRD peaks confirm that the

sample is thin enough to prevent such peak broadening. An Al slide was used to avoid the interference from the amorphous glass hump.

In Table 1 are shown the expandability results. In illites 1M dominant the expandability ranges from 3.95% to 4.12%, while in $2M_1$ dominant it ranges between 2.48% and 2.82%

Discussion

Hauff *et al.* (1989) studied the clay minerals product of the argillic alteration from the Carlin Mine in the homonymous district, and from Prebble Mine in the Getchell district, west from the former. These authors determined the presence of $2M_1$ and 1M illite polytypes by means of XRD and Reflectance Spectroscopy, and found a spatial relationship between the structural ordering and gold content. In accordance with these authors the highest ordering may be an indicator of highest temperatures of gold deposition and proximity to the hypogene fluids.

Moreover, several authors have proved that the expandability measurements are very useful in understanding the geological history of rocks and sediments. Horton (1985) related the illite expandability to temperature, and defined a structural and compositional zonation with respect to the distance from the Amethyst Vein system, Creede District, Colorado, USA.

On the other hand, Eberl *et al.* (1987) determined that the different hydrothermal polytypes cannot be separated by grain size, whereas $2M_1$ polytypes in shales frequently

Table 1: Expandability, I_r and $2M_1/1M+2M_1$ Ratio

| Sample | Dominant Polytype | $\frac{I_{279}}{I_{258}}$ | $2M_1$ % | I_r | Exp. % 002 |
|--------|-------------------|---------------------------|----------|-------|------------|
| 01 | 1M | 0.06 | 23% | 1.16 | 4.12% |
| 03 | 1M | 0.05 | 20% | 1.09 | 3.71% |
| 04 | 1M | 0.07 | 26% | 1.4 | 3.95% |
| 05 | $2M_1$ | 0.23 | 92% | 1.12 | 2.73% |
| 06 | $2M_1$ | 0.23 | 92% | 1.10 | 2.49% |
| 07 | $2M_1$ | 0.24 | 93% | 1.02 | 2.48% |
| 0627 | $2M_1$ | 0.20 | 80% | 1.25 | 2.82% |
| 1111 | $2M_1$ | 0.14 | 58% | 0.91 | 3.44% |
| 0512 | 1M | 0.06 | 20% | 1.29 | 3.98% |
| 1419 | $1M-2M_1$ | 0.12 | 50% | 0.88 | 3.01% |

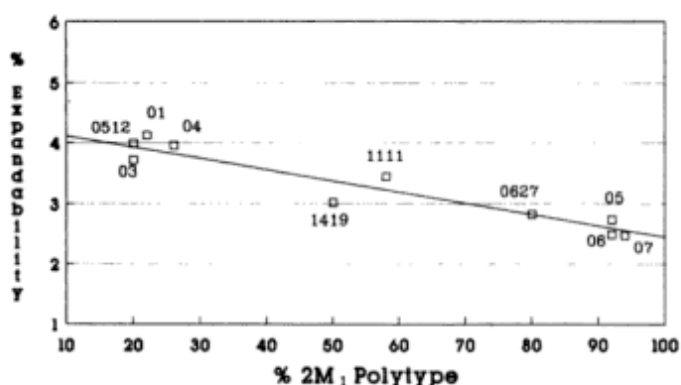


Figure 4: 2M₁/1M+2M₁ polytype ratio vs. expandability percentage.

occur in coarser size fractions than do 1M and 1M_d polytypes. These differences between hydrothermal and diagenetic I/S may be a function of mode of formation: precipitation from solution for the hydrothermal clays *vs.* alteration of precursor smectites for the shales and bentonites.

In Hualilán Mine, illite has been observed as one of the most widespread products of the argillic alteration.

The XRD analysis show that there are some differences in the polytypism and expandability of illites.

Taking into account the 2M₁/1M+2M₁ percentage two groups of samples can be clearly outlined; one ranges between 80% and 93% of 2M₁ polytype, and the other reaches up to 26% of 2M₁ polytype.

The results obtained from the different analyzed fractions show that the rate of mixture between both polytypes is independent of the grain size, and therefore they cannot be separated by size.

The expandability of these samples was determined by means of the method proposed by Eberl *et al.* (1987). This expandability ranges between 2.48% and 4.12%.

There seem to be a close relation between expandability and polytypes, for the expandability is smaller in the 2M₁ dominant samples and it is higher in the 1M dominant ones. Figure 4 shows the relation between 2M₁/1M+2M₁ ratio and the expandability percentage. Illites that are $\leq 3.0\%$ expandable are dominantly 2M₁, and the ones that are $\geq 3\%$ expandable are dominated by 1M structures.

Samples 0627 and 1111 belonging to Falla Sánchez, and 1419 from Magnata are 2M₁ dominant with low expandability ratio. They belong to gold rich zones already exploited in both lodes. On the other hand, sample 0512 from Magnata is 1M dominant and more expandable than the former. It comes from a poorer zone which shows some alteration but not mineralization.

Consequently, the 2M₁/1M polytype ratio and the expandability seem to have a close relation with mineralization. Higher 2M₁ ratios and lower expandabilities correspond to gold rich zones, and lower 2M₁ ratios and higher expandabilities to the poorer ones.

It is consistent with the results achieved by several authors, as Hauff *et al.* (1989) and Horton (1985).

Samples 03 and 04, belonging to the Marta Alicia sector, come from two argillaceous levels of the western gallery, from the footwall and the hanging wall respectively, and the distal end of the gallery. Sample 01 corresponds to the hanging wall clay level from the middle section of the same gallery. The three samples are dominantly 1M, and around 4% expandable (Table 1 and Figure 4). On the other hand, samples 05 and 06 also belonging to hanging wall clay levels, but taken from the southern gallery, are both dominantly 2M₁ and present a very low expandability. Moreover, sample 07 placed at the surface, near 20 meters upside the formers is also dominantly 2M₁ with low expandability, showing a close correspondance with them.

It is important to point out that the other features of the alteration, like texture, color, plasticity, etc. are almost the same in all the studied sectors, without any macroscopically noticeable difference. The mineralogical differences appear by means of the XRD study of the clay fractions, during the polytype and expandability determination in the different samples.

In summary, hydrothermal argillization is a common phenomenon associated with this deposit, and as the trend that rise from the obtained results indicates that the illites vary in polytypes ratio and expandability with the alteration degree and the proximity to ore bodies, they certainly have potential as indicator of thermal gradient and may be an important tool for the development of this and other deposits.

In this particular case, comparing the characteristics of the samples from Falla Sánchez and Magnata with those belonging to Marta Alicia, it can be concluded that exploration in this latter sector should follow the south gallery with better probability of success.

Acknowledgements

The authors would like to thank Ricardo Romero and Preis for allowing the study of this district, and to the former for his coloboration in field works. To the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas for the funds for financing this project and to the Universidad Nacional del Sur for the laboratory and equipment facilities.

REFERENCES

- Bengochea, L. and Mas, G., 1992. Politipismo y expansibilidad de las illitas de Mina Hualilán, Provincia de San Juan, Argentina. Actas 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. 1: 45-52. La Plata.
- Bengochea, J.D., Bengochea, L. and Mas, G., 1988. Inclusiones fluidas en el yacimiento de oro en calizas Hualilán, Provincia de

- San Juan, Argentina. Actas 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Argentina. 1: 251-267. Buenos Aires.
- Brindley, G.W. and Brown, G.(Ed.), 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, 495 p., London.
- Eberl, D.D., Srodon, J., Lee, M., Nadeau, P.H. and Northrop, H.R., 1987. Sericite from the Silverton Caldera, Colorado: Correlation among structure, composition, origin, and particle thickness. *American Mineralogist*. 53: 914-934.
- Hauff, P.L., Kruse, F.A. and Madrid, R.J., 1989. Gold exploration using illite polytypes defined by X-Ray diffraction and Reflectance spectroscopy. Gold Forum on technology and practices "world gold'89". Bhappu R. & Harden R. editors. Chapter 9: 76-82. Nevada, U.S.A.
- Horton, D.G., 1985. Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 91:171-179.
- Maxwell, D.T. and Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *American Mineralogist*. 52: 853-857.
- Środoń, J., 1984. X-Ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*. 32 (5): 337-349.
- Środoń, J. and Eberl, D.D., 1984. Illite. In: Bailey, S.W. (Ed.): *Reviews in Mineralogy, Micas*. 13: 495-544.

Recibido: 6 de diciembre, 1994

Aceptado: 30 de mayo, 1995

Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan

María Paula IGLESIA LLANOS

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires, 1428 Buenos Aires, Argentina.*

ABSTRACT. *Geology of Manantiales area, east of cordón del Espinacito, San Juan Province. Miocene-Lower Pliocene continental sedimentites, included in the uppermost ("Areniscas Conglomerádicas") member of the Chinchas Formation, unconformably overlies a Permo-Triassic volcanic (Choiyoi Group) and granitic (Manantiales Granite) basement. These units are unconformably covered by Pleistocene sedimentary deposits. The upper member of the Chinchas Formation is a 3000 m thick coarsening-upward sequence deposited as a result of the eastward migration of the Central Andes fold-thrust belt. The coarsening-upward sequence, the tectonic contact between the Permo-Triassic basement and the Cenozoic sedimentites, and the regional tectonic setting indicate that the Manantiales basin is of the orogenic foreland type. Composition of sandstones and conglomerates indicates an increasing proximity of the source areas, up sequence, and the development of Cenozoic unroofing sequences. Deformation took place during the Miocene-Pliocene when Cordillera del Tigre and Cordón del Espinacito were uplifted.*

Introducción

El presente trabajo constituye una síntesis del estudio realizado por la autora (Iglesia Llanos 1991) para la obtención de la licenciatura en Ciencias Geológicas. El mismo fue efectuado en el área de la estancia Manantiales, vertiente oriental del cordón del Espinacito, en el extremo sur de la provincia de San Juan.

En la comarca estudiada prácticamente no existían levantamientos geológicos previos, por lo cual el motivo principal de este trabajo fue contribuir al conocimiento de la geología regional de este sector cordillerano. En especial se prestó atención a: a) las secuencias estratigráficas del Terciario y a las características estructurales de la región; b) la edad del levantamiento de la cordillera Frontal de San Juan a la latitud aproximada de 32°, a partir del estudio de las sedimentitas terciarias de la comarca; y c) las características geométricas de la cuenca, confrontándolas con la propuesta de tipo cuenca "a cuestras" (*piggy-back*), efectuada para el área ubicada un poco más al norte, en la zona de Iglesia (Beer 1989; Beer *et al.* 1990).

La comarca estudiada (Fig.1) se encuentra entre los 32°01' - 32°10' de latitud sur y los 69°45' - 69°51' de longitud oeste. Está limitada al oeste por las estribaciones orientales del cordón del Espinacito, mientras que al este se extiende hasta 500 m del río Los Patos (estancia Las Hornillas). El límite norte se ubica en el arroyo Aldeco y el sur por la quebrada del arroyo Las Leñas. El área mencionada abarca 257 km² y se halla en la cordillera Frontal de San Juan, departamento de Calingasta, próxima al límite con la provincia de Mendoza.

Metodología

Se recopilaron los antecedentes que existen de la zona, que abarca parte de la hoja topográfica Paso del Espinacito, a escala 1:100.000, confeccionada por el Instituto Geográfico Militar. Se utilizaron además las fotos aéreas obtenidas por Servicios Aéreos Spartan para Fabricaciones Militares a escala aproximada 1:50.000 (fotogramas 6911A - 31A - 4586/89 y 6911C - 105 - 43/46). Sobre esta base se confeccionó un mapa geológico preliminar a escala 1:30.000.

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de dos perfiles geológicos con brújula y cinta métrica, y en la obtención de muestras de niveles representativos de los perfiles levantados. Por último se realizó en gabinete el estudio mediante cortes delgados de las litologías presentes, la interpretación estructural de la región mediante un perfil transversal a las estructuras dominantes, la confección del mapa geológico final y el análisis de las observaciones realizadas.

Antecedentes

Los estudios geológicos de la comarca son escasos, sin embargo existen algunas observaciones que cabe destacar. Una de las primeras menciones de la zona de Manantiales la realizó Bodenbender (en Tornquist 1898) quien, en su camino hacia el paso del Espinacito señaló la presencia de rodados de calizas con fauna que refirió tentativamente al Jurásico Medio.

Otro trabajo en la comarca fue el llevado a cabo por Schiller (1912), quien en su recorrida por la quebrada del arroyo Las Leñas dio cuenta de la existencia de una falla importante. Observó que las capas superiores de los conglomerados terciarios allí aflorantes "están netamente cortadas contra la roca porfírica... y a veces aún están cubiertos por esta roca con flexura hacia arriba. La falla se extiende al norte a lo largo del borde oriental del cordón del Espinacito... en el sur es posible que pase por donde el río Mendoza..." (Schiller 1912, p.48). Además adjudicó la edad del plegamiento principal de la cordillera Frontal de los Andes, al Terciario más reciente (Plioceno superior), aunque también mencionó levantamientos menores más modernos que afectan al Cuaternario inclusive.

Groeber (1951), levantó por primera vez un mapa geológico regional de la comarca a escala 1:500.000 (Hoja La Ramada) y siguiendo las observaciones de Schiller (1912) hizo referencia a la falla que pone en contacto a las sedimentitas terciarias con los pórfidos cuarcíferos permo-triásicos.

Muchos años después Mirré (1967) en un estudio realizado al noreste de la comarca aquí estudiada, describió en detalle las secuencias volcánicas del Grupo Choiyoi y denominó Formación Chinchas a las sedimentitas terciarias.

Otros trabajos realizados en la región al norte de la comarca corresponden a Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) quienes estudiaron en detalle la cuenca de Iglesia (provincia de San Juan), a los 30°-31° sur. Esta cuenca no

marina está ubicada al norte de la tratada en este trabajo, y forma parte de la unidad morfoestructural conocida como valle de Iglesia-Calingasta-Uspallata (Caminos *et al.* 1979). Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) reconocieron su génesis como del tipo cuenca "a cuestras" (*piggy-back*) y determinaron en ella cinco secuencias depositacionales, las que fueron analizadas en detalle a través de secciones sísmicas. Plantearon dos modelos estructurales para la formación de esta cuenca y la depositación de estas secuencias. En los dos modelos cada una de éstas es granodecreciente, como lo es la sección sísmica en conjunto. Es decir que, en una cuenca del tipo "a cuestras" los materiales más gruesos se encuentran en la base de la sección. Dataciones radimétricas de estas secuencias superiores de la cuenca de Iglesia realizadas por trazas de fisión en zircones en tobas, dieron edades entre $6,7 \pm 1,2$ Ma y Cuaternario (Beer *et al.* 1990; Jordan *et al.* 1993). Asimismo, en el valle de la Tranca Jordan *et al.* (1993) efectuaron dataciones radimétricas en el techo de la secuencia inferior por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, determinando una edad máxima de $19,8 \pm 0,4$ Ma.

Estratigrafía

Síntesis regional

La comarca estudiada se encuentra ubicada en el flanco oriental del cordón del Espinacito, y en ella la unidad estratigráfica de mayor extensión y casi la única que aflora corresponde a las areniscas conglomerádicas de la Formación Chinchas. Estas se disponen en discordancia sobre el complejo volcánico fracturado de la Formación Horcajo, perteneciente al Grupo Choiyoi. Fuera de este área hacia el oeste, en el bloque elevado de la Alta Cordillera, la Formación Horcajo está cubierta por sedimentitas mesozoicas, y el conjunto exhibe estructuras de acortamiento.

Si bien el presente trabajo tiene como objetivo primordial el análisis y estudio de las sedimentitas terciarias, a fin de comprender las etapas o secuencias de levantamiento (*unroofing sequences*) regional, y la procedencia del material, se hará una breve reseña estratigráfica que comprenderá afloramientos ubicados más hacia el oeste, tales como los de la cordillera Casa de Piedra (Zapata 1990; Mosquera 1990), y los correspondientes al extremo sudoeste del cordón del Espinacito (Alvarez y Pérez 1993; Ramos *et al.* 1993).

En la comarca aludida las unidades estratigráficas reconocidas comprenden de abajo hacia arriba:

1) *Grupo Choiyoi*: pórfidos cuarcíferos, riolitas, andesitas y tobas correspondientes al Permo-Triásico. En la comarca estudiada estas volcánicas corresponden a la Fm. Horcajo (Mirré 1967). Las mismas están intruídas por granitoides que tendrían la misma edad y que afloran en el sector oriental del cordón del Espinacito. Los mencio-

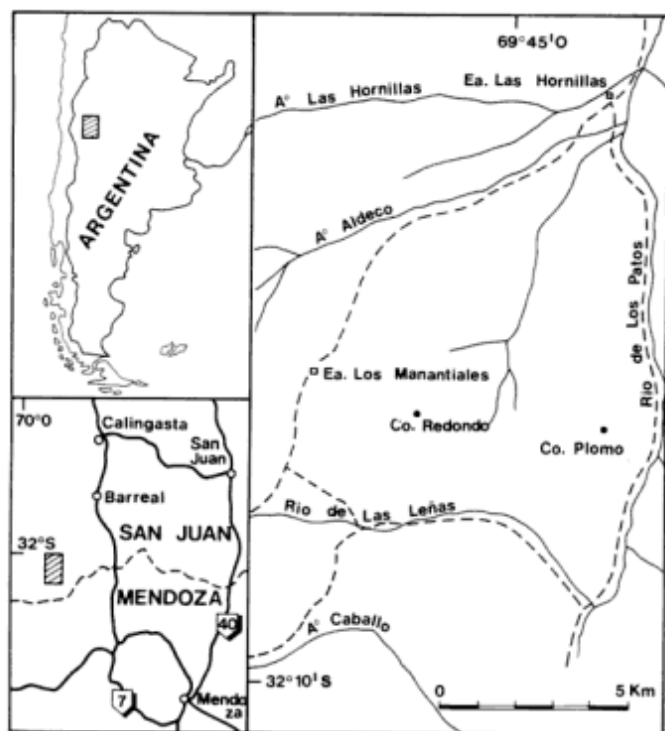


Figura 1: Mapa de ubicación del área Manantiales

nados granitoides fueron descritos por primera vez por Spalletta (1991, en Alvarez y Pérez 1993).

2) *Formación Rancho de Lata*: esta unidad descripta por Alvarez y Pérez (1993) y Ramos *et al.* (1993), está compuesta por piroclastitas, tobas, tufitas, brechas, areniscas, conglomerados y pelitas y tiene un espesor máximo de 700 metros. En la parte superior la sucesión es intruída por diques basálticos y andesíticos. Todo el conjunto correspondería al Triásico Medio-Jurásico Temprano.

3) *Formación Los Patillos*: esta unidad, denominada por Alvarez y Pérez (1993) se compone de grainstones y mudstones de ambiente de plataforma litoral, que se apoyan en forma discordante sobre la formación anterior. El conjunto en el arroyo de Las Vegas presenta un espesor de 250 metros. Es de edad pliensbaquiana-caloviana media (Alvarez y Pérez 1993; Ramos *et al.* 1993).

4) *Brecha calcárea*: unidad informal correlacionable con la Formación La Manga (Stipanovic 1966), que suprayace en discordancia a la Formación Los Patillos (Alvarez y Pérez 1993; Ramos *et al.* 1993). En el arroyo Rancho de Lata (Alvarez y Pérez 1993), el espesor alcanza los 40 metros. Esta unidad sería asignable al Caloviano.

5) *Formación Auquilco*: la misma, definida por Weaver (1931) y Groeber (1946), apoya en discordancia sobre unidades del Triásico Inferior y Jurásico Superior. Está compuesta por hasta 400 m de evaporitas de color blanco. Corresponde a un ambiente de sabkha litoral. Aflora en los núcleos de los anticlinales de la cordillera del Medio y sector sur del cordón de La Ramada, con importante diapirismo y fluencia plástica. La unidad correspondería al Oxfordiano Tardío aunque su parte superior es referida al Kimmeridgiano Temprano.

6) *Formación Tordillo*: esta formación, suprayace en aparente concordancia a la Formación Auquilco (Groeber 1946; Stipanovic 1966). Se compone principalmente de conglomerados y areniscas en su parte inferior y de areniscas, lutitas y margas en la superior (Ramos 1985a y b; Sanguinetti y Cegarra 1991). Todo el conjunto se caracteriza por su color rojo. El espesor máximo es de 1800 metros. El ambiente corresponde a abanicos aluviales, ríos entrelazados y facies lacustres y de playa en los sectores medios a distales. Aflora en todo el área sur del valle del río Mercedario y parte del flanco oeste del anticlinal de la cordillera del Medio. Es atribuida al Kimmeridgiano (Ramos 1985a y b; Cegarra *et al.* 1993)

7) *Grupo Mendoza*: en esta región sólo es posible observar algunas de las facies de las unidades de este grupo establecidas por Weaver (1931) en la provincia de Neuquén. El espesor en este sector varía de 140 m hasta 70 m hacia el oeste (Mosquera 1990). Se reconocen solamente dos secciones, una inferior con sedimentos mixtos y marinos de aguas muy someras, y otra superior (correlacionable con la Formación Agrio) que incluye facies de plataforma (Yrigoyen 1979; Cegarra *et al.*

1993). La edad del conjunto estaría comprendida entre el Tithoniano y el Hauteriviano Tardío.

8) *Formación Huitrín* (Schiller 1912; Groeber 1946): está compuesta por importantes niveles evaporíticos con algunas intercalaciones de clásticos finos en proporciones variables. El espesor máximo es de unos 60 m en el flanco occidental del anticlinal de la cordillera del Medio y en el sinclinal del río Blanco. Su edad sería hauteriviana tardía-barremiana temprana.

9) *Formación Diamante*: esta unidad fue reconocida por Groeber (1946) y posteriormente por Yrigoyen (1979). Está compuesta por conglomerados y areniscas de color rojo, con intercalaciones calcáreas y volcanoclásticas hacia el techo, correspondientes a facies fluviales. En la parte inferior hay filones y diques andesíticos. Presenta un espesor máximo de 300 metros. Su edad sería barremiana-aptiana.

10) *Formación Juncal*: corresponde a secuencias volcánicas y volcanoclásticas resultantes de la migración del arco volcánico hacia el antepaís. Se superpone, transicionalmente, a la Formación Diamante y está constituida por coladas andesíticas, basálticas y basandesíticas de espesores variables (Ramos *et al.* 1990). Su edad es barremiana-albiana.

Descripción de las unidades aflorantes en el área

La comarca estudiada presenta una secuencia compuesta por la Formación Horcajo (Permo-Triásico), el Granito Manantiales (de probable edad permo-triásica) y la Formación Chinchas de edad terciaria. Por encima de los depósitos terciarios afloran depósitos cuaternarios correspondientes a eventos fluviales y de remoción en masa.

1. Grupo Choiyoi

Formación Horcajo

a. *Antecedentes*. De las diversas unidades correspondientes al Grupo Choiyoi que fuera reconocido a estas latitudes por Cortés (1985), sólo aflora en la comarca la unidad superior que pertenece al complejo volcánico de la Formación Horcajo.

Esta unidad fue definida como tal en el área homónima por Mirré (1967) quien estableció su localidad tipo en las juntas de los ríos Blanco y Los Patos a unos 16 km aguas abajo de la presente área de estudio.

b. *Distribución*. En el área mapeada (Fig.2) asomos de la Formación Horcajo se encuentran en las nacientes del arroyo Las Leñas y a lo largo de todo el cordón del Espinacito.

c. *Relaciones estratigráficas*. La Fm. Horcajo constituye la unidad más antigua aflorante en el sector estudia-

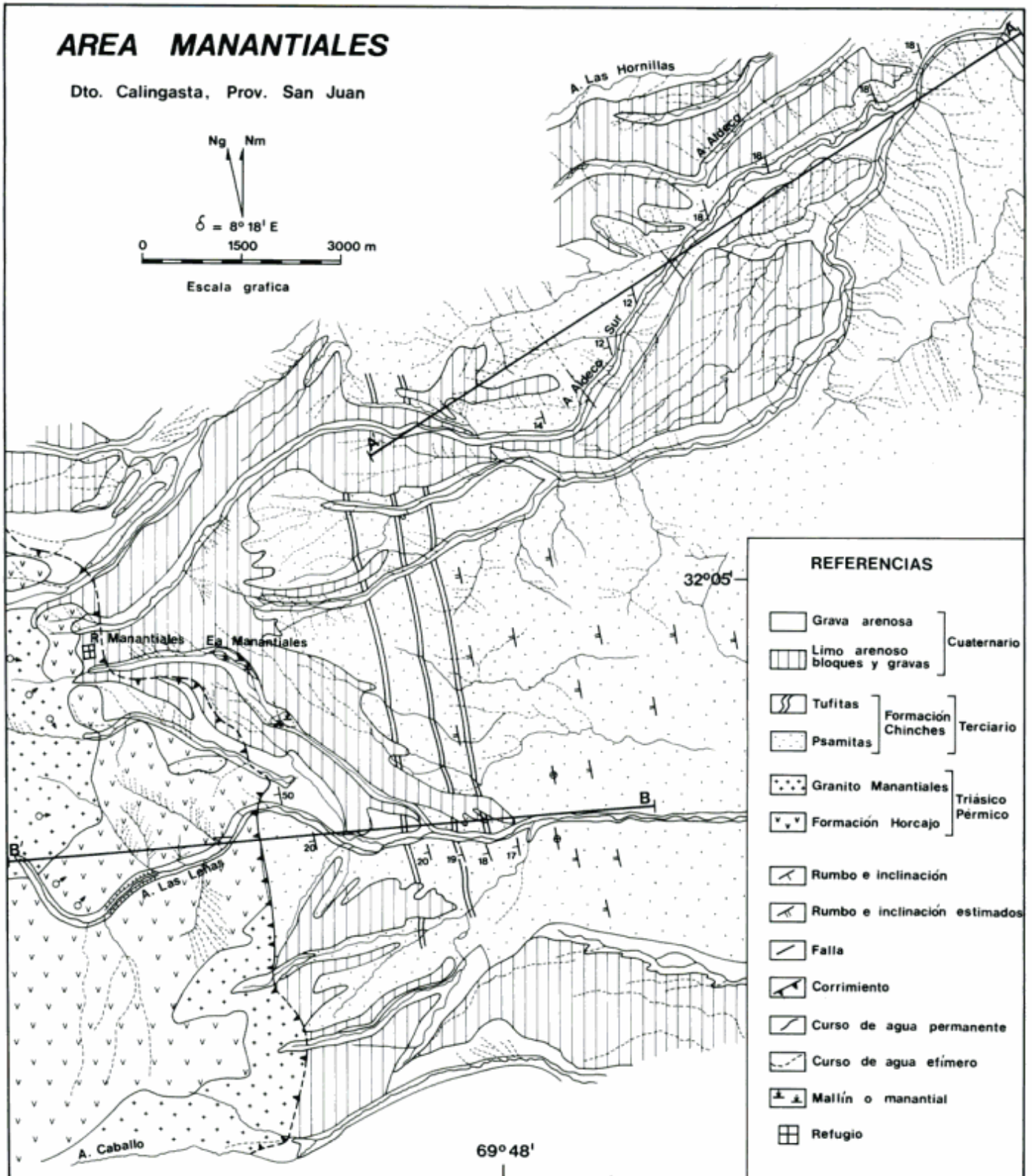


Figura 2: Mapa geológico del área Manantiales

do. Está intruída por el Granito Manantiales y se encuentra en contacto tectónico con el miembro superior de la Formación Chinchés de edad miocena-pliocena temprana. Al este de la zona estudiada, en la cordillera del Tigre, se ha observado que la Formación Horcajo apoya sobre sedimentitas del Carbónico medio y es cubierta en discordancia por el miembro inferior de la Fm. Chinchés (Mirré 1967).

d. **Litología.** En el área de Manantiales, al igual que en la región estudiada por Mirré (1967), la Formación Horcajo está compuesta principalmente por ignimbritas, riolitas, brechas riolíticas y vitrófiros con diferente grado de fluidalidad, de colores rojizos a violáceos.

Las ignimbritas se caracterizan por su color gris oscuro y contenido en fragmentos líticos. Microscópicamente se observa que se hallan completamente devitrificadas y no aparecen signos de deformación. Las trizas presentan devitrificación diferencial. Contiene vitroclastos (alterados a sílice) y cristales de feldespatos

(plagioclasa, sanidina, ortosa) con engolfamientos y en casi todos los casos con exsoluciones de albita. Contienen venillas de carbonato como alteración incipiente.

e. **Edad.** La Fm. Horcajo ha sido considerada por Mirré (1967) equivalente al "Choiyolitense". Según dicho autor, de acuerdo a las relaciones estratigráficas de la Fm. Horcajo y su posible correlación con el Grupo Choiyoi, se puede asignar la misma al Permo-Triásico. El mismo rango ha sido atribuido por Cortés (1985, 1993) al Grupo Choiyoi en la Cordillera del Tigre, donde de acuerdo con su esquema estratigráfico la Formación Horcajo sería la unidad más joven. No obstante, datos paleomagnéticos recientes de la Fm. Horcajo (Rapalini y Vilas 1991) indicarían para la misma una edad pérmica tardía temprana (mayor que 251 Ma).

2. Granito Manantiales

a. **Antecedentes.** Esta unidad ha sido definida por

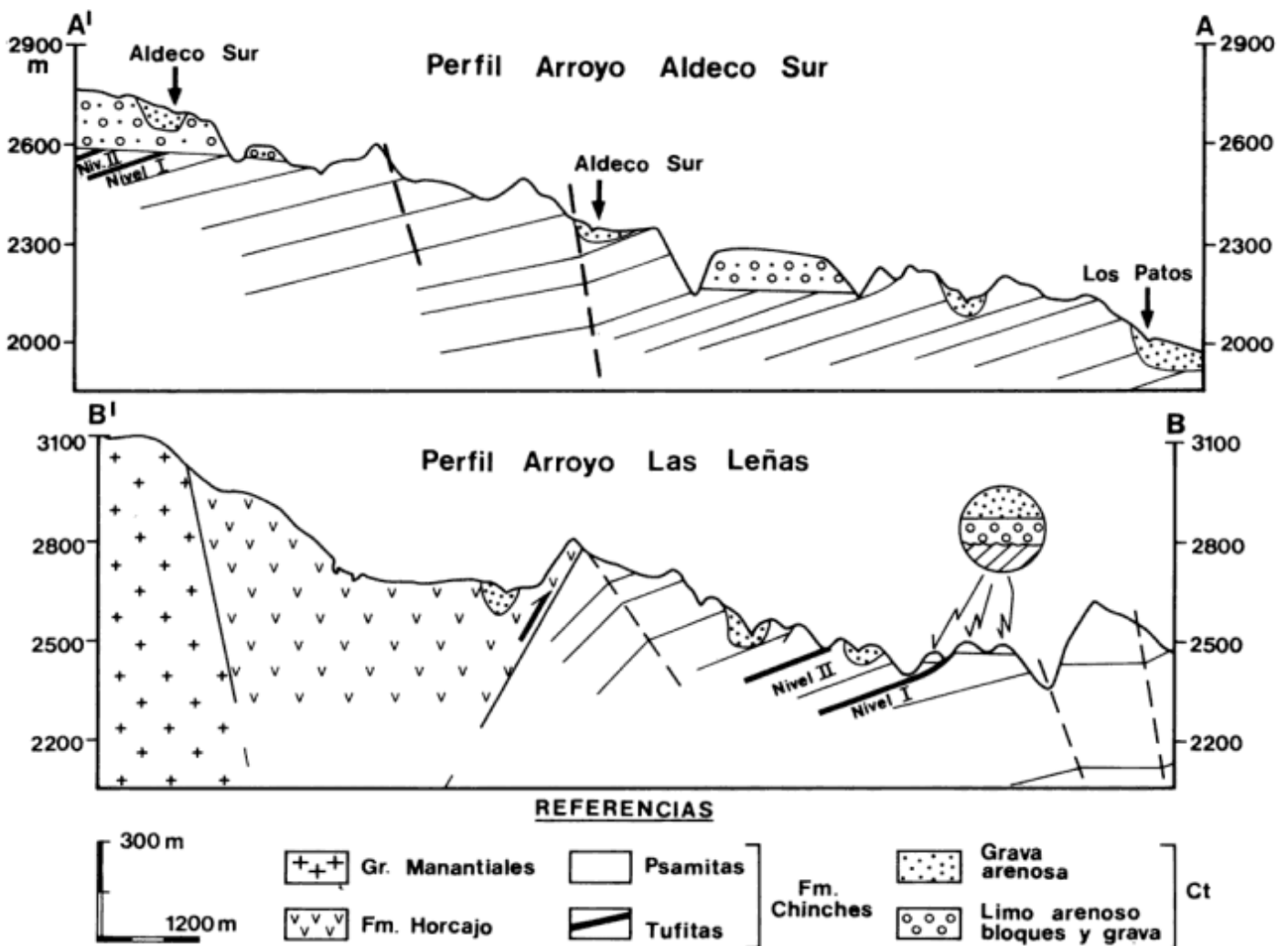


Figura 3: Perfiles estructurales A-A' y B-B' de la Fig.2.

Spalletta (1991) al oeste del refugio Manantiales, en el límite con la comarca estudiada. Otros granitoides probablemente similares han sido mencionados en la zona por Alvarez y Pérez (1993).

b. *Distribución.* En la región estudiada (Fig.2) el Granito Manantiales aflora inmediatamente al oeste del meridiano correspondiente al refugio Manantiales. Desde este último aflora hasta aproximadamente 700 m al norte y hacia el sur hasta las inmediaciones del valle del arroyo Las Leñas. El Granito Manantiales se extiende hacia el oeste, fuera de la zona estudiada y según Spalletta (1991) cubre un área de 35 km² y tiene forma elongada, con una extensión máxima norte-sur de 7 km y oeste-este de 3,5 kilómetros.

c. *Relaciones estratigráficas.* El Granito Manantiales intruye al conjunto volcánico de la Formación Horcajo a lo largo de gran parte del cordón del Espinacito. Se halla parcialmente cubierto por material coluvial del Cuaternario.

d. *Litología.* El Granito Manantiales está compuesto por granitos claros o leucogranitos con textura granosa y granitos rosados con textura porfirica. De acuerdo con análisis químicos, Spalletta (1991) incluye a este granito en la asociación granodiorita-granito de plateau riolítico.

e. *Edad.* Considerando que el Granito Manantiales intruye a la Fm. Horcajo, su edad máxima sería triásica. Tal edad sería corroborada por correlaciones con cuerpos similares aflorantes en la cordillera Frontal y en el sector limítrofe chileno aledaño (Spalletta 1991).

3. Formación Chinchés

Esta unidad fue descrita por primera vez por Mirré (1967), quien estableció su localidad tipo en el cerro homónimo, situado a unos 7 km al noreste de la estancia Las Hornillas.

Según Mirré (1967) la Formación Chinchés en su totalidad está integrada por los siguientes miembros, desde la base al techo: Miembro Areniscas Chocolate, Miembro Brecha Andesítica, y Miembro Areniscas Conglomeráticas. Los dos miembros inferiores afloran al este del río Los Patos, y no son incluidos en este trabajo. El superior se encuentra exclusivamente al oeste del citado río, y es el único representado en la comarca estudiada.

Miembro areniscas conglomeráticas

a. *Distribución.* El Miembro Areniscas Conglomeráticas de la Formación Chinchés aflora al este del bloque elevado de la cordillera Frontal y se extiende hasta unos 25 km aproximadamente al este del río Los Patos. Hacia el norte sus últimos asomos se hallan a la latitud de la quebrada Honda y hacia el sur a la latitud del cerro Carvajal.

Se realizaron dos perfiles en los extremos norte y sur de la comarca estudiada (Fig. 3), los cuales abarcan la totalidad del miembro. Ambos perfiles fueron correlacionados teniendo en cuenta un nivel importante de areniscas gruesas a conglomeráticas gris verdosas (MP6, Apéndice 1).

b. *Relaciones estratigráficas.* En la margen occidental del área estudiada las relaciones estratigráficas normales de la Formación Chinchés con la Formación Horcajo están obliteradas por un contacto tectónico (Fig. 4c).

Fuera de esta región, al este del río Los Patos, donde aflora la base de la Formación Chinchés, la relación es discordante y las areniscas finas del Miembro Areniscas Chocolate apoyan sobre la Formación Horcajo en sus distintas facies (Mirré 1967).

La Formación Chinchés es cubierta en discordancia por diferentes depósitos del Cuaternario (Fig.4b).

c. *Litología.* La porción inferior del Miembro Areniscas Conglomeráticas está constituida predominantemente por bancos de areniscas finas de coloración rojiza, con intercalaciones de areniscas gruesas color gris. También existen intercalaciones de bancos de areniscas medianas y finas, y en menor medida, de potentes conglomerados clasto-sostén, de coloraciones grisáceas. En general, la secuencia presenta estratificación entrecruzada y paralela.

Por otra parte, la casi totalidad de la mitad superior del Miembro Areniscas Conglomeráticas, está caracterizada por la abundancia de bancos de areniscas gruesas a conglomeráticas de color gris (Fig. 4a). Las lentes conglomeráticas, muy abundantes en este tramo de la sección analizada, presentan en algunas ocasiones estratificación entrecruzada. Los clastos son angulosos a subangulosos y su tamaño varía entre 1,5 a 10 centímetros. Se intercalan también bancos conglomeráticos caóticos más potentes y de granulometría más gruesa que los anteriores, de color rojo. El tamaño de los clastos en los mismos varía entre 3-20 centímetros. La presencia de ondulitas, turboglifos y calcos de carga en los mismos es común. Asimismo, existen en menor proporción, intercalaciones de bancos de areniscas medianas, excepcionalmente finas, de color gris, con laminación ondulítica y paralela y grietas de desecación.

Los últimos 400 m del Miembro Areniscas Conglomeráticas de la Fm. Chinchés, están conformados por bancos areniscosos de granulometría media de colores rojizos que alternan con bancos de areniscas gruesas color gris. En los mismos se puede observar la presencia de venillas evaporíticas. También existen en este tramo superior, intercalaciones menores de tufitas y calizas color blanco (Fig.4b). La sucesión terciaria culmina con una brecha de color rojo de 26 m de espesor. El tamaño máximo de los bloques de esta brecha en la zona del contacto con el basamento supera 1.5 metros. Estos bloques corresponden a volcanitas (75%), piroclastitas (8%) y calizas (7%).

El estudio petrográfico de las areniscas muestra que

las de grano mediano a grueso tienen selección pobre; la fábrica presenta un empaquetamiento abierto donde no existe orientación entre los granos y predominan las formas subangulosas. Las de grano fino tienen en cambio buena selección y un empaquetamiento cerrado. En cuanto a los granos que componen las areniscas, el

cuarzo (3-30%) presenta extinción normal a ondulosa, tiene inclusiones fluidas, crecimientos secundarios y bordes corroídos; el feldespato potásico (1-5%), compuesto por sanidina, microclino y ortosa, se halla generalmente alterado a alófano, con maclas de albita, microclino y Carlsbad; la plagioclasa -labradorita- (1-

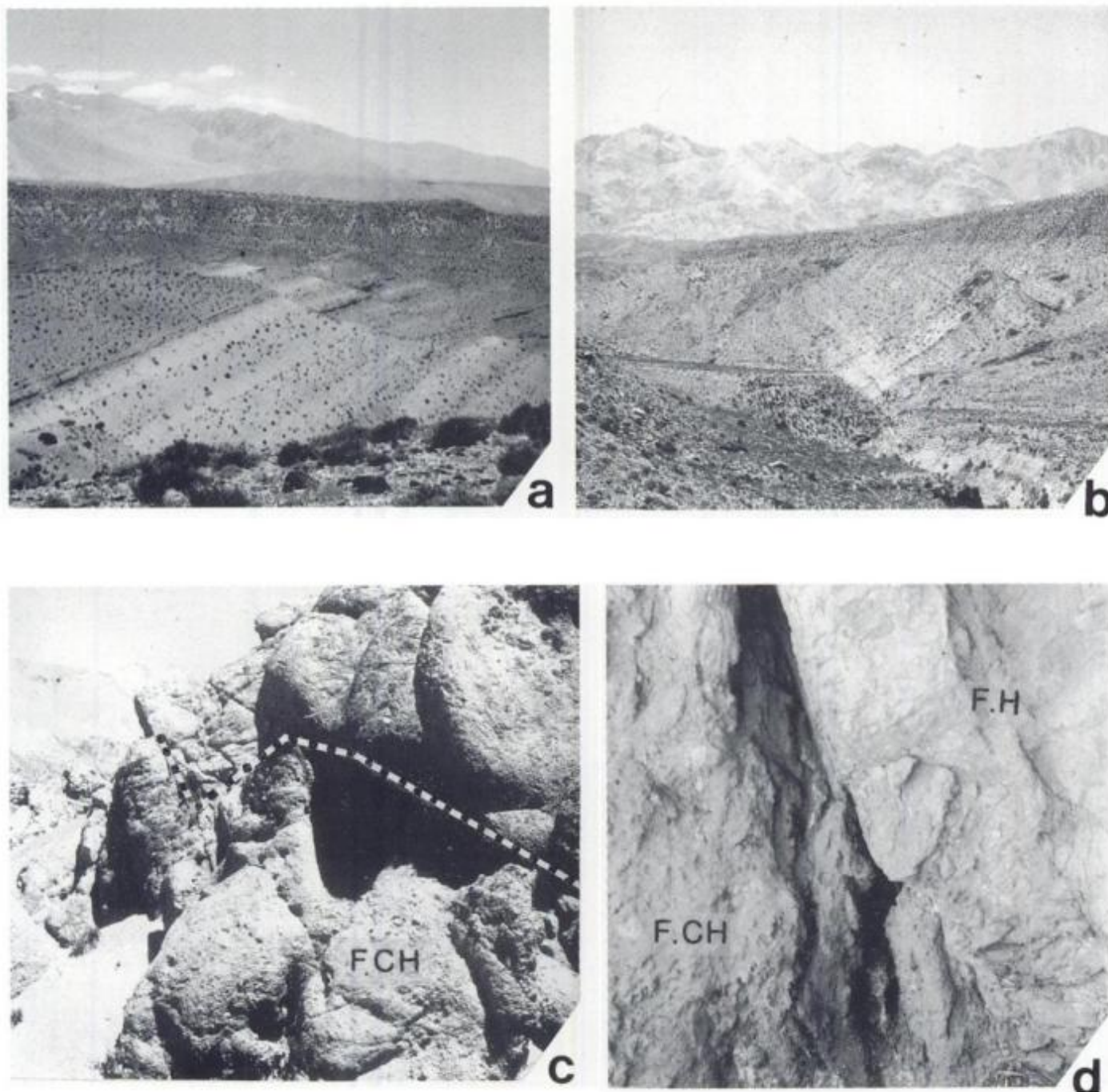


Figura 4: a) Actitud de los estratos del Miembro Areniscas Conglomeráticas de la Formación Chinchas. Vista hacia el NO. b) Calizas blancas de la parte superior del Miembro Areniscas Conglomeráticas de la Formación Chinchas, margen sur del arroyo Las Leñas. En discordancia angular niveles del Cuaternario. En segundo plano las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi de la Cordillera del Tigre. c) Contacto entre las Formaciones Horcajo y Chinchas. Vista desde el norte, margen sur del arroyo Las Leñas. d) Detalle del contacto de la foto anterior mostrando el plano de corrimiento con inclinación 60°O.

10%) se presenta alterada a alofano y sericita, los cristales se encuentran muy zonados y con maclas de albita. En menor proporción se observa clorita-biotita (<3%), muscovita-sericita (2%), epidoto (1%), piroxeno (1%), anfíbol (1%) y olivina. Los fragmentos líticos conforman la mayor parte de la roca (60-70%) y se agrupan en: volcánicos (3-8%), subredondeados a angulosos que corresponden a riolitas y andesitas, con texturas pilotáxica y porfírica, alterados en opacos, arcillas y óxidos de Fe. El vidrio (18-50%) como obsidiana, más el incluido en tobas y pasta volcánica, se presenta en casi todos los casos alterado a sílice y ceolitas. Los fragmentos líticos están constituidos por plutónicos (17%), entre los que se encuentran las asociaciones de feldespato-cuarzo y cuarzo policristalino, presentan contacto sutural y texturas granosa y porfírica; las ignimbritas (7-10%), tienen textura fluidal, con fiammes y trizas alteradas en sílice, ceolitas y opacos; y metamórficos (2%), constituidos por cuarzo policristalino con epidoto y esquistos micáceos. El cemento (23-26%), está conformado por cristales euhedrales con clivaje imperfecto, los cuales serían producto de una ceolitización, y la posterior formación de cristales mayores de calcita.

Las tufitas presentan básicamente los mismos componentes: los granos de cuarzo (policristalino y monocristalino) 10%; plagioclasa (labradorita) 8%; feldespato potásico (sanidina, microclino y ortosa) 7%; anfíboles (hornblenda y lamprobolita) y epidoto 1%; piroxenos (diópsido-augita) y opacos (1%). Tanto los feldespatos como el cuarzo presentan crecimiento secundario. Con respecto a los fragmentos líticos, constituyen éstos el 33% del total de los componentes y están conformados por: volcanitas en un 2%; tobas y fragmentos de pasta volcánica en un 20%, las cuales se hallan muy alteradas a ceolitas y presentan textura axiolítica; ignimbritas en un 5%; sedimentarias 1% y fragmentos plutónicos 5%, subredondeados y con textura granosa. En casi todos los casos el vidrio se encuentra alterado a sílice, ceolitas y carbonato en tanto que los feldespatos lo hacen a alofano o carbonatos; la pasta presenta una alteración incipiente a calcita. Con respecto a los porcentajes, éstos conformarían para la pasta un 28% y para el cemento carbonático un 12%.

d. *Espesor*. El espesor medido del Miembro Areniscas Conglomerádicas de la Formación Chinchas es aproximadamente de 3.000 metros. La base de la secuencia, en contacto con el Miembro Brecha Andesítica no se halla expuesta, en tanto que el techo está dado por contacto tectónico.

e. *Procedencia*. Con el fin de determinar el ambiente geotectónico que dio origen a los sedimentos, se utilizaron los diagramas de Dickinson y Suczek (1979), modificados por Dickinson *et al.* (1983). Los mismos se utilizan para identificar por medio de sus componentes, los tipos de rocas que los originaron.

Los diagramas aplicados en este trabajo son dos: QFL y QmFLt (Fig.5). Los datos volcados en los mismos se

obtuvieron a partir de cuatro muestras sedimentarias representativas. Los valores contenidos en cada polo (Tabla 1) se desprenden de un conteo al microscopio de los granos de cuarzo, feldespatos y los distintos líticos, llevados éstos a un 100% -es decir que se excluyeron los demás componentes de las muestras-. Los porcentajes de cada componente considerados en estos diagramas son relativos.

En lo que respecta al diagrama QFL, éste hace hincapié en la estabilidad de los granos frente a la meteorización; así entonces se puede determinar el área de procedencia, tipo de roca generadora y mecanismos

Tabla 1: Q: granos de cuarzo monocristalinos y policristalinos; F: granos monocristalinos de los feldespatos de las variedades cálcica y sódica; L: fragmentos líticos policristalinos de origen sedimentario y/o metamórfico; Qm: variedad monocristalina del cuarzo; F: variedades cálcica y sódica de los feldespatos; Lt: total de los fragmentos líticos, incluida la variedad policristalina del cuarzo.

| Componentes | Q | F | L | Qm | F | Lt |
|-------------|----|----|----|----|----|----|
| Muestra | | | | | | |
| MP7 | 25 | 13 | 62 | 19 | 13 | 68 |
| MP6 | 07 | 03 | 90 | 04 | 03 | 93 |
| MP4 | 25 | 16 | 59 | 19 | 16 | 65 |
| MP9 | 42 | 20 | 38 | 42 | 21 | 37 |

de transporte. El diagrama QmFLt, en cambio, enfatiza en el tamaño de grano de las rocas generadoras, puesto que si éstas son de grano fino la provisión a la cuenca de fragmentos líticos es mayor.

De acuerdo con el diagrama QFL (Fig.5a), los valores obtenidos de cuarzo relativamente altos frente a proporciones de feldespatos notoriamente menores, indicarían que la fuente principal de procedencia la constituyen los materiales de una faja plegada y corrida (orógeno reciclado).

Otra área de aporte fue, según se desprende de la gran cantidad de líticos no sedimentarios, un arco magmático relativamente no disectado o transicional. Este aportó a la cuenca plutonitas y sobre todo volcanoclastos, y correspondería a los arcos volcánicos meso-cenozoicos, principalmente del Cretácico Medio (Formación Juncal) y del Mioceno (Formación Farellones). Es de notar que la comarca estudiada se halla ubicada en un segmento de subducción subhorizontal, el que no presenta un volcanismo activo desde el Mioceno Tardío (Jordan *et al.* 1983a).

En el diagrama QmFLt (Fig.5b), la baja cantidad de feldespatos y cuarzo frente a un mayor número de líticos indica también que el área de procedencia correspondió a una faja plegada (orógeno).

Se infiere asimismo un aporte de detritos desde un arco magmático transicional. Este habría tenido una

participación progresivamente más importante, lo que es evidenciado por una mayor proporción de clastos volcánicos en las muestras de niveles estratigráficos más altos (MP6). Ello podría estar correlacionado con el levantamiento de la cordillera Principal y parte de los líticos podría provenir de las formaciones Juncal (Barremiano-Aptiano) y Farellones (Mioceno).

f. *Ambiente de sedimentación.* El análisis de la columna estratigráfica muestra para el Miembro Areniscas Conglomerádicas de la Formación Chinchés una secuencia granocreciente, de color castaño rojizo, en donde se observa estratificación entrecruzada en algunos sectores y conglomerados caóticos en otros, lo cual sugiere para la sección analizada, un ambiente de depositación de pie de monte medio a proximal. Se pueden identificar sedimentos de llanura aluvial y de ríos entrelazados intercalados con cuerpos de agua dulce. Estos últimos pueden inferirse a través de la presencia de calizas con estructuras ondulíticas y sedimentos finos arcillosos, con laminación ondulítica.

La presencia de cemento ceolítico en las areniscas indicaría que este ambiente habría estado sujeto a condiciones de clima sumamente árido.

g. *Paleontología.* En el área del puesto de gendarmería Alvarez Condarco, cerca de la base del Miembro Areniscas Conglomerádicas, fueron hallados restos de mamíferos que indican una edad miocena. Estos corresponderían a restos de "tipotéridos" y coraza de gliptodontino típicos de una fauna santacruciana aunque algo más jóvenes (Rusconi 1946; Mirré 1967).

En la zona estudiada no se encontraron restos fósiles, a excepción de bivalvos de conchilla delgada indeterminables, que por su ubicación en sedimentos arcillosos rojizos podrían ser de agua dulce.

h. *Edad.* Según Groeber (1951) estos depósitos terciarios tendrían una edad miocena pues serían correlacionables con depósitos del Colloncurensis ubicados más al sur (Mirré 1967). Hallazgos de restos fósiles de mamíferos confirmarían esa edad (Rusconi 1946; Mirré 1967).

Por otra parte, la edad de los términos superiores de la Formación Chinchés estaría dada por la presencia en los mismos de bloques de gran tamaño de la Formación Horcajo, originados en el levantamiento del cordón del Espinacito, cuyo inicio sería posterior al de la cordillera del Tigre. Dado que el levantamiento de esta última habría ocurrido en el Mioceno Tardío-Plioceno, de acuerdo con la cronología de la deformación regional propuesta por Cortés (1993), el levantamiento del cordón del Espinacito tendría como máximo una edad pliocena temprana. Por lo tanto es posible que el techo de la Formación Chinchés corresponda a esa edad.

Sobre esta base se estima que el tiempo de depositación del Miembro Areniscas Conglomerádicas de la Formación Chinchés comprende probablemente el lapso mioceno-plioceno. No se descarta por otra parte que los miembros inferiores de la Formación Chinchés sean en parte de edad oligocena tardía.

4. Cuaternario

En la comarca bajo estudio el Cuaternario está representado por depósitos producidos por la acción de ríos y por remoción en masa.

a. *Limo arenoso, bloques y grava.* Bajo esta denominación se incluyen limos arenosos, bloques y gravas que forman depósitos aterrizados. Estos son los depósitos

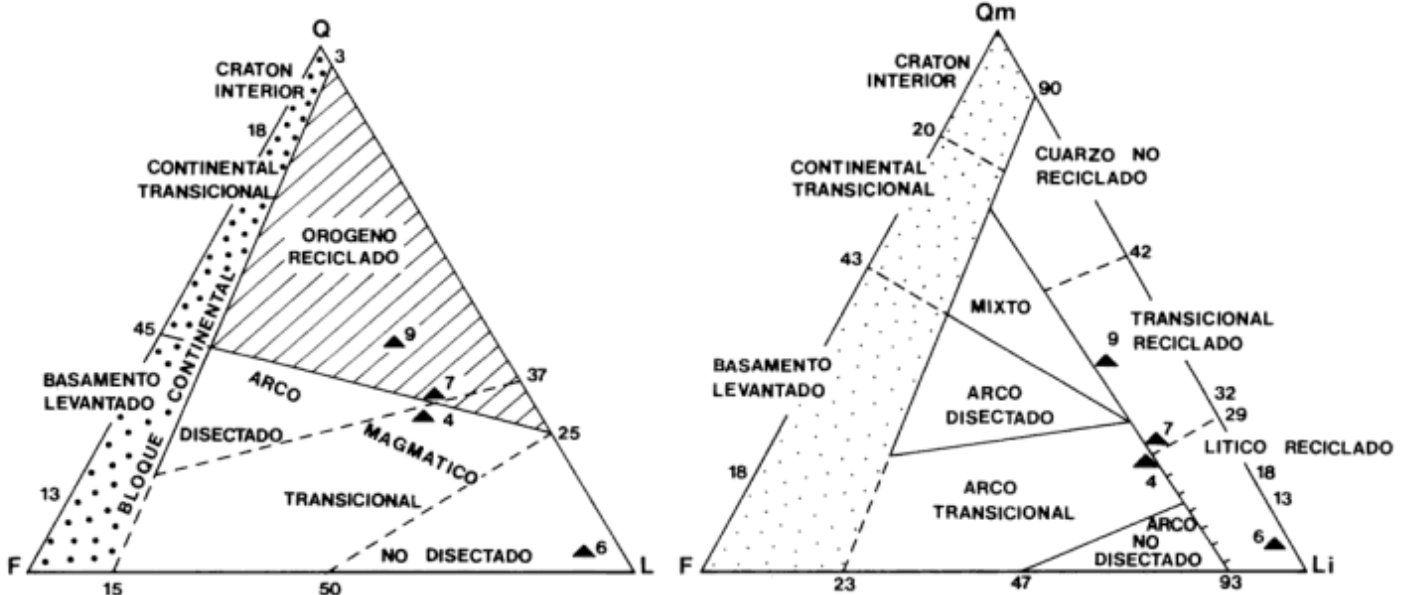


Figura 5: Diagramas ternarios de composición de las areniscas para determinar áreas de procedencia y tipos de roca generadora; a) QFL para estabilidad vs. meteorización; y b) QmFLt para el tamaño de grano de las rocas generadoras.

cuaternarios más difundidos y pertenecen a relictos de antiguas bajadas actualmente disectadas por numerosos cursos de agua. Tienen un espesor máximo aproximado de unos 200 m y están constituidos por bloques y gravas, en general bastante redondeados, con matriz limo-arenosa. Los clastos son en general subangulosos a subredondeados y presentan una selección muy pobre, conformando depósitos caóticos.

En estos depósitos, sobre la margen derecha del arroyo Las Leñas, pueden observarse dos secciones:

- *Sección superior*: constituida totalmente por clastos de volcánitas, en su mayoría riolitas, con un típico color castaño oscuro.

- *Sección inferior*: compuesta principalmente por bloques de granito que en algunos casos sobrepasan el metro (Fig.4b) y, en forma subordinada, por clastos de volcánitas pertenecientes a la Formación Horcajo.

Estas dos secciones indican que el proceso de depositación fue llevado a cabo en dos etapas como consecuencia del levantamiento del cordón del Espinacito. Las mismas se vinculan con la distinta procedencia de los depósitos aluviales, como se discutirá en detalle en la interpretación tectónica de la comarca.

b. *Depósitos de bloques y grava*. Por encima de los depósitos cuaternarios descritos más arriba y de las sedimentitas terciarias de la Formación Chinchas se encuentran, como rodados, bloques y clastos tamaño grava correspondientes a granitos, volcánitas y calizas. Estos depósitos se hallan, en general, restringidos al sector occidental de la comarca estudiada, al pie del cordón del Espinacito.

Los bloques de granitos y volcánitas pueden alcanzar tamaños de 1,5 m y son angulosos, mientras que los de calizas tienen tamaños que varían generalmente entre los 20 y 40 cm, y son subredondeados. En algunos de éstos se pudo observar la presencia de *Thalassinoides*. Los mismos probablemente se originaron en las calizas mesozoicas aflorantes en cordillera Principal (Zapata 1990; Mosquera 1990).

c. *Depósitos de grava arenosa*. Estos se encuentran en la planicie de inundación de los ríos y arroyos permanentes, y están constituidos por clastos tamaño grava y arena, en general angulosos. El aporte proviene de las volcánitas de la Formación Horcajo y del Granito Manantiales y equivalentes.

Estructura

La actitud general de la sucesión sedimentaria terciaria es N 10°O con una inclinación de 18° al oeste (Fig. 4a). En el perfil estructural (Fig.3) se observan cambios importantes en la inclinación, especialmente sobre la quebrada del arroyo Las Leñas al sur de la comarca. En este sector las sedimentitas inclinan 50° al oeste en la zona próxima a la falla allí existente, mientras que 30 m al este inclinan aproximadamente 20°. Si se continúa

por esta quebrada hacia el este, se aprecia la disminución progresiva de la inclinación hasta que las capas adquieren una posición subhorizontal aproximadamente 6 km aguas abajo. Al norte de la comarca estas variaciones en las inclinaciones no son tan evidentes. En la parte superior del perfil levantado en este sector la inclinación de las sedimentitas es de 18° al oeste, mientras que hacia el este, disminuye hasta un mínimo de 12°, y posteriormente retoma el valor promedio de 18°, unos 10 km antes de la estancia Las Hornillas (Fig.4a).

Entre los arroyos Aldeco Sur y Las Leñas, se observa la presencia de un importante anticlinal cuyo eje coincide aproximadamente con el rumbo de los estratos y que alcanza una semilongitud de onda del orden de los 20 metros. Pliegues menores abundan en la quebrada del arroyo Aldeco Sur, con semilongitudes de onda de 20 centímetros. En el arroyo Las Leñas, en la zona de contacto entre la Fm. Chinchas y Fm. Horcajo, existen estructuras duplex que no sobrepasan el metro de longitud.

Los afloramientos de la Fm. Chinchas se encuentran limitados al oeste por una falla que se halla bien definida en la quebrada del arroyo Las Leñas. En la margen izquierda de este arroyo, el plano de falla tiene una inclinación de 60° al oeste (Figs. 4c y d) y pone en contacto la Formación Horcajo, conformada por riolitas e ignimbritas de color gris oscuro y amarillo rojizo sobre los conglomerados caóticos, angulosos, de color rojo de la Formación Chinchas. Asimismo existen fallas menores inversas y de rumbo, con rechazo de unos pocos metros, como también abundantes diaclasas de rumbo N 30°O y N 30°E, localizadas especialmente en la parte inferior de la sucesión terciaria estudiada, en la quebrada del arroyo Aldeco Sur.

Fuera de la comarca, Mirré (1967), señaló la presencia de fallas normales transversales al cajón del río Los Patos.

La inclinación que se observa en las sedimentitas de la Formación Chinchas, depositada en una cuenca de antepaís, es el resultado de los movimientos compresionales que condujeron a la formación de las grandes estructuras que levantaron la cordillera Frontal a esta latitud.

Con posterioridad a la compresión, la cuenca fue localmente sometida a esfuerzos tensionales (Mirré 1967).

Si se tiene en cuenta que la Formación Chinchas tiene una edad miocena-pliocena y que, por encima, depositados en discordancia se encuentran los niveles de bajada del Pleistoceno, se puede atribuir a la deformación una probable edad mínima pliocena. Como será analizado posteriormente, el inicio de la deformación se correlaciona con el corrimiento del borde oriental de la cordillera del Tigre a esta latitud, el cual produce una serie de rampas que afectan especialmente el sector sur de la cuenca donde los estratos llegan a adquirir una posición monoclinas.

Interpretación tectónica

La región de Manantiales es un área crítica para comprender la estructura interserrana que separa la cordillera Frontal de la Precordillera. El valle de Iglesia-Calingasta-Barreal es un rasgo estructural cuyo origen, según Beer (1989), Beer *et al.* (1990) y Allmendinger *et al.* (1990), está controlado por el desarrollo de una cuenca "a cuestras" (*piggy-back basin*) de los corrimientos que se produjeron en el sector occidental de la Precordillera.

En la parte norte de esa depresión, que corresponde a la cuenca Iglesia, aproximadamente a los 30°S de latitud, se acumuló durante el Neógeno una secuencia sedimentaria granodecreciente, como consecuencia de sucesivos corrimientos en la Precordillera. Dichos corrimientos se vinculan a los esfuerzos compresivos ocurridos con posterioridad al Mioceno Medio en todo el segmento comprendido entre los 28°-33° lat. sur. De acuerdo con este esquema, a medida que los corrimientos avanzan hacia el antepaís, los sedimentos que se acumulan en la misma traslapan en forma transgresiva (*onlap*) sobre el basamento. Estos corrimientos corresponderían a ramas menores que parten de un nivel de despegue (*detachment*) localizado bajo la cordillera Frontal (Allmendinger *et al.* 1990). Sobre este despegue yace la cuenca en forma pasiva (Beer 1989). Cuando sobreviene tranquilidad tectónica los sedimentos son erosionados por los ríos y se producen así superficies de truncamiento (Beer 1989).

Lo expuesto no concuerda con lo que se encuentra más al sur, en la cuenca de Manantiales. En la misma, según se observa:

a. El sustrato volcánico está en contacto con el techo de las sedimentitas terciarias mediante una falla, de modo que éstas no cabalgan pasivamente sobre el plano de despegue,

b. El relleno sedimentario de la cuenca es granocreciente, y a partir de la composición de los clastos, se infiere que el área de proveniencia se encontraba localizada al oeste, contrariamente a lo que sucede en una cuenca "a cuestras".

Por otra parte, Bastías (1990) mediante la observación de las tectoformas a través de fotos aéreas, consideró la posibilidad de que la cuenca del Río Blanco-Los Patos y otras más pequeñas localizadas al oeste, tuvieran su origen en los esfuerzos generados por el sistema de fallamiento Tupungato-Las Vacas-El Cura-Macho Muerto. A partir de la forma y disposición de las cuencas asociadas a este sistema, dicho autor infirió que estos lineamientos podrían ser del tipo rumbo deslizante y que la cuenca del Río Blanco-los Patos correspondería al tipo transtensional (*pull-apart basin*) (Bastías 1990). Sin embargo, no se han dado mayores fundamentos en apoyo de esta hipótesis.

De acuerdo al presente estudio, el sector analizado correspondería a una cuenca de antepaís orogénica,

producto del levantamiento de la cordillera Principal de los Andes en el Neógeno en respuesta a los movimientos compresivos de la fase Quechua.

El segmento comprendido entre los 28°-33° lat. S fue sometido a importantes esfuerzos a partir del Mioceno Tardío -fase Quechua-, cuando comenzó a desarrollarse la faja plegada y corrida aconcagüina (Jordan *et al.* 1983 a y b; Ramos *et al.* 1990). El desplazamiento de esta faja hacia el antepaís determinó corrimientos cuyo mayor o menor grado de avance hacia el antepaís permitió el desarrollo de cuencas respectivamente del tipo "a cuestras" u orogénica de antepaís. En este último caso, correspondiente a la zona de estudio, la cuenca se desarrolló en el frente oriental del último corrimiento formado, con una aproximación progresiva del área de aporte y un consecuente aumento en el tamaño de clastos aportados a la misma. El avance de los corrimientos originó la cordillera del Tigre, cuyo levantamiento determinó el basculamiento al oeste de las sedimentitas terciarias.

Paleogeografía

Durante el Mesozoico el régimen de subducción que tenía lugar en el margen activo sudamericano era del tipo Marianas con gran extensión en la zona de retroarco (Mpodozis 1984). Este sistema experimentó un cambio fundamental en el Terciario Temprano cuando la placa de Nazca se dispuso subhorizontalmente, dando origen a un régimen de subducción del tipo Chileno (Mpodozis 1984). En consecuencia, comenzó la migración del arco magmático hacia el este, el desarrollo de la faja plegada y corrida aconcagüina y la generación de las cuencas de antepaís (Mpodozis 1984). Estos efectos en la comarca estudiada comenzaron en el Mioceno.

La migración del arco magmático a estas latitudes se advierte con notable claridad al observar evidencias de un arco volcánico jurásico a los casi 71°30' de longitud oeste y de un arco volcánico terciario superior a los 70° de longitud oeste (Rivano 1984).

1. Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Fig. 7a)

La cordillera Principal o del Límite se encontraba constituida por un sustrato conformado por granitos, granodioritas, riolitas y riodacitas permo-triásicas intruyendo rocas volcánicas y sedimentarias del Carbonífero, y cubiertas en discordancia por ignimbritas triásicas (Nullo y Marín 1990). Sobre este basamento apoyaban sedimentitas mesozoicas constituidas por depósitos continentales, marinos y volcánicos de los ciclos loteniano-chacayano y ándico (Ramos 1985a y b). En discordancia sobre las sedimentitas del Mesozoico, se depositaron durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano sucesiones volcánicas, volcanoclásticas y fluviales. Posteriormente dio comienzo la depositación de

las lavas ácidas a intermedias de la Formación Farellones (8,9 Ma) y los conglomerados de la Formación Santa María (8,1 Ma) correspondientes al Mioceno (Ramos *et al.* 1990). Para este tiempo, a los 32° lat. S el eje magmático se encontraba establecido a los 70°32' long. oeste.

Como consecuencia de los corrimientos que comenzaron a levantar la cordillera Principal (Ramos *et al.* 1990), se formó una cuenca orogénica, en donde se inició la depositación de secuencias sinorogénicas de abanicos aluviales (Formación Chinchas) sobre el basamento permo-triásico (volcanitas de la Formación Horcajo).

En la cuenca de Manantiales los sedimentos depositados corresponderían a las facies medias a distales de abanicos aluviales, de acuerdo con las variaciones composicionales de areniscas y conglomerados en relación con las secuencias de levantamiento terciarias (*unroofing*) (Fig. 6).

El aporte principal es de calizas y otras rocas clásticas. Por el tamaño relativamente pequeño de los clastos la fuente de origen, que probablemente corresponda a las calizas jurásico-cretácicas de la cordillera del Límite, no se encontraba cerca de la cuenca para este tiempo.

La presencia de riolitas en las areniscas conglomerádicas, y de andesitas y plutonitas hacia arriba en la secuencia, indicaría un aporte desde un arco magmático parcialmente disectado, sin relieve importante todavía y algo alejado de la cuenca.

2. Mioceno Medio-Mioceno Tardío (Fig. 7b)

En el Mioceno medio el aumento en el esfuerzo compresivo relacionado al comienzo de la horizontalización de la placa de Nazca subductada, produjo el avance hacia el este de la faja plegada y corrida, y la disminución del magmatismo (Ramos 1985b).

El avance tipo epidérmico (*thin-skinned*) (Ramos 1985b) de la faja plegada y corrida continuó hasta el Mioceno Tardío (10 Ma), cuando se terminó de levantar la cordillera Principal (Penitentes), la cual cabalga por sobrecorrimiento (Schiller 1912; Groeber 1951) a depósitos terciarios (Ramos 1985a y b). Al este del cerro Aconcagua, en la quebrada Los Horcones se observan corrimientos que permanecieron activos hasta los 15 Ma aproximadamente y que bascularon toda la sucesión sedimentaria jurásico-cretácica.

En la cuenca terciaria los sedimentos corresponden a facies medias a proximales de pie de monte. En el sector medio a superior de la sucesión los clastos de calizas presentes en los conglomerados tienen un tamaño mayor, lo cual permite inferir que la zona de aporte de los mismos se encontraba más cerca de la cuenca. El porcentaje de volcanitas ácidas se mantiene más o menos constante pero aumenta el de andesitas y plutonitas, al tiempo que se incrementa el tamaño de los clastos. Esto corrobora la aproximación del arco magmático y un

mayor relieve en el área de aporte. Lo último se relaciona con un cambio de facies a areniscas conglomerádicas y conglomerados.

3. Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Fig. 7c)

Durante el Mioceno tardío se produjo en la zona un cambio fundamental en lo que se refiere a la subducción de la placa de Nazca, pues ésta comenzó a segmentarse (Isacks y Baranzangi 1977; Baranzangi e Isacks 1979; Jordan *et al.* 1983b). A los 15 Ma aproximadamente sobrevinieron las primeras etapas de la colisión a estas latitudes de la dorsal asísmica Juan Fernández.

La disminución en el ángulo de subducción trajo como consecuencia la reducción del magmatismo y la continuación de la deformación por efecto de la fase Quechua (Ramos 1988). Dicho avance de la deformación produjo, tras la culminación del alzamiento de la cordillera de los Penitentes a los 10 Ma (Ramos *et al.* 1990), el levantamiento de la cordillera Frontal, que culminó aproximadamente a los 5 Ma en el norte de la provincia de Mendoza (Ramos *et al.* 1990).

En la comarca en estudio se levantó el sector oriental de la cordillera Frontal, es decir la cordillera del Tigre. Como resultado de este levantamiento, las sedimentitas terciarias de la cuenca de Manantiales fueron basculadas por una rampa con una inclinación promedio de 18° al oeste. La edad pre-cuaternaria de este basculamiento queda demostrada por la posición horizontal de las sedimentitas pleistocenas que apoyan sobre la Formación Chinchas.

4. Plioceno-Pleistoceno (Figs. 7d y e)

Durante el Plioceno prosiguió la compresión que dio lugar al desarrollo de una nueva fase tectónica a los 2 Ma (fase Diaguita). Como resultado la Precordillera fue reactivada en el Plioceno Tardío mientras que más al este se levantaron, con otro estilo estructural, las Sierras Pampeanas (Rivano 1984).

En este lapso se habría producido, como resultado de un corrimiento fuera de secuencia el levantamiento del sector más occidental de la cordillera Frontal, i.e. el cordón del Espinacito.

A causa de este levantamiento cuyo inicio podría tener como máximo una edad pliocena temprana, se depositaron durante el Pleistoceno limos arenosos, bloques y gravas, conformando extensas bajadas en discordancia sobre la Formación Chinchas. En la quebrada del arroyo Las Leñas dicha depositación se produjo en dos etapas. Durante la primera, que quizá tuvo lugar en el Pleistoceno Temprano-Medio, se erosionó el frente de fallamiento y se depositaron extensas bajadas con bloques de granitos provenientes del plutón Manantiales y volcanitas de la Formación Horcajo. En la etapa póstuma, posiblemente

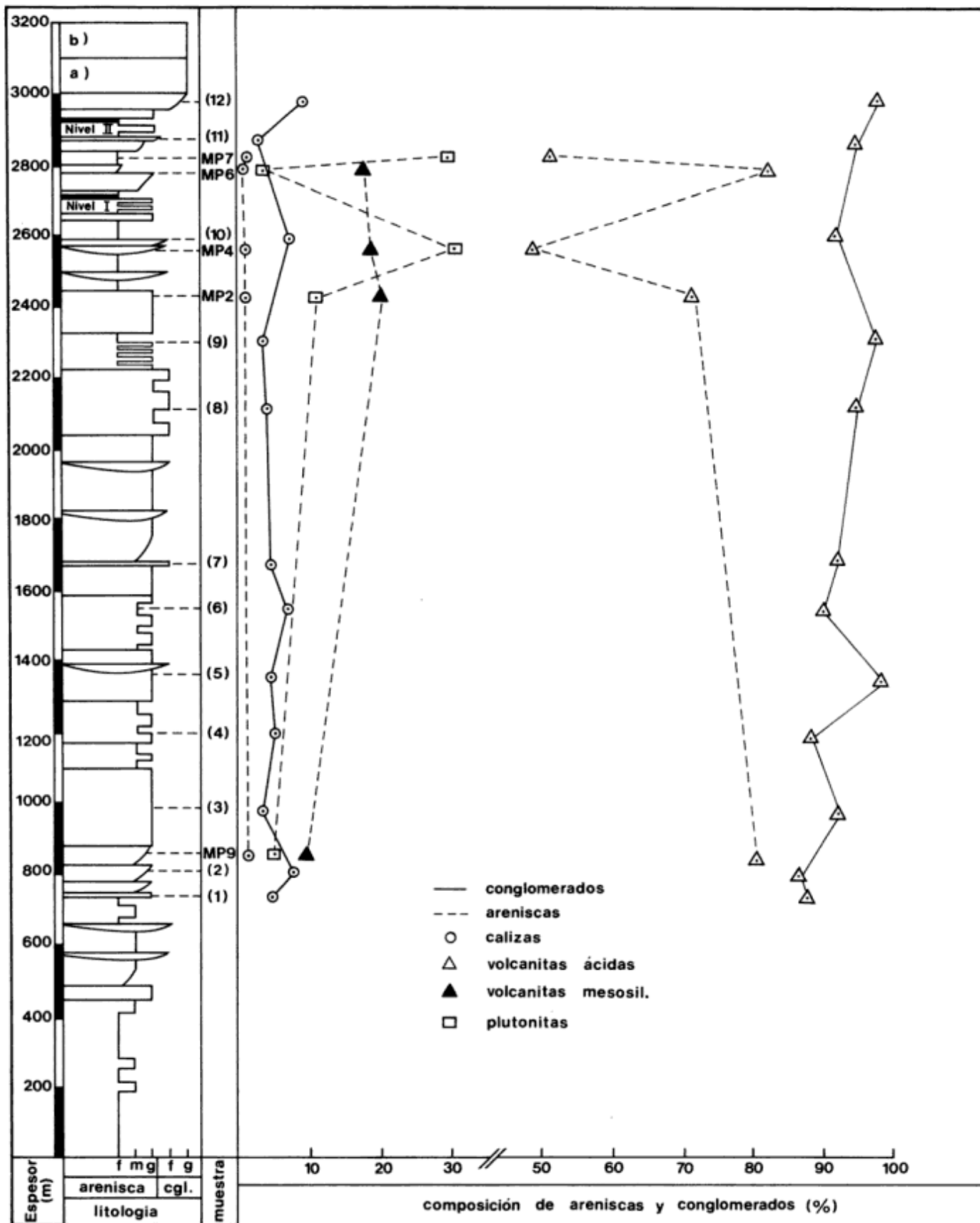


Figura 6: Diagrama de porcentajes de los componentes líticos mayoritarios de areniscas y conglomerados del Miembro Areniscas Conglomerádicas para la determinación de las etapas de levantamiento terciarias.

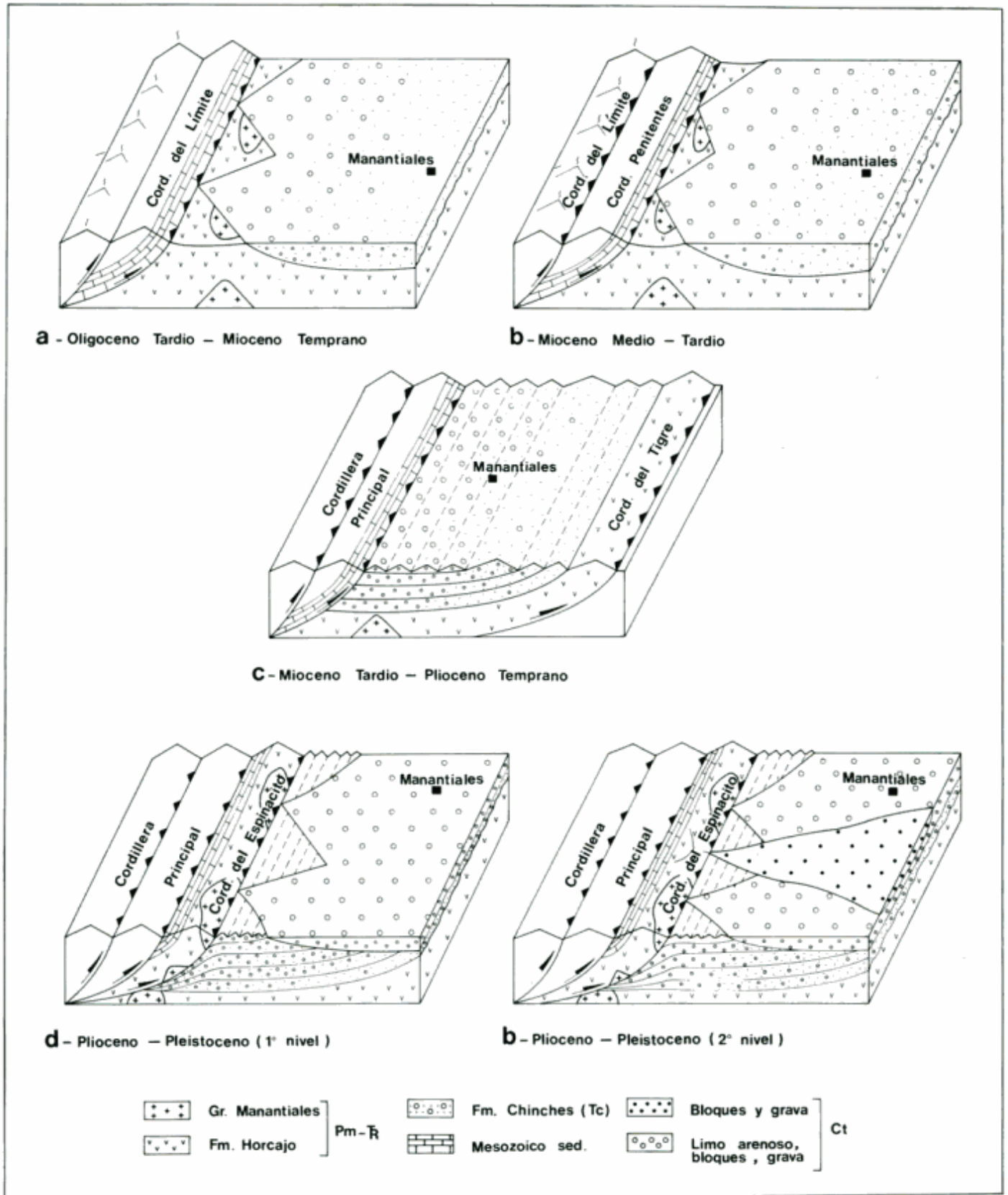


Figura 7: Reconstrucción paleogeográfica de la comarca. a) Oligoceno tardío-Mioceno temprano. b) Mioceno medio-Mioceno tardío. c) Mioceno tardío-Plioceno temprano. d) y e) Plioceno-Pleistoceno.

en el Pleistoceno tardío, el río Las Leñas excavó su curso a través de las volcanitas de la Formación Horcajo.

Conclusiones

-La cuenca que se analiza en el presente trabajo es una cuenca de antepaís orogénica de evolución compleja.

-El Miembro Areniscas Conglomerádicas de la Formación Chinchas corresponde a un depósito sinorogénico que registra las variaciones y migración del frente orogénico durante el Mioceno y, probablemente, parte del Plioceno.

-La deformación que afectó a la Formación Chinchas tuvo lugar en la zona estudiada en el Mioceno Tardío-Plioceno, cuando se levantó la cordillera del Tigre, y posteriormente durante el Plioceno cuando se levantó el cordón del Espinacito.

-Las diferentes litologías y procedencias de los clastos de las secuencias terciarias y cuaternarias permiten dilucidar los tiempos de levantamiento y el grado de proximidad de las distintas áreas de procedencia.

-Las calizas fueron una fuente de aporte cada vez más importante hacia la parte superior de la secuencia terciaria, permitiendo registrar el levantamiento de las secuencias mesozoicas de la cordillera Principal.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a Victor A. Ramos por la orientación brindada como Director del Trabajo Final de Licenciatura. A Sebastián Hurtado por su imprescindible ayuda en el campo. A R. Andreis por su ayuda en el estudio de los cortes petrográficos, y a F. Nullo y V. Mendez por la lectura crítica del manuscrito original, y a un árbitro anónimo por las observaciones que permitieron mejorar esta contribución.

Apéndice 1. Descripción de perfiles

Perfil A - A', Quebrada del arroyo Aldeco Sur

Techo

- 40 m ** Banco de arenisca gruesa a conglomerádica gris verdosa. Litología D.
- 200 m Litología D. Posee estratificación entrecruzada. El tamaño medio de los clastos es de 5 cm y el máximo de 30 centímetros.
- 112 m Litología D. Los clastos tienen un tamaño medio de 1,5 cm y un máximo de 10 cm; tienen formas subredondeadas. Composición: volcanitas (65%), piroclastitas (23%), sedimentitas -yeso- (5%), calizas (7%).
- 47 m Litología A, intercaladas con bancos blancos de areniscas calcáreas.
- 127 m Litología D con mayor proporción de arenisca fina en la parte inferior.
- 1,5 m Litología C, macizo.
- 20 m Litología C. Presencia de estructuras de fondo de canal (S 45°O), ondulitas asimétricas y grietas de desecación.
- 1,5 m Litología B de color gris verdoso.

- 2 m Litología D.
- 6 m Litología A. Presencia de paleocanal rumbo S 80°O.
- 15 m Litología D.
- 15 m Litología A.
- 193 m Litología D. El tamaño medio es de 1 cm y el máximo de 7 cm; los clastos son subredondeados. Composición: volcanitas (85%), piroclastitas (7%), sedimentitas (5%), calizas (3%).
- 6 m Litología A, de color gris, con intercalaciones de areniscas calcáreas verdosas que se hacen arcillosas hacia abajo y presentan laminación paralela, poco potentes. Se observan ondulitas asimétricas rumbo N 70°O. Entre las areniscas finas, existen interpuestas areniscas C. (MP9).
- 215 m Litología D. Las pefitas tienen un tamaño medio de 1,5 cm y un tamaño máximo de 7 cm; los clastos son subredondeados a subangulosos. Composición: volcanitas (75%), piroclastitas (12%), sedimentitas (5%), calizas (8%).
- 6 m Litología A.
- 2 m Litología C.
- 10 m Litología A con bancos menos potentes.
- 7 m Litología C.
- 45 m Litología A.
- 9 m Litología C. Se observan estructuras de corriente rumbo N 80°E. En la parte inferior existen intercalaciones de bancos de arenisca fina de poca potencia.
- 1 m Conglomerado gris rosado, clasto sostén, de pobre selección. El tamaño medio es de 2 cm y el máximo 15 cm; se trata en general de formas subredondeadas. Posee estratificación entrecruzada. Composición: volcanitas (80%), piroclastitas (8%), sedimentitas -yeso- (7%), calizas (5%).
- 78,5 m Litología A con intercalaciones de C menos potentes.
- 14,5 m Litología A con arenisca fina de color rosado.
- 30 m Arenisca gruesa de color gris, con muy pocas intercalaciones de arenisca fina y abundantes lentes conglomerádicos. Posee estratificación entrecruzada en artesa. **Litología D.**
- 78 m Litología B.
- 21 m Litología C.
- 50 m Litología B.
- 9 m Litología C.
- 15 m Litología B.
- 5 m Litología C.
- 37 m Litología B.
- 63 m Arenisca mediana a gruesa, con menores intercalaciones de arenisca fina color gris. **Litología B.**
- 58 m Litología A.
- 10 m Arenisca gruesa de color gris con laminación ondulítica y paralela. **Litología C.**
- 295 m Arenisca fina rojiza con intercalaciones de arenisca gruesa de color gris. Ondulitas asimétricas. **Litología A.**

Perfil B - B', Quebrada del arroyo Las Leñas

Techo

- Contacto tectónico Volcanitas de Formación Horcajo (MP1).
- 6 m Brecha caótica, de color rojo. El tamaño mayor de bloque es de 1,5 m (pertenece a una brecha volcánica). Tiene carbonatos rellenando las fisuras.
- 20 m Litología E. El tamaño medio es de 5 cm y el máximo de 40 cm. Composición: volcanitas (75%), piroclastitas (8%), calizas (7%). Cobertura. Por debajo litología C.
- 6 m Litología A.
- 1,5 m Litología D, de color rojo, matriz-sostén. El tamaño medio es de 0,5 cm y los clastos son angulosos. Composición: volcanitas (80%), piroclastitas (15%), sedimentitas (2%), calizas (3%).
- 19,5 m Litología D.
- 1 m Litología C con clastos de calizas de hasta 7 cm.
- 2 m Litología A, con bancos de D menos potentes.

- 1,5 m Banco de calizas blanquecinas.
 12 m Litología A, con potentes intercalaciones de D.
 50 m Litología A.
 20 m Litología A. Venillas de evaporitas paralelas y transversales a la estratificación. **MP6, MP7**.
 16 m Litología A. Venillas de evaporitas.
 3 m Litología C. Venillas de evaporitas.
 62,5 m Litología A. En la parte inferior la arenisca es más conglomerádica; venillas de evaporitas.
 56,5 m Litología A.
 20 m Banco de tufita color blanco.
 1,5 m Banco de calizas blanquecino.
 20 m Banco de tufita color blanco.
 11m Litología A. Aparecen algunos lentes conglomerádicos; estratificación entrecruzada y ondulitas con rumbo E-O. En la parte inferior hay delgados bancos verdosos por alteración, estrato creciente, y venillas de evaporitas paralelas a la estratificación.
 30 m Litología C.
 26,5 m Litología A.
 3 m Litología C.
 30 m Arenisca fina con delgados bancos arcillosos.
 4 m Litología C. Composición: volcanitas (78%), piroclastitas (15%), sedimentitas (2%), calizas (5%).
 7 m Litología A.
 40 m ** Litología D. Arenisca gruesa a conglomerádica verdosa (**MP4**). Composición: volcanitas (85%), piroclastitas (10%), sedimentitas -yeso- (2%), calizas (3%).
 6 m Litología A.
 1,5 m Litología D.
 8,5 m Litología A.
 1,5 m Litología D.
 4 m Litología A. Presenta paleocanales rumbo N 50°O.
 40,5 m Litología D.
 50 m Litología B con mayor proporción de arenisca fina en su parte superior.
 17 m Litología B. Presenta estratificación entrecruzada. Por debajo de la secuencia pequeños bancos de tufitas (**MP2**) y perlitas (**MP3**).
 40 m Litología D. Presenta ondulitas, turboglifos, calcos de carga con un rumbo promedio de N 30°O.
 54 m Litología D. El tamaño máximo es de 12 cm y los clastos son subangulosos. Composición: volcanitas (82%), piroclastitas (10%), sedimentitas -yeso- (4%), calizas (4%).
 30 m Litología D. El tamaño máximo es de 7 cm y los clastos son angulosos. Los lentes conglomerádicos tienen un rumbo nort-sur.
 62,5 m Intercalaciones de D y B cada 1,5 m aproximadamente.
 18,5 m Litología B. Se observan ondulitas rumbo N 50°O.
 13 m Litología D.
 10 m Litología B de color rojo.
 8,5 m Litología D. El tamaño medio de los clastos es de 2 cm y el máximo de 13 cm. Composición: volcanitas (80%), piroclastitas (10%), sedimentitas (3%), calizas (7%).
 28 m Litología D. El tamaño medio de los clastos es de 5 cm y el máximo de 40 cm.
 16 m Litología D.
 151,5 m Litología E.
 50 m Conglomerado rojo caótico que alterna con areniscas gruesas y finas. El tamaño medio de los clastos es de 3 cm y el máximo de 20 cm; las formas son por lo general angulosas. **Litología E**. Composición: volcanitas (80%), piroclastitas (15%), calizas (5%).
 Base: no visible

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E., Snyder, D.B. y Beer, J.A. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° Latitude. *Tectonics*, 9(4): 789-809.
- Alvarez, P. y Perez, D., 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del Río Colorado, Alta Cordillera de San Juan. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 78-84, Mendoza.
- Baranzangi, M. e Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca Plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57: 537-555.
- Bastías, J.A., 1990. Noroeste Argentino-Fallas transcurrentes. Cuenca transtensiva. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 413-416, San Juan.
- Beer, J., 1989. Magnetic polarity stratigraphy and depositional environments of the Bermejo Basin, and seismic stratigraphy of the Iglesia Basin. PhD Thesis Cornell University, 195p. (inédito).
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E., 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 74: 1183-1202.
- Caminos, R., Cordani, U. y Linares, E., 1979. Geología y cronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Actas 2° Congreso Geológico Chileno*, 1: F43-F60, Santiago.
- Cegarra, M., Loforte, G. y Sanguinetti, A., 1993. La Alta Cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y Las Cuevas (32°50'Lat.S). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 85-93, Mendoza.
- Cortes, J.M., 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 1: 89-108, Antofagasta.
- Cortés, J.M., 1993. El Frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 168-178, Mendoza.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A., 1979. Plate Tectonics and sandstones compositions. *Bulletin American Association Petroleum Geologists* 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Eriavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to Tectonic setting. *Bulletin Geological Society of America*, 94: 222-235.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 I. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(3): 177-208.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Museo Argentino B. Rivadavia, *Revista Ciencias Geológicas* N°1, Cap.5: 1-352.
- Iglesia Llanos, M.P., 1991. Estudio geológico de los depósitos cenozoicos de Manantiales, vertiente oriental del Cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 65p. (inédito).
- Isacks, B. y Baranzangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones. Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere in: Islands arcs, Deep sea trenches and Back-arc basins. *American Geophysical Union, Maurice Ewing Series*, 1: 99-104, Washington D.C.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R.W., Brewer, J., Ramos, V.A. y Ando, C., 1983a. Andean Tectonics related to geometry of subducted plates. *Bulletin Geological Society of America*, 94 (3): 341-361.

- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R., 1983b. Mountain building in the Central Andes. Episodes, (3): 20-26.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W., 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 132-141, Mendoza.
- Mirré, J.C., 1967. Geología del Valle del Río Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). Revista Asociación Geológica Argentina, 21 (4): 211-231.
- Mosquera, A., 1990. Estudio geológico del extremo sur de la Cordillera del Medio y valle del río Mercedario, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 137p.(inédito).
- Mpodzis, C., 1984. Dinámica de los márgenes continentales activos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Miscelánea 4: A1-A22.
- Nullo, F.E. y Marin, G., 1990. Estructura del sector sanjuanino entre la Cordillera del Límite y la Precordillera. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 331-334, San Juan.
- Ramos, V.A., 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza, facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. Actas 4º Congreso Geológico Chileno, 1: 492-513, Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza. Reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. Actas 4º Congreso Geológico Chileno 1: 104-118, Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes, p. 30°-33°S latitude. En: Clark, S., Burchfiel, D. y Suppe, J. (Eds.). Processes in continental lithospheric deformation, Geological Society of America, Special Paper N°218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A., Perez, D. y Aguirre Urreta, M.B., 1990. Geología del Filo de Zubriggen, Aconcagua, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 361-364, San Juan.
- Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B. y Lencinas, A., 1993. El Toarciano fosilífero de Pachón y su relación con el Jurásico de la Cordillera Principal de San Juan. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 94-103, Mendoza.
- Rapalini, A. y Vilas, J.F., 1991. Tectonic rotations in the Late Palaeozoic continental margin of southern South America determined and dated by palaeomagnetism. Geophysical Journal International, 107: 333-351.
- Rivano, S., 1984. Geología del Meso-Cenozoico entre los 31° y 33° Lat. Sur. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Miscelánea 4: K1-K17.
- Rusconi, C. 1946. Presencia de mamíferos terciarios en San Juan. Publicación del Instituto de Fisiografía y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad del Litoral, 6 (25): 5-11.
- Sanguinetti, A.S y Cegarra, M.L., 1991. El volcanismo Jurásico superior al este de Las Cuevas, Cordillera principal de Mendoza, Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1 : 872-876, Viña del Mar.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, 7 (5): 1-68.
- Spalletta, M.B., 1991. Geología del plutón granítico Manantiales, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 89 p. (inédito).
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz - Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (4): 403-478.
- Tornquist, A., 1898. Der Dogger am Espinazito - Pass. Nebst einer Zusammenstellung der Jetztigen von der Argentinischen Juraformation. Palaentologische Abhandlungen, N.F.4(2): 135-204.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. Memoir University of Washington, 1: 1-469, Seattle.
- Yrigoyen, M., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 651-694, Córdoba.
- Zapata, T., 1990. Estudio geológico de la Cordillera Casa de Piedra y del Cordón Valle Hermoso, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 102p. (inédito).

Recibido: 30 de marzo, 1994

Aceptado: 14 de junio, 1995

Los "sistemas de morenas terminales" de Caldenius al sur de la localidad de Ñorquinco, sudoeste de la Provincia de Río Negro

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ y Raúl P. ANDRADA de PALOMERA

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Caldenius' "terminal moraines systems" south of Ñorquinco, south-west Rio Negro Province. Previous knowledge of the glacial geology, distribution of glacial deposits and geomorphological evolution of the Ñorquinco area is modified. Remnants of an old "system" of frontal moraines, which represent the distal and easternmost position of the glacier that occupied the nearby depression of El Maitén, are recognized south east of the town of Ñorquinco. The "system" is correlated with the "inicioglacial" of Caldenius. His "daniglacial" system is also distinguished immediately south of Ñorquinco at the same latitude as the railway station, and the "gotiglacial" is recognized at the Portezuelo de Apichig. Thus, some of Caldenius' ideas, that were subsequently ruled out by later workers, are revalidated in this study. The temporal position of the different units is relative and based only on geomorphological arguments (topographic level, degree of degradation and relative position within the landscape).*

Introducción

Desde hace años uno de los autores (G.D.) lleva a cabo investigaciones geomorfológicas y geológicas vinculadas con el englazamiento cuaternario en el noroeste del Chubut extrandino, abarcando tramos de las Hojas Geológicas 42c (Cerro Mirador), 42a (Gastre), 43c (Gualjaina) y zonas adyacentes (González Díaz 1990, 1993a, 1993b, 1993c, 1994 y 1995).

En el verano de 1994, los estudios se extendieron al norte del paralelo 42°00', en territorio rionegrino. Comprendieron un reducido sector del sureste de la Hoja Geológica 41b (Río Foyel), inducidos por la evidente continuidad de los depósitos glaciogénicos (glacifluviales), determinados en el vecino sector de Cushamen.

Para el sector analizado, Caldenius (1932, lámina 42) expone muy esquemáticamente la distribución de sus "sistemas de morenas terminales cuaternarias", en un mapa a escala 1:2.000.000. Al este de la "Puerta de Apichig", distingue el "inicioglacial", el "daniglacial" y el "gotiglacial", temporalmente ordenados de este a oeste, entre el valle del arroyo Ñorquinco y el portezuelo de Apichig.

Esas localizaciones de los frentes glaciarios corresponden al glaciar que ocupó la vecina depresión de El Maitén, el que proyectó una lobulación distal que se expandió por el sector aquí analizado, luego de superar el obstáculo natural representado por el cordón Oriental de El Maitén.

Caldenius (1932) distingue "restos de importantes espaldones morénicos" adosados a la falda este del valle del Ñorquinco, los que en comparación con los de la "Puerta de Apichig", se hallan "mucho más borrados"

por la erosión. También afirma haber observado remanentes de arcos morénicos que "atravesaron el valle más al sur del pueblo". Además, esas "morenas" de la pendiente este del valle constituían el punto de partida para el "retroceso glaciario" y, de acuerdo a la citada lámina 42, representarían la posición más externa del englazamiento cuaternario del sector: su "sistema inicioglacial". Una posición más interior o "daniglacial" coincidiría con los remanentes de morenas frontales que se localizan a unos 5 km al este del portezuelo de Apichig. Esta opinión se halla claramente expresada en la leyenda de la "foto 12, lámina 1", de la página 32. Otra posición más interna o "gotiglacial" es correlacionada con el arco morénico del Portezuelo y aquéllos más occidentales de la depresión de El Maitén.

Posteriormente, González Bonorino (1944) analiza este sector como parte de la Hoja 41b (Río Foyel). Sin discutir la validez de la correlación temporal que realizara Caldenius (1932) con las glaciaciones del norte de Europa, manifiesta un desacuerdo parcial con la citada distribución geográfica de los "sistemas", en particular con el "inicioglacial". En la página 45, indica que el término glaciario más oriental del "glaciar del valle de El Maitén", lo representan los remanentes de un "único" arco morénico, que está situado a una legua al este del portezuelo de Apichig. De este modo desecha aquellas afirmaciones de Caldenius, sobre la presencia de "restos de importantes espaldones morénicos", adosados a la falda este del valle del arroyo Ñorquinco. Manifiesta además que, "pese a la prolija búsqueda efectuada", no pudo localizar los "espaldones morénicos que forman importantes arcos" según Caldenius, al norte y oeste del pueblo. Sugiere que las razones que indujeron a Caldenius

a proponer allí un "relieve morénico" se originan en una probable confusión de la morfología superficial de los "repetidos deslizamientos" observados en dicho faldeo oriental del valle, con la propia de morenas terminales.

Las principales modificaciones realizadas se refieren al ambiente cuaternario, particularmente como una nueva propuesta de distribución de las acumulaciones glaciónicas. Se expresa además una reinterpretación genética para aquellos tramos aislados del "segundo nivel de pie de monte" ubicados al norte del ferrocarril, afloramientos que González Bonorino (1944: 37), relaciona con una agradación pedemontana local.

Las conclusiones de los autores permiten una parcial reivindicación de las opiniones de Caldenius (1932) y aportan datos de interés para el mejor conocimiento regional geológico del Cuaternario y geomorfológico de esta parte de la Patagonia Extrandina.

Ubicación del sector y metodología

La Figura 1 indica la situación regional de la Hoja 41b (Río Foyel) y la local del área estudiada.

El mapa geomórfico adjunto es el resultado de la interpretación de fotos aéreas a escala aproximada 1:50.000 y 1:70.000 y su ulterior control de campo. Los nombres geográficos concuerdan con los del mapa topográfico de la Hoja 41b, a escala 1:200.000. Algunos parajes, puestos y estancias han sufrido cambios en su denominación; algunas huellas que recorrían la parte sur del sector entre la estancia M. Moises y el portezuelo de Apichig, han sido clausuradas por el tendido de nuevos alambrados y cierres de tranqueras. Esta situación ha contribuido a postergar el reconocimiento del borde este del cordón Oriental de El Maitén, al sur del portezuelo.

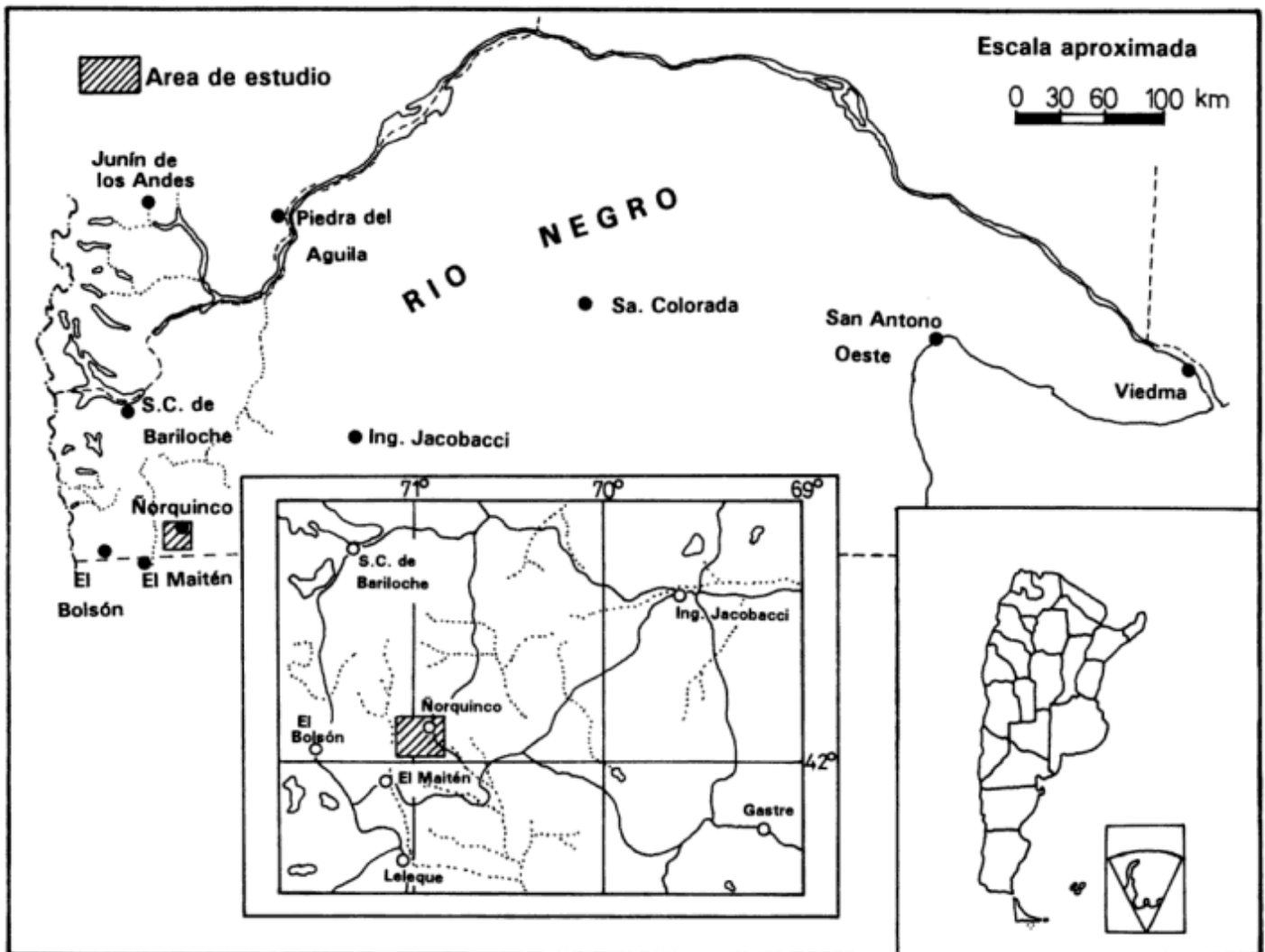


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

La información geológica básica ha sido extraída de González Bonorino (1944). Se han conservado las denominaciones originales de las unidades geológicas diferenciadas por dicho autor.

Discusión

Sistema de morenas terminales "inicioglacial"

Las observaciones han permitido reconocer un extenso remanente de acumulaciones de till, el que adosado al faldeo oriental del valle del Ñorquinco, formó parte de una morena marginal (frontal). Según el mapa topográfico, su disposición vertical se extiende aproximadamente entre la curva de nivel de los 1000 m y la terraza baja, que es recorrida por la huella que une los puestos Palacio y Mol. Este último se localiza en las cercanías de la curva de nivel de 950 m, algo por debajo de la parte superior de los depósitos de till. Por encima se observan sectores de deslizamientos rotacionales, que afectan a las sedimentitas del "Colloncureense". Junto a ese material gravitacionalmente movilizado, aparecen rodados de volcanitas básicas y mesosilícicas, y gran cantidad de cuarzo blanquecino y color caramelo claro. Dicho faldeo forma parte de una extensa divisoria local dispuesta norte-sur, paralela al curso del Ñorquinco. Esta elongada y regular divisoria, representa de acuerdo a González Bonorino (1944), un tramo de su "primer nivel de pie de monte" de carácter agradacional. Su superficie se sitúa alrededor de la curva de nivel de los 1200 metros. Los autores consideran en cambio, que esta geoforma corresponde a una superficie de erosión, un pedimento de extensión regional, del tipo cubierto y muy disectado, labrado sobre las sedimentitas del "Colloncureense". Algo más al norte, Rabassa (1974) también define dicho nivel como un pedimento.

En sentido horizontal el desarrollo de la mencionada morena marginal no tiene interrupciones entre el puesto de Palacio (al norte) y aproximadamente la latitud de la estancia M. Moises al sur. Sus rasgos primarios han sido profundamente modificados por la erosión. La presencia de gran cantidad de enormes bloques (y rodados) alóctonos, de erráticos glaciarios (entre los que abundan los granitoides), su elevada y uniforme situación altimétrica y su más distal posición oriental, abogan por su correspondencia con el "sistema inicioglacial", el más antiguo y externo del cuadro cronológico relativo de Caldenius (1932).

Los bloques y rodados de volcanitas que integran este resto del término "inicioglacial", son similares litológicamente a las rocas que componen las cercanas serranías del cordón Oriental de El Maitén. Por su parte, los granitoides (biotítico-hornblendíferos) tienen su fuente de proveniencia en la Cordillera, situada más al oeste.

El tamaño de los clastos integrantes de ese tramo del "sistema inicioglacial" varía notablemente, una caracte-

terística granulométrica adecuada para un diamictón glaciónico.

El reconocimiento de la parte superior de esta morena marginal más antigua, al sur del puesto Mol, permitió observar enormes bloques, algunos de los cuales vale destacar. Uno de ellos mide 3,50 x 2,50 x 2 m y se adosa a otro de 2,5 x 1,5 x 1 m. Ambos corresponden a volcanitas similares a las aflorantes unos 10 km al oeste, en el cordón Oriental de El Maitén. Entre los granitoides hallados sobre el faldeo, a unos 80-100 m por encima de la huella entre los puestos Palacio y Mol y próximos al límite septentrional del afloramiento, se destacan uno de 1,30 x 1,50 x 0,80 m y otro de un diámetro aproximado a 1,20 metros. En todo este ambiente es común hallar bloques (erráticos) de volcanitas y granitoides de 1 m de diámetro. Tal vez el menor tamaño de los erráticos graníticos esté relacionado con un mayor trayecto de transporte. Suele reconocerse en ellos y en otros clastos menores, estrías glaciarias (de variada orientación) y más ocasionalmente algunos surcos pequeños. Estas microformas son más comunes en los granitoides que en las volcanitas. Ello dependería de la mayor homogeneidad estructural y textural de los primeros y de la fuerte meteorización observada en las segundas. Una similar situación se comprueba en el análisis de "caras facetadas".

Otro remanente morénico, al que se considera contemporáneo al de la falda este del valle, aparece unos 2000 m directamente al oeste de la estación Ñorquinco. Conforma una pequeña pero sobresaliente loma, representada gráficamente por la curva de nivel de 950 metros. En el mapa geológico de la Hoja 41b, González Bonorino (1944) sitúa allí un remanente de su "segundo nivel de pie de monte", interpretación que difiere de lo observado por los autores, quienes distinguen allí, depósitos de un till glaciario, remanente del arco morénico más externo de los "sistemas" de morenas terminales de Caldenius (1932). La composición de la acumulación descarta toda posibilidad de considerarla como propia de un ambiente o asociación pedemontana local. En ella, se reiteran las características litológicas componentes ya descritas para el anterior margen "inicioglacial", aunque hay cierto predominio de granitoides; se hallan también metamorfitas y bloques areniscosos claros de las "Capas con Nothofagus" ("Patagónense Continental"). Uno de ellos en forma de placa fragmentada, define con su reconstrucción, una superficie de 2 x 1,5 m. Esta loma muestra, adosada sobre su flanco norte, una proyección elongada y angosta situada a menor altura que exhibe una superficie regular, donde se distinguen numerosos erráticos graníticos, cuyo diámetro oscila entre 0,60-0,80 m; algunos son mayores. Los laterales de la loma y de la planicie, compuestos por till, evidencian los efectos del proceso de la remoción en masa. Esta se hace más notoria sobre el faldeo este, donde varios deslizamientos rotacionales, a veces con facies distal de flujos, han generado acumulaciones derivadas del till original. La génesis de esa planicie es difícil de interpretar, dado el

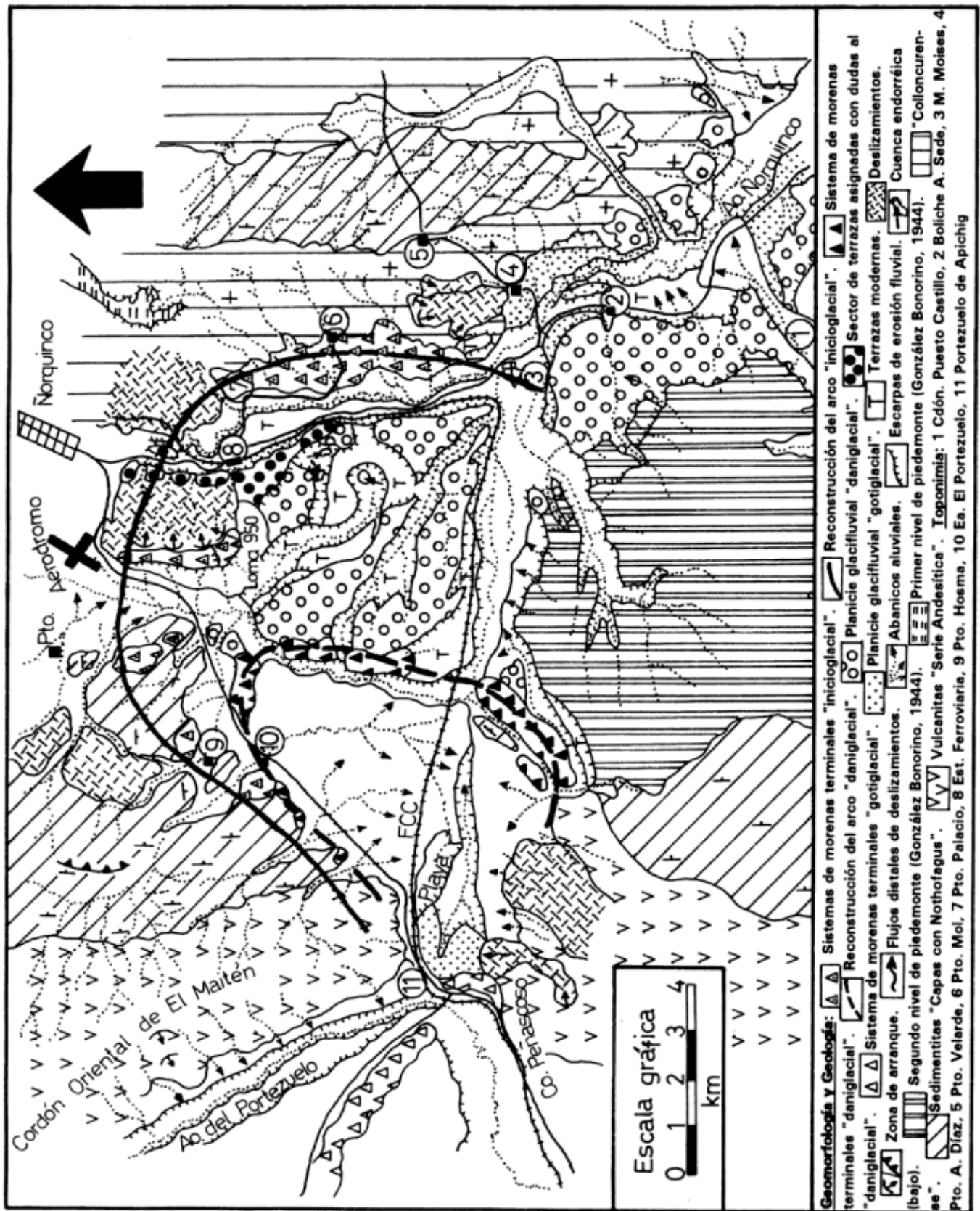


Figura 2: Mapa geomorfológico del sector comprendido entre el portezuelo de Apichig y la estación de Ñorquinco.

escaso desarrollo areal de los restos de till de la loma de los 950 m y por su situación aislada. Sin embargo, los autores sugieren dos posibilidades: una de ellas es interpretarla como parte de una morena frontal "inicioglacial" aterrazada; la otra, su correspondencia con un remanente de planicie glacifluvial adosado a un resto de un arco morénico de ese sistema.

Su adjudicación al "sistema más antiguo" se basa fundamentalmente en su correspondencia altimétrica con aquel remanente del faldeo este del valle y características de sus componentes.

Otros restos de este "sistema" han sido localizados al oeste de la citada loma de los 950 metros. Integran un conjunto de lomas que aisladamente se extienden hasta la estancia El Portezuelo (ex boliche de F. Antonio). La de mayores dimensiones es aquella inmediata a la loma de los 950 m; se ubicó allí un bloque errático fragmentado de una brecha andesítica cuyas medidas alcanzan a 3,50 x 3 x 4 m; son numerosos los erráticos graníticos de 0,50-0,60 m de diámetro. También se observó un bloque de granitoide biotítico de 1,20 x 0,90 x 0,80 m, con estrías de variada orientación, de unos 0,40 cm de longitud.

Otro resto se halla entre la última loma y la estancia El Portezuelo, en las cercanías del puesto Hosma, y el más occidental, se ubica inmediatamente al oeste del casco de dicha estancia.

Esta sucesión de afloramientos desconectados y compuestos por till, que muestran una marcada uniformidad altimétrica, facilita la reconstrucción de un arco morénico al sur del pueblo y al este y oeste de la estación Ñorquinco (Fig. 3). Caldenius (1932), se refiere a estos remanentes como correspondientes al arco morénico más antiguo y distal del englazamiento cuaternario del sector, omitiendo toda definición sobre a cuál de sus "sistemas" pertenece. En el breve tratamiento del área "Puerta de Apichig" - Ñorquinco, sólo hace mención concreta del "daniglacial" cuando remite al lector a la foto 12, lámina 1. En vista de la posición más elevada y externa de esos restos de acumulaciones de till, y teniendo en cuenta el esquema de distribución de los "sistemas" de su lámina 42, se considera adecuado, referir los mismos al "inicioglacial".

Si bien no ha sido examinada en su totalidad el área prevista inicialmente en el proyecto, los autores ponen en duda aquella aseveración de Caldenius (1932) que afirmaba la presencia de "espaldones morénicos que formaban importantes arcos" al norte y oeste de la localidad de Ñorquinco. González Bonorino (1944) se ha expresado en forma similar.

De los reconocimientos parciales y de la fotointerpretación, sólo se ha podido identificar al norte y oeste del pueblo un área pedimentada de tipo "cubierta" (*concealed*), muy disectada por la erosión fluvial y en posición más baja con respecto al pedimento de la curva de nivel de los 1200 metros. La misma adopta en planta una configuración que remeda a un conjunto de arcos de suave convexidad hacia el norte, que tienen su origen en

el faldeo este del cordón Oriental de El Maitén (estancia Morand y puestos Morand y C. Ruiz). Están dispuestos nornoroeste-sursureste, con pendiente general al naciente y alturas limitadas aproximadamente por las curvas de nivel de los 1050 m y 950 metros.

Se descarta toda correspondencia de estas geoformas con la morfogenia glaciaria local, ante la diferente composición de su cubierta detrítica, que oculta al "Colloncurensis". Ella está casi exclusivamente integrada por rodados de las volcanitas eoterciarias de la "Serie Andesítica", a los que se agregan metamorfitas y cuarzo, siendo su proveniencia local (cordón Oriental de El Maitén y el vecino cerro Mojón). Además, carece de los alóctonos granitoides biotítico-hornblendíferos, tan característicos del till glaciario hallado inmediatamente al sur. El tamaño de sus clastos es menor (no supera los 0,20 cm) y más homogéneo que el del mencionado till.

Más al sur del tramo este-oeste de la vía férrea, se dispone una entidad agradacional bastante continua, que muestra proyección física más al sur del cañadón del puesto Castillo. Se extiende entre el borde oriental del cordón Occidental de El Maitén y el valle del arroyo Ñorquinco, acotada aproximadamente por la curva de nivel de 950 metros. Esta geoforma corresponde al propuesto "segundo nivel de pie de monte" de González Bonorino (1944). Los autores no descartan su relación con depósitos proglaciarios.

No se han localizado remanentes o evidencias incuestionables de la presencia del correspondiente arco morénico "inicioglacial" austral. Influye en ello el hecho de que sólo se ha fotointerpretado y reconocido la zona al norte de la antigua ruta que unía la estancia Moises con el portezuelo de Apichig, por falta de fotos aéreas, motivo por el que aún no ha sido objeto de un acabado análisis.

Sistema de morenas terminales "daniglacial"

El segundo "sistema de morenas terminales" o "daniglacial" coincide con las localizaciones de Caldenius (1932; foto 12, lámina 1, pág. 32) y con los relictos de lo que González Bonorino (1944), definió como "la morena frontal más oriental" del englazamiento cuaternario del sector. Esos restos constituyen el borde oeste de los remanentes de una más baja (6-8 m) planicie glacifluvial correspondiente a ese "sistema", la que es marginada por la curva de nivel de los 800 metros y aparece limitada al este y sur por las vías del ferrocarril y al norte por la ruta que une Ñorquinco con El Maitén. En el ámbito de la morena terminal, se hallaron bloques de granitoides de hasta 2 m de diámetro. Este relieve residual conforma lomas aisladas de cumbres romas, con suaves pendientes orientales; la occidental es abrupta debido a la erosión de un curso fluvial innominado, cuyas cabeceras se encuentran en el cordón Oriental de El Maitén (estancias R. Ancalao y A. Yáñez).

Aún se reconocen en esos restos morénicos, las "bre-

chas" (*gaps*) por las cuales escurrió hacia el este el agua de fusión glaciaria. Aproximadamente a la misma longitud y como una proyección meridional del "daniglacial", una geoforma alargada fue fotointerpretada, como los remanentes más australes de este "sistema".

Es posible que tal morfología corresponda a depósitos de deslizamientos acumulados al pie de la escarpa de erosión que margina el "segundo nivel de pie de monte". Adosados aparecen estratos dislocados, que por su modelo estructural se asignan a las "capas con *Nothofagus*".

Se han distinguido (mediante la fotointerpretación) en la planicie glacifluvial "daniglacial", los correspondientes canales de desagüe, escasamente incisos (1,00-1,50 m). En el campo es imposible diferenciarlos, pero gracias a las fotos aéreas, fueron reconocidos dos canales principales. El septentrional actualmente culmina en una pequeña depresión de origen desconocido (bajo eólico o de termokarst); el austral tiene persistencia en toda la superficie de la planicie; finaliza como un aislado tramo de terraza, frente a la estancia M. Moises. Hay varios niveles de terrazas más bajas, marginando estos dos paleocanales principales.

Al sur de la huella que unía la estancia M. Moises con el portezuelo de Apichig, aparecen tramos de un nivel de terraza, que por su homogeneidad altimétrica en el plano (800 m), son interpretados como parte del proglaciario del "sistema daniglacial" del sector (véase Fig. 2). Exhiben un mayor desarrollo sobre la margen derecha del valle del Ñorquinco; su reducida extensión sobre la izquierda estaría determinada por la mayor densidad del drenaje tributario en ese lateral, lo que conlleva una mayor erosión.

Un limitado tramo de terrazas que se presenta inmediatamente al sur de la estación Ñorquinco y en forma discontinua al norte de ella, ha sido diferenciado del nivel de planicie "daniglacial" en forma provisoria, pues se halla en una posición algo más elevada (unos 4-5 m). Por sus componentes clásticos se relacionarían con las acumulaciones glaciógenas del sector, siendo difícil definir si corresponden a un till aterrazado o a una planicie glacifluvial. Tampoco se determinó su localización temporal relativa en el cuadro de "sistemas". No se descarta su posible vinculación con la parte distal de aquellos deslizamientos rotacionales del flanco este de la loma de los 950 m ("inicioglacial"), cuyas acumulaciones distales pudieron alcanzar el área de influencia del arroyo Ñorquinco y haber sido aterrazadas.

Sistema de morenas terminales "gotiglacial"

El "sistema gotiglacial" se localiza en el mismo portezuelo de Apichig, bajo la forma de un pequeño arco morénico, dispuesto meridionalmente. González Bonorino (1944) al hacer mención de la "abertura" de su extremo norte (atravesado por la vía férrea y la ruta),

dice que ella ha sido la vía de desagüe de un antiguo lago glaciario. Hacia el este, adosada al arco "gotiglacial", se halla una reducida planicie glacifluvial fuertemente degradada. Una depresión local (playa), ocasionalmente ocupada por agua, se dispone a continuación de la planicie. Al sur de la estancia M. Moises, a ambos lados del valle del arroyo Ñorquinco, se hallan restos de terrazas más bajas que las del "daniglacial", que son correlacionadas con el glacifluvial "gotiglacial".

Al sureste del portezuelo de Apichig se localizan algunos fenómenos de remoción en masa. El situado inmediatamente al este del cerro Peñascoso corresponde a un flujo con "apilamiento" distal de configuración semicircular; se observa en él, un canal de transporte intermedio y una zona superior de "arranque" de un deslizamiento. Más al este aparece un área de deslizamientos (rotacionales?), de muy irregular superficie, cuyos límites han sido precisados por fotointerpretación.

El "sistema" del Portezuelo de acuerdo al mapa de Caldenius (1932; lámina 42), representa el "gotiglacial" y constituye su extremo más oriental. Se prolonga más al oeste por la depresión de El Maitén, donde muestra mayor amplitud. Al poniente y próximo al portezuelo, se halla un largo espaldón morénico "gotiglacial" que se dispone paralelamente al borde oeste del cordón Oriental de El Maitén, del que lo separa un resto de la planicie glacifluvial contemporánea y la depresión recorrida por el tramo superior del arroyo del Portezuelo.

Se aclara que los autores aceptan para el sector el reconocimiento de un único englazamiento, el último o Wisconsin, una premisa ya expresada por González Díaz (1993a, 1993b, 1993c). El glaciar de El Maitén, una derivación del glaciar de Epuyén, tuvo varias posiciones de equilibrio del frente glaciario, dentro de un cuadro general de "retroceso", luego de alcanzar su máxima expansión. Ellas están representadas por los remanentes de morenas terminales aquí diferenciados. A su vez, éstos guardan correspondencia con los "sistemas" propuestos por Caldenius (1932). La falta de argumentos cronológicos, llevan a adoptar esta prudente posición, aunque no se desechan modificaciones posteriores de dicha actitud. González Bonorino (1944), se expresó oportunamente en forma similar.

Durante el análisis fotointerpretativo y posteriormente el control de campo, se pudo establecer la presencia de una importante "ventana de erosión" en el ámbito de los afloramientos "colloncurenses" dispuestos al naciente del valle del Ñorquinco. Una denudación localizada de la cubierta "colloncurenses" expuso una larga y angosta faja de sedimentitas de disposición regional norte-sur, las que por su modelo estructural son asignadas a las "Capas con *Nothofagus*". Este aspecto, que no fuera reconocido previamente, por razones de tiempo no ha sido analizado en detalle.

Conclusiones

Se rehabilita aquella refutada opinión de Caldenius (1932), que sostenía la presencia de términos morénicos (frontales), adosados al flanco oriental del valle del arroyo Ñorquinco. Se han localizado varios remanentes (correlacionables altimétricamente entre ellos) que han facilitado la reconstrucción del arco morénico más antiguo y más distal del glaciar de El Maitén en el sector. El mismo, que es asignado al "inicioglacial", ratificaría el reconocimiento de Caldenius (1932) de un "sistema" más "antiguo" al sur de Ñorquinco. En cambio no se hallaron evidencias de su afirmación acerca de la presencia de términos morénicos al norte y oeste del pueblo, donde sólo se observó un área pedimentada, muy disectada.

El ordenamiento geográfico en el sector de los "sistemas" de morenas terminales, se ajusta adecuadamente a lo propuesto por Caldenius (1932), en su lámina 42. Remanentes del "segundo nivel de pie de monte" de González Bonorino (1944), son diferenciados como remanentes del till glaciario del "inicioglacial".

Agradecimientos

Este estudio contó para su realización con el subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas aprobado por resolución 1048/93, inciso 217 (PIA 0200/92).

Se deja constancia de la colaboración brindada por Raúl González Ruiz, del Hospital de Cushamen; José Duscher, Intendente de Gualjaina; Adrián Burton, de la estancia Leleque y Carlos Vivoli, de la estancia El Maitén.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. Publicación de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 95: 1-150.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b - Río Foyel (Terr. Río Negro). Boletín Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología, 56: 1-124.
- González Díaz, E.F., 1990. Las relaciones entre las Formaciones Campana y Collon Cura en el valle del Río Chico (paralelo 42°00'), provincias de Río Negro y Chubut: reconocimiento de dos Unidades diferenciables temporalmente en la definición de la Formación Campana. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 93-96. San Juan.
- González Díaz, E.F., 1993a. Nuevas determinaciones y mayores precisiones en la localización de los términos glaciarios del "inicioglacial" y "daniglacial" en el sector de Cushamen, NO del Chubut. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 4: 48-55. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1993b. Mapa Geomorfológico del sector de Cushamen (NO del Chubut): interpretación genética y secuencial de sus principales geformas. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 4: 56-65. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1993c. Propuesta evolutiva geomórfica para el sector de Cushamen (NO del Chubut), durante el lapso Terciario superior - Cuaternario. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 6: 66-72 (1993). Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1994. Mapa Geomorfológico del sector de Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino. Cátedra de Geomorfología, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- González Díaz, E.F., 1995. Sobre la presencia de flujos laháricos en los márgenes del río Gualjaina noroeste del Chubut extrandino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 276-279.
- Rabassa, J., 1974. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. Publicación del Departamento de Recursos Naturales y Energía (Fundación Bariloche), 17: 1-128; San Carlos de Bariloche.

Recibido: 11 de agosto, 1994

Aceptado: 15 de mayo, 1995

Litofacies e isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico Superior), en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan

Claudia ARMELLA¹, Nora G. CABALERI^{1,2}, Susana A. VALENCIO³ y Héctor O. PANARELLO³

¹ Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina.

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Departamento de Geología. Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

³ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Lithofacies and stable isotopes of the Zonda Formation (Upper Cambrian) from cerro La Silla, San Juan Precordillera.* The Zonda Formation (Upper Cambrian) is constituted by alternating layers of dolomitic limestones and dolostones. Six lithofacies have been recognized in this paper: *LF1*: Mudstone with discontinuous banding, from subtidal intertidal environment with restricted circulation; *LF2*: Microbialitic mudstone, with peloidal irregular layered microstructure, characteristic of shallow intertidal environment; *LF3*: Bioturbated mudstone, deposited on a subtidal environment; *LF4*: Mudstone with cross lamination, from intertidal environment; *LF5*: Microbialitic mudstone, fenestral texture, intercalated with intraclastic packstone from peritidal environment, with episodic increase of energy, and *LF6*: Intraclastic floatstone, forming ephemeral channel deposits. Carbonates have been developed on a tidal flat with restricted water circulation. The isotopic results, confirm this hypothesis by revealing the existence of conditions leading to the water evaporation when the carbonates precipitated.

Introducción

El Cámbrico de la Precordillera sanjuanina fue mencionado como tal por Harrington y Leanza en 1943, al datar los primeros fósiles de esa edad para la Argentina y Sudamérica, provenientes de la sierra Chica de Zonda. Posteriormente Borrello (1962) nominó formalmente a la Caliza La Laja, considerada de edad cámbrica media. El mismo autor (1964 y 1971) continuó estudiando esta unidad fosilífera y observó la presencia de un conjunto de "carbonatitas dolomíticas" sobrepuesto a la Formación La Laja. Bordonaro (1980) denominó Formación Zonda a esta sucesión de calizas dolomíticas y dolomías.

En los niveles superiores de la Formación La Laja la fauna es menos abundante y la unidad pasa en forma concordante y transicional a la Formación Zonda. Esta última presenta estratificación mediana y biota constituida por comunidades microbianas bentónicas y restos algales. Ambas unidades integran el Grupo Marquesado (Bordonaro 1980), ya que forman un gran ciclo deposicional carbonático progresivamente regresivo. La edad de este grupo abarca el Cámbrico en toda su extensión; la Formación Zonda se incluye en el Cámbrico Superior (*s.l.*) por su posición estratigráfica, ya que carece de fósiles diagnósticos (Bordonaro 1980).

La Formación La Flecha, en la Precordillera Oriental, y la Formación San Roque, en la Precordillera Central (Baldis *et al.* 1981), sobreyacen a la Formación Zonda y representan el límite cambro-ordovícico en la Precordillera de San Juan. Ambas unidades se consideran

equivalentes y están caracterizadas por carbonatos de origen microbialítico ordenados en ciclos somerizantes.

Numerosos autores han trabajado y continúan haciéndolo con amplia diversidad temática en el Paleozoico Inferior de la Precordillera. Antecedentes relacionados con el objetivo de este trabajo se encuentran en Baldis y Bordonaro (1982, 1984 y 1985), Baldis *et al.* (1989), Bordonaro (1983, 1989 y 1990), Salinas (1986), Armella (1985, 1986, 1987 y 1989) y Baldis y Beresi (1990).

La finalidad de este trabajo se centra en la caracterización litofacial, isotópica y descripción del modelo deposicional de la sucesión aflorante en el cerro La Silla, al sudeste de Jáchal, sobre el perfil del río Aspero (Fig. 1). En esta localidad de la Precordillera Central afloran facies carbonáticas asignables al techo de la Formación Zonda, que subyacen en contacto tectónico a la Formación San Roque.

El perfil relevado, de 52 m de espesor, está integrado por una sucesión monótona de bancos tabulares medianos a gruesos de calizas dolomíticas gris castaño, frecuentemente fétidas. Los estratos son macizos, pero en sus tramos superiores se observan bandeamientos ondulados e irregulares, laminación entrecruzada y niveles estromatolíticos.

Metodología

La sección estudiada de la Formación Zonda se relevó siguiendo el criterio de muestreo de registro de Flügel (1982), aplicable a bancos conspicuos de rocas carbo-

náticas, diferenciadas por sus características texturales, de fábrica, litológicas, respuesta diferencial al ataque de ácido clorhídrico diluido al 10% y tinción con Alizarina S roja. La recolección de muestras se efectuó en forma orientada, con respecto al techo de los niveles.

Se siguió la clasificación de Dunhan (1962) y de Embry y Klovan (1972) para la descripción petrográfica de las calizas; los conceptos de Folk (1959, 1962), Elf-Aquitaine (1977), Flügel (1982) y Strasser (1986) para el reconocimiento e interpretación de los elementos composicionales y a Flügel (1982), Flügel y Poldsler (1965) para la descripción textural.

La descripción de los estromatolitos y microbialitas se basan en los esquemas de Hofmann (1969 y 1973), Preiss (1976), Grey (1989) y Grey *et al.* (1990).

Las muestras para los análisis isotópicos se procesaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS, de acuerdo con la técnica descrita en Panarello *et al.* (1981) y Linares *et al.* (1982) previo tratamiento térmico a 350°C *in vacuo* para eliminar la materia orgánica que pudiera acompañar al carbonato.

Para la medición de la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se empleó un espectrómetro de masas Micromass 602-D de doble colector y doble sistema de introducción, con válvula conmutadora tipo McKinney. Los resultados analíticos se expresan como desviaciones (δ) respecto del patrón internacional PDB, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta = 1000 \times \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{muestra}}} \text{‰}$$

donde δ es $\delta^{18}\text{O}$ ó $\delta^{13}\text{C}$, la desviación isotópica en ‰; R es la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ó $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. PDB es el patrón correspondiente a la Belemnite Americana de la Formación Pee Dee, Carolina del Norte, EEUU, y se encuentra definido en Craig (1957). Los errores analíticos ($\pm 1s$) corresponden a $\pm 0,2$ ‰ en ambos isótopos.

Análisis litofacial

La secuencia estudiada, aflorante en el perfil del río Aspero, es monótona, con escasas variaciones verticales y laterales, pese a ello, se han podido establecer seis litofacies.

LF1: *Mudstone con bandeamiento irregular y discontinuo*, (Fig. 3:1 y 2) formado por la alternancia de láminas irregulares y poco definidas, gris oscuro (ricas en materia orgánica) y gris castaño de textura grumosa peloidal. Las láminas poseen superficies crenuladas y es frecuente la ruptura de la fábrica por escape de gases. Los espesores de las láminas gris castaño varían entre 0,2 y 0,5 mm, mientras que las de color gris oscuro logran

un máximo de 0,9 milímetros. Estos espesores se incrementan hacia los tramos superiores de los bancos, con láminas lobuladas de micrita gris oscuro, de tamaños variables entre 1,0 y 2,5 milímetros. En estas últimas se observa el desprendimiento de peloides provenientes de las bandas gris castaño. La composición de la comunidad microbiana constructora de esta estructura no puede ser definida, pero debido a su fábrica afieltrada se infiere que predominarían las filamentosas sobre las comunidades de cocoides (Walter 1972, Hofmann 1973, Gebelein 1974, Awramik 1984). El origen de esta estructura bandeada sería una consecuencia del crecimiento periódico de matas microbianas, lateralmente discontinuas, y de calcificación (Kennard 1994). En los niveles superiores de los bancos se observa una fuerte bioturbación que destruyó la microestructura bandeada. Los orificios forman una red de canales vermiformes y lobulados dispuestos paralelos a las superficies estratales. Los canales están rellenos por un mosaico de esparita cristalina. Las características de la laminación poco marcada, aunada a las perforaciones subhorizontales (bioturbación) sugieren un ambiente de facies submareal alto-intermareal.

LF2: *Mudstone microbialítico peloidal con microestructura laminada irregular* (Fig.3: 3 y 4). Está formada por láminas irregulares de poco espesor (0,1-0,5 mm) que en la mesoestructura se manifiesta como una alternancia de bandas gris castaño, con fábrica fenestral, de 1 cm de espesor y láminas discontinuas y lenticulares de micrita maciza, gris oscuro, de 0,2 a 0,5 cm de espesor. Las láminas presentan superficies crenuladas discontinuas y están interrumpidas por ventanas. Se engrosan en los tramos intermedios de la litofacies donde alcanzan un ancho máximo de 2 centímetros. En estos sectores es característica la estructura "tepee" y la presencia de nódulos de chert. En los niveles

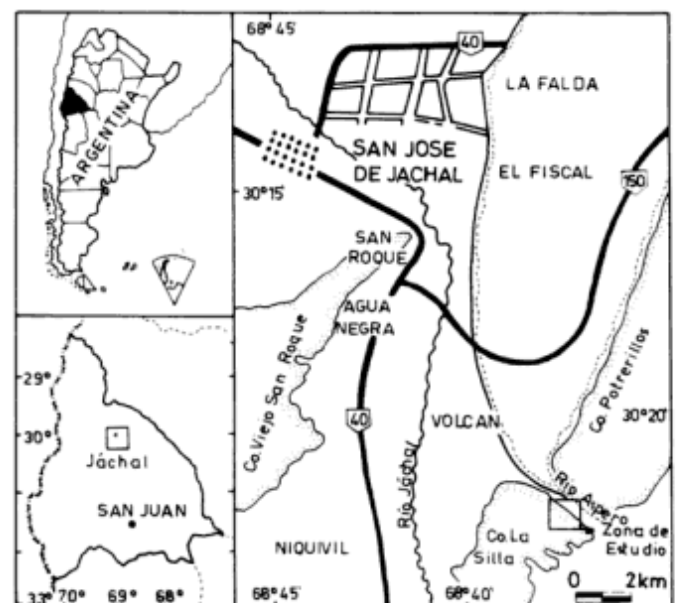


Figura 1: Mapa de ubicación.

superiores de la litofacies se observó chert con estructura estromatolítica, estratiforme y con tipo de lámina crenulada. Las partículas carbonáticas (2%) corresponden a ooides superficiales micríticos, bien redondeados (Tipo 1 de Strasser 1986). El origen de la microestructura peloidal está bien documentado en estudios de matas microbianas actuales y en estromatolitos. Su génesis más frecuente se atribuye al atrapamiento y/o aglutinación del material carbonático por las comunidades microbianas filamentosas (Kennard 1989). Esta litofacies es semejante a la descrita por Kennard (1994) para la secuencia cámbrica de la Formación Shannon en Australia. La asociación de estructuras indican facies intermareal alto.

LF3: Mudstone bioturbado (Figs. 3:5 y 4:1). La bioturbación es muy marcada y habría borrado las estructuras primarias de la roca. Los orificios se hallan alineados y guardan una relación subparalela con la superficie de los estratos. El fango está constituido por "clots" o tromboides dispersos, que son estructuras generadas por la actividad de comunidades microbianas cocoidales ("clots" *sensu* Walter 1972; "cryptalgal clots" *sensu* Aitken 1967; "mesoclots" *sensu* Kennard y James 1986; "tromboides" *sensu* Burne y Moore 1987). Estos son pequeños (0,2 mm), de composición micrítica y color oscuro, con formas lobuladas probablemente alteradas por el efecto de los organismos cavadores. El proceso de bioturbación que se manifiesta a través de perforaciones subhorizontales, junto a la presencia de tromboides como componentes del fango, indican facies submareal.

LF4: Mudstone con laminación entrecruzada. Esta litofacies es una variación local de los niveles superiores de la LF3. En estos sectores no se registró bioturbación y es común la presencia de intraclastos (2%) dispersos en la matriz micrítica. Los individuos están bien redondea-

dos, son de tamaño uniforme y su composición está definida por micrita peloidal con abundante contenido de hematita, que en algunos casos ha reemplazado a los "peloides". El ambiente de esta litofacies es intermareal.

LF5: Mudstone microbialítico de textura fenestral con niveles de Packstone intraclástico (Fig. 4:2,3 y 4). El mudstone está formado por micrita desagregada de origen microbialítico y fábrica fenestral laminar (Flügel 1982). Los poros se disponen paralelos a los planos de estratificación y están rellenos por cemento esparítico y doloesparita fina. En los niveles medios de la litofacies la laminación está rota, con desprendimiento de fragmentos del fango micrítico en estado plástico. En el tramo superior de la litofacies, correspondiente a los niveles de packstone, se observan intraclastos y cuarzo detrítico. Estas partículas están mal seleccionadas, son bien redondeadas y se disponen alineadas con respecto a la superficie de los estratos. La composición de los intraclastos es de micrita grumosa microbialítica. La matriz está constituida por micrita con peloides y agregados de peloides dispersos. En el techo de la litofacies se reestablecieron las condiciones originales, con crecimiento de la mata algal que alterna con niveles de aproximadamente 10 cm de estromatolitos estratiformes, de perfil plano. Los distintos niveles que caracterizan a la litofacies son semejantes a los señalados por Armella (1986, 1987) en la sierra Chica de Zonda y pueden observarse analogías en las distintas etapas de su evolución. Esta litofacies se desarrolló en ambiente perimareal, con episodios de incremento en la energía y remoción del sustrato.

LF6: Floatstone intraclástico con matriz de mudstone dolomítico (Fig. 4:4 y 5). Constituye lentes delgadas localizadas en el mudstone con bandeamiento discontinuo (LF1) y en el mudstone microbialítico peloidal (LF2). Estas lentes representan breves episodios de alta energía que afectaron a la región, probablemente vinculados a tormentas. Estos eventos produjeron el desmembramiento de la mata algal infrayacente (Armella 1986), quedando los peloides en suspensión junto al fango carbonático removido. En este mismo momento se depositaron intraclastos angulosos mal seleccionados. Los intraclastos más pequeños (<1,5 mm), que se hallan dispersos en la matriz, están bien redondeados y provienen de la litofacies LF1 (Mudstone con bandeamiento irregular y discontinuo). Las formas de mayor dimensión (6 mm) están imbricadas y provienen de la litofacies LF2 (Mudstone microbialítico peloidal). Es muy frecuente la presencia de bordes oxidados, que señala una temporaria exposición subaérea de los componentes y su redepositación posterior. La forma tabular de los intraclastos estaría controlada por grietas de desecación en el tapete algal (LF2). Estos depósitos lenticulares corresponden a canales efímeros.

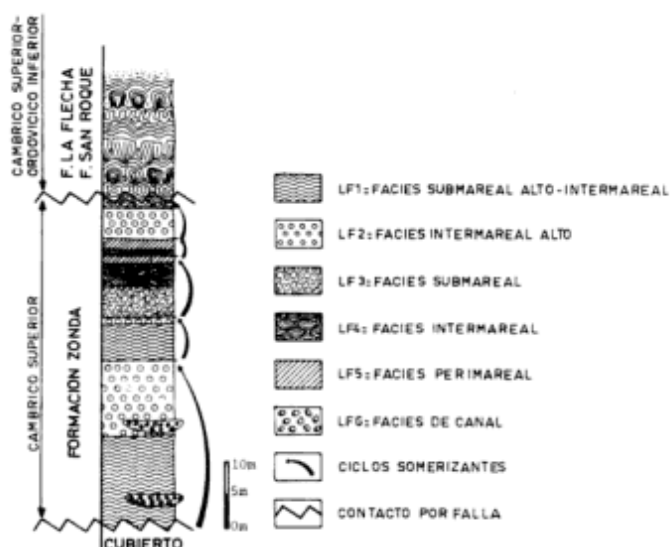


Figura 2: Columna de litofacies. Las flechas indican ciclos somerizantes.

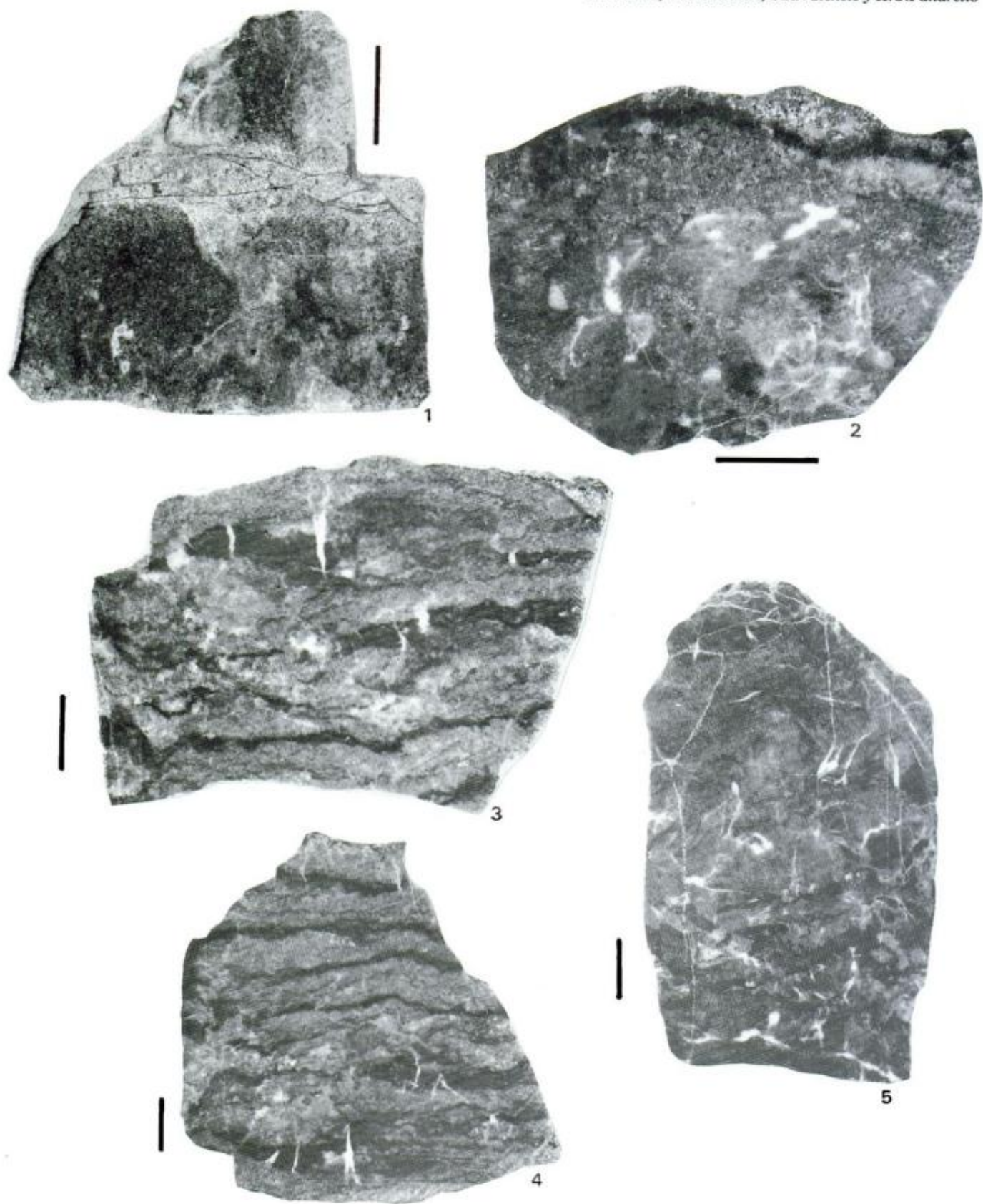


Figura 3: (Escala: la barra representa 1cm) LF1: *Mudstone con bandeamiento irregular y discontinuo*. 1: En las bandas de micrita oscura se observa la textura grumosa, de origen microbiano 2: Bandeamiento destruido por efectos de la bioturbación. LF2: *Mudstone microbialítico peloidal*. 3: Bandeamiento discontinuo y lenticular, con fábrica peloidal y fenestral. 4: Bandeamiento con superficies crenuladas. LF3: *Mudstone bioturbado*. 5: Fábrica de textura grumosa.

Modelo deposicional

El modelo deposicional de la sucesión corresponde a un complejo de planicie mareal (Armella 1989, Read 1985) de baja pendiente y por lo tanto de gran amplitud de mareas, como lo indica la presencia de facies monótonas en bancos vastos. Esta planicie se habría desarrollado sobre una rampa homoclinal (Read 1980, 1982, 1985), la cual es posible que formara parte de una plataforma mayor. Sin embargo, las evidencias observadas en la zona de estudio, son insuficientes para reconocer una morfología y paleogeografía de plataforma. Hay pruebas de un talud continental para el Cámbrico Medio tardío y para el Ordovícico, pero hasta el momento no se detectaron afloramientos comprobados de talud para el Cámbrico Superior (Bordonaro 1990).

El Cámbrico Superior habría sido globalmente un tiempo de subsidencia lenta (James *et al.* 1989, pág. 139). El modelo propuesto presenta poca variación vertical de facies, indicando una relativa estabilidad tectosedimentaria con velocidad de subsidencia constante, que junto a fluctuaciones del nivel del mar generaron ciclos somerizantes (*shallowing-upward cycles*, James 1984).

El clima cambro-ordovícico habría sido semiárido (Mazzullo y Friedman 1975; Reinhardt y Hardie 1976; Pfeil y Read 1980; Read 1989), consecuentemente, fue un factor limitante para el aporte de material clástico desde los continentes. Estas condiciones climáticas favorecieron el crecimiento y preservación de planicies algales, ya que la alta salinidad del agua inhibió el desarrollo de un macrobentos destructor del sustrato biogénico. Las características intermareales, con constantes fluctuaciones de salinidad y oxigenación, constituyeron también un medio de stress para los organismos (Wilson 1986).

Se ha demostrado que el grado de producción de sedimento carbonático en el Paleozoico Inferior en aguas someras, es semejante al de las plataformas o rampas actuales. De este modo, el estilo de sedimentación está regido por la naturaleza del bentos calcáreo, en este caso comunidades microbianas, y los principales controles en el desarrollo de la rampa o plataforma serán el tectónico y el eustático (James *et al.* 1989).

La biota carbonática cámbrica fue rica en cianobacterias, que reflejan cambios en las condiciones ambientales y químicas del agua de mar. En consecuencia se favoreció el incremento de la precipitación del CaCO_3 y por ende del proceso de biomineralización de las comunidades microbianas bentónicas (Riding 1991).

El análisis litofacial sugiere condiciones de circulación restringida, controlada por las mareas. No se registraron evidencias de abultamientos biohermales en la secuencia, por lo que la restricción no sería fisiográfica, sino debido a la gran extensión de aguas someras como las que existen en los mares epíricos, donde la energía de olas y mareas se amortigua (Enos 1983).

El tramo estudiado de la Formación Zonda está constituido por ciclos somerizantes, en los que predominan las condiciones intermareales. El desarrollo de facies submareal alto-intermareal apenas supera al de las facies intermareal alto-perimareal. La mitad inferior del perfil muestra un ciclo más desarrollado que los de la mitad superior, indicando mayor estabilidad tectosedimentaria que el tramo cuspidal, más afectado por las variaciones del nivel del mar (Fig. 2).

La facies submareal es de aguas someras (LF1: Mudstone con bandeamiento irregular y discontinuo y LF3: Mudstone bioturbado) y es en el único medio en el que se registran evidencias de macrobentos, ya que el sustrato fue alterado por bioturbación.

Las facies intermareal alto-perimareal están representadas por fangos microbialíticos, con desarrollo de niveles estromatolíticos (LF2: Mudstone microbialítico peloidal y LF4: Mudstone con laminación entrecruzada), afectados por frecuentes episodios de tormentas (LF5: Mudstone microbialítico fenestral con Packstone intraclástico).

La planicie está surcada por canales, de poca magnitud (LF6: Floatstone intraclástico), generados por un aumento temporal del aporte de agua desde el continente debido a tormentas ocasionales en clima semiárido.

Análisis isotópico

En vista de los resultados del análisis de litofacies, no era dable suponer diferencias significativas en los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas dolomíticas integrantes de la secuencia estudiada. Sin embargo, se esperaba que los valores isotópicos pudieran, bajo circunstancias favorables, apoyar los resultados obtenidos.

De las litofacies definidas (LF1 a LF6) se seleccionaron para el análisis isotópico, aquellas con mayor desarrollo vertical, *i.e.* 3 muestras correspondientes a LF1, 2 a LF2, 1 a LF3 y 1 a LF4, las que fueron procesadas como roca total. En todos los casos se tomó la precaución de evitar el muestreo en zonas bioturbadas.

Previo al estudio isotópico se determinó la composición mineralógica de cada muestra por difracción de rayos X, estableciéndose en todos los casos dolomita, como componente mayoritario, seguida por cantidades menores de calcita y una proporción minoritaria de cuarzo. Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en la Tabla 1.

Dada la homogeneidad de los resultados obtenidos, se trabajará con los promedios, $\delta^{13}\text{C} = (-0,26 \pm 0,15) \text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = (-5,23 \pm 0,10) \text{‰}$, como los valores representativos de todas las muestras consideradas.

Keith y Weber (1964), Veizer y Hoefs (1976), Veizer *et al.* (1980, 1986) y otros, recopilaron datos analíticos carbono-13 y oxígeno-18, de varios autores, efectuados en calizas y dolomías de diversas localidades del mundo

Tabla 1: Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las litofacies estudiadas.

| Nº de muestra | Litofacies | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | Comp. Mineral. |
|---------------|------------|-----------------------|-----------------------|----------------|
| AIE4885 | LF1 | -0,3 | -5,2 | D,C,Q |
| AIE4886 | LF1 | -0,5 | -5,2 | D,C |
| AIE4888 | LF1 | -0,2 | -5,4 | D,C,Q |
| AIE4887 | LF2 | -0,3 | -5,2 | D,C,Q |
| AIE4889 | LF2 | -0,3 | -5,3 | D,C,Q |
| AIE4890 | LF3 | -0,2 | -5,2 | D,C,Q |
| AIE4891 | LF4 | -0,0 | -5,1 | D,C,Q |

y de distinta edad. Ello les permitió definir la composición isotópica característica, tanto para carbono-13 como para oxígeno-18, de cada período geológico. Los datos se seleccionaron, según estos autores, sobre la base de que el material correspondiera efectivamente al período en cuestión y de que su alteración postdeposicional fuera nula o mínima.

En particular, la comparación de los valores estadísticos correspondientes al Cámbrico, con los obtenidos en las muestras de la secuencia estudiada de la Formación Zonda, nos permitiría, dentro de los errores estadísticos y analíticos, determinar si las condiciones ambientales prevalentes durante su precipitación, son compatibles con las sugeridas por el estudio de litofacies. Para tal fin, se ha graficado la composición isotópica estadística promedio para el Cámbrico de calizas y dolomías (Veizer y Hoefs 1976; Veizer *et al.* 1980) junto con los valores promedio obtenidos en este estudio (Fig. 5).

Las calizas cámbricas, con un valor promedio $\delta^{13}\text{C} = (-0,6 \pm 0,2) \text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = (-9,5 \pm 0,7) \text{‰}$, están representadas por un \diamond , en tanto que las dolomías del mismo período, con un valor promedio $\delta^{13}\text{C} = (-0,6 \pm 0,2) \text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = (-7,6 \pm 0,3) \text{‰}$, se denotan con un \square .

Teniendo en cuenta los estudios de Degens y Epstein (1964), Schidlowski *et al.* (1976) y Veizer y Hoefs (1976), tanto la dolomita primaria como la secundaria están enriquecidas en oxígeno-18 respecto de la calcita. El factor de enriquecimiento es variable, con valores desde 0 hasta 5 ‰ (Clayton *et al.* 1968 y Veizer y Hoefs 1976). Por otra parte, en carbono-13, en general, no se registra una variación isotópica significativa (Degens y Epstein 1964).

En la Figura 5 se puede apreciar que para el Cámbrico, las dolomías están enriquecidas en casi 2 ‰ en oxígeno-18 respecto de las calizas, no registrándose variaciones en carbono-13 (Veizer y Hoefs 1976). Aquellos carbonatos que contienen proporciones variables de dolomita y calcita deberían ubicarse dentro del segmento AB. Los valores isotópicos promedio de las muestras de la Formación Zonda, representados por [X] en la Figura 5, muestran un leve enriquecimiento en carbono-13, aunque dentro del error analítico. En oxígeno-18, el fraccionamiento es mayor y significativo, aún considerando el máximo enriquecimiento para las dolomitas de referencia (B). El enriquecimiento mínimo de los carbo-

natos de la Formación Zonda, corresponde a la proyección del segmento BC y alcanza a 2,4.

Es bien conocido que los procesos de evaporación de cuerpos de agua restringidos, llevan la composición isotópica del oxígeno-18 de los mismos hacia valores pesados, más aún en climas áridos y de elevada temperatura (Craig y Gordon 1965; Bradley *et al.* 1972). Esto se refleja en los carbonatos que precipitan de dichas aguas (Epstein *et al.* 1951, 1953). Asimismo, en las cuencas cerradas (y a menudo hipersalinas) la concentración del carbono-13 de los carbonatos, también tiende a valores más altos (Degens y Epstein 1964).

Por lo expuesto, los valores obtenidos en la secuencia estudiada, estarían sugiriendo una cuenca restringida, caracterizada por la evaporación y la hipersalinidad.

La otra variable que puede producir el enriquecimiento en oxígeno-18 es la temperatura. Sin embargo, el descenso térmico que involucraría este fraccionamiento sería del orden de los 10°C, por lo que se considera poco probable.

De lo expuesto y teniendo en cuenta los errores involucrados, los resultados obtenidos apoyan, o al menos no contradicen, lo sugerido por el análisis litofacial.

Conclusiones

En el complejo de planicie de mareas se reconocieron las litofacies LF1: Mudstone con bandeamiento irregular y discontinuo (facies submareal alto-intermareal), LF2: Mudstone microbialítico peloidal (facies intermareal alto), LF3: Mudstone bioturbado (facies submareal), LF4: Mudstone con laminación entrecruzada (facies intermareal), LF5: Mudstone microbialítico de textura fenestral con niveles de packstone intraclástico (facies perimareal, con episodios de incremento en la energía) y LF6: Floatstone intraclástico (facies de canales).

Las litofacies conforman ciclos somerizantes, que indican cambios relativos del nivel del mar. Estos ciclos se habrían formado durante una etapa de alta estabilidad tectónica.

El análisis litofacial pone de manifiesto para la Formación Zonda en la Precordillera Central, un modelo de planicie de mareas desarrollado sobre una rampa carbonática homoclinal, con un estilo de sedimentación netamente biogénico-microbialítico. La circulación del agua es restringida debido a factores no fisiográficos, tal como sucede en los mares epíricos actuales (Enos 1983).

La aridez del medio, así como también la elevada temperatura y la baja profundidad del agua de mar, habrían favorecido la evaporación. Esto se evidencia en los valores $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato de las distintas microfacies, que está enriquecido como mínimo 2,4 ‰ respecto de los valores característicos de este isótopo durante el Cámbrico.

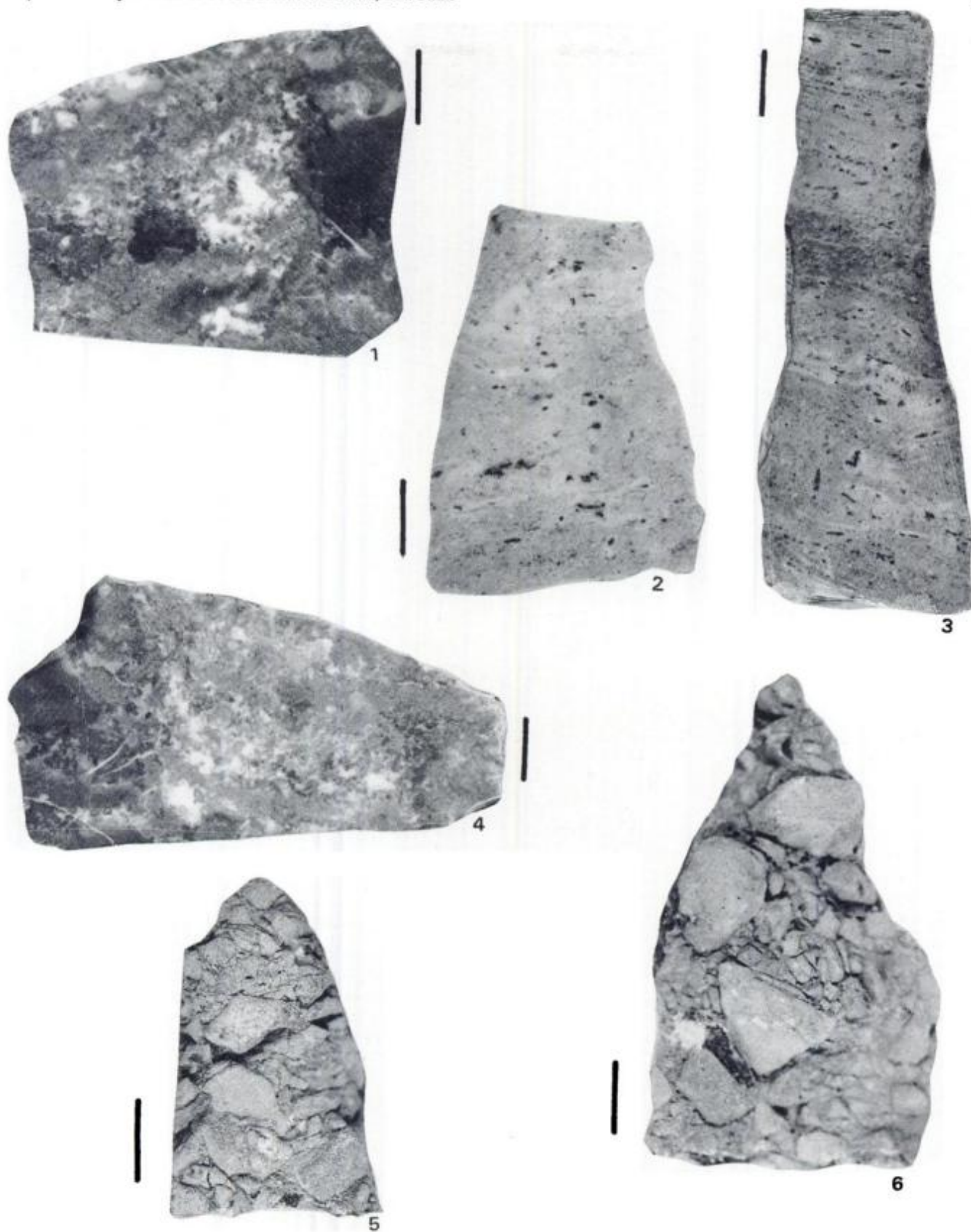


Figura 4: (Escala: la barra representa 1cm). LF3: *Mudstone bioturbado*. 1: Canales causados por efecto de bioturbación, rellenos por esparita. LF5: *Mudstone microbialítico de textura fenestral*. 2 y 3: *Fábrica laminada y fenestral*, con poros paralelos a la laminación. 4: *Micrita* con textura grumosa-peloidal, como respuesta a la perturbación del sustrato. LF6: *Floatstone intraclástico*. 5 y 6: Fragmentos angulosos y mal seleccionados, compuestos por las litofacies preexistentes.

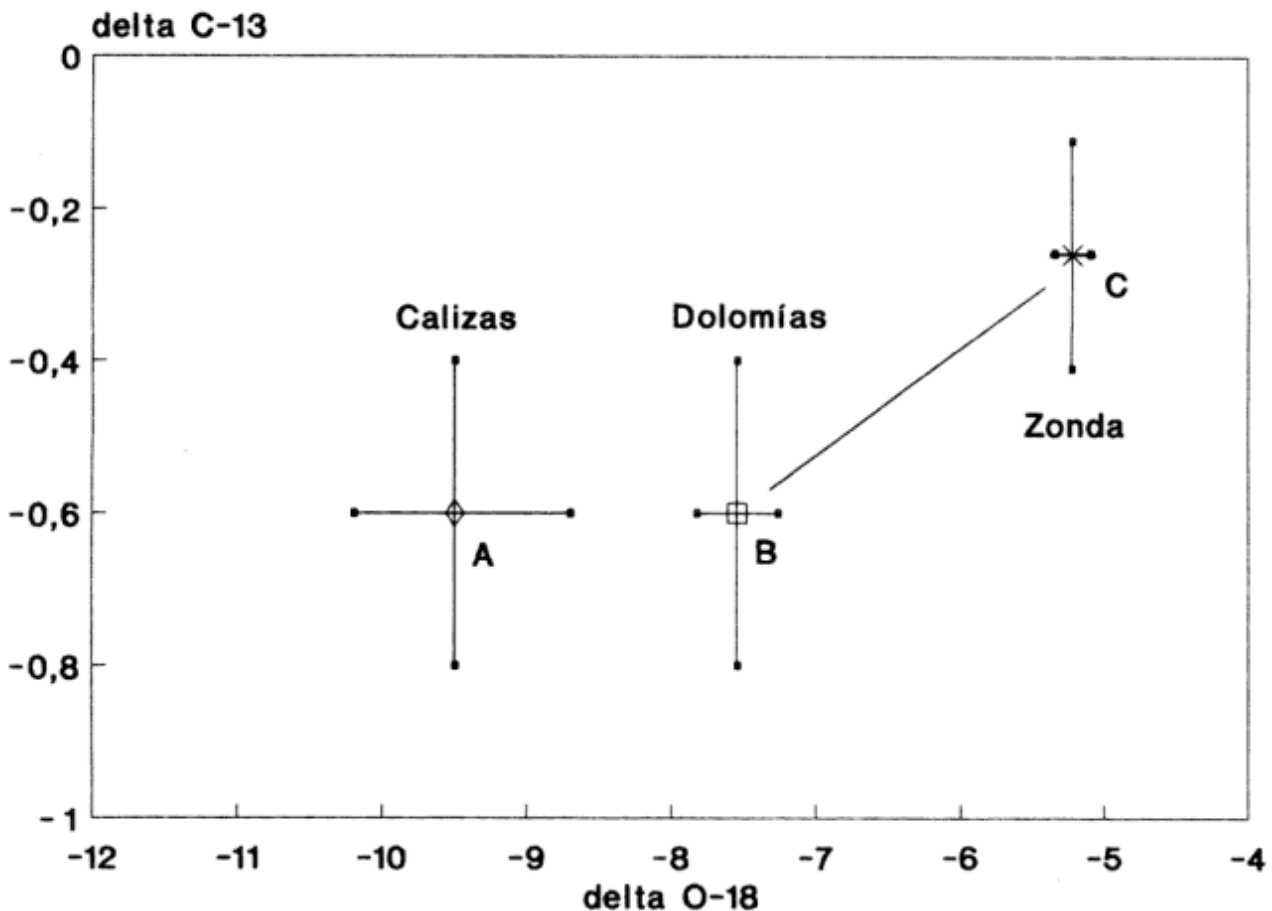


Figura 5: Valores estadísticos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de calizas y dolomías del Cámbrico, junto con el promedio de los obtenidos en las litofacies de la Formación Zonda. Las barras horizontales y verticales representan el error standard ($\pm 1s$) en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ respectivamente. Ver texto.

El $\delta^{13}\text{C}$ de todas las muestras supera, aunque ligeramente, el valor más probable esperado durante el Cámbrico y reflejaría también un probable confinamiento de las aguas que dieron origen a los carbonatos.

Los resultados de los estudios litofacial e isotópico llevan a conclusiones concordantes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aitken, J., 1967. Classification and environmental significance of crytalgal limestones and dolomites with illustrations from Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 1163-1178. Tulsa. Oklahoma.
- Armella, C., 1985. Algas estratiformes y globulares de la Formación Zonda, Cámbrico de San Juan. Reunión de Comunicaciones Paleontológicas. (Asociación Paleontológica Argentina, Universidad Nacional de San Juan):11-13. San Juan.
- Armella, C., 1986. Estructuras de baja profundidad en la Plataforma Cámbrica de la Precordillera. Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera (1985): 242-253. San Juan.
- Armella, C., 1987. Niveles de *Stratifera* que caracterizan a la Formación Zonda (Cámbrico superior), San Juan. Actas 7º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología: 17-20. Buenos Aires.
- Armella, C., 1989. Estratigrafía de las Formaciones del límite Cambro-Ordovícico en la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 260 p. (inédita).
- Awramik, S.M., 1984. Ancient stromatolites and microbial mats. En: Cohen, Y., Castenholz, R.W. y Halvorson, H.O. (Ed.): *Microbial Mats*. Alan R. Liss, pp. 1-22, New York.
- Baldis, B.J. y Beresi, M.S., 1990. Presencia de hidrocarburos en las Formaciones Zonda y San Roque (Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera) y posibilidades prospectivas. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 1:183-186. San Juan.
- Baldis, B.J. y Bordonaro, O.L., 1982. Comparación entre el Cámbrico de la Great Basin norteamericana y la Precordillera de San Juan, Argentina. Su implicancia intercontinental. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 97-108. Buenos Aires.
- Baldis, B.J. y Bordonaro, O.L., 1984. Cámbrico y Ordovícico en la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, San Juan. Génesis del margen continental de la Precordillera. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 4:190-207. Buenos Aires.
- Baldis, B.J. y Bordonaro, O.L., 1985. Variaciones de facies en la cuenca cámbrica de la Precordillera Argentina y su relación con la génesis del borde continental. Actas 6º Congreso Latinoamericano de Geología, 1:149-161. Bogotá.
- Baldis, B.A., Bordonaro, O.L. y Beresi, M.S., 1981. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico-Ordovícico del oeste argentino. Actas del 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 19-31. Porto Alegre.

- Baldís, B.A., Bordonaro, O.L., Armella, C., Beresi, M., Cabaleri, N.G., Peralta, S. y Bastías, H., 1989. La Cuenca Paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas, 10º Congreso Geológico Argentino, 1987. Serie Correlación Geológica 6: 101-121. Tucumán.
- Bordonaro, O.L., 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1):26-40.
- Bordonaro, O.L., 1983. El Cámbrico de la Sierra Chica de Zonda, San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, Argentina, 250 p. (inérita).
- Bordonaro, O.L., 1989. La cuenca cámbrica de la Precordillera Argentina. En: La Cuenca Paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas, (10º Congreso Geológico Argentino, 1987). Serie Correlación Geológica N° 6: 103-105. San Miguel de Tucumán.
- Bordonaro, O.L., 1990. El sistema Cámbrico de la provincia de San Juan. En: Bordonaro, O.L. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*. 11º Congreso Geológico Argentino, 1990:18-30. San Juan.
- Borrello, A.V., 1962. Caliza La Laja (Cámbrico medio de San Juan). Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. 2: 3-8. La Plata.
- Borrello, A.V., 1964. Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 3 (10): 313-318.
- Borrello, A.V., 1971. The Cambrian of South America. En: Holland, C.H. (Ed.): *Cambrian of the New World*, pp. 385-438. Londres.
- Bradley, E., Brown, R.M., Gonfiantini, R., Payne, B.R., Przewlocki, K., Sauzay, G., Yen, C.K. y Yurtsever, Y., 1972. Nuclear Techniques in groundwater hydrology, *Groundwater Studies*. An International Guide for Research and Practice, Ch. 10, UNESCO, París.
- Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: Organosedimentary deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaos*, 2: 241-245.
- Clayton, R.N., Jones, B.F., Berner, R.A., 1968. Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 415-432.
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analyses of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12: 133-149.
- Craig, H., Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, *Stable Isotopes Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Proc. Conf. Lab. Geol. Nucl. Pisa: 9-40.
- Degens, E. T., Epstein, S., 1964. Oxygen and carbon isotopic ratio in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 23-44.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1:168-121. Tulsa. Oklahoma.
- Elf-Aquitaine, 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2. *Eléments d'interprétation*. 231 p. Boussins-Pau: Elf-Aquitaine.
- Embry, A.F. y Klovan, E.J., 1972. Absolute waters depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau*, 61(2). Stuttgart.
- Enos, P., 1983. Shelf. En: Scholle, P., Bebout, D., Moore, C. (Eds.): *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33: 267-297. Tulsa.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. y Urey, H.C., 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 62: 417-426.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 1315-1325.
- Folk, A., 1959. Practical petrographical classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 41(1):1-38. Tulsa. Oklahoma.
- Folk, A., 1962. Spectral subdivision of limestones types. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 1:61-84. Tulsa. Oklahoma.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag. 633 p. Berlin.
- Flügel, E. y Poldsler, R., 1965. *Litogenetische Analyse der Barnsteinkalkbank B2 nordswestlich von St. Koloman bei Hellein (Tithonium, Salzburg)*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie* 1965(9): 513-527. Stuttgart.
- Gebelein, C.D., 1974. Biologic controls of stromatolite microstructure: implications for Precambrian time stratigraphy. *American Journal of Science*, 27(4): 575-598.
- Grey, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. En Kennard, J.M. y Burne, R.V. (Ed.): *Stromatolite Newsletter*, 14:82-140. Camberra.
- Grey, K., Awramik, S.M., Bertrand-Sarfati, J., Hofmann, H.J., Pratt, B.R. y otros, 1990. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. Third draft, 100p. (Inédito).
- Harrington, H.J. y Leanza, A., 1943. Las faunas del Cámbrico medio de San Juan. *Revista del Museo de La Plata*, 2 (11): 207-223.
- Hofmann, H.J., 1969. Atributes of stromatolites. *Geological Survey of Canada, Paper* 69:39-58. Ottawa.
- Hofmann, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. *Earth Science Reviews*, 9:339-375. Amsterdam.
- James, N.P., 1984. Shallowing-upward sequence in carbonates. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models*. Geosciences Canadian Reprint Series, 1: 213-228. Toronto.
- James, N.P., Stevens, R.K., Barnes, C.R. y Knight, I., 1989. Evolution of a lower paleozoic continental margin carbonate platform, northern Canadian Appalachians. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 44:123-144. Tulsa.
- Keith, M.L. y Weber, J.N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1787-1816.
- Kennard, J.M., 1989. The structure and origin of cambro-ordovician thrombolites, western Newfoundland. Ph.D. Thesis. Memorial University of Newfoundland, St. John's. Canada. (Inédito).
- Kennard, J.M., 1994. Thrombolites and stromatolites within shale-carbonate cycles, Middle-Late Cambrian Shannon Formation, Amadeus Basin, Central Australia. En: Monty, C.L. y Bertrand-Sarfati, J. (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites II*. pp.443-471. Springer Verlag.
- Kennard, J.M. y James, N.P., 1986. Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaos*, 1: 492-503.
- Linares, E., Panarello, H.O., Valencio, S.A. y García, C.M., 1982. Isótopos del carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las sierras Chica de Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1): 80-90.
- Mazzullo, S. y Friedman, M.G., 1975. Conceptual model of tidally influenced deposition on margins of epeiric seas: Lower Ordovician (Canadian) of eastern New York and southwestern Vermont. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 59:2123-2141.
- Panarello, H.O., García, C.M., Valencio, S.A. y Linares, E., 1981. Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos; su utilización en Hidrogeología y Geología. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4) : 460-466.

- Pfeil, R.W. y Read, J.F., 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, Shady Dolomite, southwestern Virginia, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:91-116.
- Preiss, W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En Walter, M.R., (Ed.): *Developments in Sedimentology*, 20:360-370, Elsevier, Amsterdam.
- Read, J.F., 1980. Carbonate ramp to basin transitions and foreland basin evolution. Middle Ordovician, Virginia Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 1575-1612. Tulsa.
- Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins-types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212. Amsterdam.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. 69(1):1-21. Tulsa. Oklahoma.
- Read, J.F., 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U.S. Appalachians. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Ed.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 44:145-166. Tulsa.
- Reinhardt, J. y Hardie, L.A., 1976. Selected examples of carbonate sedimentation, Lower Paleozoic Maryland. *Maryland Geological Survey Guidebook* 5, 53 p.
- Riding, R., 1991. Calcified cyanobacteria. En: Riding, R. (Ed.): *Calcareous algae and stromatolites*, pp. 55-87, Springer-Verlag. Berlín.
- Salinas, L., 1986. Estratigrafía del flanco sudoriental de la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera* (1985):30-35. San Juan.
- Schidlowsky, M., Eichmann, R., Junge, C.E., 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 40: 449-456.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727. Londres.
- Veizer, J. y Hoefs, J., 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 40: 1387-1395.
- Veizer, J., Holser, W.T., Wilgus, C.K., 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 44 : 579-588.
- Veizer, J., Fritz, P., Jones, B., 1986. Geochemistry of Brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1679-1696.
- Walter, M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Palaentological Association of London. Special Papers in Palaentology* 11, 190p.
- Wilson, J.L., 1986. *Carbonate Facies in Geology History*. Springer-Verlag. 471 p. New York.

Recibido: 17 de junio, 1994

Aceptado: 21 de junio, 1995

Contribución N°139 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, Provincia de San Luis

Sonia M. QUENARDELLE

*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1° piso, 1428 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Petrography and geochemistry of San José del Morro pluton, San Luis Province.* San José del Morro pluton of de Sierras de San Luis is a post-orogenic granitoid complex associated with the later stages of Famatinian cycle. The pluton is composed of two major units: a monzogranite with perthitic microcline megacrystals and a melanocratic monzonite. Enclaves of quartz monzonite could be evidence of mingling processes between granitic and melamonzonitic bodies. This paper deals with their geochemical characteristics; both units are metaluminous and have high K_2O , Ba, Sr and LREE. Their REE pattern is slightly scarped and shows a slightly negative Eu anomaly. The granitic magma would have been generated under vapour-free conditions by dehydrating melt with thermal input from a mafic underplate. It is envisaged that the tectonic setting was related to decompression following crustal thickening, which would have taken place after the cessation of previous subduction.

Introducción

El plutón de San José del Morro forma parte del grupo de los granitoides famatinianos tardíos que afloran en las Sierras Pampeanas Orientales y que Rapela *et al.* (1990) denominaron G3 o Granitoides Carboníferos.

En el ámbito de las Sierras de San Luis, el plutón del Morro junto con los batolitos de Renca (López de Luchi 1987, 1993) y de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioli 1987, 1991, 1992, 1993) constituye los granitoides postorogénicos cuya característica más conspicua es la relación disarmónica que presentan con la caja metamórfica (Ortiz Suárez *et al.* 1992). El nivel de emplazamiento del plutón del Morro corresponde a la corteza superior rígida y sus contactos con la caja evidencian alto contraste reológico y térmico con ésta (Quenardelle 1993).

Las características geológicas de yacencia indican que estos granitoides se emplazaron con posterioridad a la fase deformativa D2, evidenciada por un máximo de edades radimétricas Rb/Sr entre los 480 y 420 Ma. Del batolito de Renca no se tienen datos precisos de la edad, pero López de Luchi (1993) la estima comprendida en el intervalo Devónico superior-Carbonífero inferior. Las diferentes unidades que componen el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas se habrían emplazado en el lapso entre el límite Silúrico-Devónico (plutón La Mesilla, 408 ± 25 Ma) y el Carbonífero inferior (stock Las Chacras, 322 ± 9 Ma) según datos Rb/Sr de Brogioli (1993). Del plutón del Morro se tienen datos K/Ar de Lema (1980) que indican una edad de 390-360 Ma y datos de Rb/Sr de Varela *et al.* (1994) que lo sitúan en los 382 ± 4 Ma.

El objetivo de este trabajo es la caracterización geoquímica del plutón de San José del Morro y el análisis

de las vinculaciones del magmatismo postorogénico con el ambiente tectónico. Los altos contrastes térmico y reológico quedaron establecidos al estudiar los contactos del plutón con las metamorfitas encajantes. La ausencia de aureola de contacto indica que las paragénesis regionales han sido poco sensibles al aumento local de temperatura y las condiciones de subsaturación de agua del magma que se intruyó (Quenardelle 1993).

Síntesis petrográfica

El plutón de San José del Morro se compone de dos unidades principales, una de composición granítica y otra monzonítica. La primera representa aproximadamente el 99% de la superficie aflorante y la segunda se caracteriza por presentar un alto contenido de minerales máficos. También forma parte del plutón un cortejo de aplitas, modalmente asimilables a la unidad granítica (Quenardelle 1993).

En la Figura 1 puede verse la composición modal del conjunto intrusivo, definiéndose a la unidad granítica como de composición monzo a sienogranítica. Esta unidad se caracteriza por su textura porfiroide que gradúa sólo localmente hacia facies equigranulares. El carácter porfiroide lo otorgan cristales de microclino rosado fuertemente perthítico, de 2 cm de longitud promedio cuyas microtexturas sugieren que hubo una etapa de transformaciones subsólidas muy activa. La plagioclasa es oligoclasa (An_{25-28}) y también evidencia los efectos de una etapa de reacciones subsólidas (antiperititas, bordes albitizados, mirmequitas, inclusiones en rosario, etc.). El cuarzo evidencia cristalización tardía y tendencia a la

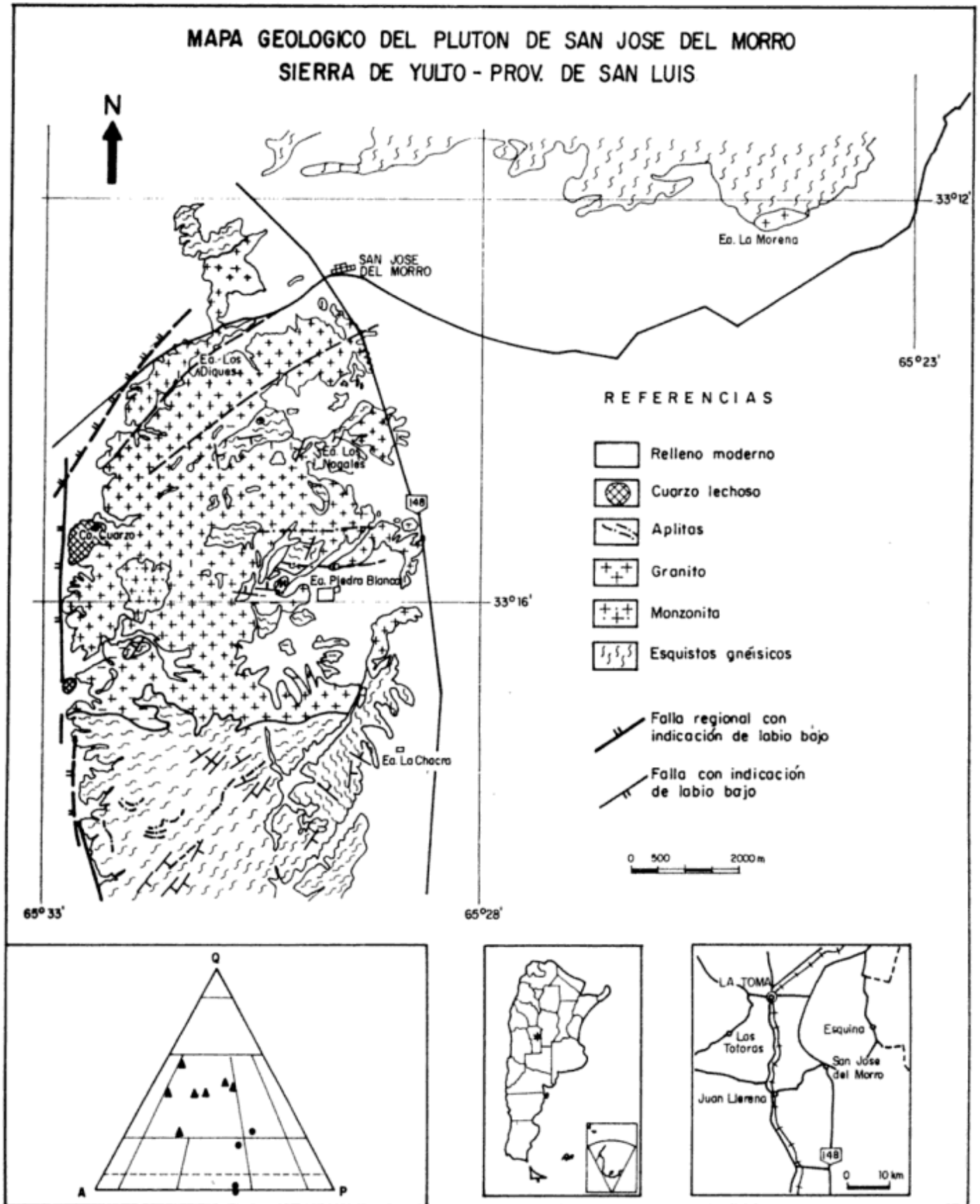


Figura 1: Mapa geológico del área estudiada y diagrama modal QAP del plutón San José del Morro. Triángulos: granito; círculos llenos: monzonita.

disposición intersticial. Los mafitos de estas rocas están representados por biotita asociada con abundante titanita, apatita, magnetita e ilmenita. Ocasionalmente también se ha identificado allanita vinculada con biotita.

La unidad monzonítica está integrada por rocas que varían desde melamonzonitas a monzonitas cuarcíferas (Fig. 1) con textura granosa mediana y su característica más conspicua es la tendencia a desarrollar cúmulos anfibólicos. Su composición mineralógica está dada por plagioclasa, microclino, hornblenda, biotita, cuarzo, titanita, apatita, piritita, magnetita e ilmenita. La plagioclasa (An_{30}) tiene alteración sericitica diferencial según las zonas, culminando con un borde límpido, albítico. Frecuentemente se observan inclusiones de pequeñas biotitas y epidotos secundarios, como así también, antipertitas maculosas en los individuos menos alterados. El microclino es pertítico, intersticial y está subordinado a la plagioclasa. El cuarzo es escaso y se dispone inhomogéneamente en la textura. En las facies híbridas desarrolla aspecto ocelar y posee extinción ondulosa. Algunos cristales están rodeados por laminillas de biotita y/o por prismas de hornblenda. Los minerales máficos de esta unidad son hornblenda y biotita, que en la facies melamonzonítica superan el 50% modal. El porcentaje de mafitos presentes está en el orden del 35% promedio para las variedades cuarcíferas. En esta unidad es llamativa la abundancia de cristales idiomorfos de titanita (> 2%) frecuentemente con inclusiones idiomorfas de apatitas.

La relación de contacto entre la unidad granítica y la monzonítica varía de neta a transicional. En los lugares donde es neta se observan características de una soldadura en caliente por un débil contraste térmico.

Otra característica conspicua de este plutón es la presencia de enclaves de monzonitas cuarcíferas en la unidad granítica. Estos enclaves tienen formas elipsoidales, con dimensiones de sus ejes mayores que varían desde 0,20 a 1,20 m y textura granosa fina a veces con megacristales de microclino pertítico. Estos enclaves tienden a localizarse cerca del borde noroccidental y occidental del plutón.

Caracterización química

El análisis de los elementos mayoritarios para las unidades petrográficamente diferenciadas es el siguiente:

La unidad granítica tiene altos contenidos de SiO_2 (>70%, con una media de 72,87% para $n=8$) y álcalis (entre 8,21 y 10,17%). La relación K_2O/Na_2O es igualmente alta (entre 1,44 y 1,96) y la relación FeO^*/MgO varía entre 2,84 y 13,75 con un valor medio de 5,86. Los contenidos de CaO y de MgO son bajos.

Las relaciones de aluminosidad de Shand (Fig. 2) permitirían definir a la unidad granítica como débilmente peraluminosa, pero si se tiene en cuenta el criterio de Miller (1985) debe considerarse como metaluminosa.

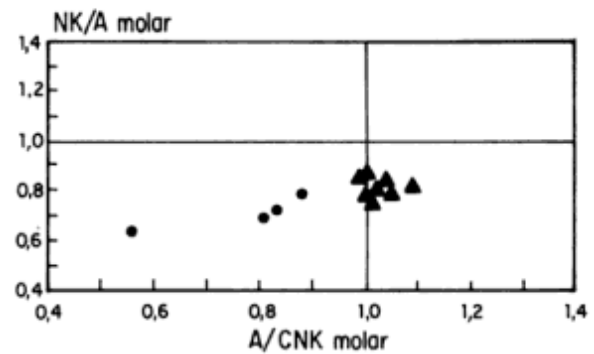


Figura 2: Relaciones de aluminosidad.

La unidad melamonzonítica tiene un bajo contenido en SiO_2 (Tabla 1) y las facies monzoníticas cuarcíferas presentan alta variabilidad (entre 59,78 y 66%). La suma de los álcalis también es elevada, entre 6,89% (melamonzonita) y 8,50% (facies monzonítica más ácida). Asimismo siguen siendo altas las relaciones K_2O/Na_2O (entre 1,35 y 1,45). La relación FeO^*/MgO varía entre 0,96 y 1,57 con un valor medio de 1,19 para $n=4$. El valor correspondiente a la melamonzonita es el menor de todos (0,96).

Los contenidos de CaO son altos (8,51%) para la melamonzonita y variables para las monzonitas cuarcíferas (entre 2,81 y 4,79%). Las relaciones Na_2O/CaO , para estas rocas, varían entre 0,88 y 1,43. Los contenidos de MgO tienen valores y variaciones similares a los de CaO.

Esta unidad es claramente metaluminosa de acuerdo con la abundancia de anfíbol (Fig. 2).

Los diagramas de Harker realizados para estas rocas muestran que para TiO_2 , FeO y CaO (Fig. 3) existe una correlación negativa con relación al aumento de SiO_2 . Además, evidencian que la unidad granítica es homogénea y que la monzonítica podría representar distintos estadios de hibridación o *mingling* de una fuente común más básica. Para el MgO (Fig. 3), también se advierte una grosera correlación negativa pero con una clara división entre ambas unidades litológicas.

Los diagramas de Na_2O y K_2O (Fig. 3) muestran una tendencia constante y homogénea entre ambas unidades y para el caso de este último se observa que ambas unidades se ubican en el campo de alto K_2O del diagrama propuesto por Peccerillo y Taylor (1976). En la unidad granítica se insinúa una disminución del Na_2O con el aumento de SiO_2 .

Con respecto a las monzonitas es destacable que a pesar de su amplia variación silíceas no muestran variabilidad para Na_2O , K_2O , K/Rb y $MgO/MgO + FeO$.

Con respecto a los elementos traza, el Rb muestra (Fig. 3) una ligera correlación positiva con el aumento de la sílice, aunque es evidente la dispersión expuesta por la unidad granítica. El Sr, en cambio, muestra (Fig. 3) una clara separación de las dos unidades litológicas con el

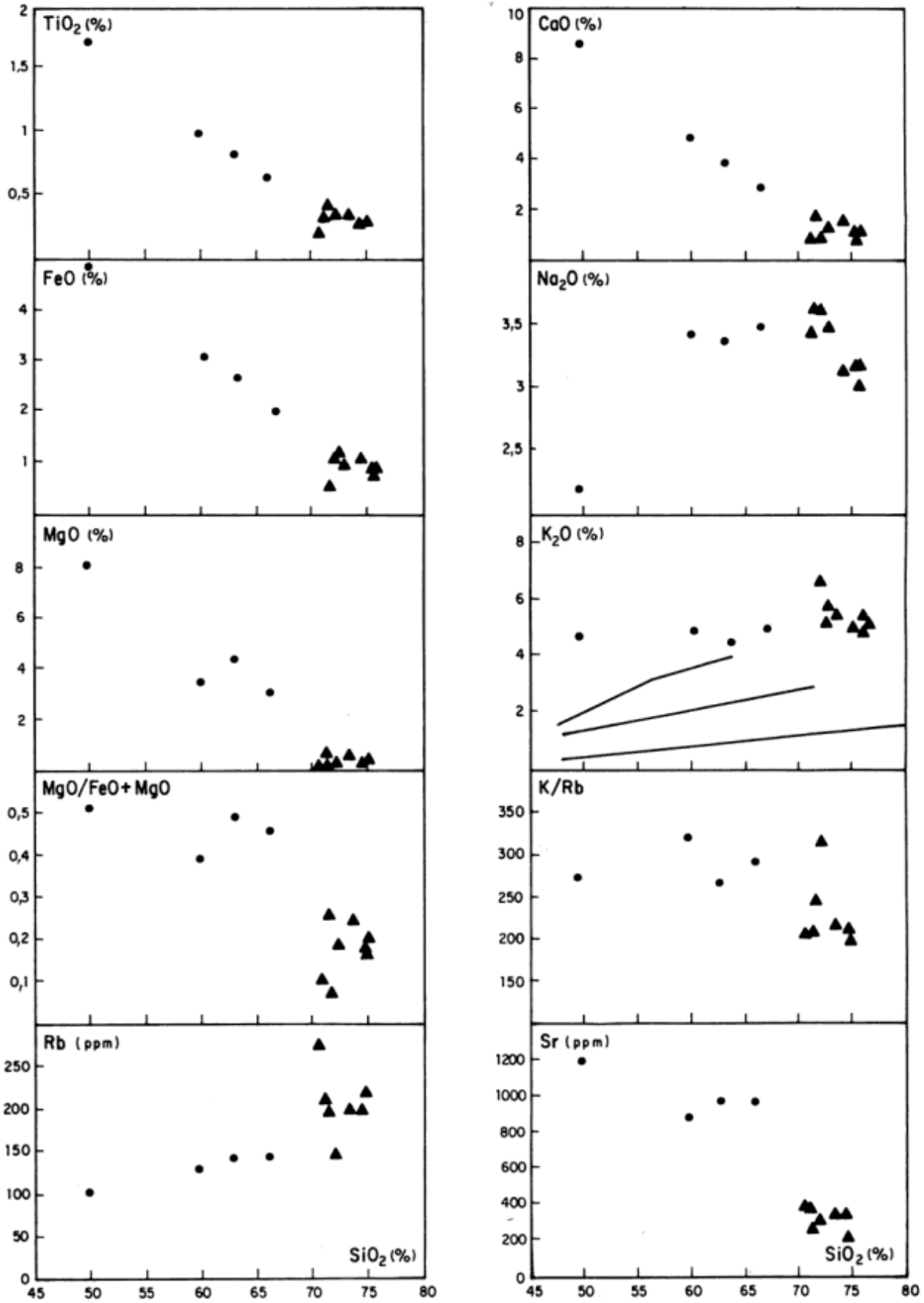


Figura 3: Diagramas de variación. Triángulos: granito; círculos llenos: monzonita.

Tabla 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas determinadas por técnicas de espectrometría de fluorescencia de rayos X. Los primeros están expresados en % en peso y los segundos en ppm.; n.a.: no analizado. Muestras de la numeración SLG26 a SLG37 en el Laboratorio del CIG (La Plata) y de la serie SLG64 a SLG86 en el Laboratorio de la Universidad de Concepción (Chile).

| TABLA I | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-----------|-------|--------|-------|
| Plutón de San José del Morro | | | | | | | | | | | | |
| | Granito | | | | | | | | Monzonita | | | |
| | SLG26 | SLG29 | SLG30 | SLG33 | SLG35 | SLG37 | SLG74 | SLG86 | SLG76 | SLG64 | SLG34 | SLG69 |
| SiO ₂ | 74,8 | 74,58 | 70,71 | 71,50 | 73,50 | 74,50 | 71,21 | 72,16 | 62,80 | 59,78 | 66,00 | 49,77 |
| TiO ₂ | 0,29 | 0,28 | 0,20 | 0,43 | 0,35 | 0,29 | 0,35 | 0,36 | 0,82 | 0,99 | 0,65 | 1,71 |
| Al ₂ O ₃ | 13,03 | 13,29 | 15,79 | 14,13 | 13,46 | 13,27 | 14,69 | 13,90 | 14,41 | 15,83 | 14,27 | 13,49 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,74 | 1,70 | 1,16 | 2,44 | 2,17 | 1,57 | 2,18 | 1,89 | 4,92 | 5,84 | 3,84 | 8,53 |
| MnO | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,08 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,14 | 0,10 | 0,08 | 0,13 |
| MgO | 0,40 | 0,30 | 0,11 | 0,16 | 0,66 | 0,30 | 0,69 | 0,41 | 4,27 | 3,35 | 2,96 | 8,03 |
| CaO | 1,09 | 1,10 | 0,87 | 0,93 | 1,53 | 0,87 | 1,69 | 1,20 | 3,84 | 4,79 | 2,81 | 8,51 |
| Na ₂ O | 3,03 | 3,18 | 3,44 | 3,60 | 3,13 | 3,17 | 3,61 | 3,48 | 3,36 | 3,41 | 3,47 | 2,17 |
| K ₂ O | 5,22 | 5,03 | 6,73 | 5,86 | 5,12 | 5,50 | 5,21 | 5,53 | 4,53 | 4,92 | 5,03 | 4,72 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,03 | 0,14 | 0,06 | 0,13 | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,19 | 0,27 | 0,15 | 0,64 |
| H ₂ O ⁺ | 0,33 | 0,45 | 0,41 | 0,55 | 0,30 | 0,38 | 0,18 | 0,17 | 0,21 | 0,17 | 0,65 | 0,15 |
| H ₂ O ⁻ | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,23 | 0,08 | 0,15 | 0,58 | 0,54 | 0,98 | 0,92 | 0,10 | 1,49 |
| Total | 100,18 | 100,06 | 99,69 | 99,97 | 100,48 | 100,12 | 99,78 | 99,04 | 99,28 | 99,26 | 100,01 | 97,70 |
| Rb | 220 | 201 | 275 | 198 | 199 | n.a. | 210 | 146 | 142 | 128 | 144 | 102 |
| Sr | 209 | 334 | 379 | 246 | 336 | n.a. | 372 | 301 | 968 | 874 | 962 | 1196 |
| Y | 21 | 20 | 21 | 78 | 17 | 53 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 30 | n.a. |
| Zr | 172 | 196 | 152 | 500 | 205 | 278 | 192 | 254 | 321 | 346 | 366 | 396 |
| Nb | 19 | 17 | 16 | 27 | 14 | 16 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 18 | n.a. |
| Ba | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 676 | 513 | 1272 | 1884 | n.a. | 3825 |

aumento de la sílice. La unidad granítica posee mayor homogeneidad en los contenidos de Sr. La combinación de ambos elementos muestra una clara separación entre los dos tipos de rocas con pobre correlación negativa de cada uno de ellos. La relación K/Rb en función de SiO₂ (Fig. 3) muestra pobre correlación negativa de los dos grupos apartándose de la tendencia la representante más máfica y básica de las monzonitas. Asimismo, llama la atención el alto contenido de Ba de la unidad monzonítica, dado que este elemento se presenta como impureza o sustitución en los feldespatos potásicos.

El análisis de los contenidos de los restantes elementos traza sugiere que el alto contenido de Ba y de Sr se podría atribuir a contaminación por una subducción previa a la génesis del plutón del Morro. Asimismo, los contenidos moderadamente altos de Zr apuntan hacia un magma altamente evolucionado pero relacionado lejanamente con una subducción previa.

Con respecto a las tierras raras (Tabla 2, Fig. 4, normalización con el condrito de Leedy) ambas unidades

presentan pequeñas a moderadas anomalías negativas de Eu, lo que implica fraccionamiento de plagioclasa en las fuentes. La pendiente gráfica de las TRP es homogénea para ambas unidades, aunque numéricamente sean diferentes. El segmento de las TRL muestra las mayores diferencias entre las dos unidades litológicas, aunque es notable el enriquecimiento en estos elementos de ambas unidades. Otra característica llamativa es que dos rocas con contenidos disímiles de SiO₂ tengan contenidos similares de TR.

Discusión

Los datos petrográficos y químicos llevan a considerar a la unidad monzogranítica del plutón de San José del Morro como un exponente de los granitoides calcoalcalinos potásicos según la clasificación de Barbarin (1990) y concordantes con la línea de evolución monzonítica calcoalcalina de alto potasio de Lameyre y

Tabla 2: Análisis químicos de elementos de las Tierras Raras (TR), determinados por técnicas de ICP en el Laboratorio de la Universidad de Concepción (Chile), expresados en ppm.

| TABLA II | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|------|-----|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Plutón de San José del Morro | | | | | | | | | | | | | | |
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu | (La/Lu) _{cn} | (La/Sm) _{cn} | (Gd/Lu) _{cn} |
| SLG86 | 87,6 | 174 | 6,5 | 65,6 | 11,9 | 1,7 | 11,1 | 8,3 | 2,1 | 3,8 | 0,6 | 14,95 | 4,48 | 2,30 |
| SLG69 | 67,5 | 151 | 16,1 | 82,8 | 15,6 | 3,6 | 14,7 | 8,2 | 1,7 | 3,3 | 0,6 | 11,52 | 2,63 | 3,05 |

Bowden (1982), aunque el granito no puede definirse como calcoalcalino en sentido estricto, dada la ausencia del cortejo de rocas intermedias. Asimismo, podría corresponder a un granitoide tipo I altamente diferenciado, en el sentido de tener una relación de génesis lejana con la subducción, o en transición a tipo A, en especial al subgrupo A2 de Eby (1992).

Los datos de elementos mayoritarios y trazas apuntan hacia rocas metaluminosas de alto potasio y bajo calcio, con notables enriquecimientos en Sr, Ba y TRL. Estas características sugieren un magma generado a partir de condiciones particulares. Estas podrían haberse dado por un "aporte" térmico producido por fragmentos de un manto enriquecido con elementos suministrados por un proceso subductivo previo. El magma se habría generado a partir de un porcentaje de fusión relativamente bajo y con poca agua, lo que explicaría los altos contenidos de K_2O . La temperatura de generación tiene que haber estado en el orden de $900^\circ C$ para haber dado origen a un magma con un porcentaje mínimo de fundido (del orden del 50%) para ser intrusivo (Johannes y Holtz 1991). Por lo tanto la fase de feldespato potásico original podría haber sido sanidina, invirtiéndose luego a microclino al bajar la temperatura y exsolviendo el feldespato sódico como pertitas, originando un granito que puede considerarse hipersolvus cálcico (por su contenido de $An > 05$).

El contenido de Ba podría señalar la influencia de ese "manto enriquecido" con material proveniente de una subducción previa. El escaso contenido de Rb sugeriría escasa contaminación cortical, lo que implicaría un ascenso magmático relativamente rápido en términos geológicos y portando escaso contenido de H_2O . Este tipo de ascenso es el que se produciría mediante profundas fracturas relacionadas con el período de relajación que sobreviene con posterioridad a una etapa orogénica con engrosamiento cortical (Quenardelle 1993).

El contenido total de TR y las relaciones TRL/TRP podrían explicarse por cantidades variables de anfíbol o piroxeno en las fuentes (Cullers y Graf 1984). Para la melamonzonita, en particular, la roca fuente podría haber sido una roca básica con hornblenda, granate,

clinopiroxeno y plagioclasa (Cullers y Graf 1984). En general, los anfíboles, junto con apatita y titanita, parecen haber sido las fases minerales controlantes del diseño de TR (Fig. 4).

Las diferencias petrográficas y químicas entre las dos unidades litológicas que componen el plutón del Morro sugerirían una mezcla no homogénea (*mingling*) de dos magmas quizás íntimamente relacionados en su génesis. Ambos magmas podrían haber sido coetáneos y probablemente el más básico haya sido el mecanismo generador del más ácido (Huppert y Spark 1988).

Hay evidencias petrográficas (Fig. 5a) acerca del estado plástico de ambas masas rocosas en el tiempo de su contacto mutuo. Una situación similar es citada por Brogioni (1992) para el Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas. No obstante, es claro que la roca más máfica (melamonzonita) aflorante en la actualidad bien podría ser una roca de mezcla o híbrida con origen mixto (manto + corteza) y no representar el magma máfico original, cuya composición primigenia no es posible identificar.

Dentro de la población de muestras analizadas químicamente, la melamonzonita podría tomarse como el extremo más básico y máfico que podría representar al magma de origen mantélico o una subplaca máfica (Rogers y Greenberg 1990). A partir de ese extremo podrían haberse sucedido episodios de mezcla e hibridación con el magma granítico, los que habrían dado origen a las rocas monzoníticas intermedias (véase Tabla 1).

La presencia de los enclaves máficos en el monzogranito (Fig. 5b) podrían representar gotas o burbujas del magma máfico, cuerpo de melamonzonita, y evidenciar la mezcla no homogénea (*mingling*) del magma máfico dentro del granítico (Debon 1991).

En síntesis, el Granito San José del Morro tiene gran afinidad con el grupo de granitoides postorogénicos (PO) de Rogers y Greenberg (1990). Reconociendo en él la formación a partir de una fusión de roca fuente en condiciones de subsaturación en H_2O , a partir de minerales hidroxilados, representando un fundido mínimo a baja presión de agua, con diseño relativamente plano de TR y con equilibrio de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno y sin fraccionamiento de feldespato alcalino. La roca fuente que proponen Rogers y Greenberg (1990) para este tipo de granitos sería una roca orogénica máfica / intermedia que constituiría la subplaca máfica aludida y que daría los siguientes modelos:

$0,1 \text{ granito} + 0,49 \text{ clinopiroxeno} + 0,41 \text{ plagioclasa} =$
basalto toleítico

$0,1 \text{ granito} + 0,34 \text{ clinopiroxeno} + 0,56 \text{ plagioclasa} =$
andesita toleítica

Sin embargo, Roberts y Clemens (1993) sostienen que las rocas fuente más apropiadas para dar origen a granitoides de alto K (Fig. 3) son rocas hidratadas como andesitas y andesitas basálticas calcoalcalinas y de alto K. Presumiblemente la fusión de este tipo de rocas más el aporte del material restítico serían los responsables

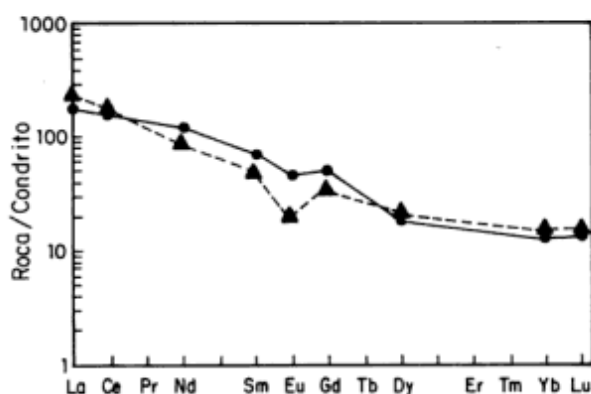


Figura 4: Diagrama de los elementos de las Tierras Raras.

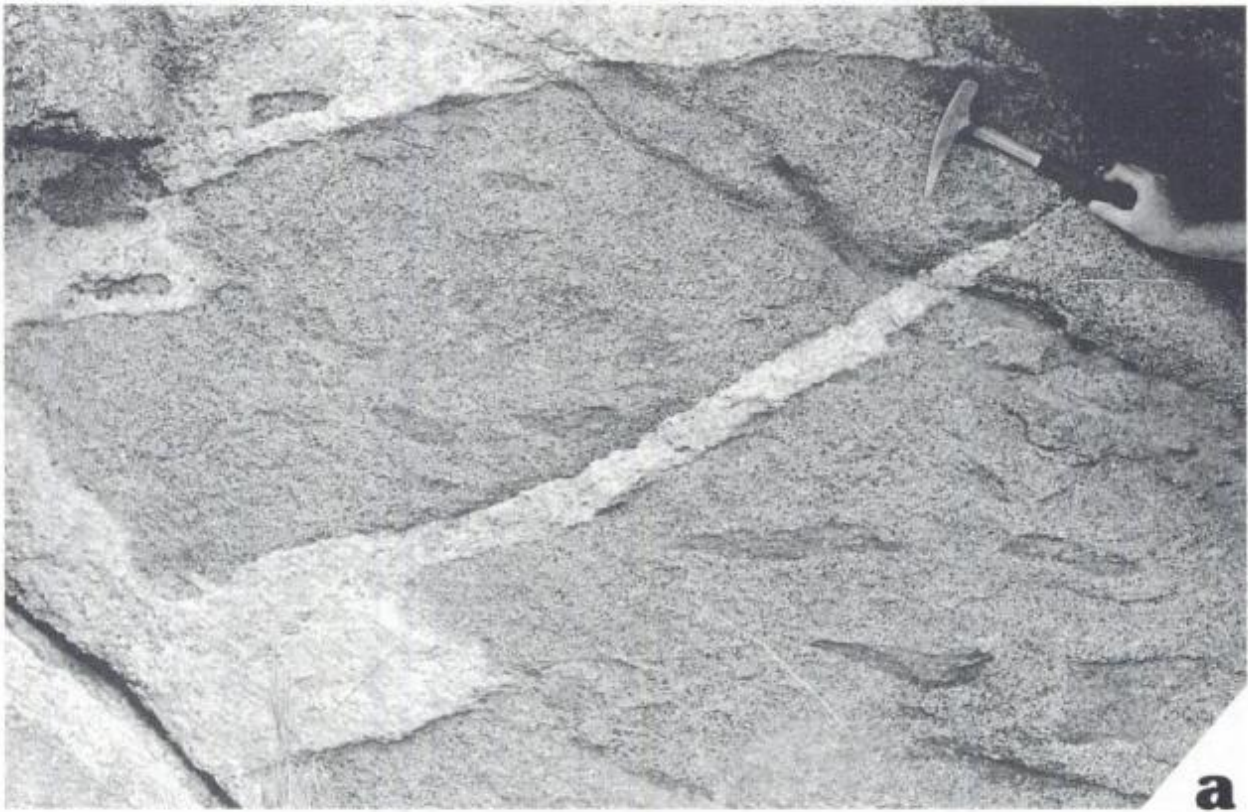


Figura 5: a. Fotografía de las relaciones de contacto entre el granito (más claro) y la monzonita (oscuro) con enclaves microgranulares máficos que evidenciarían haber sido atrapadas en estado plástico. b. Fotografía de enclave de monzonita cuarcífera con megacristales de microclino, alojado en monzogranito porfiroide.

de sus contenidos de elementos traza e incompatibles (por ejemplo el contenido de Zr, Rogers y Greenberg 1990).

La filiación mantélica (o subplaca máfica) del magma granitoide estaría reforzada por las bajas relaciones iniciales de Sr (0,703 - 0,706) que tiene el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1993) que, junto con el batolito de Renca y el Plutón del Morro, representan los granitoides famatinianos tardíos de las Sierras de San Luis.

Estos intrusivos se emplazaron en un nivel cortical alto, con evidentes contrastes reológicos con sus cajas e influenciados por campos de esfuerzo locales que, en algunos casos, los apartan de las formas diapíricas típicas y los fuerzan a tener niveles de concordancia local. En el caso del granito del Morro, éste posee niveles de concordancia local que no ensombrecen su carácter postcinemático. En el sector centro-oriental del cuerpo se observan colgajos o *roof pendants* de rocas metamórficas cuyas foliaciones tienen actitudes que difieren de las regionales. Las aplitas del sector sudoccidental tienen actitud subhorizontal y continuidad longitudinal por lo que su emplazamiento tuvo lugar a través de superficies de discontinuidad discordantes con respecto de la foliación metamórfica (Quenardelle 1993).

La etapa orogénica más importante del ciclo Famatiniano, experimentada por estas sierras es la que Rapela *et al.* (1990) denominan D2 y habría sido responsable del engrosamiento cortical aludido por Ortiz Suárez *et al.* (1992) y explicada como una colisión por Dalla Salda *et al.* (1992). La etapa de distensión que siguió a D2 habría posibilitado la formación, ascenso y emplazamiento de los granitoides imprimiéndoles características de transición entre arco magmático e intraplaca. Por lo cual podría considerarse a estos granitoides como tardiocinemáticos y postorogénicos con respecto a D2 y al ciclo Famatiniano, pero vinculados con un campo de esfuerzos local para cada una de las localidades estudiadas (Brogioni 1992, López de Luchi 1993 y Quenardelle 1993).

Agradecimientos

Se desea agradecer a Eduardo Llambías la orientación de las investigaciones y la lectura crítica del manuscrito, como así también a los revisores que con sus observaciones permitieron mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. *Geología y edad*. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-118. San Miguel de Tucumán.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 766-770. Viña del Mar.
- Brogioni, N., 1992. Geología del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, sección Geología, 11: 1-16.
- Brogioni, N., 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. *Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico*. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° de Exploración de Hidrocarburos, 4: 54-60. Mendoza.
- Cullers, R.L. y Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. En: Henderson, P. (Ed.): *Rare Earth Geochemistry*, pp. 275-301, Elsevier, Amsterdam.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Debon, F., 1991. Comparative major element chemistry in various microgranular enclave-plutonic host pairs. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and granite Petrology*, pp. 293-312, Elsevier, Amsterdam.
- Eby, N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Huppert, H.E. y Spark, S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599-625.
- Johannes, W. y Holtz, F., 1991. Formation and ascent of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 80 (2): 225-231.
- Lameyre, J. y Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Lema, H., 1980. Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, Sierra de Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 147-150.
- López de Luchi, M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 84-87. San Miguel de Tucumán.
- López de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del batolito de Renca. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° de Exploración de Hidrocarburos, 4: 42-53. Buenos Aires.
- Miller, C.F., 1985. Are strongly-peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 269-277.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Quenardelle, S.M., 1993. Caracterización geológica-petroológica del granito San José del Morro, provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 61-67. Buenos Aires.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela, C. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Special Paper 241, pp. 77-89, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Rogers, J.J.W. y Greenberg, J.K., 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*, 98 (3): 291-309.
- Roberts, M.P. y Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Varela, R., Llambías, E., Cingolani, C. y Sato, A.M., 1994. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1249-1253. Concepción, Chile.

Recibido: 12 de setiembre, 1994

Aceptado: 27 de junio, 1995

Las micas en la Metamorfitas Lapataia, Tierra del Fuego: condiciones metamórficas de P-T en la presencia de fengita

Rogelio Daniel ACEVEDO

Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), Av. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.

ABSTRACT. *Micas in the Metamorfitas Lapataia, Tierra del Fuego: metamorphic P-T conditions in the presence of phengite.* P-T paths during phengite growth in Metamorfitas Lapataia have been calculated from studies of banded pelitic schists, meta-rhyolites and greenstones at Lago Roca. The metamorphic assemblage is MS(Phg)+Chl+Ep+Act+Spn+Ab+Qtz. In the white micas phengitic substitution is dominant with a high celadonic component. The structural formulae of this phengite (normalized to 22 oxygens) is: $(K_{1.74} Na_{0.02}) (Mg_{0.51} Fe^{2+}_{0.40} Al_{3.19}) (Al_{1.17} Si_{4.83} O_{20}) (OH)_4$. Chlorite (pyncchlorite/brunsvigite) used as geothermometric indicator suggests that $T=300^{\circ}C$. In accordance with this, metamorphic conditions recorded by Ms(Phg)+Chl, in Si-rich phengites (Si: 3.417 a.p.u.f.) enable the estimation of pressures around 4 kbar.

Introducción

Una cuestión aún no resuelta acerca de las unidades que componen el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos (Quartino *et al.* 1988) se refiere a los límites y relaciones geológicas de la Metamorfitas Lapataia (Borrello 1969, 1972) ya que todavía no se conoce con certeza si constituye el basamento metamórfico que forma parte de los "High Metamorphic Schist" de Kranck (1932) ni se ha observado su posible contacto con la vecina Formación Yahgán (Kranck 1932), inmediatamente al este de la anterior.

La paragénesis biotita+moscovita+clorita+granate (dato no publicado) corresponde tanto a la Metamorfitas Lapataia como a la Formación Yahgán y ello paradójicamente constituye la clave de la distinción entre ambas ya que mientras en la primera es producto del metamorfismo regional en la segunda lo es del metamorfismo de contacto (Acevedo *et al.* 1989).

En este trabajo se evalúan las condiciones termodinámicas de cristalización de la fengita, una moscovita rica en Si que es diagnóstica del metamorfismo regional de la Metamorfitas Lapataia.

La Metamorfitas Lapataia fue fundada por Borrello (1969, 1972) para referirse a las rocas esquistosas aflorantes entre Lago Roca y Lapataia, comparables con la "Clay-Slate Formation" de Darwin (1846) que fueran descritas más tarde como "High Metamorphic Schists" (Kranck 1932), cuyas manifestaciones principales se extienden inmediatamente al poniente, ya en territorio chileno. Asoma a modo de retazo triangular en el mapa, recostada sobre el ángulo sudoccidental de la porción argentina de Isla Grande, dentro del Parque Nacional Tierra del Fuego, circunscripta entre el meridiano que

marca el límite internacional con Chile, el Río Pipo (Ajej) y la costa norte del Canal de Beagle (Fig. 1). La costa del Lago Roca -donde se obtuvieron las muestras estudiadas en este trabajo- ofrece una buena continuidad de los afloramientos para su seguimiento e identificación, además de constituir los confines de la entidad en territorio argentino.

Relaciones geológicas

No se conocen exactamente los límites geológicos de la unidad. El contacto con la Fm. Yahgán hacia el ENE estaría dado a través de un lineamiento tectónico sobre el cual transcurre el Río Pipo (Ajej) y hacia el ESE es incierto. Hacia el sur, se pierde en las aguas del canal de Beagle. Hacia el oeste, ya en territorio chileno, pasa progresivamente a esquistos de alto grado. Por el norte, el límite es desconocido.

La localidad crítica en el presente estudio se halla ubicada sobre las orillas del Lago Roca, a la altura del Hito XXIV. Los afloramientos de la comarca están representados por pizarras negras, por lo general muy oxidadas, esquistos filíticos blanquecinos y esquistos verdes, todos ellos plegados, siendo sus asomos discontinuos. La actitud de las capas es muy variable, desde rumbo N-S con inclinaciones al E de 55° a rumbo N 45° E y una inclinación de 25° SE. En la zona limítrofe internacional, las pizarras, con una constante oxidación ferrosa que las caracteriza, cambian su rumbo a N 70° O, inclinando hasta 35° hacia el SO mientras que los esquistos, ahora verticales, retoman el rumbo N-S. Esto es así debido a la intensa fracturación que produjo fuertes dislocaciones de la estructura plegada y favoreció el ingreso de lentes

y venillas de cuarzo portadores de pirita. La geometría del plegamiento es de *box folds*.

Petrografía

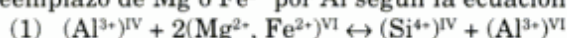
Los esquistos de Lago Roca objeto de estudio son tectonitas de color gris blancuzco satinado a verde opaco, con bandas claras y oscuras alternantes, de espesores muy variables del orden centimétrico (Fig.2a). Ostentan un marcado clivaje pizarreño aproximadamente paralelo a los planos axiales de pliegues parásitos de un plegamiento mayor. La composición mineralógica primaria de las bandas oscuras puede haber sido la de un basalto de tipo ofítico, aunque actualmente sólo se observan relictos de plagioclasa y un anfíbol fibroso de carácter actinolítico que pareciera haber alterado al clinopiroxeno primario, a los que se agregan abundante epidoto idiomórfico, esfena grumosa y clorita (que le dan a la roca la apariencia de una epidosita), minerales opacos (principalmente pirita y goethita), cuarzo y albíta intersticiales, y moscovita-fengita, dispuesta según los planos del clivaje pizarreño (Fig. 2b). Las bandas claras, de una roca ácida milonitizada y recrystalizada (meta-riolita?), son más ricas en cuarzo poligonal, albíta (de dos generaciones) y mica blanca. Los cristallitos tabulares

alargados y de tonalidades verdosas de moscovita-fengita muestran una textura lepidoblástica y definen la esquistosidad, encontrándose en contacto mutuo con albíta secundaria, clorita y epidoto.

Las bandas claras y oscuras involucradas representan entonces dos variedades litológicas: pórfiros riolíticos milonitizados interdigitados con esquistos verdes anfibólicos.

Sustituciones y quimismo de la fengita

La fengita es una moscovita donde se cumple la relación $Si:Al > 3:1$. El exceso de Si es compensado por el reemplazo de Mg o Fe^{2+} por Al según la ecuación:



El diagrama de la Fig. 3a muestra una buena correlación lineal positiva para la relación Si/Al y correlaciones negativas para las relaciones Si/Mg y Si/ Fe^{2+} , ya que como era de esperar se equilibra la ecuación (1) y se demuestra que se cumple una sustitución acoplada de este tipo (fengítica o celadonítica), es decir ($Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$)

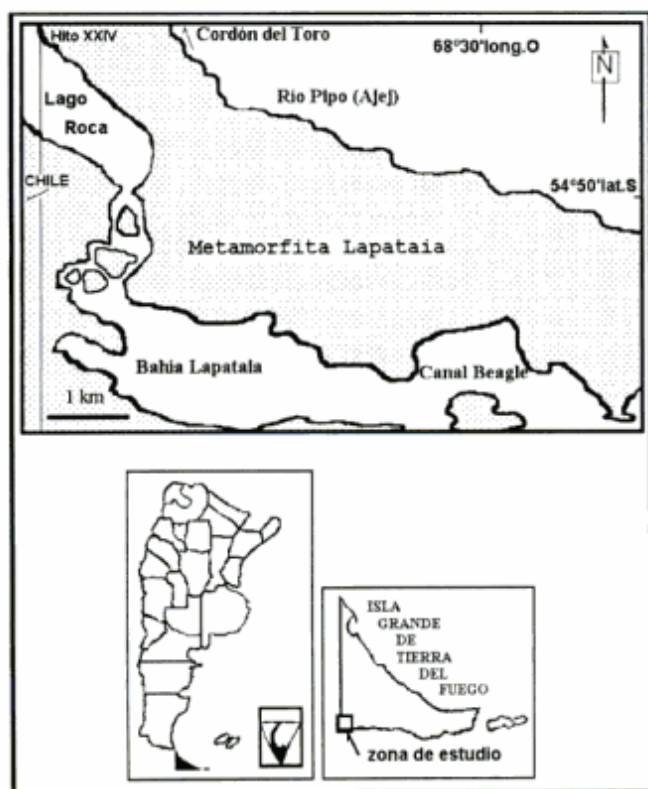


Figura 1: Mapa de ubicación

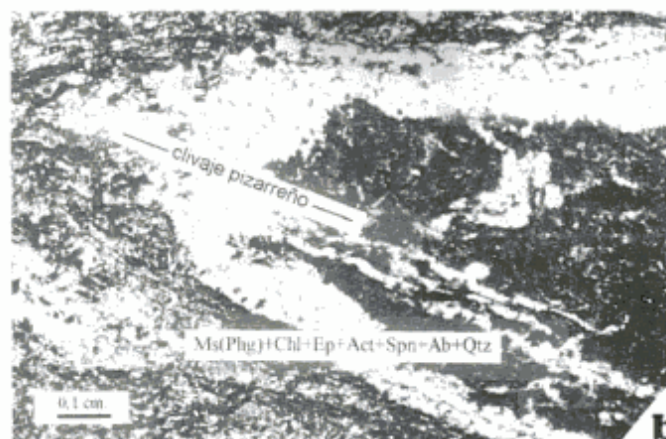
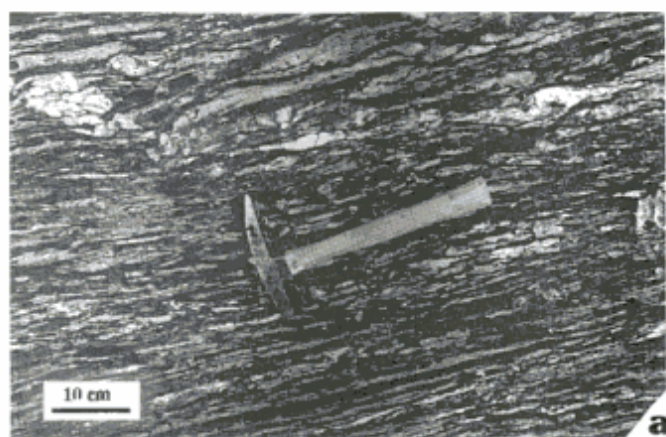


Figura 2: a. Esquistos de Lago Roca. b. Fotomicrografía de la roca esquistosa (s/a).

donde la diferencia de carga se halla compensada por el ingreso de Al^{IV} en la posición Y (O) por los cationes divalentes Mg^{2+} y Fe^{2+} . El porcentaje molecular del componente celadonita puede expresarse en función del contenido en Si^{4+} según la ecuación:

$$(2) \% \text{ molar celadonita} = (Si^{IV} - 6) / 2.$$

El diagrama de la Fig. 3b muestra entonces una dispersión de puntos que no expresa un sentido evolutivo pero sí marca sobre las abscisas un altísimo contenido del componente celadonítico, apreciación que se detecta invariablemente en todos los individuos analizados (Anderson y Rowley 1981) notándose, como se verá luego, una escasa proporción de paragonita (Chatterjee 1972, en Speer 1984).

Tampoco se descarta la actuación de una sustitución menor, tipo $Fe^{3+} \leftrightarrow Al^{VI}$, posiblemente ocurrida al amparo de la sustitución fengítica según el ploteo sobre el Diagrama de Guidotti (1984) de Figura 4a.

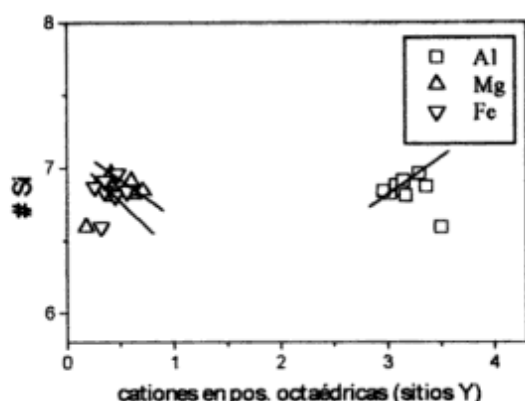
Por otro lado, la ocupación de la capa octaédrica se encuentra por encima de los niveles usuales (Fig. 3c). En cuanto a la de la interfoliar, el valor de la capa X es siempre inferior a 2 y el Na p.f.u. (< 0,04) es un contenido

muy bajo que hace que la sustitución paragonítica, ($Na^{+} \leftrightarrow K^{+}$) expresada por la relación $Na/(Na+K)$, sea casi irrelevante, lo que se observa en el diagrama de la Fig. 3d donde se contrastan ambas sustituciones.

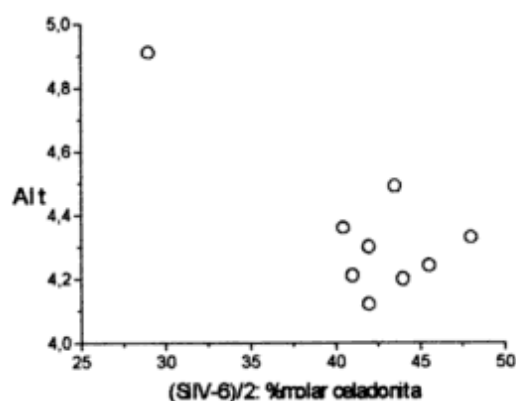
En el diagrama de Fiorentini Potenza (1969), los puntos señalan las posiciones de los individuos de fengita, bastante próximos entre sí y cercanos todos al polo Al^{VI} , lo que pareciera indicar para los diversos individuos de fengita analizados un grado evolutivo similar (Fig. 4b).

Cloritas

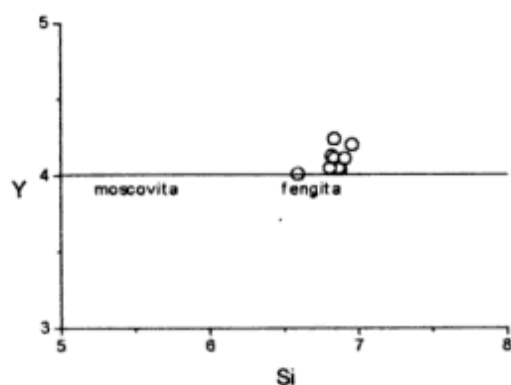
En la paragénesis metamórfica se incluye la presencia de cloritas, clasificables (véase Tabla 2) como pyncocloritas (Hey 1954) o brunsvigitas (Foster 1962) lo que las hace comparables con las cloritas de la Hornblendita de Ushuaia (Acevedo 1992). La temperatura de formación de estas cloritas, siguiendo el método de Walshe y Solomon (1981), de las vacancias (sobre 9 análisis) tendría su techo en los 300° centígrados.



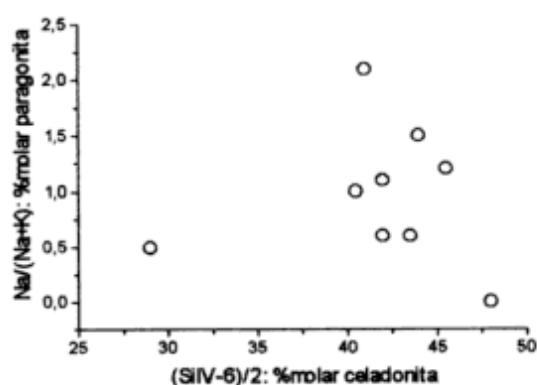
a



b



c



d

Figura 3a: Diagrama $\#Al_{(Y)} - \#Si$, $\#Mg_{(Y)} - \#Si$ y $\#Fe_{(Y)} - \#Si$, donde se infiere la entrada de Si al sistema. **b:** Diagrama $(Si^{IV}-6)/2$:% molar celadonita frente a Al, donde se observa la alta proporción del componente celadonítico. **c:** Diagrama $\#Si$ frente a Y, que muestra el nivel de sobreocupación de la capa octaédrica en la fengita. **d:** Diagrama % molar de celadonita vs. % molar de paragonita. Nótese la irrelevancia del componente paragonítico frente al componente celadonítico.

Tabla 1: Análisis químicos de la fengita de la Metamorfito Lapataia.

| | 76 | 77 | 78 | 82 | 83 | 84 | 85 | 91 | 92 |
|-----------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 50,55 | 51,8 | 52,26 | 52,55 | 49,76 | 52,46 | 51,47 | 52,88 | 51,62 |
| TiO ₂ | 0,1 | 0,04 | 0,11 | 0 | 0 | 0,06 | 0,01 | 0,11 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 26,52 | 26,84 | 27,92 | 27,75 | 31,5 | 29,14 | 28 | 27,49 | 26,35 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0 | 0,04 | 0 | 0,06 | 0 | 0,01 | 0 | 0 |
| FeO | 4,07 | 3,06 | 3,23 | 4,28 | 2,9 | 2,36 | 4,07 | 3,21 | 5,06 |
| MnO | 0,07 | 0,08 | 0,02 | 0,12 | 0 | 0,1 | 0,02 | 0 | 0 |
| MgO | 3,08 | 3,03 | 3,06 | 2,1 | 0,93 | 2,14 | 2,14 | 3,07 | 3,6 |
| CaO | 0,03 | 0 | 0,03 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,11 | 0,01 |
| Na ₂ O | 0,14 | 0,11 | 0,06 | 0 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,09 | 0,02 |
| K ₂ O | 10,68 | 11,36 | 10,48 | 8,01 | 11,06 | 9,89 | 11,26 | 9,89 | 10,13 |
| H ₂ O | 4,46 | 4,48 | 4,5 | 4,56 | 4,49 | 4,55 | 4,46 | 4,52 | 4,46 |
| Total | 99,71 | 100,8 | 101,7 | 99,37 | 100,8 | 100,7 | 101,5 | 101,4 | 101,3 |
| normalizada sobre la base de 22 O | | | | | | | | | |
| # Si IV | 6,82 | 6,88 | 6,84 | 6,96 | 6,59 | 6,87 | 6,81 | 6,91 | 6,84 |
| # Al IV | 1,18 | 1,12 | 1,16 | 1,04 | 1,41 | 1,13 | 1,19 | 1,09 | 1,16 |
| sitio T | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |
| # Al VI | 3,03 | 3,08 | 3,14 | 3,29 | 3,5 | 3,36 | 3,17 | 3,15 | 2,96 |
| # Ti VI | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 |
| # Cr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| # Fe 2+ | 0,46 | 0,34 | 0,35 | 0,47 | 0,32 | 0,28 | 0,45 | 0,35 | 0,56 |
| # Mn 2+ | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0 |
| # Mg | 0,62 | 0,6 | 0,6 | 0,41 | 0,18 | 0,42 | 0,42 | 0,6 | 0,71 |
| sitio O | 4,13 | 4,04 | 4,11 | 4,2 | 4,01 | 4,05 | 4,05 | 4,11 | 4,24 |
| # Ca | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,02 | 0 |
| # Na | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| # K | 1,84 | 1,92 | 1,75 | 1,35 | 1,87 | 1,65 | 1,9 | 1,85 | 1,71 |
| sitio A | 1,88 | 1,95 | 1,77 | 1,35 | 1,88 | 1,66 | 1,92 | 1,89 | 1,72 |
| # O | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 |
| # OH | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| mol celadonita | 41 | 44 | 42 | 48 | 29 | 43,5 | 40,5 | 45,5 | 42 |
| mol paragonita | 2,1 | 1,5 | 1,1 | 0 | 0,5 | 0,6 | 1 | 1,2 | 0,6 |

Geotermobarometría

Como se dijo, los caracteres de localización geológica, texturales, paragenéticos y químicos de la fengita aquí estudiada revelan un origen secundario, a lo que se agrega el diagrama de Miller *et al.* (1981), de discriminación de las moscovitas primarias y secundarias sobre la base de sus contenidos en Mg, Na y Ti (Fig. 4c).

La fengita parece ser un buen indicador de presión. Massone y Schreyer (1987) idearon un geobarómetro basado en su contenido en átomos de Si por fórmula unidad. El #Si en las fengitas aquí analizadas es de 3,417 (ó 6,834 normalizada a 22 O, como en Tabla 1). Dachs (1990) pondera como de alta P a aquellas fengitas cuyo $\#Si_{\text{máx}} = 3,4$ por lo que, siguiendo a este autor, las fengitas contenidas en la Metamorfito Lapataia pudieran haber cristalizado a presiones más altas que las de un simple *stress* regional. Si se considera, por extensión, la T de formación de la fengita aquella que fuera obtenida para la clorita (300° C), en el diagrama de Velde (1965) en Benaouda (1982) de la estabilidad de las fengitas (Fig. 4d), sobre la curva que corresponde a #Si = 3,4, P estaría en el orden de los 4 kbar (unos 15 km de profundidad).

Evaluación de los resultados obtenidos

Siendo las micas clorita y fengita buenos indicadores de T y P respectivamente, y estando en paragénesis metamórfica regional en las rocas estudiadas, se han

calculado temperaturas de 300°C y un pico de presión de 4 kbar para la Metamorfito Lapataia aflorante sobre las costas de Lago Roca, lo que las distinguiría entonces de la Formación Yahgán, cuyas rocas no habrían alcanzado de ningún modo tales niveles barométricos ni la paragénesis metamórfica regional descrita *ad supra*. La paragénesis metamórfica es fengita+clorita+actinolita+epidoto+esfena+albita, no casualmente minerales *stress* de elevado índice de empaquetamiento en el retículo espacial.

Los valores P-T obtenidos son empero sensiblemente inferiores a los del núcleo del basamento metamórfico, ubicado en Cordillera Darwin, al oeste de Lapataia (Kohn *et al.* 1993) sobre esquistos portadores de aluminosilicatos no detectados en la comarca aquí estudiada.

Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Centro Austral de Investigaciones Científicas y Museo del Fin del Mundo y sus autoridades, quienes ofrecieron todas las facilidades para la realización de las tareas de campo. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por la Beca Externa en España, donde se realizó el trabajo de gabinete. A la Agencia Española de Cooperación Internacional por la asistencia financiera a la investigación. Y al Servicio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo por la cesión gratuita de los equipos para su utilización personal al autor de este trabajo. Los puntos de vista de los árbitros y de la Subcomisión de Publicaciones de esta revista también han sido respetados y por ello se agradece su anónima participación.

Tabla 2: Análisis químicos de las cloritas de la Metamorfito Lapataia.

| | 63 | 64 | 65 | 69 | 70 | 73 | 86 | 87 | 88 |
|-----------------------------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 26,34 | 26,29 | 26,85 | 26,33 | 26,77 | 26,81 | 27,22 | 26,94 | 26,29 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0 | 0,09 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 19,42 | 19,4 | 18,87 | 19,42 | 18,93 | 19,4 | 19,02 | 18,1 | 18,65 |
| FeO | 28,44 | 27,69 | 27,67 | 28,1 | 27,87 | 28,78 | 28,97 | 28,98 | 28,56 |
| MnO | 0,44 | 0,38 | 0,46 | 0,36 | 0,43 | 0,34 | 0,37 | 0,42 | 0,45 |
| MgO | 13,96 | 13,73 | 13,89 | 13,5 | 14,04 | 13,99 | 13,71 | 13,3 | 13,7 |
| CaO | 0,01 | 0,04 | 0,11 | 0,07 | 0,02 | 0,11 | 0,04 | 0,08 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0,04 | 0 | 0 | 0,04 | 0 | 0 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0 | 0,05 | 0,03 | 0 |
| H ₂ O | 11,31 | 11,35 | 11,36 | 11,33 | 11,35 | 11,32 | 11,31 | 11,28 | 11,29 |
| Total | 99,96 | 98,9 | 99,31 | 99,21 | 99,47 | 100,76 | 100,78 | 99,13 | 98,98 |
| normalizada sobre la base de 14 O | | | | | | | | | |
| # Si IV | 2,79 | 2,81 | 2,86 | 2,81 | 2,85 | 2,82 | 2,86 | 2,89 | 2,83 |
| # Al IV | 1,21 | 1,19 | 1,14 | 1,19 | 1,15 | 1,18 | 1,14 | 1,11 | 1,17 |
| sitio T | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| # Al VI | 1,22 | 1,26 | 1,22 | 1,26 | 1,22 | 1,22 | 1,22 | 1,18 | 1,19 |
| # Ti VI | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| # Fe 2+ | 2,52 | 2,48 | 2,48 | 2,51 | 2,48 | 2,53 | 2,55 | 2,6 | 2,57 |
| # Mn 2+ | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| # Mg | 2,21 | 2,19 | 2,2 | 2,15 | 2,23 | 2,19 | 2,15 | 2,13 | 2,2 |
| # Ca | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 |
| # Na | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 |
| # K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 |
| sitio O | 5,99 | 5,97 | 5,95 | 5,97 | 5,97 | 5,98 | 5,96 | 5,96 | 5,99 |
| # O | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| # OH | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |

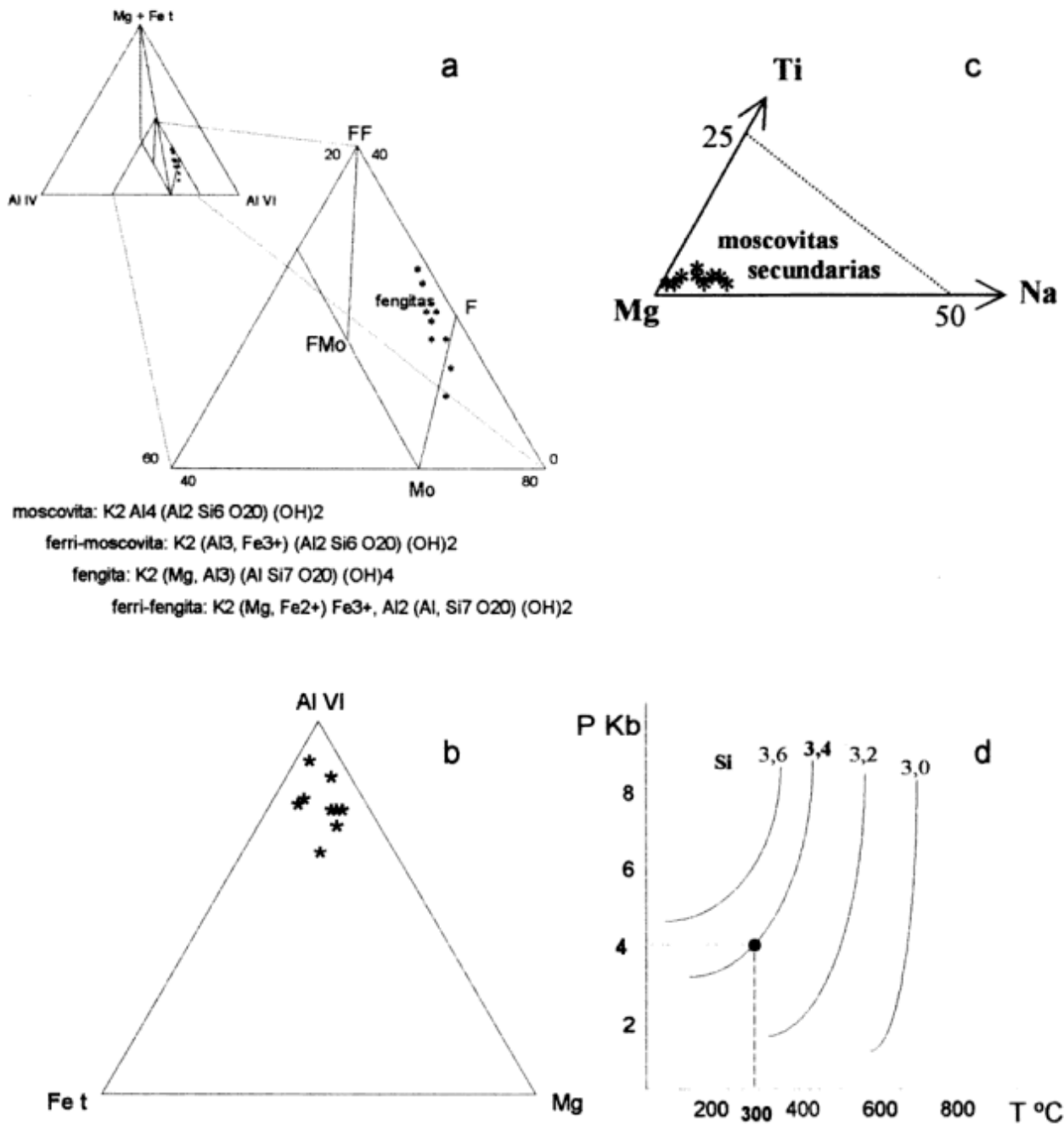


Figura 4a: Diagrama triangular de Guidotti (1984), que muestra la composición fengítica de la moscovita de Lago Roca. **b:** Diagrama triangular Fe-Al^{VI}-Mg de Fiorentini Potenza (1969) para las fengitas analizadas en este trabajo. **c:** Diagrama triangular Mg-Ti-Na de Miller *et al.* (1981), que demuestra el origen secundario de las fengitas de Lago Roca. **d:** Diagrama P-T de Velde (1965) de estabilidad de la fengita basada en su contenido en #Si (a.p.f.u.).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Acevedo, R. D., 1992. Los anfíboles cálcicos como indicadores del origen magmático intrusivo de las rocas melanocráticas del Batolito Andino en Tierra del Fuego. 8º Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 4:163-167. Salamanca.
 Acevedo, R. D.; Quartino, G. P. y Coto, C. D., 1989. La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de biotita y granate en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Acta Geológica Lilloana. 17 (1): 21-36. San Miguel del Tucumán.

Anderson, J. L. y Rowley, M. C., 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple mountains, California. Canadian Mineralogist 19: 83-101.
 Benaouda, N., 1982. Greisenization dans la coupole Aveugle de Neuf-Jours (Correze, MCF). Thèse 3e cycle. Université de Paris VI. 145 págs.
 Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de La Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales 14: 1-188. Buenos Aires.
 Borrello, A. V., 1972. Cordillera Fueguina. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. pp. 741-754. Córdoba.
 Dachs, E., 1990. Geothermobarometry in metasediments of the

- southern Grossvenediger area (Tauern Window, Austria). *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 217-230.
- Darwin, C., 1846. Geological Observations of South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832-1836. 279 p. London.
- Fiorentini Potenza, M., 1969. Ruolo della mica nel metamorfismo di Sezia Lanzo (Piamonte). *Società Italiana Scienza Naturale*, 109: 55-86.
- Foster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Geological Survey. Professional Paper, 414-A. 33 p. Washington.
- Guidotti, C. V., 1984. Micas in metamorphic rocks. En: Bailey, S. W. (Ed.): *Micas, Reviews in Mineralogy*, 13. Mineralogical Society of America, 357-467.
- Hey, M. H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277-292.
- Kohn, M. J.; Spear, F.S. y Dalziel, I.W.D., 1993. Metamorphic P-T paths from Cordillera Darwin, a core complex in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Petrology*, 34, (3): 519-542.
- Kranck, E. H., 1932. Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4(2): 1-231. Helsinki.
- Massone, H. J. y Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96: 212-224.
- Miller, C. F.; Stoddard, E. F.; Bradfish, L. J.; Dollase, W. A y Clarke, D. B., 1981. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- Quartino B.J.; Acevedo, R. D. y Scalabrini Ortiz, J., 1988. Rocas eruptivas vulcanógenas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (3-4), 328-335. Buenos Aires.
- Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. En: Bailey, S. W. (Ed.): *Micas, Reviews in Mineralogy*, 13. Mineralogical Society of America, pp. 299-356.
- Walshe, J. L. y Solomon, M., 1981. An investigation into the environment of formation of the volcanic hosted Mt Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes and a six component chlorite solid solution model. *Economic Geology*, 76: 246-284.

Recibido: 21 de noviembre, 1994

Aceptado: 3 de julio, 1995

Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitoro, Provincia de Río Negro

Pablo R. GETINO

ITMAS "Los Alamos", C.C. 57, 8520 San Antonio Oeste, Río Negro, Argentina.

ABSTRACT. *Stratigraphy of the southwest part of Colitoro plateau, Río Negro Province.* Pre-Oligocene sedimentary units which crop out in the southwest part of Colitoro plateau are described on the basis of their lithologic characteristics, stratigraphic relationships and fossil contents. Permo-Triassic rocks from La Esperanza Plutonic Complex and Los Menucos Formation integrate the regional basement. Overlying the basement there are approximately 250 m of continental and marine sediments Late Cretaceous (Campanian) to Early Oligocene in age. Three lithogenetic events of different ages were recognized: a continental one corresponding to Los Alamos Formation (Campanian - Lower Maestrichtian), with pelites and sandstones to fine gravels, and two marine events belonging to Colitoro Formation (Lower to Middle Maestrichtian) and Roca Formation (Danian), with claystones, sandstones and fossiliferous limestones. The last two marine events which took place at the Cretaceous - Tertiary boundary are well differentiated from each other according to their faunistic associations, lithology and stratigraphic relationships. The Nancuqueo Formation (post-Eocene pre-Oligocene) is proposed for the lithosome that overlies Roca Formation. The last important sedimentary cycle correlated with Sarmiento Formation (Lower Oligocene) is also described.

Introducción

El área analizada corresponde al sector suroccidental de la Meseta de Colitoro (Comarca Norpatagónica), delimitada por los meridianos de 68° 51' y 69° 15' de longitud oeste y los paralelos de 40° 45' y 41° 00' de latitud sur, abarcando una superficie que supera los 850 km². Geográficamente se ubica unos 60 km en línea recta hacia el noreste de la localidad de Ingeniero Jacobacci, en el Dpto. de 25 de Mayo. Limita hacia el norte con el bajo de Colán Conhué, al noreste con el bajo de Lenzaniyeu y bajo Hondo y al oeste con la meseta de Carrilauquén (Fig. 1).

En el sector estudiado afloran rocas plutónicas y volcánicas ácidas a mesosilíceas del Complejo Plutónico La Esperanza y de la Formación Los Menucos del Permotriásico, sobre las que se disponen discordantemente sedimentitas cretácicas de origen continental y marino (Formación Los Alamos y Formación Colitoro), y terciarias marinas (Formación Roca y Formación Nancuqueo), culminando con depósitos continentales de Edad Mamífero Deseadense. Estas rocas abarcan un intervalo estratigráfico que se extiende desde el Campaniano Tardío hasta el Oligoceno Temprano, y son cubiertas por depósitos piroclásticos y volcánicos básicos (Fm. Somuncurá, Basalto Mesaniyeu, Basalto Pereyra y Fm. Tiltico) del Oligoceno Superior - Pleistoceno?, las que conforman la meseta.

Las unidades sedimentarias pre-oligocenas presentan una amplia distribución en el área de estudio, cuya estratigrafía y paleogeografía ha sido objeto de diversas interpretaciones de acuerdo a los distintos autores. Algunos han planteado la existencia de dos eventos

marinos en el límite Cretácico-Terciario (Bertels 1969 a; Franchi *et al.* 1984; y otros), mientras que la idea actualmente aceptada es considerar como un único ciclo sedimentario a la evolución de las Formaciones Los Alamos - Colitoro - Roca (Yrigoyen 1970; Andreis *et al.* 1974; Uliana y Dellapé 1981; Spalletti 1988 y otros).

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de la estratigrafía del sector suroccidental de la Meseta de Colitoro, a partir del análisis de las relaciones y características generales de las diferentes unidades sedimentarias, describiéndolas con el fin de su correlación y comparación con las de otros sectores de la cuenca. Se pone especial énfasis en el estudio de las sedimentitas involucradas en el lapso Cretácico más alto - Paleógeno y del límite cretácico - terciario, haciendo una revisión de la estratigrafía de la comarca.

Metodología de trabajo

Se realizó el reconocimiento de campo y mapeo de las distintas unidades litoestratigráficas a escala aproximada 1:50.000, con el levantamiento de varios perfiles estratigráficos de semidetalle correlacionando los mismos para observar sus relaciones laterales. Se analizó lito y cronoestratigráficamente cada litosoma. Paralelamente se tomaron muestras palinológicas y se recolectaron megafósiles para su determinación y se completó el perfil con el muestreo de rocas ígneas para su observación petrográfica. La escala de color utilizada se expresa de acuerdo a la Rock Color Chart. El material paleontológico se analizó cualitativamente y se encuentra bajo estudio.

Antecedentes y síntesis geológica del área

El conocimiento estratigráfico actual, tanto en lo referente a la definición de las unidades litoestratigráficas básicas como de las relaciones estratigráficas elementales de esta región se debe fundamentalmente a los trabajos de Doering (1882), Roth (1899), Wichmann (1919; 1924; 1927; 1934), Schiller (1922), Groeber (1959 b), Weaver (1927) y Feruglio (1949-1950). Respecto a las rocas del basamento, se pueden citar los trabajos de Stipanivic (1967), Stipanivic *et al.* (1968), Stipanivic y Linares (1969), Volkheimer (1964) y Nullo (1978) entre otros. Posteriormente se publicaron trabajos de mayor detalle como los de Llambías *et al.* (1984; 1985) y Rapela y Llambías (1985). En cuanto a las sedimentitas cretácico - terciarias, las mismas fueron estudiadas por Bertels, quien definió la Fm. Colitorio y redefinió la Fm. Roca en esta zona, realizando estudios bioestratigráficos en lo referente al Maestrichtiano y Daniano (Bertels, 1969 a y b; 1970). Casamiquela (1963; 1969; 1978) trató los temas sobre la fauna y características de la transgresión de estas unidades. Otros estudios sobre las mismas

fueron realizados por Volkheimer (1964; 1973), Leanza (1964), Andreis (1965), Camacho (1967), Stipanivic y Methol (1980), Coira (1979) y Uliana y Dellapé (1981).

En la zona específica de estudio existen escasos trabajos sobre la estratigrafía de las unidades sedimentarias, pudiéndose citar a los de Nández (1983), quien resumió la geología del sector SSE del área, con detalles de los microfósiles calcáreos, Franchi *et al.* (1984), que realizaron aportes al conocimiento de la estratigrafía de la Fm. Roca y otras suprayacentes, mientras que Spalletti (1988), presentó un trabajo sobre los ambientes sedimentarios del límite Cretácico - Terciario en el sector occidental del macizo Norpatagónico, con estudios sobre las Formaciones Colitorio y Roca aflorantes al noroeste de esta localidad. Más recientemente, el autor (Getino 1993), describió la geología del sector suroccidental de la Hoja 39e "Meseta de Colitorio", con fines principalmente económicos.

Estratigrafía

Relaciones generales

El basamento está compuesto por granodioritas, granitos y granitoides (leucogranitos) de coloración rosado grisáceo, de grano medio a grueso, algunos diques aplíticos y en partes con textura micropegmatítica. Estas rocas forman parte del Complejo Plutónico La Esperanza (Rapela y Llambías 1985) de edad permotriásica (Rapela *et al.* 1991). Los granitoides son metaaluminosos con tendencia peralcalina y de alto contenido de potasio, muy similares a los de La Esperanza (Dalla Salda *et al.* 1991). Por las características de las plutonitas aflorantes en el área de Colitorio, las mismas se ubicarían en los sectores marginales del plutón, dado que corresponden a leucogranitos, los que contienen además xenolitos.

Las plutonitas están cubiertas por volcanitas ácidas a mesosilícicas (riolitas - riodacitas) correlacionables con la Fm. Los Menucos (Stipanivic 1967), de edad triásica tardía (Stipanivic y Linares 1969).

En discordancia angular y posición subhorizontal sobre las rocas de la Fm. Los Menucos, se presentan las unidades sedimentarias que conforman la cuenca cretácico - terciaria, comenzando con depósitos continentales de la Fm. Los Alamitos (Franchi y Sepúlveda, en Bonaparte *et al.* 1984) de edad campaniana-maestrichtiana inferior (Sepúlveda *et al.* 1989). Sobre la Fm. Los Alamitos y mediante discontinuidad sedimentaria, se ubican sedimentitas marinas de la Fm. Colitorio, del Maestrichtiano Inferior a Medio (Bertels 1969 a). Hacia arriba siguen en discordancia angular en un sector, y en paraconcordancia y discordancia levemente erosiva en otros, depósitos marinos de la Fm. Roca de edad daniana inferior (Bertels 1969 a). Cubrien-

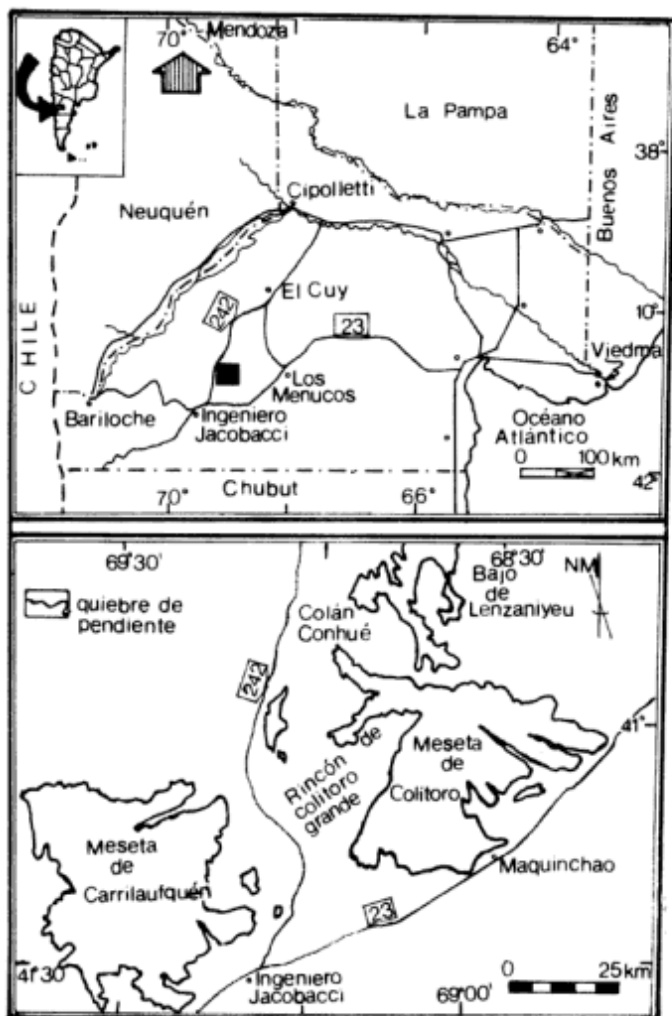


Figura 1: Mapa de ubicación y límites geológicos del área.

do la unidad anterior se encuentran sedimentos clásticos marinos de la Fm. Ñancucho de edad post-daniana inferior - pre-oligocena inferior. Durante el Eoceno Medio tuvo lugar el emplazamiento de rocas hipabisales básicas alcalinas, discordantes, correlacionables con la Fm. Cerro Cortado (Coira 1979). Cubriendo a la Fm. Ñancucho, y en forma discordante, se presentan tobas, tufitas y paleosuelos de Edad Mamífero Deséadense, que se correlacionan con la Fm. Sarmiento (Simpson 1941; Spalletti y Mazzoni 1980). Todas las unidades sedimentarias están cubiertas por una sucesión de derrames basálticos y sedimentos intercalados que conforman la meseta de Colitoto y representan episodios de actividad volcánica y sedimentaria (Tabla 1-Fig.2).

Descripción de las unidades sedimentarias

Formación Los Alamitos (Franchi y Sepúlveda, en Bonaparte et al. 1984)

Se incluyen aquí a las sedimentitas continentales que afloran en un amplio sector del área de estudio. Las mismas están compuestas principalmente por arcilitas y limolitas, con abundante yeso y mayor participación de psamitas y psefitas hacia el techo. Las secciones mejor expuestas se ubican en el Rincón de Colitoto Grande, hacia el sur del puesto de Ignacio López y Aranea; mientras que al norte afloran en el Rincón de Colitoto Chico, en la parte más deprimida del mismo (ONO), y

Tabla 1: Cuadro estratigráfico del área de estudio.

| Era | Período | Epoca | Unidades geológicas | Litología |
|------------------|----------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| Cenozoico | Cuaternario | Holoceno | Dep. coluviales y aluviales Dep. de remoción en masa | Arenas y gravas deleznales |
| | | Pleistoceno | Conglomerado Pto. Millar | Conglomerado con bloques de basalto |
| | Fm. Tiltilco | | Gabros de olivino y diabasas | |
| | Terciario | Plioceno | Basaltos Pereyra | Basaltos olivínicos |
| | | Alto Mioceno Medio | Basaltos Mesaniyeu | Basaltos olivínicos |
| | | | Fm. La Pava | Paleosuelos, tobas y agl. volc. |
| | | Alto Oligoceno Medio | Fm. Somuncurá | Basaltos olivínicos |
| | | | Fm. Sarmiento | Tobas, tufitas, paleosuelos, pelitas |
| | | Alto Eoceno Medio | Fm. Cerro Cortado | Hipabisales básicos |
| | | | ? | |
| | Paleoceno Bajo | Fm. Ñancucho paraconcord. | Pelitas, coquinas y areniscas | |
| | Mesozoico | Cretácico Tardío | Fm. Roca | Coquinas, areniscas y pelitas |
| | | Triásico Tardío | Fm. Colitoto | Coquinas, areniscas y pelitas |
| Fm. Los Alamitos | | | Pelitas, areniscas y gravas | |
| Paleozoico | Pérmico Tempr. | Disc. angular | | |
| | | Fm. Los Menucos Complejo Plutónico "La Esperanza" | Lavas riolft., ignimbritas y tob. Granitos, granodioritas, granitoides, aplitas y xenolitos | |

son cubiertas al este y al oeste por derrubios y sedimentos modernos (Fig. 2).

Estas sedimentitas fueron descritas en los trabajos de Wichmann (1927; 1934) quien las denominó Senoniano lacustre. Groeber (1959 b) cita depósitos similares en los alrededores de Ing. Jacobacci, a los que correlaciona con los Pisos Loncoche y Allen de otras localidades. Algunos autores las han estudiado desde el punto de vista de su mineralogía (Di Paola y Marchese 1970 y Di Paola 1973), mientras que otros han definido sus ambientes sedimentarios y paleontología (Andreis *et al.* 1974, Volkheimer 1973, Uliana y Dellapé 1981, Casamiquela 1969). Coira (1979), las reconoció en la zona de Ingeniero Jacobacci y las asignó a la Fm. Colitorio. Franchi y Sepúlveda denominaron a estos depósitos Fm. Los Alamitos en base a afloramientos de la zona de Cona Niyeu, la cual posteriormente fue estudiada en detalle, desde el punto de vista sedimentológico y paleontológico, por Bonaparte (1987).

Descripción de los afloramientos

Los afloramientos mejor expuestos se localizan en zonas protegidas de la erosión por algún horizonte suprayacente de roca dura. Litológicamente se componen de limoarcilitas y arcilitas, de coloración pardo grisácea, verdosa, verde oliva, castaña en partes rojiza, amarillento grisácea (5Y7/2) y gris oliva claro (5Y5/2), con horizontes delgados de color oscuro y otros limoníticos. De acuerdo a los análisis por rayos X efectuados a distintas muestras de esta unidad, se ha determinado que las mismas están compuestas mayoritariamente por montmorillonita, con algo de caolinita, cuarzo, clorita, sericita y feldespato, con abundante yeso en forma de grandes planchas y espigas.

En el cerro Bayo, en el extremo SSO del área de estudio, se presenta un perfil que comienza con un paquete de pelitas de las características mencionadas de unos 15 m de potencia. Estas pasan transicionalmente

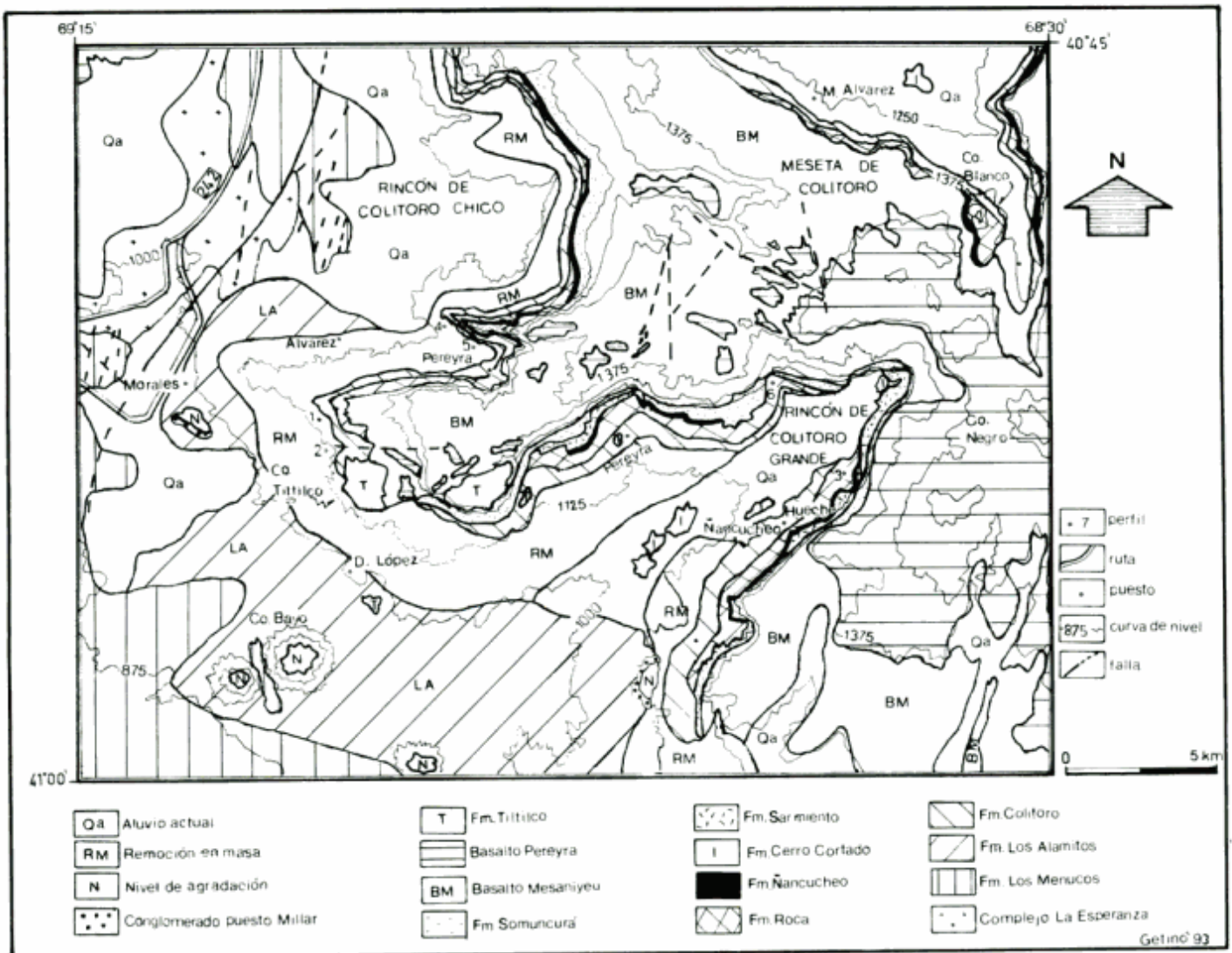


Figura 2: Mapa geológico de la región

hacia arriba a areniscas de grano fino de tono gris verdoso claro con clastos de feldespatos y cuarzo principalmente, continuando areniscas medias, pardo amarillentas, con presencia de estructuras sedimentarias primarias como estratificación entrecruzada y niveles con ondulitas de corriente (Fig. 3). Los cuerpos son grano y estratocrecientes, con potencias que varían desde 1 a 5 m, culminando con un nivel de conglomerado fino de escaso espesor. Por las características del cuerpo sedimentario, el mismo correspondería a una barra de desembocadura de un sistema deltaico lacustre. Hacia el norte del cerro Bayo, las pelitas cubren grandes extensiones areales, con potencias de 20 a 25 m y base oculta. En el Pto. de D.López no se presenta el banco arenoso sino sólo el conglomerado que cubre a las areniscas. Se reconoce en el resto del área, el Conglomerado Puesto Millar (Pesce 1974), de edad cuartaria, biselando a las sedimentitas de esta unidad.

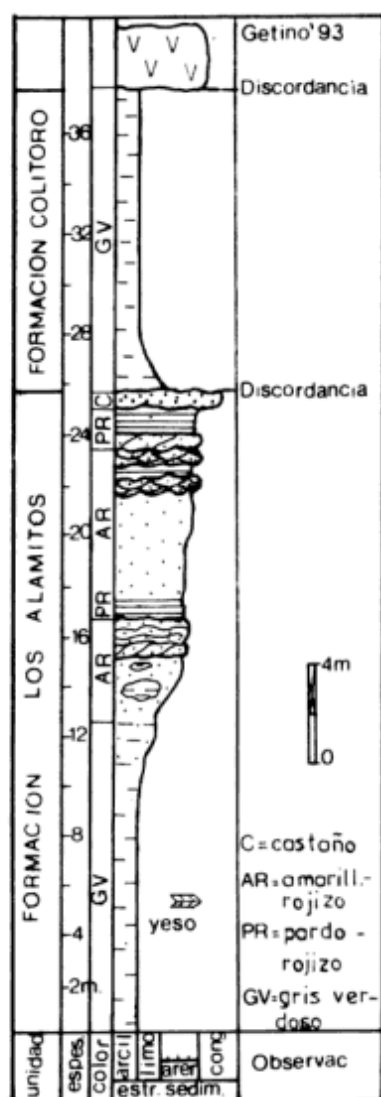


Figura 3: Perfil Cerro Bayo de la Fm. Los Alamitos. 1. Conglomerado; 2. Arenisca; 3. Pelita.

Contenido paleontológico

Sólo se hallaron restos de madera silicificada, trozos de huesos, probablemente de dinosaurios y restos de bivalvos dulceacuícolas (cf. *Diplodon* sp.) y gastrópodos (cf. *Melania* sp.). Wichmann (1927), cita hallazgos de *Melania* sp. en la zona de Lenzaniyeu. Casamiquela (1969), Volkheimer (1973), Coira (1979) y otros investigadores han hallado numerosos restos de dinosaurios, placas dentarias de *Ceratodus*, tortugas, madera y frutos. Se procesaron muestras para microfósiles calcáreos resultando estériles. En cuanto a los palinomorfos, Sepúlveda *et al.* (1989), describieron *Granelispora* sp. y destacaron su importancia estratigráfica (Campaniano Superior) y paleobiogeográfica, en relación a los existentes en Australia, Nueva Zelanda, Antártida y Neuquén. Dichos autores denominan Fm. Colitorio a las capas portadoras de estos palinomorfos, sin embargo, las mismas corresponden a la Fm. Los Alamitos e incluso a la parte superior de la Fm. Angostura Colorada; unidad que subyace a la misma.

Edad

Las pelitas de la Fm. Los Alamitos son consideradas de edad campaniana - maestrichtiana (Sepúlveda *et al.* 1989), cubren en discordancia angular a las rocas de la Fm. Los Menucos y son cubiertas mediante una discontinuidad sedimentaria por sedimentos de la Fm. Colitorio.

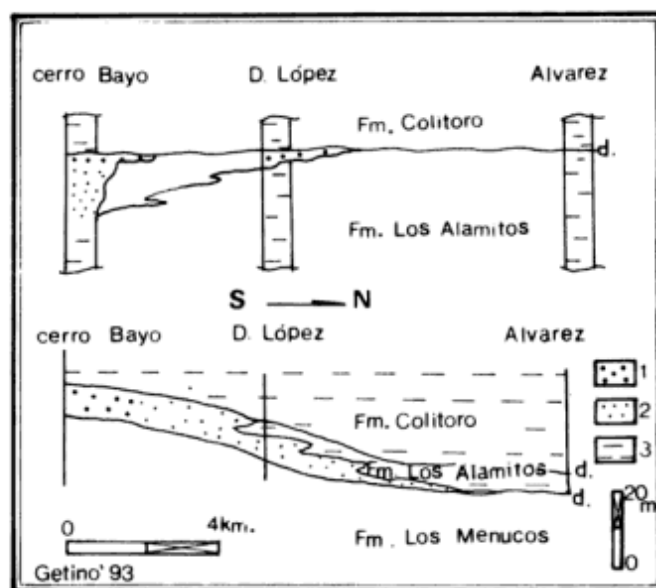


Figura 4: Esquema litoestratigráfico y de distribución de facies de la Fm. Los Alamitos, y el contacto con la Fm. Colitorio.

Discusiones

Es la unidad sedimentaria más antigua aflorante en el área de estudio y se la ha incluido en varias oportunidades como perteneciente a la Fm. Colitoro (Coira 1979, Volkheimer 1973; Nullo 1978; Náñez 1983; Sepúlveda *et al.* 1989; y otros). Esto se debe a que presenta similitud litológica con la parte inferior de la Fm. Colitoro (pelitas verdosas), y por lo tanto es difícil deslindar ambas unidades. Las areniscas que se presentan hacia el techo de la formación, como las reconocidas en el cerro Bayo y otros sectores de la comarca y también fuera de la misma, corresponden a facies deltaicas en algunos sitios, y a corrientes desencauzadas en otros. Sobre estas areniscas se observa una discontinuidad sedimentaria, representada por un nivel de conglomerado, sobre la que se ubican pelitas del sistema transgresivo de la Fm. Colitoro como en el cerro Bayo, niveles de agradación y sedimentitas de la Fm. Sarmiento, como lo observado hacia el oeste y noroeste, fuera de la zona de estudio, lo que demuestra que mediante esta discontinuidad en el techo de la formación, se puede separar a la Fm. Los Alamitos como una unidad independiente de la Fm. Colitoro. En los sectores donde no se encuentran estas areniscas, (dado que las mismas se acuanan), es difícil reconocer este límite, pues sólo se observan pelitas de la Fm. Los Alamitos cubiertas por pelitas de la Fm. Colitoro, e incluso interdigitación entre ambas (Fig.4). En el

suroeste del área, las areniscas se acuanan hacia el norte desde el cerro Bayo hasta el puesto de Diego López, y también en dirección SSE. La amplia dispersión de las facies de areniscas en toda la región, y las características de dichos escurrimientos, indican un relieve poco pronunciado para el momento de la depositación de las mismas.

Formación Colitoro (Bertels 1969a)

Se incluyen aquí a sedimentitas pelíticas, psamopelíticas hasta psefiticas con contenido de carbonatos, portadoras de invertebrados marinos, que afloran en el Rincón de Colitoro Grande y en el sector sur del Rincón de Colitoro Chico, pudiéndose reconocer además fuera del área de estudio (Fig. 2). Buenos afloramientos se encuentran en el Rincón de Colitoro Grande (puestos Hueche y Ñancuqueo), ubicándose en la parte deprimida topográficamente. Están cubiertos, hacia el norte y ascendiendo a la meseta, por abundante coluvio y desaparecen hacia el sur del puesto Ñancuqueo bajo sedimentos modernos. En el noroeste del área se presentan como biocalcirruditas y biocalcarenitas con matriz calcáreo-arenosa, donde se ha recolectado abundante material fósil. En el sector suroriental, se ubicaron unos bancos delgados de areniscas calcáreas que contienen restos fósiles entre los cuales se reconoció *Amplicolpus*

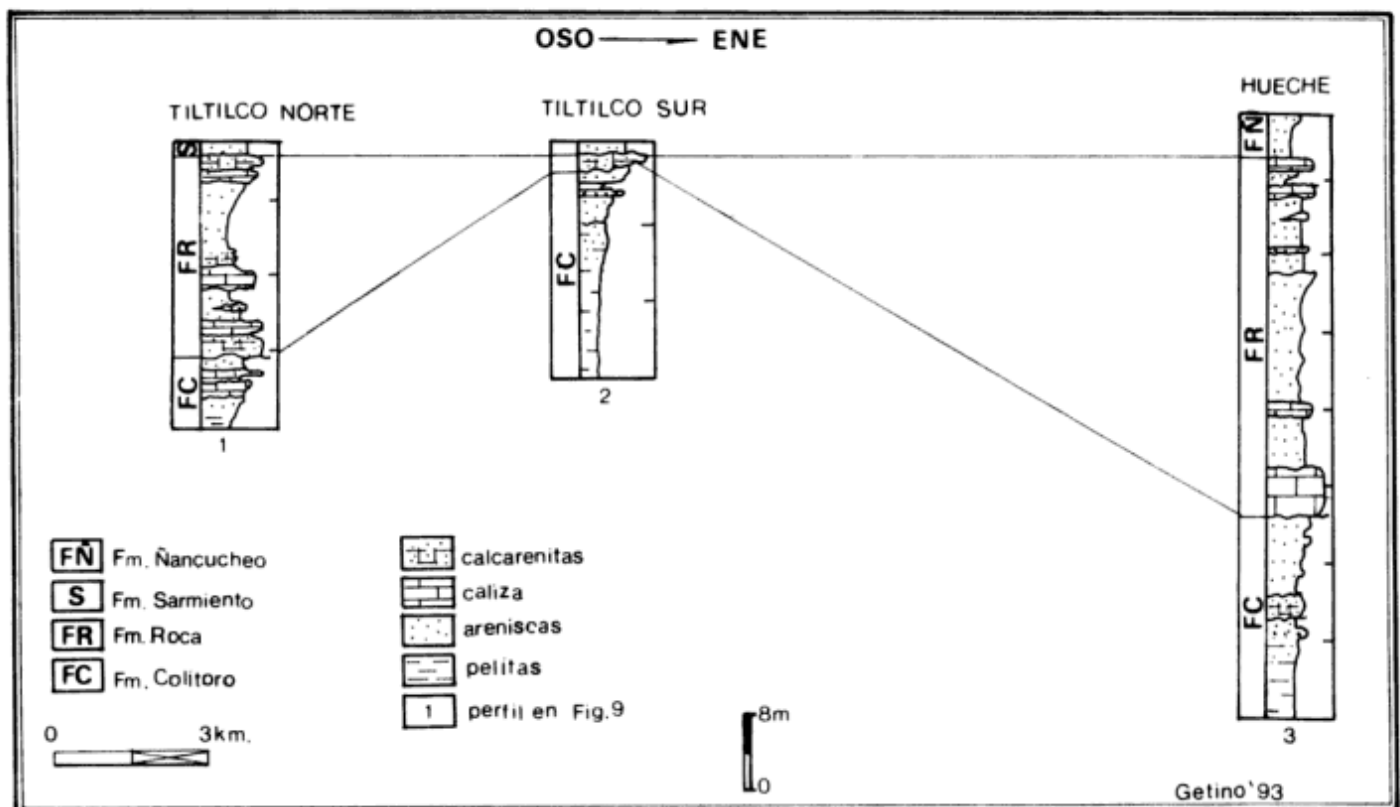


Figura 5: Correlación de perfiles del puesto Hueche y Tiltico.

cf. *cainensis* (Erdmann) pertenecientes a la fauna maestrichtiana. En esa dirección presentan mayor desarrollo de pelitas verdosas con restos de ostréidos y pectínidos (facies de mayor profundidad).

Bertels (1969a) realizó estudios sobre estas sedimentitas, denominándolas Formación Colitoro, aunque sólo describió un paquete de aproximadamente 20 m de potencia, mencionando que: "debajo de la Fm. Roca continúan arcillas y areniscas micáceas, de grano fino, friables, predominantemente grises" (Bertels 1969a: 48), sin dar mayores precisiones.

Descripción de los afloramientos

La Fm. Colitoro se compone de pelitas verde oliva y pardo amarillentas, con abundantes restos de ostréidos y pectínidos, que se presentan principalmente en los niveles inferiores, con mayor participación hacia el techo de areniscas, calcarenitas y coquinas algo calcáreas, verdosas, grises y amarillentas a rojizas.

En el puesto Hueche, esta unidad se encuentra representada hacia el techo por areniscas de grano medio a grueso y calcarenitas, de tono gris claro a amarillento, mientras que en la base prevalecen areniscas finas y limolitas de coloración pardo rojiza (10 YR 7/4), compuestas por 70% de cuarzo, principalmente volcánico, en granos muy transparentes, subredondeados a subangulosos y de buena selección, con escasa biotita, carbonatos (5%) y clastos líticos de feldespato potásico y alteritas (15%). Texturalmente es madura y las rocas proveedoras del material corresponderían a ígneas ácidas y especialmente volcánicas. De estas sedimentitas se extrajeron moldes internos de gastrópodos, trigonias, dientes de tiburón y *Eubaculites* sp. En este sitio la unidad cuenta con una potencia aproximada de 30 m, con base no aflorante, y se está cubierta en forma paraconcordante por las coquinas de la Fm. Roca (Fig. 5). Hacia el sur continúan los afloramientos pero muy cubiertos por coluvio. En la rinconada del cerro Tiltico, unos 4,5 km al oeste del puesto de Hueche, se encuentran sedimentitas pelíticas, en parte calcáreas y arenosas, con bancos de coquinas y conglomerados bioclásticos finos de tonos verde oliva y pardo amarillento, conteniendo abundante fauna de invertebrados marinos, siendo los más representativos: *Pterotrigonia windhauseniana* (Wilckens), *Pacitrigonia* sp. cf. *P. sobrali* (Leanza y Casadío), *Panopea* sp. (Ihering) y *Eubaculites* sp.

Siguiendo un banco de estas areniscas se observó que sobre las mismas se acuñan aproximadamente 20 m de sedimentos de la Fm. Roca, marcando de esta manera una relación de discordancia entre estas dos Formaciones (Fig. 5). En el Rincón de Colitoro Chico, en cercanías del puesto Alvarez, afloran estas rocas, compuestas por arcilitas muy conchilíferas en paquetes de 5 a 6 m, alternando con areniscas medias. Todo se encuentra

afectado por deslizamientos y se hace difícil la medición de espesores reales. Este perfil es granocreciente como lo observado en otras localidades. Los bancos descriptos anteriormente tienen una geometría lentiforme y en algunos casos alcanzan 600 m de ancho, ubicándose sobre ellos las sedimentitas de la Fm. Roca. Las paleocorrientes, en esta localidad, presentan direcciones hacia el NNO, pero deben considerárselas locales, dadas las características del subambiente sedimentario. En base a las características sedimentarias de estos cuerpos arenosos, se deduce que corresponderían a canales de marea. Se observa una profundización de la cuenca local de la Fm. Colitoro hacia el ESE de acuerdo a la variación de facies, por lo que se infiere que el Rincón de Colitoro Grande actuó como depocentro.

Contenido paleontológico

En varias localidades se ha recolectado abundante material fósil, muchos de los cuales se encuentran actualmente bajo estudio ya que se trataría de especies nuevas. Algunos de los hallazgos corresponden a: CEPHALOPODA: *Eubaculites* sp. cf. *E. argentinicus* (Weaver), SCAPHOPODA: *Dentalium* sp. GASTROPODA: *Amplicolpus cainensis* (Erdmann), *Aporrhais* sp., *Calyptrea* sp., *Crenilabrum* sp. (n.sp.), *Haliotis* sp. (n.sp.), *Marginella?* sp., *Natica?* sp., *Perissitys?* sp., *Polinices* sp., *Struthioptera* aff. *S. pastorei* (Camacho), "*Turritella*" *malaspina* (Ihering), "*Turritella*" *burckhardti* (Ihering); BIVALVIA: *Camptonectes* sp. (n.sp.), *Cardium* sp., *Chlamys* sp., *Cucullaea* sp., *Lahillia luisa* (Wilckens), *Lima* cf. *L. latens*, (Feruglio), *Microcallista* sp., *Mytilus* sp. (n.sp.), *Myrtea* sp. (n.sp.), *Neilo* sp., *Nucula* sp., *Ostrea clarae* (Ihering), *Ostrea neuquena* (Ihering), *Pacitrigonia* sp. cf. *P. sobrali* (Leanza y Casadío), *Veneridae* indet., *Panopea inferior* (Wilckens), *Panopea hauthali* (Wilckens), *Paranomina* sp. (n.sp.), *Pitar* sp., *Protocardia* sp., *Pterotrigonia* (*Rinetrigonia*) *windhauseniana* (Wilckens), *Tagellus* sp., *Tellinella* sp.

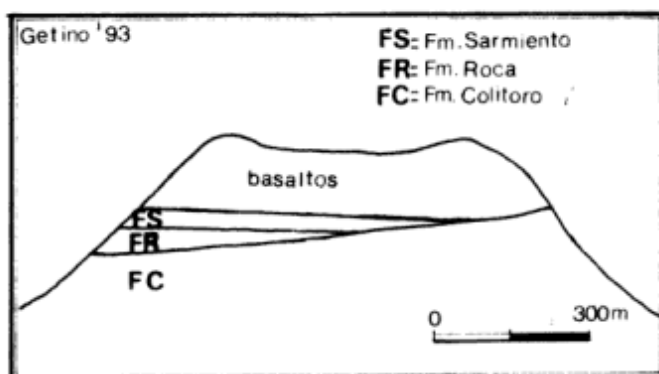


Figura 6: Esquema de la discordancia observada entre la Fm. Roca y Fm. Colitoro en rinconada del Tiltico.

Cabe mencionar que esta fauna se puede comparar con la de Lefipán (Olivero *et al.* 1990).

Edad

Esta Formación ha sido considerada de edad maestrichtiana inferior a media (Bertels 1969a). En la zona de estudio cubre a la Fm. Los Alamitos (Campaniano - Maestrichtiano Inferior) y está cubierta por la Fm. Roca (Daniano Inferior). En el puesto de Hueche es cubierta en paraconcordancia por la Fm. Roca, mientras que en la rinconada del Cerro Tiltilco, infrayacen en relación de traslape con dicha unidad.

Discusión

Esta unidad litoestratigráfica corresponde al segundo evento litogenético de importancia. En la rinconada del Tiltilco y Pto. Alvarez es principalmente clástica, con pelitas en la base y coquinas y areniscas hacia el techo. Todos los perfiles observados son de naturaleza regresiva lo que indica una caída relativa del nivel del mar hacia el límite Cretácico - Terciario, produciéndose una superficie de discontinuidad sedimentaria sobre la que se apoya la Fm. Roca. Esta relación es de paraconcordancia y discordancia levemente erosiva en algunos sectores y de discordancia angular en la rinconada del cerro Tiltilco (Fig.6). Las pelitas indican un ambiente restringido dominado por mareas y escasa circulación de agua, pudiendo corresponder a planicies de mareas con asociación de barras arenosas y canales o estrechos de marea (areniscas y calcarenitas), las que se reconocen por facies de alta energía en este sector, culminando con areniscas de gradación inversa correspondientes a zonas de rompiente. En este sentido se comparte lo propuesto por Spalletti (1988), si bien no se considera un único evento sedimentario en el límite Cretácico - Terciario. Estas sedimentitas se desarrollan sobre la discontinuidad descrita en el techo de la Fm. Los Alamitos y en discordancia bajo la Fm. Roca, pudiéndose marcar un límite de secuencia entre la Fm. Colitoro y la suprayacente Fm. Roca, separando ambas unidades como dos eventos marinos diferenciables cronológica y litológicamente (Fig. 7).

Formación Roca (Roth 1899 emend. Bertels 1969a)

Se asignan a esta Formación, las rocas de composición carbonática y carbonático - clásticas, de origen marino que afloran en grandes extensiones en el Rincón de Colitoro Grande, y desde el puesto de Diego López y Aranea hacia el norte y noreste (Fig. 2). Se presentan en afloramientos muy extensos y continuos, constituyendo

su base un horizonte guía importante. Doering (1882) denominó así a las sedimentitas marinas mencionadas, las que fueron reestudiadas por Roth (1899) quien las describió creando el nombre de la unidad. Otros estudios sobre la estratigrafía de estas rocas los realizaron Schiller (1922), Weaver (1927), Feruglio (1949-1950), Groeber (1959b), Leanza (1964), Camacho (1967), Masiuk (1967) y más recientemente Uliana y Dellapé (1981). Bertels (1969a), las estudió desde el punto de vista bioestratigráfico y concluyó que ocurrieron dos transgresiones, una durante el Maestrichtiano Temprano a Medio y otra en el Daniano Temprano ya que reconoce un hiatus paleontológico, aunque no observó discordancias ni otras evidencias de campo entre ambas unidades que dieran mayor sustento a esta idea.

Descripción de los afloramientos

La Fm. Roca está compuesta por biocalcirruditas y biocalcarenitas, color amarillento claro a rojizo, areniscas y areniscas calcáreas, con algunos niveles de limolitas. De acuerdo a observaciones de grano suelto, las areniscas se componen principalmente de calcita (hasta un 90%), glauconita (10 - 15%) y cuarzo. El cuarzo es de dos tipos diferentes, uno con abundantes inclusiones fluidas alineadas (plutónico) y otro límpido asociado a sanidina y palgioclasa ácida zonal (volcánico). El de mayor abundancia es el de origen plutónico que está a su vez asociado con muscovita, biotita, microclino y granate (Náñez 1983). En cuanto a las rocas calcáreas, las mismas corresponden a grainstones y packstones bioclásticos. Presentan una gran cantidad de valvas y el cemento es subesparítico a esparítico, observándose silificación y alteración arcilloferruginosa.

Hacia el sur, las calizas son más arenosas y de menor potencia, desapareciendo al sur de los puestos Aranea y D.López. Los espesores disminuyen también hacia el oeste, (Puesto D.López y rinconada del cerro Tiltilco), donde los sedimentos corresponden a areniscas calcáreas de unos 3,5 m de potencia con intercalaciones de areniscas conchilíferas. De acuerdo a Franchi *et al.* (1984) estas sedimentitas se acuñan sobre el basamento al norte del Bajo de Colán Conhué, en el sector noroeste del área de estudio.

Contenido paleontológico

Las especies identificadas son: BIVALVIA: *Aphrodina?* sp., *Arca* sp., *Bathytormus* sp. (n.sp.), *Brachidontes* sp. (n.sp.), *Claibornites* sp. (n.sp.), *Cubitostrea* sp., *Cubitostrea ameghinoi* (Ihering), *Cucullaea* sp., *Glycymerita feruglioi* (Celeste), *Neilo* sp., *Odontogryphaea rothi* (Boehm), *Odontogryphaea* sp. (n.sp.), *Ostrea neuqueana* (Ihering), *Venericardia feruglioi* (Petersen), *Venericardia paleopatagonica* (Ihering),

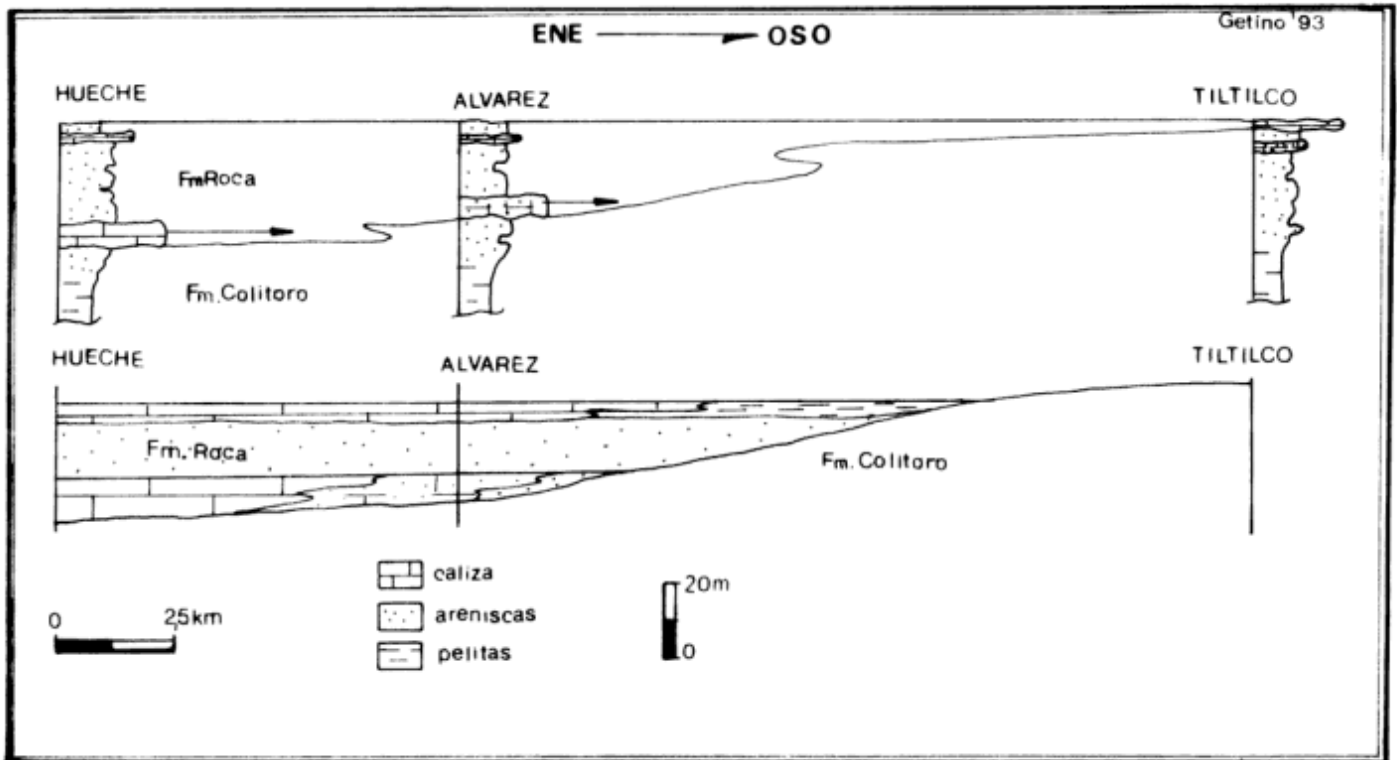


Figura 7: Relación de traslape de la Fm. Roca sobre la Fm. Colituro.

Venericardia cf. *V. ameghinorum* (Ihering), GASTROPODA: *Arrhoges?* sp., *Maoricolpus* aff. *rionegrensis* (Erdmann), *Maoricolpus finlai* (Erdmann), *Natica* sp., *Polinices?* sp., *Pseudoliva* sp. (n.sp.), CEPHALOPODA: *Hercoglossa* sp.

En cuanto al contenido micropaleontológico, se pueden citar los trabajos de Bertels (1969 a y b; 1970) y más recientemente Náñez (1983), pero en términos generales se presentan en la mayoría foraminíferos calcáreos, entre los cuales los planctónicos son muy escasos y pequeños. También se encuentran ostrácodos en diferentes niveles de esta Formación, lo que permite deducir que la misma correspondería a un ambiente de plataforma interna marginal, cercana a la costa, con paleotemperaturas mayores a 10° C (Náñez 1983).

Edad

Estas rocas cubren a los sedimentos de la Fm. Colituro y son cubiertas por la Fm. Nancuchoe, tobas y basaltos. Fueron asignadas al Daniano Inferior de acuerdo a estudios micropaleontológicos (Bertels 1969 a y b; 1970).

Discusión

La Fm. Roca es el tercer evento litogenético reconocido en el área de estudio. En el Rincón de Colituro Grande

(sector central) predominan las sedimentitas clásticas sobre las carbonáticas, con potencias de aproximadamente 30 m como en el Pto. Hueche (Fig. 5), mientras que hacia los bordes de la cuenca local se presentan sólo las calizas basales. Al sur del Pto. D.López y Aranea esta formación se acuña, ya que se adelgaza en esa dirección y no aflora más al sur del mencionado lugar. También se adelgaza hacia el oeste, acunándose sobre granitos de la Fm. Michihuau y Lipetrén (Franchi *et al.* 1984) (Fig. 8). Al oeste del puesto de María Alvarez, y en una distancia de unos 7 km se acúan sobre rocas del basamento, 0,5 m de estas sedimentitas. No se presenta aquí la Fm. Colituro infrayaciendo a la Fm. Roca como en el resto del área y se puede deducir que el relieve era muy llano en el momento de la depositación de la Fm. Roca para este sector, todo esto además puede ser utilizado como un criterio mas para separar la Fm. Colituro de la Fm. Roca como dos unidades diferentes. Al norte de esta localidad y fuera del área de estudio, se puede observar que estas sedimentitas se acúan a diferentes distancias hacia el oeste, pudiendo reconocerse la antigua línea de costa, pero se puede resumir diciendo que hacia el oeste y sur se ubicaría el borde de cuenca local (Fig. 2). Por otra parte los límites de los depocentros correspondientes a la Fm. Colituro y Roca, no coinciden en este sector. Esta formación presenta características regresivas de acuerdo a los perfiles levantados, con al menos dos pulsos transgresivos no muy marcados. El tope de la unidad esta representado por un nivel reconocido regionalmente

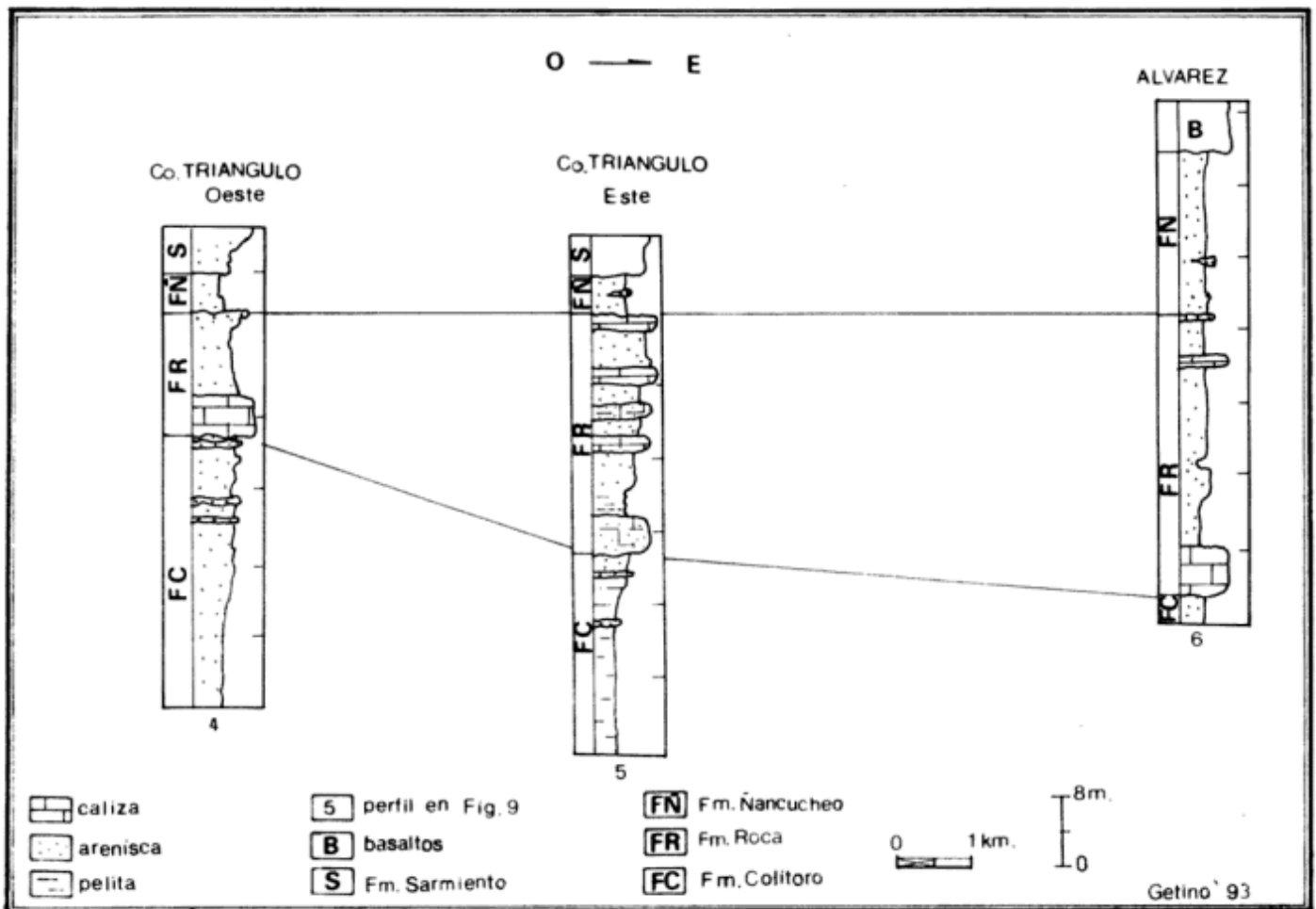


Figura 8: Correlación de perfiles observando el acuñamiento de la Fm. Roca sobre la Fm. Colituro desde el puesto. Alvarez al cerro Triángulo.

de unos 0,5 m de espesor, compuesto por areniscas finas a muy finas, rojizas, las que contienen grandes valvas de *Ostrea* sp. y *Gryphaea* sp., y constituye una discontinuidad en el régimen sedimentario marcando el evento regresivo, con muy escasa profundidad de agua y probablemente exposiciones subaéreas, a la vez que la separa de la suprayacente Fm. Nancuqueo.

Fm. Nancuqueo

Se define esta formación para el área de la Meseta de Colituro, donde se las ha reconocido en diferentes perfiles. La localidad tipo se encuentra ubicada en cercanías del puesto de Nancuqueo, en la cantera de "piedra de afilar" 3 km hacia el sur del mismo de donde deriva su denominación. Litológicamente se componen de pelitas de coloración gris blanquecina y gris verdosa, psamitas de tonos verde claro a verde amarillento (5Y7/2) y coquinas gris blanquecinas.

No aflora más al sur del Pto. Aranea y D. López, en el Rincón de Colituro Grande (Fig. 2). Presenta algunas

variaciones de espesor con potencias no muy importantes (10 - 15 m), y suprayace a la Fm. Roca mediante una discontinuidad sedimentaria regional.

Unos 7 km hacia al norte de la localidad tipo, en el Pto. Alvarez, es posible observar los límites y contactos de este litosoma.

Descripción de los afloramientos

Las areniscas contienen abundante cuarzo, plagioclasa y mica con participación de vidrio volcánico. Presentan buena selección, grano muy fino, con clastos subredondeados, constituida principalmente por plagioclasa (andesina) 10%, feldespato potásico (ortosa) 20%, cuarzo 40% y alteritas. El vidrio volcánico es abundante y se encuentra desvitrificado.

En el Pto. Hueche la sucesión comienza con un paquete de 1,5 m de potencia de pelitas gris verdosas a gris blanquecinas, las que se apoyan sobre la discontinuidad descrita anteriormente y de desarrollo regional ubicada en el techo de la Fm. Roca. Hacia arriba pasa a una

coquina gris blanquecina, coherente, de 1 m de potencia, con conchillas mal conservadas de *Odontogryphaea* sp.(?). Sobre las coquinas y en forma transicional se ubican unos 10 m de areniscas, las que presentan estructuras sedimentarias como ondulitas de oscilación, laminación paralela, estratificación estrechada tabular-planar, niveles con intensa bioturbación, icnitas y marcas subestratales (Fig. 9). Se interpreta que estos depósitos corresponderían a un ambiente de playa frontal.

Tres kilómetros hacia el norte del puesto Hueche, presentan unos 15 m de potencia, son de grano fino, de buena selección, con granos de cuarzo redondeados, sin observarse mica, con escasa matriz y estratificación entrecruzada a gran escala de alto ángulo y truncamientos de las capas. Los mismos se interpretan como eólicos (dunas costeras), constituyendo un cambio facial de acuerdo a su ubicación respecto de la antigua línea de costa. En la cantera de Ñancuqueo tienen una potencia de unos 14 m con las mismas características que en el

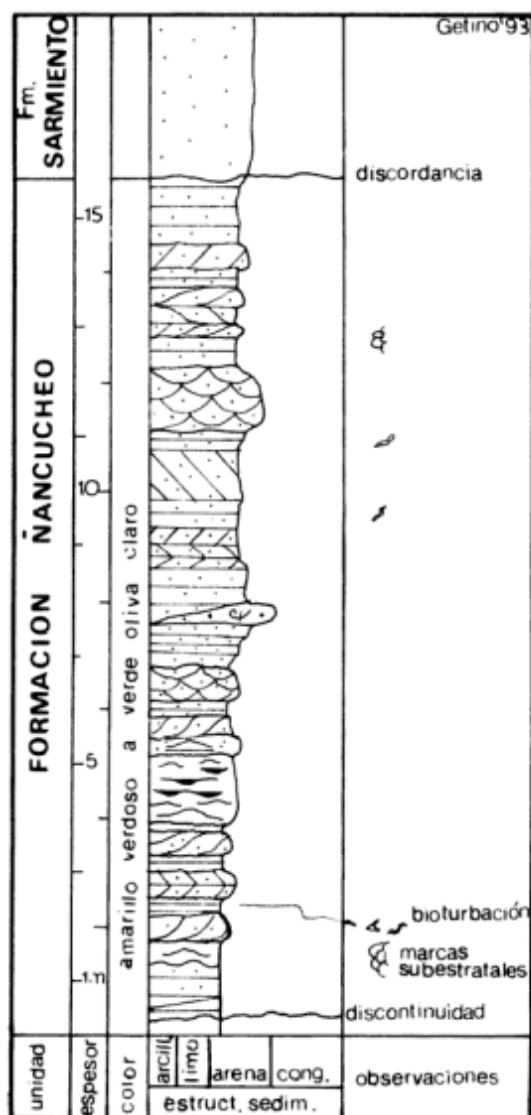


Figura 9: Perfil de la cantera Ñancuqueo.

Pto. Hueche, con intercalación de bancos conchilíferos, y un cuerpo tabular que correspondería a un canal. En esta localidad no se observan las pelitas basales ni la coquina bien definida, sino solamente niveles conchilíferos intercalados en la arenisca. Hacia el sur de este lugar, las areniscas pierden potencia mientras que las coquinas se hacen más potentes debido a variaciones faciales. Esta unidad se acuñaría hacia el sur, por lo que el límite local se ubica al sur del Pto. Aranea y Diego López (Fig. 2).

Edad

Se encuentra cubierta en discordancia por las tobas y paleosuelos de la Fm. Sarmiento, mientras que se dispone sobre la Fm. Roca mediante una discontinuidad sedimentaria. La edad sería post-eocena dada la presencia de material piroclástico, seguramente proveniente del evento efusivo de edad eocena desarrollado en la zona que se reconoce hacia el oeste y sur (Fm. Huitrera) a pre-oligocena inferior (pre-Deseadense).

Discusión

Se separa de la Formación Roca por su litología diferente y su posición sobre la discontinuidad areal descrita anteriormente, además de no estar aflorante en algunos sitios donde sí aflora la Fm. Roca, por lo que se puede separar como un litosoma distinto que se habría formado debido a una caída relativa del nivel del mar en el Eoceno Inferior alto (Vail *et al.* 1977), representando el episodio regresivo final.

Formación Sarmiento (Simpson 1941; Spalletti y Mazzoni 1980)

Se incluyen aquí a las tobas cineríticas, tufitas, areniscas, paleosuelos, limoarcilitas y arcilitas que se presentan sobre la Fm. Ñancuqueo y debajo de los basaltos de la Fm. Somuncurá y suprayacentes. Afloran en Bajada de Colitorio, Pto. Nayibe, bajo de Colán Conhué, y disminuyen su potencia hacia el sur del puesto Nayibe y hacia el sur del Rincón de Colitorio Grande, pasando en esa dirección a pelitas (Fig. 2). Estas han sido descritas por varios investigadores, como Franchi y Nullo (1986), Ardolino (1981), Ravazzoli (1981), Casamiquela (1969), Náñez (1983) y Mazzoni (1985) entre otros.

Descripción de los afloramientos

Existen buenos afloramientos en el área, principalmente en el Rincón de Colitorio Grande, en la parte central y norte del mismo. Están compuestas por tobas

cineríticas y tufitas, de color gris blanquecino claro (N8) a parda rosada; son masivas, mamelonares, con tamaños de grano arena fina a media, con clastos oscuros de hasta 2 mm de diámetro. En grano suelto se observa plagioclasa (25%), cuarzo (10%), líticos de rocas básicas (50%) y minerales oscuros (15%) del total, presenta vidrio alterado (desvitrificado). También está compuesta de tufitas y areniscas tobáceas, que lateralmente son reemplazadas por limoarcilitas gris verdosas, donde se han hallado restos de *Notohippidae*, *Isotemmidae* y *Leontiniidae* que marcan una Edad Mamífero Deseadense. En forma saltuaria se presentan paleosuelos asociados a ellas que por lo general se ubican hacia el techo de estas tobas blanquecinas, los que son de color castaño amarillento (10 YR 5/4) y tamaño de grano limoarenoso, se observan puntos amarillentos y blanquecinos de minerales alterados con estructuras pedogenéticas como perforaciones de raíces, cutanes y crotovinas además de óxidos de manganeso, clastos de cuarzo y líticos de diferente tipo. Estas sedimentitas tienen potencias variables y en algunos sitios sólo se hallan representadas por pelitas verdosas y rojizas, como hacia el sur en el puesto de Aranea o Ignacio López. En la bajada de Colitoro, tiene espesores que aumentan hacia el norte y noreste, con una potencia de 30-35 m al igual que en el cerro Puerta Blanca ubicado 10 km hacia el noreste y fuera de la zona de estudio, desde donde disminuye su espesor hacia el este. Estas variaciones de espesores hacen pensar en distintos depocentros ubicados en un paleorelieve algo irregular, desarrollado con posterioridad a la depositación de las areniscas de la Fm. Ñancuqueo.

Edad

Cubren discordantemente a la Fm. Ñancuqueo, y son cubiertas también en discordancia por basaltos de la Fm. Somuncurá (Ardolino 1981). Por restos de vertebrados recolectados en el norte del bajo de Colán Conhué, (Franchi *et al.* 1984), y los descriptos por Náñez (1983) en el sector sur del Rincón de Colitoro Grande, corresponden a una Edad Mamífero Deseadense (Oligoceno Temprano).

Discusión

Estas sedimentitas constituyen el último evento sedimentario que se ubica debajo de los niveles de basalto. Las mismas han rellenado depresiones preexistentes nivelando el terreno, donde también se desarrollaron paleosuelos, principalmente en los bajos, donde han sido además preservados de la erosión. Corresponden a un ambiente continental y cuerpos de agua de flujo lento, con pastizales (Gorroño *et al.* 1979). Los derrames de basalto conforman así una planicie estruc-

tural, ya que se presentan subhorizontales al igual que las unidades sedimentarias infrayacentes.

Conclusiones

Las rocas sedimentarias estudiadas pertenecen a las Formaciones Los Alamitos, Colitoro y Roca, y en menor medida a la Fm. Ñancuqueo y Fm. Sarmiento. Realizando un sumario de los aspectos más importantes se puede mencionar que:

Se reconocieron tres eventos litogenéticos importantes, diferenciables tanto cronológica como litológicamente, separados por discontinuidades estratigráficas, los que coinciden con las Formaciones Los Alamitos, Colitoro y Roca. Asimismo se separan otros dos eventos, representados por las Formaciones Ñancuqueo y Sarmiento.

Se define la Fm. Ñancuqueo como un nuevo litosoma que corresponde a la fase regresiva final ocurrida con posterioridad al Daniano y antes del Oligoceno Bajo.

Se describe una relación de discordancia angular entre la Fm. Colitoro y la Fm. Roca, lo que evidencia junto a la diferente litología, asociaciones faunísticas y discontinuidad sedimentaria, dos eventos marinos distintos en el límite Cretácico - Terciario.

De acuerdo a la interpretación de los ambientes sedimentarios entre la Fm. Colitoro y la Fm. Roca, es posible marcar diferencias entre los mismos lo que conjuntamente con los demás criterios nos permite deslindar estas dos formaciones.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a Carlos Zavala por las sugerencias y la lectura del manuscrito, a María F. Rodríguez por el estudio de los invertebrados recolectados y a Eliseo Sepúlveda por el apoyo de campo y la experiencia brindada. Agradezco a la Dirección de Minería de Río Negro por el apoyo logístico y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el soporte económico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., 1965. Petrografía y Paleocorrientes de la Fm. Río Negro. Revista del Museo de La Plata (NS), 5 Geología 36: 245-310.
- Andreis, R.R., Iniguez, M., Lluch, J.J. y Sabio, D.A., 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico Superior del área del lago Pellegrini (prov. de Río Negro, República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 85-104
- Ardolino, R., 1981. El vulcanismo Cenozoico en el borde suroccidental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut. Actas del 8º Congreso Geológico Argentino, 3:7-23.
- Bertels, A., 1969 a. Estratigrafía del Límite Cretácico - Terciario en

- la Patagonia Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1): 41-54.
- Bertels, A., 1969 b. Micropaleontología y Estratigrafía del Límite Cretácico - Terciario en Huantrai-Co (Pcia. de Neuquén). Ostrácoda. Parte II. *Ameghiniana*, 6 (4):253-289.
- Bertels, A., 1970. Los foraminíferos planctónicos de la cuenca Cretácico - Terciaria en la Patagonia Septentrional (Argentina), con consideraciones sobre la estratigrafía del Fortín Gral. Roca (Prov. de Río Negro). *Ameghiniana*, 7 (1): 1-56.
- Bonaparte, J., 1987. The late Cretaceous fauna of Los Alamitos, Patagonia, Argentina. Museo Argentino de Cs. Naturales "Bernardino Rivadavia", *Revista Paleontología*, 3 (3): 103-171.
- Bonaparte, J., Franchi, M., Powell, J. y Sepúlveda, E., 1984. La Fm. Los Alamitos (Campaniano-Maestrichtiano) del sudeste de Río Negro, con descripción de *Kritosaurus australis* n. sp. (Hadrosauridae). Significado paleogeográfico de los vertebrados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 284-299.
- Camacho, H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 253-279.
- Casamiquela, R., 1963. Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia) *Wawelia gerholdi* n. gen. et sp. (Cerotophrydidae) y *Gigantobatrachus parodii* (Leptodactylidae). *Ameghiniana*, 3 (5): 141-160.
- Casamiquela, R., 1969. La presencia en Chile de *Aristonectes cabrera* (plesiosauria), del maestrichtense del Chubut, Argentina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, T 1:(199-213).
- Casamiquela, R., 1978. La zona litoral de la transgresión Maastrichtiense en el Norte de la Patagonia, aspectos ecológicos. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 137-148.
- Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-99.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1991. Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, su implicancia geotectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 189-200.
- Di Paola, E., 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Fm. Neuquén. *Actas del 5º Congreso Geológico Argentino*, 3:197-206
- Di Paola, E., y Marchese, H., 1970. Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (1):111-120.
- Doering, A., 1882. Geología en: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia). III, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (1):1-320.
- Franchi, M., y Nullo, F., 1986. Las tobas de Sarmiento en el macizo de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 218.
- Franchi, M., Nullo, F., Sepúlveda, E. y Uliana, M., 1984. Las Sedimentitas Terciarias. 9º Congreso Geológico Argentino (S.C. de Bariloche), Relatorio 1 (9): 215-266.
- Getino, P., (en prensa). Prospección de rocas Calcáreas en el Rincón de Coli-Toro, Dto. 25 de Mayo, Río Negro. Mundo Ameghiniano, *Revista de la Fundación Ameghino*.
- González, R., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 49 c, "Sierra de San Bernardo", Provincia de Chubut. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería, 112, 1-89. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1959 b. Supracretácico, en Geografía de la República Argentina. Tomo II (2): 1-165. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA).
- Gorroño, R., Pascual, R. y Pombo, R., 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del terciario en esa región. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino* (Neuquén, 1978), 2:475-487.
- Leanza, A., 1964. Los estratos con Baculites en el Cañ (Río Negro, Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 25 (3-4):93-10.
- Llambías, E. y Rapela, C., 1985. Geología de los complejos eruptivos de la Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 220-243.
- Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche) Relatorio 1 (4): 85-117.
- Masiuk, V., 1967. Estratigrafía del Rocanense del Pto. Alvarez, curso inferior del río Chico, Prov. del Chubut. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, sección Paleontología 5 (34):197-258.
- Mazzoni, M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 60-68
- Náñez, C., 1983. Observaciones geológicas en el borde suroccidental de la Meseta de Colitoro, Provincia de Río Negro. Tesis de licenciatura, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Dto. de Ciencias Geológicas, pp. 1-80, (Inédito).
- Nullo, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158,1-88.
- Olivero, E., Medina, F. y Camacho, H., 1990. Nuevos hallazgos de moluscos con afinidades australes en la Formación Lefipán (Cretácico superior, Chubut): significado paleogeográfico. *Actas 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (S.M. de Tucumán), :139-145.
- Pesce, A., 1974. Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, Prov. de Río Negro. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Dto. de Ciencias Geológicas. (Inédito).
- Rapela, C.W. y Llambías, E. 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos eruptivos de la Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (1-2).
- Rapela, C.W., Dias, G., Franzese, J., Alonso, G. y Benvenuto, A. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: Evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas trascurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 121-138.
- Ravazzoli, I., 1981. Descripción geológica de la Hoja 40 h, Cerro Corona, Prov. de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 190:1-36.
- Roth, S., 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de Río Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 141-197.
- Sepúlveda, E., Papú, O. y Volkheimer, W., 1989. Importancia estratigráfica y paleobiogeográfica del género *Granelispora* (Stover & Patridge) en el Cretácico tardío del hemisferio austral. Contribución a los proyectos 237 e 242. IUGS/UNESCO. Boletín IG-USP, Publicación Especial 7: 163-171.
- Schiller, W., 1922. Los sedimentos marinos del límite Cretácico y Terciario de Roca en la Patagonia septentrional. *Revista del Museo de la Plata*, 26 (3ra. serie) 2: 256-280.
- Simpson, G.G., 1941. The Eogene of Patagonia. *Am. Mus. Novitates* 1120: 1-15.
- Spalletti, L., 1988. Los ambientes sedimentarios del límite Cretácico-Terciario en el sector occidental del macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 19 (1-4):49-56.
- Spalletti, L. y Mazzoni, M., 1980. Estratigrafía de la Fm. Sarmiento en la barranca Sur del lago Colhue Huapi provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4):271-281.
- Stipanovic, P., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas

- fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (2): 101-133.
- Stipanovic, P., y Linares, E., 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 47: 51-96.
- Stipanovic, P. y Methol, E., 1980. Macizo de Somuncura. En: Leanza, A. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 581-600.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-88.
- Uliana, M. y Dellapé, D., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). *Actas del 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 673-711.
- Vail, P., Mitchum, R., Todd, R., Widmier, J., Thompson, S., Sangree, J., Bubb, J. y Hatlelid, W., 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea levels. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 49-212.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-108.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1):13-36.
- Weaver, Ch. E., 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*, 13 (5): 417-434.
- Wichmann, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y Arroyo Valcheta, con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por Franco Pastore. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, sección Geología, Mineralogía y Minería*, 13 (4):1-45.
- Wichmann, R., 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el territorio del Río Negro. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología (secc. Geología), Publicación N° 2*.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 33. Bs. As.*
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Bol. 39*.
- Yrigoyen, M.R., 1970. Problemas estratigráficos del terciario de Argentina. *Ameghiniana*. 6 (4):315-329.

Recibido: 20 de enero, 1994

Aceptado: 13 de julio, 1995

Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somoncuro Massif

Ernesto Alfredo BJERG, Carlos Horacio LABUDIA, María Eugenia VARELA
and Nora Noemí CESARETTI

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional del Sur,
San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.*

RESUMEN. *Inclusiones fluidas en cristales de olivino en nódulos lherzoliticos espinélicos, macizo de Somoncuro.* En el ámbito del Macizo de Somoncuro y particularmente en la zona central de la provincia de Río Negro, se encuentran numerosos afloramientos de basaltos alcalinos pleistocenos portadores de nódulos lherzoliticos espinélicos. Estos nódulos, provenientes del manto superior, fueron transportados a la superficie por los basaltos alcalinos en su ascenso. Los estudios realizados permitieron establecer que la textura dominante de estas rocas es protogranular y que las mismas presentan diversos tipos de inclusiones fluidas y magmáticas. El análisis termométrico de estas inclusiones fluidas permitió establecer que la fase fluida dominante es CO₂. Las diferencias de densidades determinadas en las inclusiones fluidas monofásicas y bifásicas indican que la profundidad de entrapamiento de estas fases fluidas ha sido de ~34 km. Este trabajo es una primera contribución al estudio de la problemática del manto superior y de la composición dominante de sus fluidos, así como de la evolución de estos últimos durante las distintas etapas de la historia evolutiva de los xenolitos.

Introduction

The Pleistocene alkaline basalts of the Somoncuro Massif, Argentina contain abundant spinel lherzolite xenoliths of upper mantle origin. Thermometric and petrographic studies of CO₂ fluid inclusions present in olivine and pyroxene crystals provide information not only about the pressure and depth at which they were captured by the hosting basalts but also about the different processes that affected them during their ascent to the surface (Bilal and Touret 1976, 1977; Roedder 1965, 1984).

This paper presents the preliminary results of petrographic and microthermometric studies on spinel lherzolites from Lenzaniyeu area, Somoncuro Massif. This is the first contribution, in Argentina, dealing with microthermometric studies on olivine crystals from spinel lherzolite xenoliths.

Location and geologic setting

The Lenzaniyeu area (41° S - 69° W) is located in the Somoncuro Massif, Río Negro province, Argentina (Fig. 1).

In this part of the Somoncuro Massif, the oldest rocks cropping out are pre-Permian low grade metamorphic rocks (Labudía and Bjerg 1995) and Late Permian granitic rocks (Pankhurst *et al.* 1992). Middle Triassic continental sandstones and pyroclastic acid rocks as well as Late Triassic-Early Jurassic rhyolites (Labudía and Bjerg 1981; Labudía *et al.* 1992) rest unconformably on the Paleozoic rocks. These units were in turn intruded and

covered by Late Jurassic andesitic dykes and lavas (Labudía and Bjerg 1981).

Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentary rocks of the Malargüe Group (Farinati *et al.* 1987; Labudía *et al.* 1989) were covered by Pliocene basaltic lavas (Coira 1979) and Pleistocene xenolith-bearing alkaline basalts.

This alkaline basaltic volcanism, which carries the studied ultramafic xenoliths, occurs as cones, necks, lavas and hyaloclastic tuffs. It is related to major NW-SE and E-W regional faults (Labudía *et al.* 1990).

Petrography

Basalts

The lavas are fine to medium size grained with subhedral olivine phenocrysts (1100 x 750 µm). The groundmass has pilotaxitic texture and consists of plagioclase laths (An₅₅₋₆₀), olivine, clinopyroxene, nepheline, Fe-Ti oxides, sulphides, subordinate zeolites (natrolite) and apatite. The lava flow borders show vitrophyric textures due to the presence of increasing amounts of glass patches.

Xenoliths

The rounded ultramafic xenoliths range in size between 1 and 20 cm. They show protogranular textures, sometimes turning into porphyroclastic (Mercier and Nicolas 1975).

Olivine ($\text{Fo}_{91.8}\text{Fa}_{8.2}$, 43-70 modal %) crystal sizes range between 1.5 and 4 mm. Orthopyroxenes ($\text{Wo}_3\text{En}_{89}\text{Di}_8$), with sizes similar to the olivine crystals, constitute among 5 and 30 modal % whereas the clinopyroxenes constitute between 5 and 40 modal %. Spinel (classified as hercynites by Labudía and Maiza 1984) represent among 2 and 5 modal %. They occur as anhedral crystals and their size range between 0.5 and 1 mm. These nodules are classified as garnet-free spinel lherzolites.

Some xenoliths were affected by deformation as shown by orthopyroxenes with undulatory extinction and bent thin clinopyroxene lamellae exsolutions.

Very thin veinlets (10 μm wide) of sulphides are present in fractures crosscutting both silicates and oxides. Qualitative microprobe analyses show that their main constituents are S, Fe and Ni and are therefore classified as pentlandites.

Fluid inclusions

Analytic procedures

The measurements were made on inclusions whose vapor phase at room temperature occupied less than 20

vol. % of the inclusion cavity, avoiding those with leakage phenomena. Microthermometric and petrographic studies were carried out on 200-300 μm thick double polished sections. The calibration of the Chaixmecca heating-freezing stage was done using natural and synthetic standards. Phase transitions were observed over the interval -180° to $+35^\circ\text{C}$, with a heating rate of $1^\circ\text{C}/\text{min}$. The uncertainty of the CO_2 triple point (-56.6°C) was approximately $\pm 0.3^\circ\text{C}$.

Petrography

The olivine crystals of ultramafic xenoliths from Laguna Fría, Cerro Trafal and Cerro Chenque localities were studied.

Following the suggestions of Roedder (1984), De Vivo *et al.* (1988), Schwab *et al.* (1988) and considering their morphology, size, mode of occurrence and observed phases, the studied inclusions were grouped in two categories:

Fluid inclusions: 1) Biphase pseudo-hexagonal inclusions (Fig. 2a, L+V CO_2); 2) Biphase rhombic inclusions; 3) Monophase elongated inclusions (Fig. 2b, L CO_2).

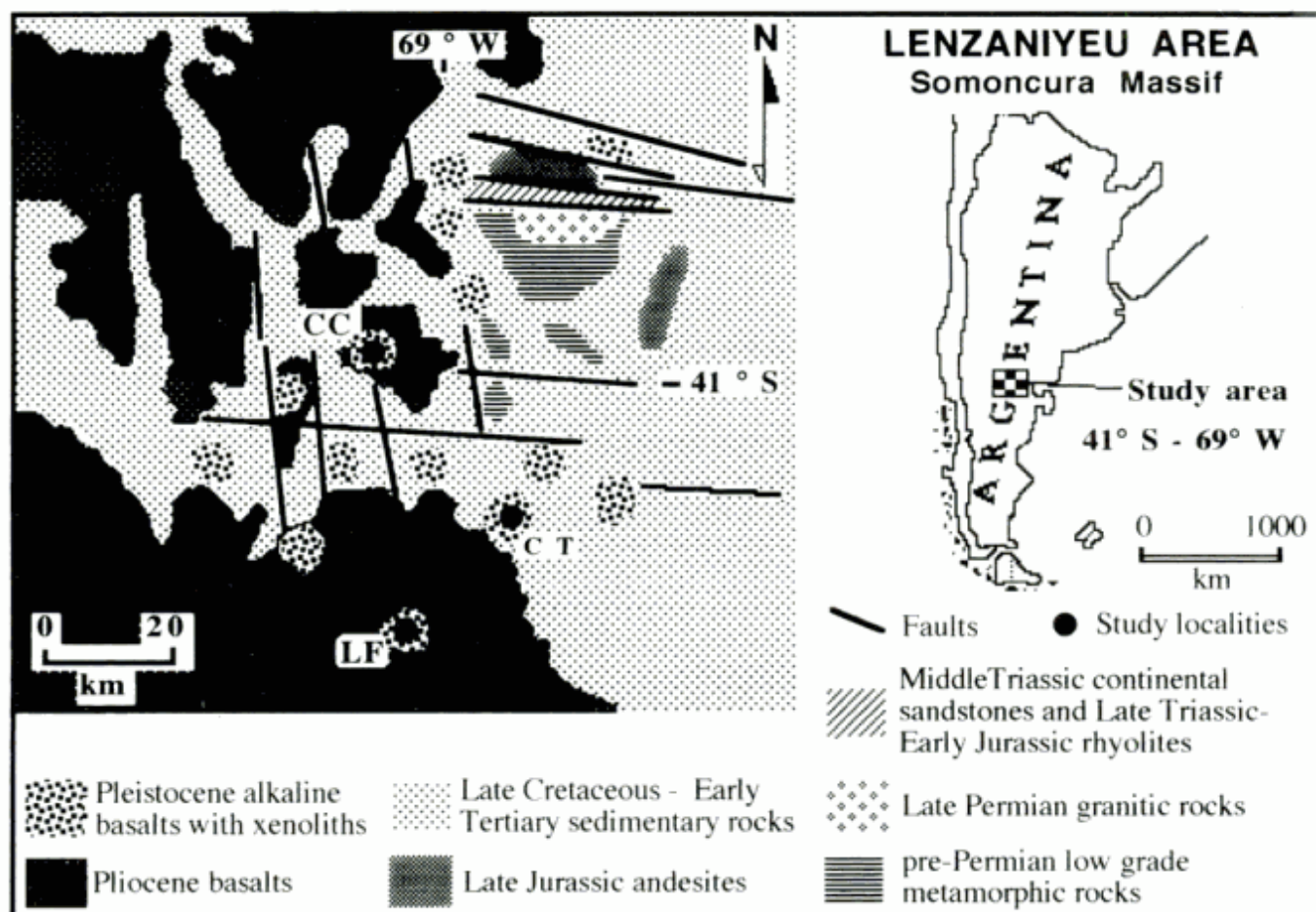


Figure 1: Geological sketch map of Lenzaniyeu area, showing sampling localities, LF: Laguna Fría, CT: Cerro Trafal and CC: Cerro Chenque

Glass inclusions: 1) Dendrite; 2) Glass+CO₂ bubble.

The studies also revealed that: a) Fluid inclusions are present mainly in olivine and are scarce in orthopyroxene and clinopyroxene crystals, b) Secondary inclusions related to healed fractures are a common feature in the deformed olivine crystals (Labudía *et al.* 1990, Bjerg *et al.* 1991), c) Glass inclusions sizes vary widely from 10 to 100 µm, sometimes presenting "spine" like opaque daughter phases (Fig. 2c) and, d) Small rounded sulphide globules (5 µm) are present in fluid inclusions (Fig. 2d). Qualitative microprobe analyses indicated that their main constituents are Ni, Fe, S and minor amounts of Co. Owing to their small size it was not possible to obtain accurate quantitative analyses. Nevertheless, they are classified as pentlandites.

Microthermometric results

Precise measurements of phase transition temperatures were made on pseudo-secondary fluid inclusions, restricted to the core of olivine crystals. The measurements on monophasic and biphasic pseudohexagonal and rhombic inclusions were carried

out only on those whose characteristics allowed an accurate measure, so they do not represent the whole CO₂ fluid inclusions population.

All studied fluid inclusions showed type H3 microthermometric behaviour (Kerkhof 1990; Kerkhof and Olsen 1990) where L+VL or L+VV is the final phase transition. These inclusions homogenized in the liquid phase between +0.4 °C and -19.5 °C (Fig. 3) and the melting temperatures of CO₂ were between -56.6±0.2 °C and -60±0.5 °C.

According to the invariant temperature for the pure CO₂ system (Newitt *et al.* 1956), these results suggest the presence of an additional component or components in the CO₂-rich fluid phase. The presence of sulphide globules in some of the fluid inclusions suggests that one of the additional components in the CO₂-rich fluid could be H₂S. This is one of the stable species occurring in volcanic gases.

Although fluid inclusions may have minor amounts of volatile components other than CO₂, their volumetric properties were considered as belonging to a CO₂ pure system. The above consideration allows fluid density determination using the homogenization method based on the CO₂ vapor-liquid equilibrium (Roedder 1984).

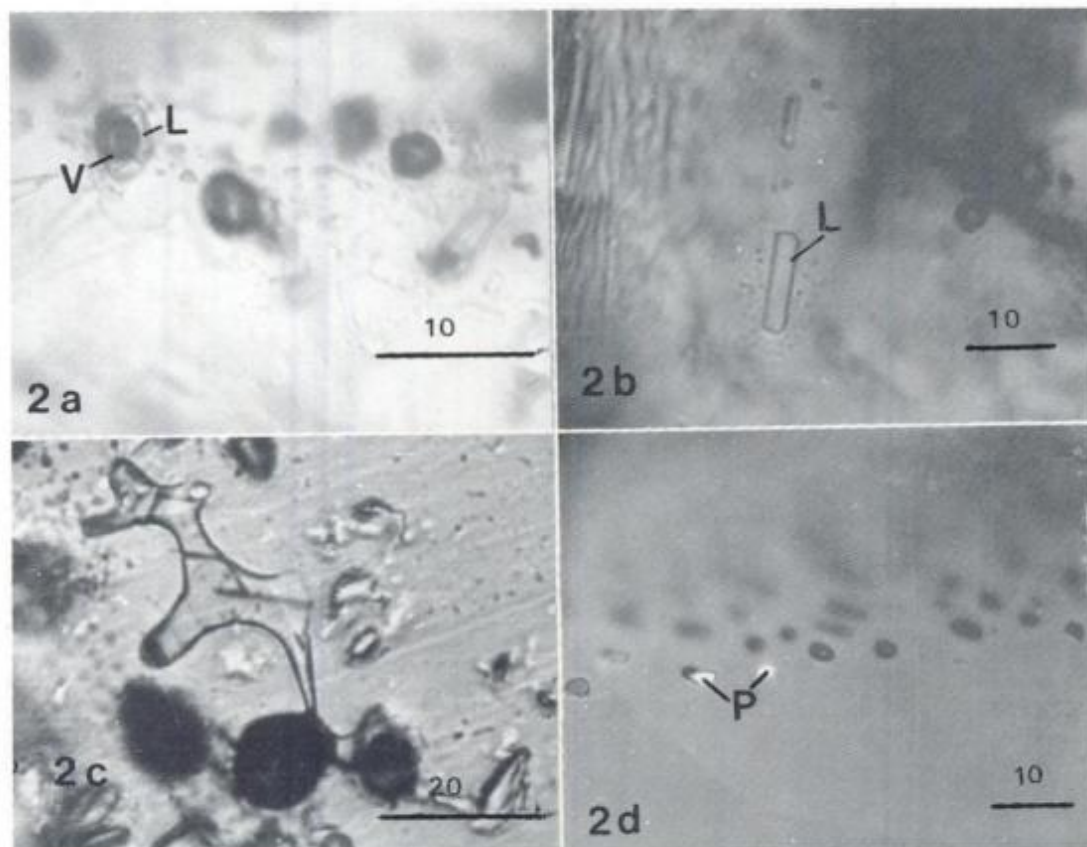


Figure 2: Microphotographs of selected fluid inclusions in olivine crystals (in plane polarized light except Fig. 2b, in selected light): **a)** Biphasic fluid inclusion located in the core of an olivine crystal, L: liquid CO₂, V: vapor CO₂; **b)** Elongated monophasic inclusion, L: liquid CO₂; **c)** Dendritic glass inclusion with "spine" like daughter crystals; **d)** Pentlandite globules (P) in pseudosecondary fluid inclusion. Scale bars in micrometers.

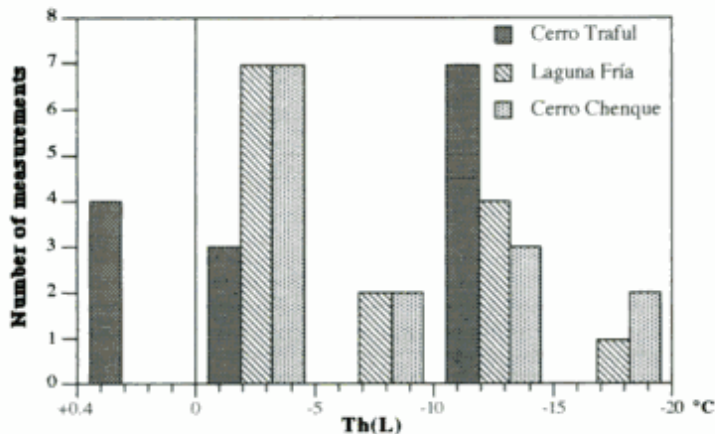


Figure 3: Number of measurements and liquid homogenization temperatures in ultramafic xenoliths from the studied localities.

This method gave densities for the biphasic and monophasic CO_2 inclusions varying from 1.03 g/cm^3 to 0.93 g/cm^3 .

Pressure and depth of trapping

Our fluid inclusion data support the proposal of Roedder (1984) that the main fluid phase that coexists with the magma in the upper mantle is CO_2 .

Minimum fluid inclusion trapping pressures were calculated using thermometric fluid inclusion and density data.

Magma temperatures could not have changed greatly during the last 20 km of upward movement. Then it is assumed that the trapping temperature was about 1200°C as in most basaltic volcanism (Roedder 1984; Hansteen *et al.* 1991; Schiano and Clochiatti 1994).

Calculations were done assuming this trapping temperature and considering that the fluid inclusions are composed of pure CO_2 . These assumptions allow the application of the analytical and experimental data of Kennedy (1954) and Holloway (1981).

Minimum trapping pressures for CO_2 range from 6.7 kbar (0.66 GPa) to 9.3 kbar (0.91 GPa). The estimated pressures and corresponding depths depend on whether lithostatic or hydrostatic load is considered. If the pressure is assumed to be hydrostatic (from a column of basaltic lava of $d = 2.7 \text{ g/cm}^3$) the depth must have been among 25 and 34 km. In case a lithostatic pressure is considered, the equivalent depth for a given CO_2 density is lower, ranging from 20 to 28 km. The latter if the magma at the point of inclusion trapping was an isolated pocket surrounded by rocks with $d = 3.3 \text{ g/cm}^3$.

Discussion and conclusions

Ultramafic xenoliths in alkaline basalts from Somoncuro Massif exhibit a great variety of fluid and

glass inclusions. The current fluid inclusion data sustain the idea of Roedder (1965) that the fluid phase present in the upper mantle is predominantly CO_2 .

Trails of secondary inclusions record interactive events between the xenoliths and the ascending melts. The studied pseudosecondary CO_2 fluid inclusions are related to intracrystalline healed fractures.

Sulphides are present in two forms:

- As globules present in fluid inclusions with Ni-Fe-S as main constituents and minor quantities of Co.

- As veinlets, without Co, crosscutting olivine, pyroxene and spinel crystals. These veinlets are not related to the fluid inclusion rich healed fractures.

The distribution of monophasic and biphasic CO_2 inclusion density suggests an origin in the mantle at ~34 km depth.

The present contribution suggests that more data on fluid and glass inclusions in xenolith minerals are needed to understand the behavior of the upper mantle and fluid interactions with ultramafic xenoliths in the Somoncuro Massif.

Acknowledgments

The authors are indebted to the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) for financial support. E.A.B. is grateful to the CONICET for a Postdoctoral Fellowship that allowed him to work on a research project at the Institute of Geological Sciences, Mining University Leoben, Austria and to H. Mühlhans for microprobe analyses.

REFERENCES

- Bilal, A. and Touret, J., 1976. Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). Bulletin Minéralogique, 99: 134-139.
- Bilal, A. and Touret, J., 1977. Les inclusions fluides des phénocristaux des lavas basaltiques du Pui Beauvit (Massif Central, Français). Bulletin Minéralogique, 100: 324-328.
- Bjerg, E.A., Labudía, C.H. and Cesaretti, N., 1991. Mineralogy, Texture and Stress Measurements of Mantle Xenoliths from Southern Argentina. European Journal of Mineralogy, 3: 31.
- Coira, B.L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 168: 1-101, Buenos Aires.
- De Vivo, B., Frezzotti, M.L., Lima, A. and Trigila, R., 1988. Spinel lherzolite nodules from Oahu island (Hawaii): a fluid inclusion study. Bulletin Minéralogique, 111: 307-319.
- Farinati, E., Quattrocchio, M. and Labudía, C.H., 1987. Hallazgo del Maestrictiano Terciario fosilífero en el Bajo de Lenza Niyeu y Colan Conhue, Comarca Nordpatagónica, provincia de Río Negro, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 153-157, Buenos Aires.
- Hansteen, T.H., Andersen, T., Neumann, E.R. and Jelsma, H., 1991. Fluid and silicate glass inclusions in ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: implications for mantle metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107: 242-254.

- Holloway, J. R., 1981. Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. (Ed.): Short Course in Fluid Inclusions, Mineralogical Association of Canada, 6:13-38.
- Kennedy, G.C., 1954. Pressure-volume-temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 252: 225-241.
- Kerkhof, A.M. van den, 1990. Isochoric phase diagram in the system CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: application to fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 621-629.
- Kerkhof, A.M. van den and Olsen, S.N., 1990. A natural example of superdense CO₂ inclusions: microthermometry and Raman analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 895-901.
- Labudía, C.H. and Bjerg, E.A., 1981. Petrografía de la zona NE de Los Menucos, prov. de Río Negro. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 841-852, Buenos Aires.
- Labudía, C.H. and Bjerg, E.A., 1995. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 284-296.
- Labudía, C.H. and Maiza, P.J., 1984. Presencia de hercinita en nódulos ultrabásicos incluidos en las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 629-634, Buenos Aires.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. and Gregori, D.A., 1989. Baritina nodular del Cretácico superior del Bajo de Lenza Niyeu, prov. de Río Negro, República Argentina. *Actas Simposio de Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina, Parte C*: 85-90, Buenos Aires.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. and Cesaretti, N., 1990. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, prov. de Río Negro, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 217-223.
- Labudía, C.H., Artabe, A.E., Morel, E., Bjerg, E.A. and Gregori, D.A., 1992. Presencia del género *Pleuromeia* Corda (Lycophyta, Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana*, 29: 195-200.
- Mercier, J. and Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16: 454-487.
- Newitt, D.M., Pai, M.U. and Kuloor, N.R., 1956. Carbon Dioxide. In: Din, F. (Ed.): *Thermodynamic Functions of Gases*, Vol. 1: 102-134. Butterworths Scientific Publications, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. y Parica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somoncuro Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (3-4): 321-325.
- Roedder, E., 1965. Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *American Mineralogist*, 50: 1746-1782.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12: 1-646.
- Schiano, P. and Clocchiatti, R., 1994. Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature*, 368:621-624.
- Schwab, R.G. and Freisleben, B., 1988. Fluid CO₂ inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions. *Bulletin Minéralogique*, 111: 297-306.

Recibido: 9 de noviembre, 1994

Aceptado: 18 de julio, 1995

NOTA BREVE

Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana

R. CAMINOS^{1,2}, A. ZAMUNER³, C. LIMARINO² y L. FAUQUÉ^{1,2}

¹Secretaría de Minería, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires, Argentina.

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 1428, Buenos Aires, Argentina.

³Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina

Introducción

En el tramo medio del curso del Río del Peñón y a lo largo de la quebrada de Santo Domingo, sobre la vertiente occidental de la Precordillera riojana (Fig. 1a), a unos 25 km al oeste de Jagüel, aflora una conspicua secuencia de bancos rojos de unos 700 m de espesor mínimo. La ubicación estratigráfica de estas rocas ha sido motivo de interpretaciones dispares. Inicialmente fueron mapeadas junto con las sedimentitas terciarias de la región, pero posteriormente Limarino *et al.* (1988) segregaron a estas sedimentitas y las ubicaron en el Pérmico por correlación litológica con la Formación Patquía. Poco tiempo después, los mismos autores (Limarino *et al.* 1990) reubicaron a las rocas en cuestión en el Triásico (*sensu lato*) teniendo en cuenta el hallazgo de troncos del tipo "*Rhexoxylon*".

El objeto de esta nota es describir la interesante xiloflora encontrada en dicha oportunidad, acotar con mucha mayor precisión la antigüedad de la secuencia y proponer su correlación regional con unidades aflorantes en el área de Ischigualasto.

Ubicación geográfica y estratigráfica de la flora

Los niveles estudiados en este trabajo afloran a lo largo del curso medio de la quebrada del Río del Peñón, sobre el flanco occidental de la Precordillera de La Rioja, muy próximos al límite con la Cordillera Frontal. Allí la espesa secuencia de bancos rojos se encuentra separada por una falla inversa de la Formación Punta del Agua (Carbonífero superior) estando su techo erosionado (Fig. 1a). Desde el punto de vista litológico está compuesta por areniscas rojas y pelitas junto a escasos conglomerados, margas y algunas tufitas; acompañan al conjunto tres coladas basálticas.

La flora en cuestión ha sido encontrada en la quebrada de La Falda, próxima a su desembocadura en el río del Peñón (punto A en la Fig. 1a). Los niveles fosilíferos se ubican casi en la base de la secuencia expuesta (Fig. 1b), los troncos se encuentran aleatoriamente dispersos en bancos de conglomerados medianos a gruesos, resultan-

do evidentemente transportados. El nivel fosilífero está compuesto por ortoconglomerados polimícticos clasto-sostén, con individuos bien redondeados, generalmente prolados, de hasta 9 cm y matriz arenosa gruesa. Los clastos son principalmente de vulcanitas, ácidas y mesosilíceas, junto a cuarzo de vena y escasos fragmentos de areniscas verdes medianas a finas. El banco resulta macizo y sólo en su parte superior es visible la existencia de una imperfecta gradación normal.

El nivel fosilífero descrito queda comprendido dentro de la facies sedimentaria A de Limarino *et al.* (1990), la misma está básicamente compuesta por ciclotemas granodecrecientes (de hasta 3 m de espesor) del tipo conglomerado--arenisca--pelita, los que han sido interpretados como originados por la migración lateral de ríos meandriformes, con facies de planicie de inundación bien representadas.

Composición de la xiloflora

El material fosilífero encontrado en los bancos rojos está representado exclusivamente por numerosas permineralizaciones (*sensu* Schopf 1975). Su coloración dominante es rojiza, alcanzando los troncos hasta 40 cm de diámetro máximo y 3 m de largo. Su estado de preservación es en general deficiente, debido a la importante recristalización de calcedonia.

Dentro del lote de troncos fósiles pueden distinguirse dos grupos: a) leños gimnosperámicos con plan picnoxílico: *Taxaceoxylon* sp. (posiblemente una nueva especie) y b) leños gimnosperámicos con plan monoxílico: *Rhexoxylon* sp. cf. *Rhexoxylon piatnitzkyi*.

El grupo "a" está constituido por ejemplares de hasta 3 m de largo; siendo su diámetro máximo de unos 40 cm. Se trata de leños gimnosperámicos coníferos con caracteres sumamente evolucionados. Sus rasgos principales pueden resumirse como sigue: xilema secundario homoxílico, con anillos de crecimiento bien definidos, cuyo espesor oscila entre 4 y 9 mm (promedio 7 mm); traqueidas con un punteado radial abietinoide, uniseriado, circular, siempre espaciado, y engrosamientos terciarios simples ornamentando sus

paredes en forma completa y regular; campos de cruzamiento con 3-4 oculiporos cupresoides por regla general muy pequeños; radios parenquimáticos homogéneos, uniseriados, de 1-16 células de altura. Esta suma de caracteres permite ubicar sistemáticamente a los ejemplares dentro del organogénero *Taxaceoxylon* Krausel y Jain 1964. La comparación del presente material con las especies conocidas permitiría segregarlo como un nuevo taxón.

El grupo "b" está representado por leños gimnosperámicos con un plan de organización monoxílico de tipo "rexoxiloide". Los ejemplares muestran una organización externa típicamente acanalada en forma longitudinal, la cual refleja su anatomía. En corte trans-

versal se observa la presencia de una médula central pequeña rodeada de un sistema perimedular de haces, encerrado a su vez por un sistema externo de cuñas periféricas centrífugas; los tejidos extraxilares no se han preservado. El diámetro total de los troncos llega a 28 centímetros.

La médula es de forma casi circular y alcanza 2,4 cm de diámetro. El sistema perimedular tiene un ciclo completo de 11 haces con desarrollo centrípeto o centrípeto-centrífugo. Cada cordón está constituido por tejido vascular secundario y su tamaño promedio 1,1 cm de ancho y 1,1 cm de extensión radial. El sistema externo de cuñas periféricas es bastante regular, está representado por 13 cuñas vasculares de hasta 10 cm de extensión

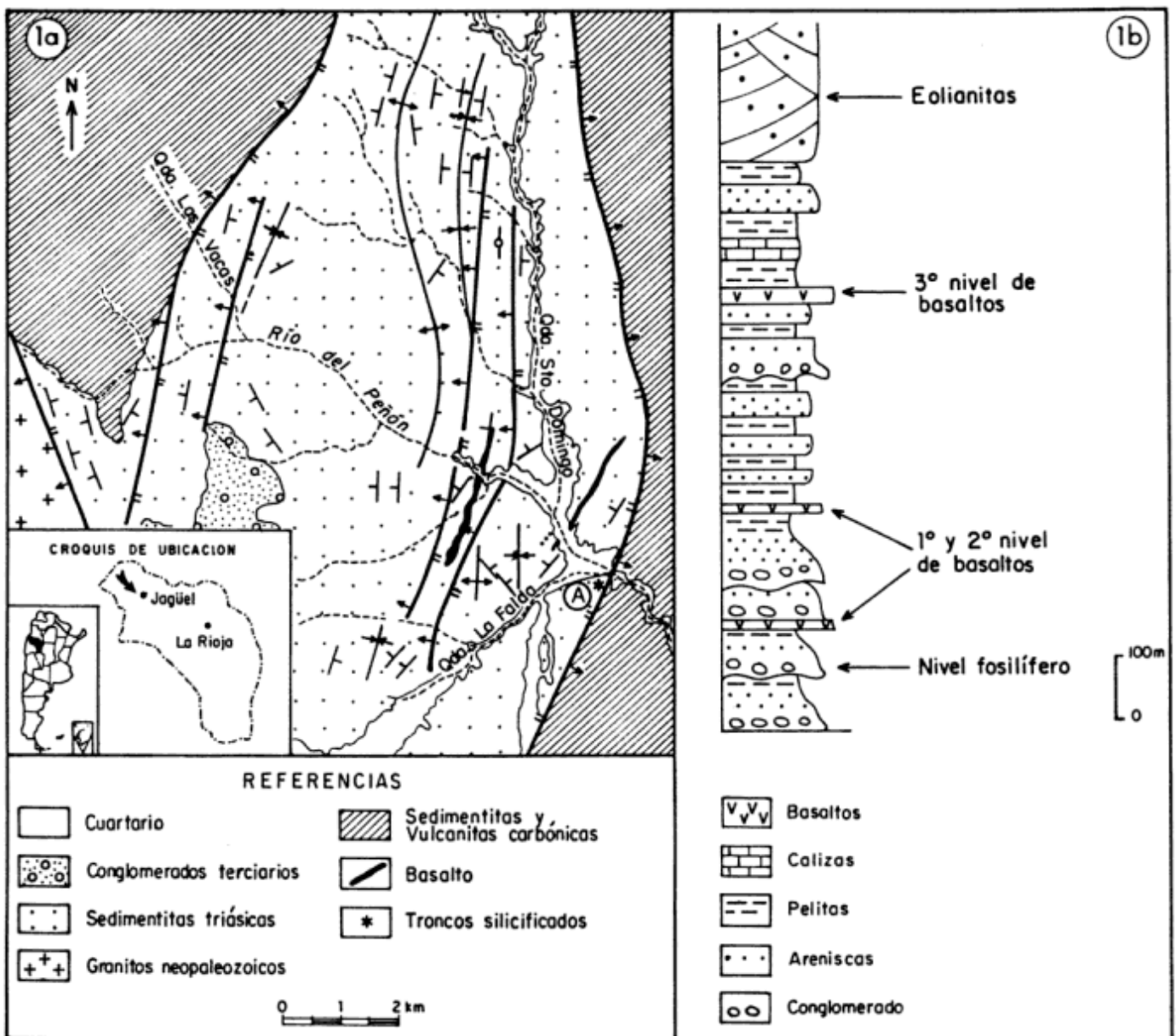


Figura 1: a, Bosquejo geológico del área de la quebrada de Santo Domingo, tramo medio del curso del Río del Peñón, Precordillera de La Rioja. b, Perfil esquemático de los estratos rojos estudiados en este trabajo, observese la posición del nivel fosilífero próximo a la base de la sección.

radial y 3,5 cm de ancho. Esta cuñas presentan frecuentemente en sus bordes laterales acúmulos de tejido vascular probablemente de origen terciario.

A nivel histológico los ejemplares presentan una po-brísima preservación; sólo ocasionalmente muestran punteaduras uniseriadas sobre la paredes radiales. En corte transversal se observan anillos de crecimiento regulares (Fig. 2).

Los caracteres mega y microscópicos permiten ubicar a los leños antes descritos en el organogénero *Rhexoxylon* Bancroft *emend.* Archangelsky y Brett 1961. Por sus dimensiones y organización estos leños son semejantes a *Rhexoxylon piatnitzkyi* Archangelsky y Brett 1961 *emend.* Zamuner 1993; sin embargo su precario estado de conservación histológica impide una comparación completa, por esta razón asignaremos este material como *Rhexoxylon* sp. cf. *Rhexoxylon piatnitzkyi*.

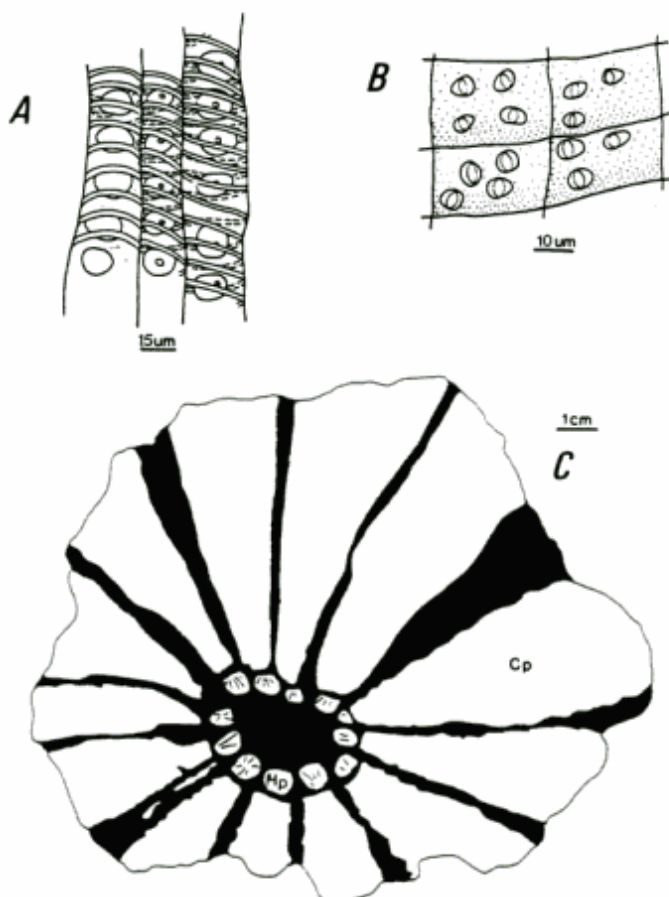


Figura 2: a-b: *Taxaceoxylon* sp. a, Corte longitudinal radial de las traqueidas del leño temprano, con punteado uniseriado y espirales terciarias. b, campos de cruzamiento con pocos oculiporos. c. *Rhexoxylon* sp. cf. *R. piatnitzkyi*, aspecto general de un corte transversal, Hp: sistema perimedular, Cp: cuñas periféricas.

Edad y correlación estratigráfica

La asociación de paleoleños encontrada en esta secuencia combina elementos característicos del Triásico (*Rhexoxylon* sp.) y del Jurásico (*Taxaceoxylon* n.sp.). Recientemente fue estudiada una xiloflora integrada por *Rhexoxylon piatnitzkyi* y una nueva especie de *Araucarioxylon* en las sedimentitas neotriásicas de la Formación Ischigualasto (provincia de San Juan, Zamuner 1992). De acuerdo a sus características, la asociación leñosa aquí descrita sería más reciente que aquélla y podría definirse como perteneciente al Neotriásico más tardío.

Por otro lado la información regional permite establecer una correlación tentativa de las rocas aquí tratadas con la Formación Los Colorados de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión. Esta correlación se fundamenta en las características litológicas comunes de ambas unidades (incluso el hecho de que ambas constituyen secuencias de bancos rojos) y en su similar antigüedad. Con respecto a este último punto, teniendo en cuenta que la flora descrita incluye elementos referidos al Jurásico y que la asignación al Neotriásico más tardío corresponde a la parte basal de una sección de más de 1000 m de espesor (sin base ni techo visibles), no sería aventurado suponer que esta secuencia alcance en su parte superior el Jurásico temprano.

Si la correlación arriba propuesta es válida, entonces la paleogeografía de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión sufre considerables modificaciones (al menos para el Triásico superior). En efecto, tradicionalmente se ha aceptado un borde de cuenca más o menos coincidente con la Sierra de Villa Unión, pero el espesor de los afloramientos aquí descritos y su cercanía con la mencionada sierra (50 km al oeste), podrían llevar a suponer que el borde señalado puede corresponder a un límite de erosión más que a un verdadero borde de cuenca. Esta situación sería entonces semejante a la observada en otras áreas del oeste argentino (p.e. Cacheuta-Potreri-Uspallata; Los Patos etc.) donde las cuencas triásicas transgreden la vertiente oriental de la Cordillera desarrollándose también sobre su flanco occidental e incluso en algunos casos extendiéndose hasta la Cordillera Frontal.

Finalmente las características de la xiloflora descrita es consistente con el paleoclima "húmedo y templado con diferencias estacionales bien marcadas" considerado por Limarino *et al.* (1990) para el tramo inferior de la secuencia aquí analizada. En este sentido el espesor de los anillos de crecimiento indica un alto crecimiento vegetativo anual y la abundancia relativa del leño temprano sugeriría ausencia de sequías. Sin embargo debe aclararse que la parte media y superior de esta unidad muestran inequívocas evidencias de importante aridización con buen desarrollo de facies eólicas y lacustres hacia el tope (Limarino *et al.* 1990).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Archangelsky, S. y Brett, D.W., 1961. Studies on Triassic fossil plants of Argentina. I *Rhexoxylon* from the Ischigualasto Formation. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B 244 (706):1-9.
- Krausel, R. y Jain, K., 1964. New fossil coniferous woods from the Rajmahal Hills, Bihar, India. *The Paleobotanist*, 12(1): 29-67.
- Limarino, C.; Fauqué, L. y Caminos, R., 1988. Rasgos sedimentológicos de eolianitas pérmicas de la Precordillera Riojana. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 145-149.
- Limarino, C.; Fauqué, L. y Caminos, R., 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera Riojana. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 169-174.
- Schopf, J., 1975. Modes of fossil preservation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 20: 27-53.
- Zamuner, A.B., 1992. Estudio de una taoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), provincia de San Juan. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral, 97 pp. (Inédita).
- Zamuner, A.B., 1993. Estudio de una taoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias), provincia de San Juan. I. Permineralizaciones y ambiente depositacional. Ameghiniana (en prensa).

Recibido: 19 de setiembre, 1994

Aceptado: 30 de marzo, 1995

NOTA BREVE

Charles Darwin y la cadena plegada de sierra de la Ventana

Arturo J. AMOS

PROGEB, Ap. 47, 8400 S.C. de Bariloche, Río Negro, Argentina

Introducción

Hace muchos años atrás, como estudiante, visité en compañía de Horacio J. Harrington las Sierras de la Ventana, quien cierto mediodía veraniego descansando sobre las cuarcitas moteadas de la Formación Bonete mirando el Cerro Tres Picos a la distancia, me comentó que Darwin lo había escalado durante su viaje desde Bahía Blanca a Buenos Aires y realizado observaciones geológicas que describió en su diario de viaje.

Luego de varias visitas a las Sierras comencé a leer las obras de Darwin y las narraciones de sus viajes (1845). Por ello el interés no fue accidental sino más bien el resultado de una minuciosa lectura de sus descripciones de las rocas coleccionadas y lugares visitados en la Provincia de Buenos Aires. Más aún, tuve la suerte de revisar la "Colección Darwin" depositada en el Earth Sciences Department de Cambridge, y además investigar la cartografía de archivos de la Provincia de Buenos Aires de aquella época, y seguir paso a paso el itinerario de Darwin en 1833.

He querido en este homenaje, realizado en octubre de 1993 en la Universidad de Chile, referirme solamente a un tramo de su viaje por la Provincia de Buenos Aires desde Carmen de Patagones a Buenos Aires, rescatando sus observaciones geológicas en las sierras Australes ya que otros colegas se refirieron a otros aspectos, no menos atractivos, del viaje a través de esta provincia.

El escribir sobre una personalidad tan descollante del siglo pasado con vital vigencia en la actualidad, y que ha gravitado tan hondamente en las ciencias naturales, es un desafío. Sus observaciones sobre la geología, la flora y fauna de aquellos lugares visitados hace aproximadamente 160 años, constituyen datos incontrovertibles y de una minuciosidad y rigurosidad notables.

No hay que olvidar que Darwin tuvo muy poco entrenamiento en geología. Cuenta que sólo había escuchado las clases de Jameson (aburridas) en la Universidad de Edinburgo y había realizado una corta excursión geológica con el Prof. Sedgwick, de Cambridge a Shrewsbury. Muy poco antes de partir en la Beagle, el clérigo Henslow le había regalado el primer tomo de la obra de Lyell "Principles of Geology", que leyó en su viaje a pesar de su maltrato por mareos. El segundo tomo de la obra lo

recibió en Montevideo y el tercero en Valparaíso. Llevó para sus observaciones una brújula Kater.

Itinerario

C. Darwin partió de Carmen de Patagones en el margen izquierdo (norte) del río Negro el 11 de agosto de 1833 rumbo a Fuerte Argentino, hoy Bahía Blanca. Desde un pequeño cerrillo de 60 m (duna) entre ambos puntos, vio por primera vez las Sierras de la Ventana. No tenemos conocimiento de que Darwin haya llevado cartografía alguna en su viaje salvo un plano general de Th. Falkner (1774). Por entonces existía una carta geográfica de la provincia de Buenos Aires del año 1828 (Proyección Mercator)¹ con la red hidrográfica, elevaciones orográficas, y las fronteras, impresa cinco años antes del viaje a Buenos Aires (Fig. 1) donde se ha indicado el itinerario.

El camino que siguió Darwin a lo largo de postas² corresponde aproximadamente a la frontera de la República hasta Tapalqué en el año 1828. Desde Bahía Blanca, la segunda posta (Sauce Posta) corresponde al actual Paso Piedras donde acampó durante tres días para realizar su excursión de 6 leguas a la sierra de la Ventana y donde el río Sauce (Sauce Grande) es transitable unos 5 km agua arriba de la posta, de aproximadamente 1 m de profundidad.

La cadena plegada de sierra de la Ventana

En el marco geológico las sierras de la Ventana constituyen un elemento orográfico positivo emergente de la planicie pampeana caracterizado por una cadena plegada en forma sigmoide, de oeste a este y luego al sureste

¹ Plano 820-30-2. Archivo de Catastro. La Plata. Setiembre 1925 (Director Santiago Arce). Dibujada por P. Benoit. Aparentemente el plano original es del año 1824 de Doroteo Muñoz (n° 108-43-1 del Archivo Dirección de Catastro, Marzo 3, 1931) en el que no figuran las fronteras.

² Posta o también Dormida: lugar de descanso y cambio de caballos de las diligencias, apostadas a lo largo de caminos, huellas o rastreadas.

en la región noroccidental, y una región suroriental de orientación noroeste a sureste, de plegamiento relativamente más suave.

Las sierras (Harrington 1947) se componen casi exclusivamente de rocas cuarcíticas del Paleozoico inferior al superior con pequeños afloramientos de rocas precámbricas graníticas (basamento) al oeste, y algunos retazos de rocas miocenas (?) en las partes altas de las sierras "Conglomerado rojo". Las rocas del Paleozoico inferior han suministrado fósiles de edad Devónica, y las del Paleozoico superior (Pérmico) una rica flora de *Glossopteris* y fauna de *Eurydesma* que ha llevado a geólogos del pasado a efectuar correlaciones con Sudáfrica, Brasil e India.

La estructura ha sido definida como plegamiento puro (Harrington 1947) en el cual en las regiones más occidentales (sierras de Curamalal, Bravard, Ventana) la intensidad del plegamiento es mayor disminuyendo hacia el este (sierras de Tunas y Pilla-huincó) donde la deformación es relativamente menos intensa. En los últimos años se ha sugerido la presencia de fallamientos (corrimientos) asociados a convergencia oblicua (Cobbold *et al.* 1988).

Observaciones de Darwin en la sierra de la Ventana

Las observaciones geológicas que Darwin efectuó en la sierra de la Ventana, tanto en su excursión desde Paso Piedras (Posta 2) como en la sierra de Pilla-huincó en su paso hacia Tapalqué son muy significativas desde varios puntos de vista. En primer lugar determinó la naturaleza cuarzosa de las sierras. En el sector oeste son casi exclusivamente cuarzosas (cuarcitas) mientras que las de Tunas y Pilla-huincó son algo más heterogéneas (Formación Sauce Grande) en su base y con intercalaciones de rocas arcillosas (Formación Tunas), "compact purplish-clay slate" en su techo.

Su descripción sobre la sierra es patética, su comentario es que "nunca la naturaleza ha hecho una pila de rocas más solitaria y desolada y que merece el nombre de Hurtado" (trad.).

Ascendiendo el cerro Tres Picos³ (que en realidad dice Darwin en 1839 que son cuatro) desde el sur relata que se encuentra abruptamente con un valle transversal profundo. Creemos sin duda que se trata del Abra de Rivera (ver plano de Harrington 1947) que comunica el oeste con el este de la sierra. En aquella época era utilizado por los indígenas para atravesar la serranía desde el río Colorado.

Darwin (1839) menciona también afloramientos dispersos de conglomerado "adheridos" a la roca, en su escalada al cerro Tres Picos. Obviamente se refiere a lo que hoy se denomina Conglomerado rojo, que aflora en las partes altas de la sierra casi a la misma cota en forma errática y que representa la antigua base de la cuenca de deposición de edad miocena. Excepto la edad, las conclusiones del autor son muy acertadas.

Observaciones en la sierra de Pilla-huincó⁴

Una observación digna de mención que realiza en esta sierra (Darwin 1845) y que destaca esa aguda percepción de rasgos distintivos tan típica de Darwin, se refiere a ciertas estructuras actualmente denominadas micro y meso estructurales: ejes de plegamiento y clivaje. El había percibido que existía una cierta angularidad entre los ejes de plegamiento de los cordones serranos y el clivaje. Este último, siguiendo al autor: "nearly vertical striking in a NW direction by W and SE by E line, nearly, though not quite coincident with the direction of the parallel ridges". Este detalle no fue notado por investigadores posteriores que estudiaron la estructura de la sierra.

Recientemente, y como resultado de minuciosos estudios microestructurales de detalle, que realizamos en la sierra mencionada, llevamos esta información sobre orientación de lineación de ejes de plegamiento y de clivaje, a análisis estadísticos utilizando redes estereográficas, se estableció que entre ambas estructuras existía una diferencia angular pequeña, pero sistemática. Esta diferencia sirvió para sugerir una hipótesis de trabajo que permitió establecer un delicado mecanismo de deformación progresiva y cizallamiento (Japas 1989) para la deformación de la faja plegada de esta cadena montañosa.

Las rocas coleccionadas durante el viaje de Darwin están depositadas en el Department of Earth Sciences, Cambridge y fueron examinadas tiempo después por Alfred Harker (algunas muestras llevan comentarios de este eminente petrólogo realizadas en 1933). He tenido la oportunidad de examinarlas coincidiendo con el Dr. Chancellor (Peterborough Museum) en la clasificación del denominado "gneis" (muestras N° 1554 y 1555) de la sierra de Guitru-Gueyú que corresponde a una intercalación de cuarcitas de la Formación Tunas (Harrington 1947). Menciona también que la huella sigue encima de una "tosca".

En su itinerario hacia Buenos Aires, Darwin cruzó la parte norte de las sierras Centrales o Septentrionales,

³ Establece que la altura de la sierra, según Fitz Roy, es entre 1.000 y 1.300 m s.n.m. Según el Instituto Geográfico Militar la altura del Tres Picos es de 1243 m.

⁴ La denominación de esta sierra en la cartografía de la época es Guitru-gueyu, pero no fue utilizada con posterioridad aunque aparece en algunos planos de la época: Carta General de la provincia de Buenos Ayres (1837).

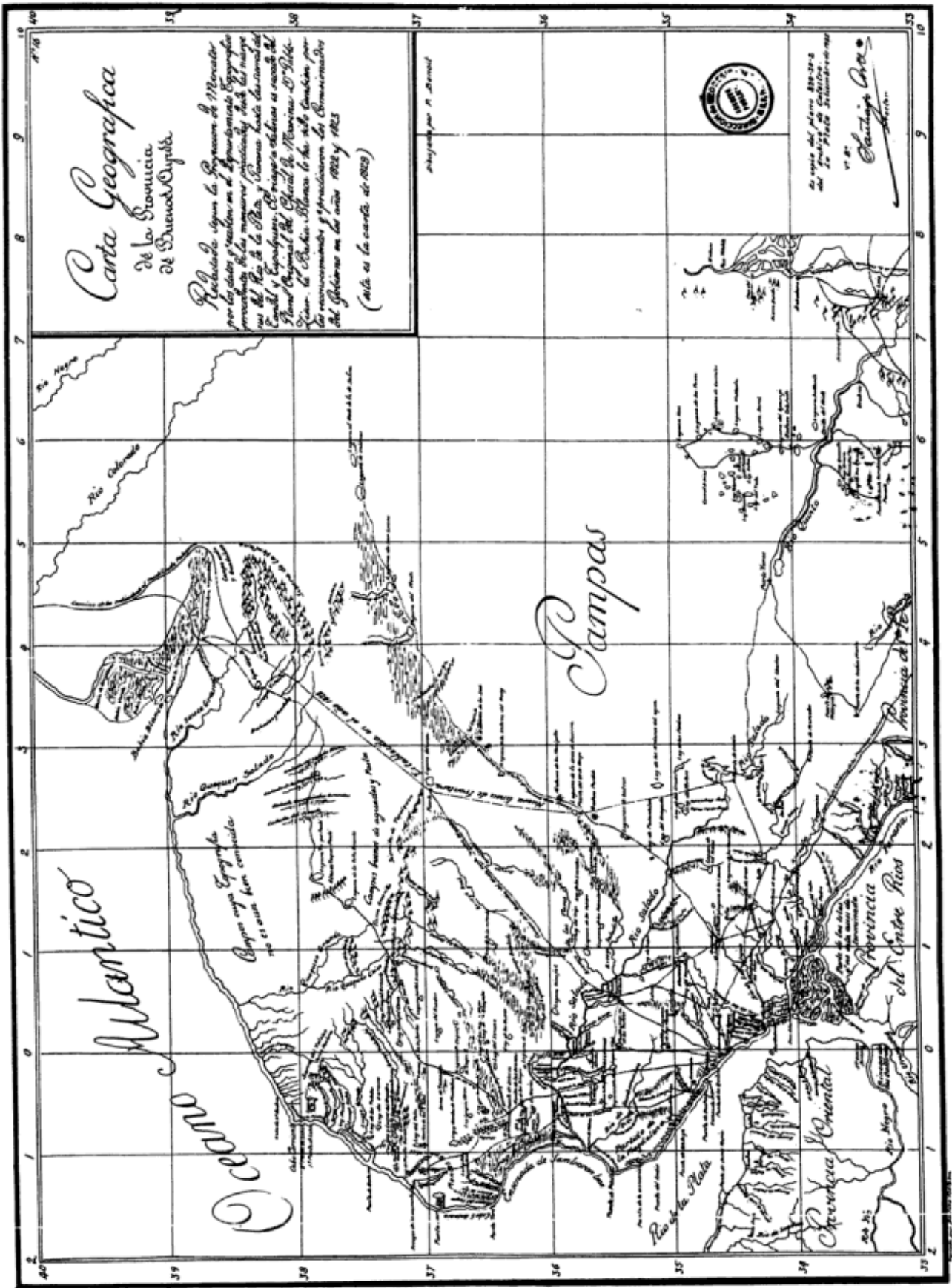


Figura 1: Facsimil de la "Carta geográfica de la Provincia de Buenos Aires, 1828". Archivo de Catastro. La Plata. Con la nueva línea de frontera establecida en el año 1828.

denominadas sierras de Tapalqué (Tapalquen), son pequeñas lomadas al norte de la localidad de Olavarría, extremo norte de las sierras de la Tinta (sierra de Tapalquen *vide* Darwin) figura en el mapa de 1824; sierrita de Tapalquen en el mapa de 1828, cerca de laguna Blanca, quizá hoy Olavarría donde indicó la presencia de rocas cuarzosas (actualmente el miembro cuarcitas superiores de la Formación La Tinta). Estas sierras se continúan hasta el cabo Corrientes en la costa atlántica.

Quiero finalizar este breve relato, como homenaje de un geólogo, sobre un importante tramo de su viaje por la costa este de Sudamérica, para repetir las palabras de C. Darwin, en su carta a su hermana Caroline (29 de abril de 1836, en Keynes 1988 p. XVII. Correspondencia desde Mauritius): "I am in high spirits about my geology, and even aspire to the hope that my observations will be considered of some utility by real geologists". Sin duda un pensamiento significativo para las ciencias naturales, y que muestra su natural modestia.

Agradecimientos

Desearía testimoniar mi agradecimiento a Richard Darwin Keynes por su ayuda en la búsqueda de información y sus comentarios, a G. Chancellor (Peterborough Museum) y G. Chinner (Sedgwick Museum) y a Claudia Wentzel y M.E. Infesta por su ayuda en la búsqueda de cartografía antigua de la Provincia de Buenos Aires y referencias sobre postas y rastrilladas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J., 1993. Darwin y la cadena plegada de la Sierra de la Ventana, Argentina. Simposio Int. "Darwin y la Beagle en Chile". Evolución Hoy, 29 sep. al 1 de octubre. Universidad de Chile. Santiago, 1993 (Resúmenes).
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Japas, M.S., 1988. Dextral wrenching during Late Paleozoic convergence across SW margin of La Plata craton, Argentina. 7th Gondwana Symposium, Abstracts, Sao Paulo.
- Darwin, C., 1839. Narrative of the surveying voyages of His Majesty's ships Adventure and Beagle between the years 1826-1836. Vol. III, 615 p. London.
- Darwin, C., 1845. Journal of Researches into the Natural History and Geology of the countries visited during the Voyage of H. M. S. Beagle round the world under the command of Capt. Fitz Roy. H. Colburn, 615 p. London.
- Falkner, Th., 1774. A description of Patagonia, and the adjoining parts of South America, 144 p. Hereford.
- Harrington, H.J., 1936. El conglomerado rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña. Obra del Cincuentenario del Museo de La Plata, 2: 145-184.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación geológica de la Hoja 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana), Prov. de Buenos Aires. Dirección de Minería y Geología, Boletín 61: 1-43.
- Japas, S.M., 1989. La deformación de la cadena plegada de las sierras de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 40: 193-215.
- Keynes, R.D., 1988. Charles Darwin's Beagle Diary. 1831-1836. Cambridge University Press, 464 p. Cambridge.

Recibido: 18 de julio, 1994

Aceptado: 23 de enero, 1995

NOTA BREVE

Edades K/Ar del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (30°00'S; 69°03'O)

Nora RUBINSTEIN y Magdalena KOUKHARSKY

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina*

Introducción

Recientes dataciones permiten asignar al ciclo magmático permo-triásico dos afloramientos que están localizados en el extremo sur de la Sierra de Volcán, en la Precordillera Occidental Sanjuanina (Fig.1). Ellos constituyen el Complejo Volcánico Superior de Cerro Colorado y el Pórfiro Riolítico de la Quebrada de Volcán en las proximidades del puesto Carrizal de Arriba, unidades que fueron descriptas por Rubinstein en 1992 (a,b y c).

Area de Cerro Colorado

En el área de Cerro Colorado, Rubinstein (1992a) diferenció dos complejos volcánicos, denominados Superior e Inferior, separados entre sí por una fuerte discordancia erosiva, que cubren conglomerados polimícticos muy consolidados correlacionados con la Formación Cortaderas del Grupo Angualasto, Carbónico inferior (Limarino *et al.* 1988 y Limarino y Césari 1993).

El Complejo Volcánico Inferior de Cerro Colorado (CVSCC) totaliza unos 150 m de espesor y está integrado por conglomerados polimícticos en cuya parte superior se intercala una colada de 5 m de andesita propilitizada de colores rosados y gris verdosos, cubierta por brechas gris oscuras de matriz wáckica con fragmentos y bloques predominantemente andesíticos que alcanzan diámetros de 5 m.

El Complejo Volcánico Superior de Cerro Colorado comienza con un espesor variable que alcanza los 40 m, de areniscas volcánicas conglomerádicas moradas, las que por contener abundantes fragmentos de vidrio desvitrificado en la matriz fueron interpretadas como piroclastitas reelaboradas. La secuencia continúa con aproximadamente 50 m de niveles piroclásticos, destacándose tobas finas y gruesas rojizas y blanco amarillentas con partición en lajas en la base, que se tornan masivas y blanquecinas hacia la parte superior, en donde engloban fragmentos de hasta 0.5 m de tobas

laminadas dispuestos sin orientación en la matriz tobácea.

En el sector occidental de los afloramientos del CVSCC, parte de las piroclastitas están cubiertas por una colada de riolita pardo rojiza de unos 30 metros de espesor, cuya base es brechosa, en tanto que en el sector oriental, la riolita conforma un domo extrusivo que atraviesa los niveles piroclásticos y aflora en una extensión de 450 m en sentido norte-sur. La colada de riolita presenta texturas esferulíticas con fenocristales de plagioclasa y biotita alterados, en tanto que en el domo, con similares fenocristales, la textura dominante es microgranosa, aunque en su parte cuspidal es brechosa, habiéndose detectado allí texturas esferulíticas.

Al CVSCC se asigna un conjunto de diques mesosilícicos y ácidos, parte de ellos con disposición aproximadamente radial y algunas apófisis fenodacíticas, que se alojan en las unidades piroclásticas, así como otros diques ácidos y stocks de pórfiros fenodacíticos propilitizados que intruyen a la Formación Cortaderas en las inmediaciones del Cerro Colorado.

Los afloramientos descriptos habían sido interpretados como remanentes de un estrato volcán y correlacionados con el Grupo Choiyoi sobre la base de sus características petrográficas, intensidad de la diagénesis y grado de afectación tectónica.

La reciente datación isotópica se llevó a cabo sobre roca total, en una muestra del borde del domo riolítico (M 66, Tabla 1), con fino bandeamiento remarcado por la coloración rojiza, cuya textura al microscopio es predominantemente felsítica con microlitos dispersos de feldespato alcalino y de plagioclasa (esqueléticos) y escasos fenocristales de hasta 2 mm de plagioclasa y de biotita, parcialmente albitizados y sericitizados respectivamente.

Area de Quebrada de Volcán

En las proximidades del puesto Carrizal de Arriba afloran algunas reducidas apófisis de pórfiros riolíticos hasta dacíticos que intruyen sedimentitas hornfelsizadas

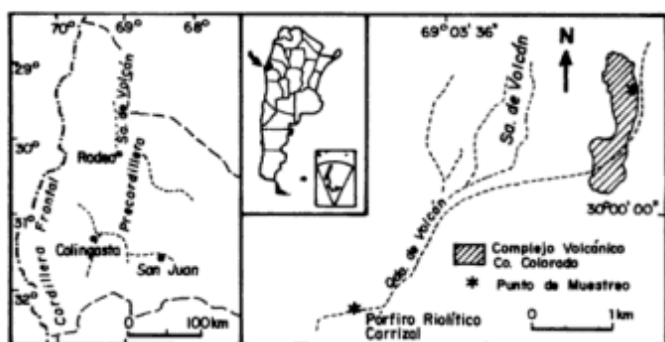


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos datados.

del Grupo Angualasto, a las que se asocia una mineralización polimetálica de tipo porfírico, descrita por Rubinstein (1992 b y c). Una de las mejor expuestas, de aproximadamente 40 m² aflora en ambas márgenes de la quebrada de Volcán, 1,5 km al SO del mencionado puesto (Fig.1). Es un pórfiro riolítico en el que predominan los fenocristales bipiramidales de cuarzo, corroídos, de hasta 1,5 cm, menor proporción de oligoclasa y escasa biotita. La pasta es microgranosa, de color pardo rosado claro, formada por feldespatos potásico y cuarzo, con plagioclasa sódica subordinada, apareciendo apatito y circón como accesorios.

La determinación isotópica (Tabla 1) se realizó en roca total (M87), con fenocristales de hasta 3 mm de oligoclasa cálcica-andesina sódica moderadamente sericitizados, cuarzo y biotita reemplazada por mica blanca, opacos, clorita y sílice. La pasta es microgranosa con sus feldespatos alcalinos parcialmente sericitizados y atravesada por escasas microvenas de cuarzo.

Discusión

Geoquímicamente las vulcanitas y subvulcanitas son calcoalcalinas de bajo a alto contenido de K₂O.

En la muestra del pórfiro riolítico de la quebrada de Volcán, la datación obtenida debe corresponder al episodio de alteración hidrotermal asociada al evento

mineralizante que lo afecta, la que por su génesis puede considerarse contemporánea o inmediatamente posterior al enfriamiento del cuerpo (Sillitoe 1988). Lo mismo puede suponerse en el caso de la riolita de Cerro Colorado.

Ambas edades son comparables con las edades Rb/Sr de 264 ± 1 Ma del plutón granodiorítico Romo asociado a la Sección Inferior del Grupo Choiyoi (calcoalcalino) y de 247,6 ± 3,0 Ma de diques riolíticos de la Sección Superior (transicionales de calcoalcalinos a alcalinos), aflorantes a la misma latitud (Llambías *et al.* 1990, Sato y Llambías 1993) en el área de Cordillera Frontal. Las características calcoalcalinas apuntan a correlacionarlas con la Sección Inferior.

Por otra parte también pueden resultar comparables a las edades K/Ar determinadas en los pórfiros mineralizados: de Alcaparrosa, San Juan (dacítico) de 267 ± 4 Ma y de San Jorge, Yalguaráz, Mendoza (riodacítico) de 270 ± 4 Ma, obtenidas en biotitas hidrotermales y biotitas magmáticas respectivamente por Sillitoe (1977), recalculadas posteriormente como 272 ± 4 y 275 ± 4 Ma (Sillitoe 1988), que lo llevarán a caracterizar una época de mineralización cuprífera de edad carbonífera superior-pérmica inferior en la región.

Se confirma de esta manera la posición estratigráfica previamente sugerida para dos manifestaciones volcánicas, aportando datos más concretos al conocimiento del magmatismo permo-triásico y sus mineralizaciones asociadas en el área de Precordillera, donde los afloramientos correspondientes a este ciclo magmático se encuentran, según el actual estado de conocimiento, escasamente representados.

Agradecimientos

Las autoras agradecen a Felisa Bercowski la desinteresada colaboración prestada, que permitió llevar a cabo una gran parte de los trabajos de campaña sobre los que se basa este estudio.

El presente trabajo fue financiado por los subsidios Res. 0703/91 y PID 3161/92 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Tabla 1: Resultados de las dataciones efectuadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

| | M87 | M66 |
|------------------------------|-------------------|-------------------|
| Contenido de potasio: | 2,78% | 2,92% |
| Concentración de K-40: | 8,298*E-08 mol/g | 8,716*E-08mol/g |
| Concentración de Ar-40 rad.: | 13,516*E-08 mol/g | 14,460*E-08 mol/g |
| Ar-40 atmosférico: | 5,20% | 15,60% |
| Error porcentual de la edad: | 8,40% | 6,80% |
| Edad: | 261±22,0 Ma. | 265±18,0 Ma. |

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Limarino, C.O. y Césari, S.N., 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1):61-72.
- Limarino, C., Césari, S. y Page, R., 1988. Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico superior argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 562-566.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Castro, C.E., 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 79-82. San Juan.
- Rubinstein, N., 1992a. Volcanismo del Paleozoico superior - Triásico en el sur de la Sierra de Volcán, provincia d San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 345-348.
- Rubinstein, N., 1992b. Mineralización en rocas de contacto de la Formación Cortaderas, provincia de San Juan. *Actas 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Reunión de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, 1: 248-253. La Plata.
- Rubinstein, N., 1992c. Carrizal de Arriba: Una manifestación de tipo porfirico. (provincia de San Juan). *Actas 4° Congreso Nacional y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica*, 1: 253-255. Córdoba.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: Equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *12° Congreso Geológico Argentino. Actas 4:156-165.*
- Sillitoe, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene Porphyry Copper-Type Mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72(1):99-103.
- Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1):89-108.

Recibido: 6 de junio, 1994

Aceptado: 2 de febrero, 1995

NOTA BREVE

Fundamentos para la prospección de fosforitas en la plataforma continental argentina

Héctor A. LEANZA^{1,2} y Carlos A. HUGO¹

¹Servicio Geológico Nacional, Av. Julio A. Roca 651, 1067 Buenos Aires, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Las plataformas continentales del mundo poseen gran interés científico e importancia económica, tanto en los sistemas actuales como a lo largo de su registro geológico. Los márgenes continentales representan complejos laboratorios naturales que responden a condiciones ambientales en permanente cambio y evolución, tanto en la masa continental adyacente como en el mismo régimen oceánico. El cortejo de minerales autigénicos y de diagenización temprana, entre los cuales se incluye a las fosforitas, se forman a lo largo de los márgenes continentales, como producto de la interacción de sedimentos derivados del continente en el régimen oceánico. En esta zona de transición ocurren a lo largo del registro geológico cambios en el nivel del mar, tanto a escala global, con fluctuaciones de primer ó segundo orden, ó a escala regional, asociados con facies locales, secciones condensadas y discordancias vinculadas con fluctuaciones de tercer y cuarto orden. El registro estratigráfico resultante se caracteriza por la presencia de litologías muy variables, complejas geometrías, extensiva incisión por erosión y discordancias, estas últimas representando en general largas interrupciones en el registro sedimentario.

En los últimos años se han llevado a cabo sustanciales avances en el conocimiento de los procesos que dan origen a las rocas fosfáticas gracias al éxito del ya finalizado Proyecto 156 - Fosforitas - del I.G.C.P., donde investigadores de numerosos países han logrado una mucho mas acabada comprensión de los complejos fenómenos que interactúan en la sedimentación fosfatada. Los resultados, traducidos en tres importantes volúmenes editados por la University of Cambridge Press, han permitido desarrollar conocimientos que hacen a los procesos fosfogénicos que han ocurrido episódicamente en el pasado geológico, entre los que el quimismo y la circulación (surgencia y divergencia) de las aguas marinas en el contexto paleoceanográfico, y mas precisamente en el ámbito de las plataformas continentales, es preponderante (véase Pietrafesa 1990).

La Plataforma Continental Argentina - una de las más importantes del planeta con una superficie de aproximadamente 1.000.000 de kilómetros cuadrados - posee, atendiendo a los conceptos expresados precedentemente, buenas posibilidades potenciales de contener depósitos de fosforitas de rendimiento económico. Leanza *et al.*

(1989) han señalado en lo que concierne a su contexto paleoceanográfico que la Corriente Circumglobal del Tethys fue clausurada, según estudios de tectónica de placas, unos 40 millones de años atrás por la colisión de los bloques Afro-arábico e Indico contra el continente asiático. A fines del Eoceno y principios del Oligoceno, en concomitancia con el cierre del Tethys, las masas oceánicas se abrieron paso en la región meridional del planeta, produciéndose entonces la apertura de la Corriente Antártica Circumpolar. Los efectos de esta corriente fueron profundos en el clima pues favorecieron la glaciación antártica al impedir que los giros oceánicos cálidos existentes en la época en que la Corriente del Tethys circundaba el globo, llegasen a bañar las costas del continente antártico (Schnickter 1980; Kellery Barron 1983). Esta corriente es la que da origen, según Riggs y Sheldon (1990) a la familia de fosforitas de Corriente Antártica Circumpolar que ha actuado en la Plataforma Continental Argentina a partir del Oligoceno, y a la que coincidentemente pertenecen también los depósitos de fosforitas submarinas del Chatham Rise en Nueva Zelandia (Cullen 1980).

Los hallazgos logrados por el Plan Fosforita en la región costera patagónica comprendida entre los paralelos 41° y 54° permite, según Leanza y Hugo (1992), contabilizar al presente cuatro episodios fosfogénicos, a saber:

Paleoceno temprano: En la facies proximal de la Fm. Salamanca existen fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en el área de Zanjón de Lema (Prov. Chubut). En su composición intervienen colofano y soddyta, con leyes de hasta el 29,2 % de P₂O₅ y espesores no mayores de 0,25 m caracterizándose por hábito pelletal, colores castaño claros a oscuros, asociación con glauconita y óxidos de hierro, con frecuente retrabajado de pellets. Corresponde a un ambiente marino cercano a la costa, donde prevalecían condiciones de clima subtropical muy húmedo (Mastandrea *et al.* 1983).

Paleoceno tardío: La Fm. Río Chico, que sucede en concordancia a la Fm. Salamanca en el área del Golfo de San Jorge, contiene fosfatos en su parte basal, generalmente asociados con niveles de paleosuelos y consisten en costras fosfáticas (foscretas) de diferente peso y tamaño, desde algunos kilogramos a 6 toneladas, con

contenidos entre el 15% y el 26% de P_2O_5 . Se estima para este episodio un paleoambiente continental de clima cálido y húmedo, donde un fenómeno de Bio-Rhexistasia concentró a los fosfatos (Hugo *et al.* 1981).

Eoceno superior/Oligoceno inferior: Este episodio fosfogénico se origina como resultado de la apertura de la corriente Antártica Circumpolar y generación de psicrófera (Malumián y Nañez 1991), que da origen también a depósitos fosfáticos en África del Sur, Australia y Nueva Zelanda. En Argentina corresponden a este episodio las manifestaciones fosfáticas de la Fm. San Julián en el Gran Bajo homónimo (Leanza *et al.* 1981). En esta región se realizaron trabajos en procura de fosforitas, detectándose manifestaciones fosfáticas entre los niveles -30 m y -60 m bajo el nivel del mar (Hugo *et al.* 1984), demostrándose una proyección de la mineralización hacia el este, en dirección de la Plataforma Continental Argentina. Las anomalías en el área de la Gruta de Lourdes, cercana a Puerto Deseado, descubiertas en 1976 (Leanza *et al.* 1981) asociadas con fauna de posible "upwelling" (Malumián y Palma 1985), así con débiles manifestaciones halladas en la Fm. Cabo Peña, Tierra del Fuego (Leanza 1985), corresponden también a este episodio, que puede correlacionarse en edad con el Piso Miradoriano del sur de Chile.

Oligoceno superior/Mioceno inferior: El episodio más joven, cuyas perspectivas son importantes, corresponde a anomalías, mayormente en forma de concreciones, de la Fm. Monte León del Oligoceno superior, provincias de Chubut y Santa Cruz (Leanza *et al.* 1981), y de la Fm. Carmen Silva del Mioceno inferior, Tierra del Fuego (Leanza 1985). Este episodio se encuentra por encima de la drástica caída del nivel del mar acaecida en el Oligoceno superior (29 millones de años), y puede correlacionarse aproximadamente con el Piso Gaviotiano chileno.

La primera prospección concreta en procura de fosforitas de fondo marino en la Plataforma Continental Argentina fue conducida por Maihle (1975), en el área frente a la desembocadura del Río de La Plata y en el Golfo de San Matías (véase Figura 1), aunque con resultados negativos. Cabe aclarar aquí que en la parte "on shore" de estas regiones no han sido detectadas fosforitas. En regiones más australes, hemos constatado referencias con ubicación geográfica inclusive (véase Figura 1), probablemente derivada de institutos oceanográficos extranjeros, dando cuenta de la existencia de fosforitas en la Plataforma Continental Argentina (véase Mc Kelvey y Wang 1970; Derry 1980), mientras que otros autores como Dietz *et al.* (1942), Mero (1965), Cathcart y Gulbrandsen (1973) y Riggs y Sheldon (1990) mencionan también la presencia de sedimentos fosfáticos en nuestra Plataforma Continental.

Los indicios de fosforitas a los que se hizo referencia en el contexto de la dinámica paleoceanográfica que ha operado en nuestra Plataforma Continental desde el Terciario a la actualidad permiten considerarla como un área favorable para la depositación de fosforitas subma-

rinas o otros minerales autigénicos. Leanza (1988, comunicación oral, Porto Alegre) y Leanza *et al.* (1989) sugirieron oportunamente como más interesante a la zona comprendida entre los 44° y 54° de latitud sur, y dentro de ésta, más precisamente, los sectores costa afuera frente a San Julián y la Isla Grande de Tierra del Fuego.

Siguiendo estas sugerencias, Castro (1992) ha dado cuenta del análisis por fósforo de muestras de sedimentitas terciarias y sedimentos de fondo marino recientes obtenidas por el ARA Comodoro Rivadavia en 1988 frente a las costas de San Julián, consignando registros de hasta el 1,8% de P_2O_5 .

Es necesario continuar con el análisis del contenido de fósforo de muestras obtenidas por expediciones oceanográficas previas y planificar luego los lugares más favorables para llevar a cabo un programa sistemático de obtención de testigos de los primeros metros del

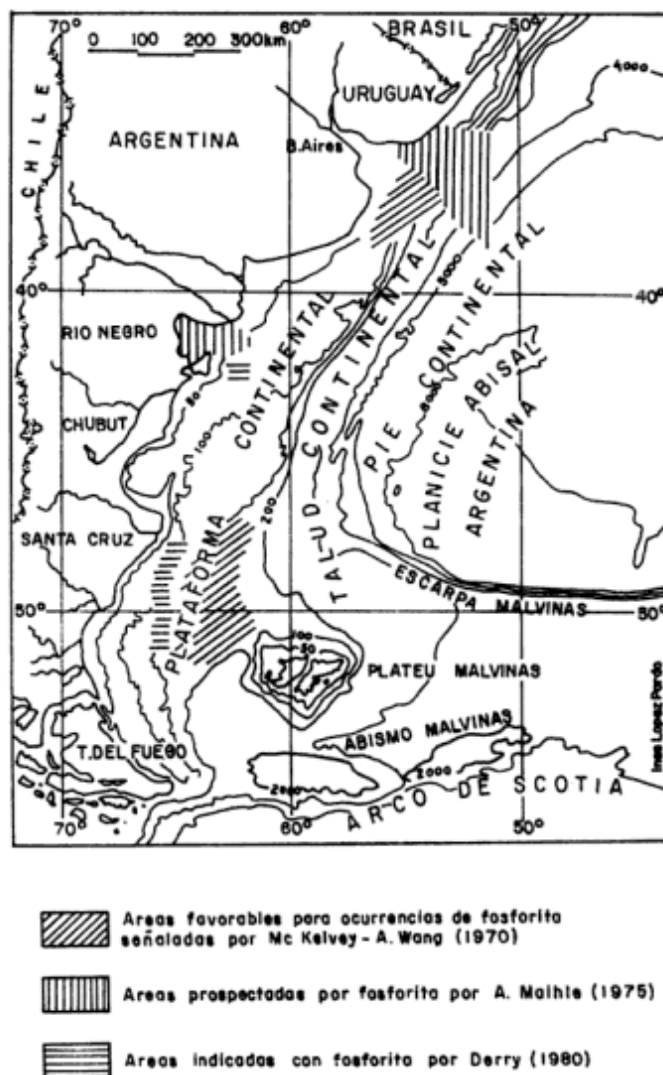


Figura 1: Mapa mostrando prospecciones y citas de fosforitas en la Plataforma Continental Argentina.

fondo marino, pues los razonamientos teóricos y los indicios disponibles a que hemos hecho referencia lo justifican plenamente.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Castro, L. 1992. Phosphorites deposits of the Continental Shelf of Argentina. Taller OSNRL/COMEMIR, Resúmenes, 2 págs. Porto Alegre.
- Cathcart, J. B. y Gulbrandsen, R. A. 1973. United States Mineral Resources. U.S. Geological Survey Professional Paper 820 : 515-525.
- Cullen, D. J. 1980. Distribution, composition and age of submarine phosphorites of the Chatham Rise, east of New Zealand. New Zealand Oceanographic Institute 12 : 1-29.
- Derry, D. R. 1980. A concise world atlas of geology and mineral deposits. Mining Journal Books, 92 p. Londres.
- Dietz, R. S., Emery, K. O. y Shepard, F. P. 1942. Phosphorites deposits of the sea floor of southern California. Geological Society of America, Bulletin, 53 (6) : 815-848.
- Hugo, C. A., Leanza, H. A., Mastandrea, O. O. y Oblitas, C. J. 1981. Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico, provincia de Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4 : 485-495.
- Hugo, C. A., Leanza, H. A., Mastandrea, O. O. y Oblitas, C. J. 1984. Síntesis de los trabajos exploratorios en procura de fosforitas en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz, Argentina. Informe Secretaría de Minería, 25 p. (Inédito).
- Keller, G. y Barron, J. A. 1983. Paleooceanographic implications of Miocene deep sea hiatuses. Geological Society of America, Bulletin, 94 : 590-613.
- Leanza, H. A. 1985. Prospección de fosfatos sedimentarios en la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Informe Secretaría de Minería, 8 p. (Inédito).
- Leanza, H. A. y Hugo, C. A. 1992. Los episodios fosfogénicos del Paleógeno de Argentina. Simposio Paleógeno de Sud América. Resúmenes : 21. Punta Arenas.
- Leanza, H. A., Spiegelman, A. T., Hugo, C. A., Mastandrea, O. O. y Oblitas, C. J. 1980. Phanerozoic phosphatic rocks from Argentina. En: Notholt A. J., Sheldon, R. P. y Davidson, D. F. (Eds.): Phosphate deposits of the world. Phosphate rock resources. Volume 2 : 147-158. University of Cambridge Press.
- Leanza, H. A., Spiegelman, A. T. y Hugo, C. A. 1981. Manifestaciones fosfáticas en la Formación Patagonia: su génesis y relación con el vulcanismo piroclástico silíceo. Asociación de Minerología, Petrología y Sedimentología (AMPS), Revista, 11 (3-4): 1-12.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A. y Spiegelman, A. T. 1989. Posible existencia de fosforitas submarinas en la Plataforma Continental Argentina. Serie Correlación Geológica, 3: 187-198. Tucumán.
- Maihle, A. 1975. Contribución al conocimiento geológico-económico de la Plataforma y Cuenca Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 2 : 349-364. Buenos Aires.
- Malumián, N. y Palma, M. 1985. Relaciones, ambiente y foraminíferos de los sedimentos del Terciario medio de la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4) : 304-309.
- Malumián, N. y Nañez, C. 1991. Paleogeografía del Terciario medio del Cono Sur: avance de aguas antárticas. 6º Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos : 847-851. Santiago de Chile.
- Mastandrea, O. O., Leanza, H. A., Hugo, C. A. y Oblitas, C. J. 1983. Fosfatos sedimentarios radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario inferior), provincia de Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2) : 185-191.
- Mc Kelvey, V. E. M. y Wang, F. H. 1970. Preliminary maps of world subsea resources. U. S. Geological Survey, Miscellaneous Geological Investigation Map. 1-632. Washington D. C.
- Mero, J. L. 1965. The mineral resources of the sea. Elsevier Scientific publications. 256 p. New York.
- Pietrafesa, L. 1990. Upwelling processes associated with western boundary currents. En: W. C. Burnett y S. Riggs (Eds.): Phosphate deposits of the world. Volume 3. Neogene to modern phosphorites: 3-26. University of Cambridge Press.
- Riggs, S. R. y Sheldon, R. P. 1990. Paleooceanographic and paleoclimatic controls of the temporal and geographic distribution of Upper Cenozoic continental margin phosphorites. En: W. C. Burnett y S. Riggs (Eds.): Phosphate deposits of the World. Volume 3. Neogene to modern phosphorites : 207-222. University of Cambridge Press.
- Schnickter, D. 1980. Global paleooceanography and its deep water linkage to the Antarctic glaciation. Earth Sciences Review 16 : 1-20. Amsterdam.

Recibido: 24 de marzo, 1994

Aceptado: 20 de febrero, 1995

NOTA BREVE

Sobre la presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina

Introducción

Esta presentación se vincula con el "Comentario" que hiciera Beltramone (1992), a partir de una referencia de Vizán (1989) acerca de un "vulcanismo moderno" responsable de un "flujo lahárico", cuyas acumulaciones dice reconocer en las cercanías de la margen izquierda del río Gualjaina, en el ámbito de la Hoja Geológica 43c (Gualjaina). Beltramone (1992) subraya el valor de esa mención para la "comprensión de la génesis y dinámica de los procesos actuales", sin llegar a descartar la ocurrencia de un lahar en ese paraje. Esto último se deduce a partir de su afirmación de que tales depósitos "son sin duda los primeros lahares modernos reconocidos para la zona". Al examinar la nota de Vizán (1989), el presente autor, quien había realizado un reconocimiento de la zona en 1989, le manifestó su discrepancia respecto a la adjudicación de estos diamictos a flujos laháricos.

Es probable que llame la atención del lector la demora del autor en expresar su desacuerdo. La brevedad del "Comentario" de Beltramone (1992) hizo que pasara inadvertido en su momento, pero el examen de la tesis doctoral de Vizán (1993) facilitó su posterior conocimiento. En ella Vizán, citando aquella opinión, modifica su postura al plantear la alternativa de que su "flujo lahárico" ("geoforma lobulada") correspondiera en realidad a "un deslizamiento", cuyos materiales se movilizaron distalmente como "un flujo de detritos" desechando así su previa propuesta de un lahar. La confirmación por el autor de la presencia de una extensa zona de deslizamientos, alcanzada inicialmente por medio de la fotointerpretación, fue ratificada durante una campaña en el año 1994. El carácter inédito de la tesis de Vizán (1993) y la importancia que Beltramone (1992) asignara a la primera mención de Vizán (1989), obligan a una rectificación de tales antecedentes.

Area de estudio y metodología

El área analizada (Fig. 1), localizada en la parte suroeste de la Hoja Geológica 43c (Gualjaina), fue objeto

de fotointerpretación, lo que permitió la confección de un mapa geomórfico base, cuyo control de campo se llevó a cabo en el verano de 1994.

Discusión

La Fig. 2 es un esquema geomorfológico de la zona y sus adyacencias. Los rasgos generales de la geología básica fueron extraídos de Lage (1982) y de Turner (1982). El esquema, que abarca un sector sustancialmente caracterizado por geoformas de remoción en masa, que afectan afloramientos de la Formación Huitrera (Terciario inferior) compuesta por lavas y piroclastitas básicas, ha sido extractado del Mapa Geomorfológico de la Hoja 43c, Gualjaina (González Díaz 1994).

Aparecen incorporados los diversos niveles de terrazas que marginan el valle del río Gualjaina, resultantes de la profundización y la erosión lateral del mismo; esta última ha provocado deslizamientos rotacionales muy extensos sobre su margen derecha.

Las observaciones del autor han permitido establecer que los deslizamientos gravitacionales comprobados al oeste y sur de los puestos de los Arbe y Ramallo (entre los que se encuentra el sugerido "lahar" de Vizán), son del tipo rotacional, con una facies distal de flujo (corriente de tierra). Tienen su origen o "arranque" en las escarpas que marginan las planicies estructurales lávicas del paisaje de la Formación Huitrera. A niveles topográficos inferiores, los movimientos han incorporado restos de un drift (no determinado temporalmente, ni reconocido hasta ahora), que se caracteriza por un gran número de erráticos de granitoides cordilleranos. Se lo considera relacionado con el gran lóbulo glaciar que ocupó el valle del vecino arroyo Pescado y se desplazó hacia el este, hasta "chocar" con el faldeo oeste del extremo septentrional de la sierra de Tecka, donde generó un gigantesco anfiteatro cuya concavidad mira aguas arriba del citado curso. De acuerdo a Caldenius (1932), este término glaciar coincidiría con su "sistema inicioglacial".

Aparentemente el exclusivo predominio de bloques y rodados de composición basáltica en el material

gravitacionalmente movilizado, más los rasgos superficiales de la acumulación -propios de un flujo- que exhibe la facies distal (depresiones, terraplenes transversales), sumados a un limitado conocimiento de la geología local, a la falta de identificación de las muescas de los deslizamientos rotacionales y de la estrecha relación petrográfica de sus depósitos con las vulcanitas eoterciarias, influyeron para que Vizán (1989) erróneamente interpretara como probable génesis de esa geoforma, el accionar de un flujo lahárico.

La edad terciaria inferior de la Formación Huitrera (Lage 1982) excluye toda posibilidad de relacionar los detritos que componen los materiales comprometidos en el movimiento con un "vulcanismo moderno". Tampoco apoya su vinculación genética con acumulaciones propias de un "lahar frío" (*murgang*), que resulta de la movilización fluente de los materiales volcánicos (bombas, escorias, etc.), acumulados previamente sobre las laderas de un volcán: intensas lluvias que llegan a saturarlos serían los promotores del flujo.

Resalta en la mayoría de los tramos deslizados la conservación de los rasgos morfológicos primarios en su relieve. Esta particularidad no sólo habla en favor de lo reciente de los desplazamientos gravitacionales sino que permite diferenciar temporalmente dos zonas afectadas por los deslizamientos. En el paisaje de la más moderna, se distinguen numerosas y pequeñas cuencas endorreicas (drenaje multicuenal), que sólo en tiempos lluviosos son ocasionalmente ocupadas por cuerpos de agua efímeros. Hay ausencia de un drenaje integrado por amplias áreas. En la porción distal del supuesto "flujo lahárico" de Vizán (1989), entre los puestos de R. Arbe y de Ramallo, se observa una suerte de "apilamiento" expresado por medio de una sucesión de bajos cordones transversales, separados por senos paralelos, que se disponen según una configuración semicircular en planta. Por último, una bien definida escarpa de acumulación, prominente en la fotointerpretación, señala su perímetro distal.



Figura 1: Mapa de ubicación.

Inmediatamente al sur de los puestos R. Arbe y P. Arbe se han diferenciado dos tramos de deslizamientos de similar modelo, pero más antiguos. Sus muescas de "arranque" están muy modificadas por la ulterior erosión, en tanto que su red fluvial se halla localmente integrada. En las márgenes (escarpas) de las planicies estructurales lávicas, que conforman finas divisorias fluviales locales, aún se alcanzan a reconocer las correspondientes muescas de sus "arranques".

A unos 4-5 km aguas arriba de los puestos indicados aparecen los restos de una chimenea volcánica (*neck*) muy degradada, genéticamente relacionada con la facies básica de la Formación Huitrera. El aglomerado que la integra se compone de clastos similares a los identificados en las acumulaciones de los deslizamientos. La determinación del factor "disparador" de los fenómenos gravitacionales aquí analizados es dudosa y todavía objeto de cierta especulación. A pesar de ello, la identificación por medios fotogeológicos de un pequeño volcán moderno, cercano a la zona de estudio, facilita una interpretación (véase Fig. 2). Situado al oeste de la zona de deslizamientos, su presencia no ha sido detectada por Turner (1982). De acuerdo al mapa topográfico disponible, por su situación a la latitud de estancia La Cabaña y a unos 7-8 km directamente al oeste de ella, se localizaría en la parte norte de la Hoja 44c (Tecka), en coincidencia con el Cerro Bandera (1391 m s.n.m.).

El aparato volcánico, al tomar en cuenta sus características morfológicas deducidas por fotointerpretación, parece ser de edad reciente (Holoceno?). Exhibe un "aportillamiento" del cono (*breached cone*) ante la ruptura de uno de sus flancos por la extrusión de la lava, lo que da lugar a la típica configuración plantal en "media luna", con su concavidad orientada hacia el este. Muestra un campo marginal piroclástico.

El autor propone aceptar que esta intervención endógena, que erigió el volcán, ha sido el factor externo o "disparador" que produjo la ruptura del equilibrio en las pendientes del ámbito local de la Formación Huitrera. Habría entonces una contemporaneidad y relación entre el desarrollo del volcán y los deslizamientos, habida cuenta de lo corrientes que son los pequeños sismos y vibraciones que acompañan las explosiones propias de la generación de un aparato volcánico.

La situación espacial del cono aparenta hallarse ligada a una zona de debilidad estructural (¿regional?), cuya moderna reactivación culminó con su construcción. Efectivamente, han sido fotointerpretadas dos extensas fracturas (¿fallas?), de rumbo general N 15°-20° E. Una de ellas coincide con la ubicación del volcán (Fig. 2); por la rectitud de sus trazas en planta, pueden ser consideradas verticales.

Son notables las diferencias texturales y estructurales entre los clastos de las vulcanitas básicas eoterciarias (que componen fundamentalmente las acumulaciones de los deslizamientos) y los eyectos del moderno volcán. Estos han sido muy raramente localizados en el área

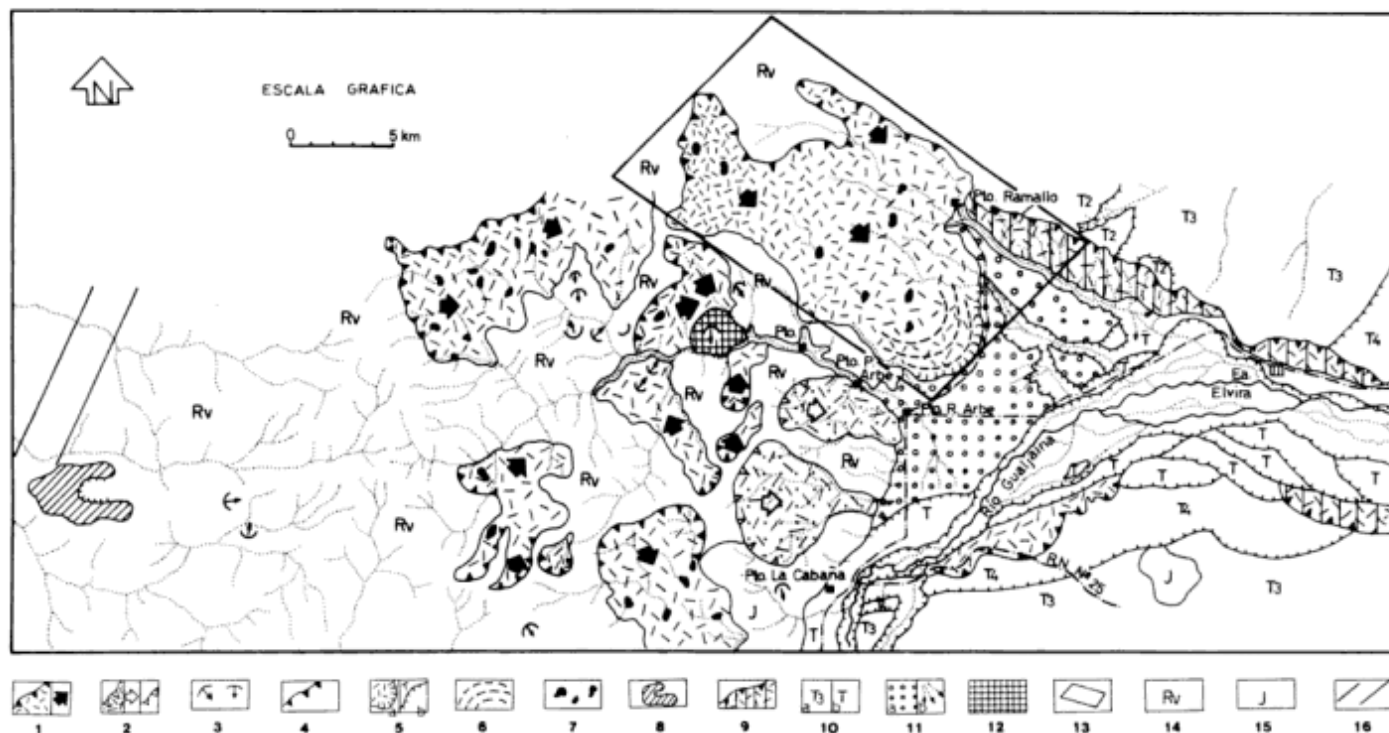


Figura 2: Esquema geomorfológico del sector suroeste de la Hoja Geológica 43c (Gualjaina). **Referencias geomorfológicas.** 1. Deslizamientos rotacionales modernos con facies distal de flujo. Dirección general del movimiento. 2. Probables deslizamientos rotacionales más antiguos. Dirección general del movimiento. Escarpa (arranque). 3. Deslizamientos rotacionales secundarios. 4. Escarpa (arranque) de los deslizamientos rotacionales. 5. a) Escarpa de acumulación distal en supuesto "flujo lahárico". b) Escarpa de erosión fluvial en terrazas. 6. Cordones semicirculares distales del supuesto "flujo lahárico". 7. Depresiones en el área de los deslizamientos. 8. Volcán piroclástico basáltico (holoceno). 9. Deslizamientos rotacionales sobre márgenes de terrazas por erosión fluvial. 10. a) Terrazas superiores diferenciadas. b) Terrazas inferiores no diferenciadas. 11. a) Abanico aluvial aterrazado. b) Pequeños abanicos aluviales. 12. Neck basáltico (Fm. Huitrera). 13. Sector que abarca el supuesto flujo lahárico de Vizán (1989). **Referencias geológicas.** 14. Volcanitas eoterciarias basálticas (Fm. Huitrera). 15. Sedimentitas Jurásicas. 16. Fracturas (fallas?).

cubierta por la remoción en masa; se presentan bajo la forma de clastos irregulares de vidrios volcánicos hialinos o escorias negras, oscuras.

La citada campaña de 1989 fue realizada en compañía del Lic. Beltramone. Durante los reconocimientos del área, el autor tuvo oportunidad de plantearle, ante el ocasional hallazgo de alguno de esos piroclastos modernos y a pesar de la falta de mención previa, la posibilidad de la existencia de un cono piroclástico en las cercanías, alternativa ésta que fuera ulteriormente confirmada por fotointerpretación. También Vizán (com. verbal) distinguió esos productos volcánicos, destacando las limitaciones de su recolección. Su presencia en el área de los deslizamientos se explicaría por la dispersión de estos eyectos por las explosiones del citado volcán, que facilitarían su proyección hasta los sectores distales de los movimientos. Por su parte, los clastos de las vulcanitas básicas terciarias son de tonos marrones a verdoso-

negruzco, redondeados o de bordes romos, de estructura granuda a porfiroidea; su tamaño suele alcanzar el de grandes bloques.

Conclusiones

Se descarta la presencia de flujos laháricos en la zona de los puestos R. Arbe, P. Arbe y Ramallo (suroeste de la Hoja 43c). Allí la remoción en masa se halla representada por deslizamientos del tipo rotacional, con una facies distal de corriente de tierra. Se identificó mediante fotointerpretación un aparato volcánico moderno (Holoceno?) en sus cercanías, no reconocido hasta ahora. Las perturbaciones (sismos, explosiones, etc.), propias de su construcción, son consideradas como los "disparadores" del proceso de remoción en masa comprobado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beltramone, C., 1992. Presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 344.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección General de Minas y Geología, Publicación 95: 1-150.
- González Díaz, E.F., 1994. Mapa Geomorfológico del sector de Gualjaina, noroeste del Chubut. Cátedra de Geomorfoloía, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Lage, J., 1982. Descripción geológica de la Hoja 43c (Gualjaina), Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional (Argentina), Boletín 189: 1-72.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c (Tecka), Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional (Argentina), Boletín 180: 1-92.
- Vizán, H., 1989. Geomorfoloía de las márgenes del río Gualjaina (paralelo 43° S.L.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(3): 412-414.
- Vizán, H., 1993. Marco geológico y paleomagnetismo de unidades de la cuenca liásica del oeste del Chubut (Argentina). Tesis doctoral 2619, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 299 p. (Inédito).

Recibido: 15 de junio, 1994

Aceptado: 28 de diciembre, 1994

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina agradece la tarea realizada por los miembros del Comité Editorial y la colaboración prestada por los siguientes colegas que han actuado durante el año 1995 como árbitros de manuscritos enviados para su publicación a esta Revista.

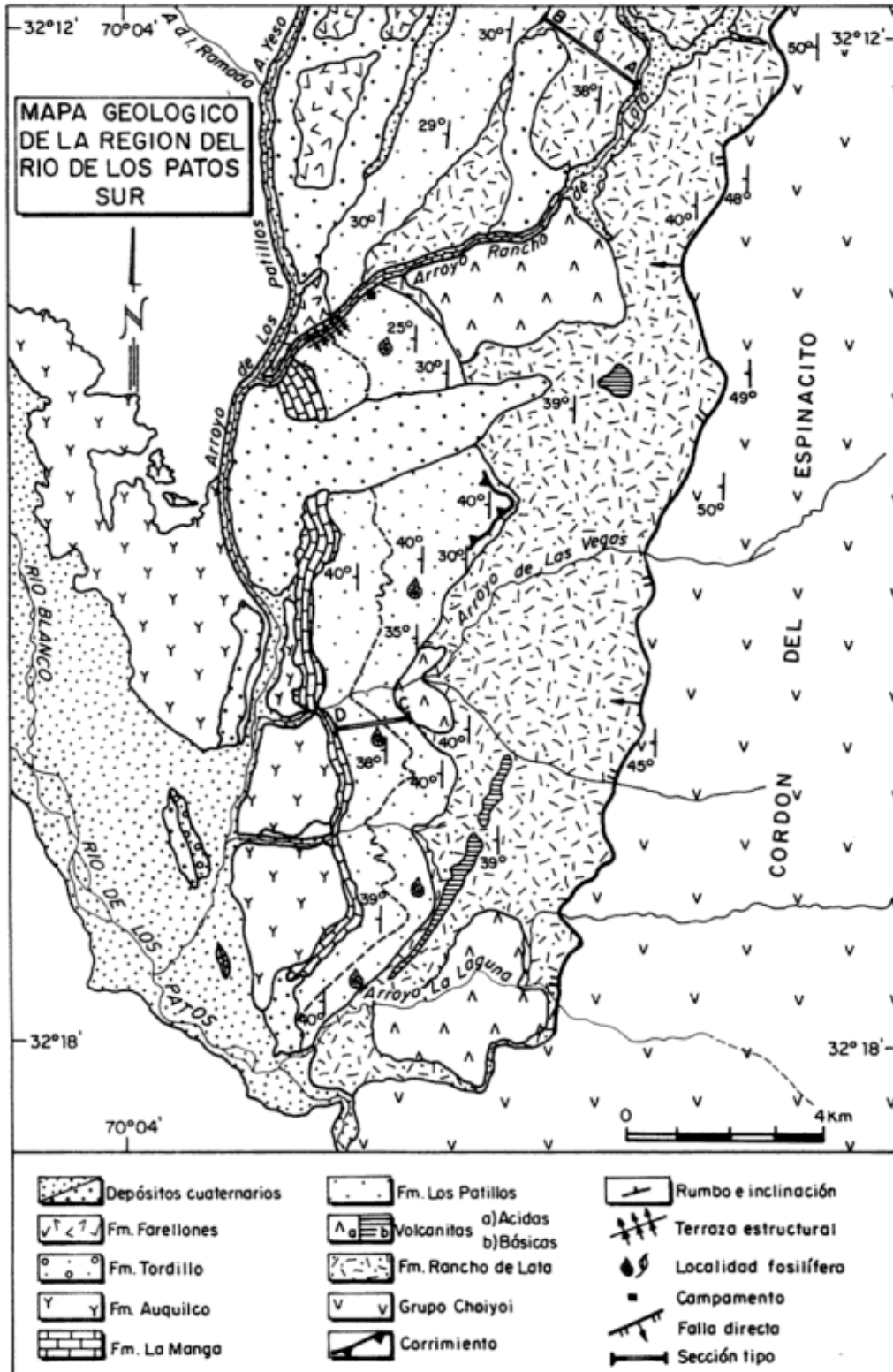
Dr. Richard Allmendinger (Cornell University, EE.UU.)
 Dr. Renato Andreis (Rio de Janeiro, Brasil)
 Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Hugo Bastías (Universidad Nacional de San Juan)
 Dr. Harald Böhnelt (Universidad Nacional Autónoma, México)
 Dr. Osvaldo Bordonaro (Universidad Nacional de San Juan)
 Dra. Norma Brogioni (Museo de Ciencias Naturales, La Plata)
 Dr. Gustavo Bujalesky (CADIC, Ushuaia)
 Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy)
 Dr. José Cortés (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)
 Dr. Pedro Depetris (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Marta Franchini (Dirección Provincial de Minería, Zapala)
 Dra. Hebe Gay (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Alberto Gutiérrez Pleimling (BRIDAS, Buenos Aires)
 Dr. Miguel Haller (CENPAT, Puerto Madryn)
 Dr. Adrian Iñiguez Rodríguez (CIG, La Plata)
 Dr. Alan C. Kendall (University of South Carolina, EE.UU.)
 Dra. Magdalena Koukharsky (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Pablo Kraemer (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Omar Lapido (Secretaría de Minería, Buenos Aires)
 Dr. Carlos Limarino (Universidad de Buenos Aires)

Dr. Raúl Lira (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Mónica López de Luchi (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dr. Bruce Mac Fadden (University of Florida, EE.UU.)
 Dr. Eduardo Malagnino (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Lidia Malvicini (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Armando Massabie (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Mabel Mena (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Julio Merodio (CIG, La Plata)
 Dr. R. J. Merriman (British Geological Survey, Gran Bretaña)
 Dra. Teresita Montenegro (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Dave Morgan (British Geological Survey, Gran Bretaña)
 Dra. Diana Mutti (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Paulina Nabel (Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires)
 Dr. H. Orchueta (Petrolera San Jorge, Buenos Aires)
 Dr. Oscar Orfeo (Corrientes)
 Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Abel Pesce (Secretaría de Minería, Buenos Aires)
 Dra. Norma Pezzutti (Secretaría de Minería, Buenos Aires)
 Dr. Juan Manuel Sayago (Universidad Nacional de Tucumán)
 Dr. Roberto Scasso (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Eduardo Tonni (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Miguel Uliana (Astra Capsa, Buenos Aires)
 Dra. Luisa Villar (Universidad de Buenos Aires)

Se agradece especialmente al Dr. Michael R.A. Thomson (British Antarctic Survey, Gran Bretaña) por la corrección idiomática de los resúmenes en inglés.

REIMPRESION

En el trabajo "Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan", por P.P. Alvarez, S.V. Benoit y E.G. Ottone, aparecido en la Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2): 123-142, el mapa presenta defectos de impresión, razón por la cual se reimprime en este número.



COMENTARIOS DE ACTUALIDAD

VII Congreso Internacional de Geología Aplicada a la Ingeniería

Este evento, patrocinado por la International Association of Engineering Geology y organizado por la Sociedad Portuguesa de Geotecnia -integrante como Grupo Portugués de la I.A.E.G.-, fue celebrado en la ciudad de Lisboa entre los días 5 y 9 de setiembre de 1994.

Las sesiones se llevaron a cabo en el Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil (L.N.E.C.), cuya estructura resultó óptima para este tipo de celebraciones. Presidente del Comité Organizador fue el Profesor Doctor Ricardo Oliveira, quien puso en juego una vez más su calidad de organizador, ya que la realización del congreso fue ejemplar en todo sentido.

Un temario sumamente pródigo y moderno, dentro de la especialidad, fue abordado, habiéndose dividido en seis temas específicos, presentándose un total de 671 trabajos.

Los temas tratados comprendieron:

1) "Desarrollo de las investigaciones en áreas de emplazamientos y empleo de cartografía geotécnica", presentándose 171 trabajos.

2) "La geología ingenieril en función del riesgo geológico", con 136 trabajos presentados.

3) "La geología ingenieril y el impacto ambiental", en el cual se presentaron 136 trabajos.

4) "Materiales de construcción", se presentaron 71 trabajos.

5) "Estudios para el emplazamiento de obras de superficie", con 55 trabajos.

6) "Estudios de emplazamiento de obras subterráneas", con 39 trabajos.

A continuación se debatieron dos temas:

Tema A) "La informática aplicada a la geología ingenieril". Se presentaron 49 trabajos.

Tema B) "Enseñanza y formación profesional en la geología aplicada a la ingeniería", con 15 trabajos.

El total de los trabajos presentados al congreso fue impreso en seis voluminosos tomos y aquéllos que fueron expuestos por sus autores se debatieron en 14 sesiones técnicas.

La concurrencia también fue muy numerosa, habiéndose contado a la fecha del congreso con la inscripción de 551 participantes, los que superaron los 600 -sin incluir los miembros acompañantes- durante el transcurso de las sesiones.

Los miembros concurrentes correspondieron a 64 países.

La delegación argentina estuvo representada sólo por tres asistentes y un miembro acompañante.

El ritmo que el presidente impuso al congreso merece ser destacado, dada su valiosa gestión en todo lo atinente a una excelente presentación del evento. Impuso una

novedad durante las Jornadas, la impresión de un periódico muy bien impreso, que informaba profusamente a los concurrentes de los hechos acaecidos y de las novedades del día.

Cabe señalar que el informante fue seleccionado, conjuntamente con el Dr. Richard E. Gray (USA), como Co-Presidente de una de las sesiones técnicas correspondientes al Tema 6.

Asimismo, se aprovechó la reunión para la entrega formal de diplomas a todos los Presidentes y Vicepresidentes de la I.A.E.G., recayendo en el suscripto el honor de recibir su diploma, como Vicepresidente para la América del Sud, durante el período 1982-1986.

Durante las jornadas del congreso se efectuaron una serie de visitas técnicas para conocer distintas obras en el entorno de la ciudad de Lisboa, que por su carácter y etapa de construcción, ameritaban su conocimiento.

Los seis temas abordados por el congreso fueron precedidos por sendas conferencias, señalando puestas al día del estado del arte y entre las que cabe mencionar:

- "Algunos aspectos modernos de la ingeniería geofísica", por L. Halleux (Bélgica).

- "Sismotectónica, riesgo para proyectos de ingeniería en áreas de moderada sismicidad", por L. González de Vallejo (España).

- "Contribución de la ingeniería geológica para dispositivos destinados a desechos tóxicos urbanos e industriales. Presente y perspectiva", por B. Come (Francia).

- "Geología Ingenieril para pedregales y otros suelos residuales", por F. Netterberg (Sud Africa).

- "La Geología Ingenieril frente al impacto ambiental en el diseño y construcción de presas", por Milton A. Kanji (Brasil).

- "Estudio de dos largos túneles en el Japón, considerados desde el punto de vista de la Geología Aplicada y de la Mecánica de Rocas", por Tatsutoshi Kondoh (Japón).

Asimismo, durante las sesiones se intercaló una reunión del Comité Ejecutivo de la I.A.E.G., para fijar entre otras cuestiones la sede del próximo congreso de la especialidad, eligiéndose la ciudad de Vancouver (Canadá) para el año 1998.

A la finalización del congreso se establecieron y programaron tres excursiones técnicas: la primera a la zona norte de Portugal, la segunda al sur de Portugal con conexiones al sur de España y una tercera (la más amplia) a las islas Azores (isla San Jorge) e isla de Madeira, con el fin de visualizar aspectos de geotermia y de geología aplicada, vinculada al riesgo natural por fenómenos volcánicos, considerándose también diversos problemas ambientales suscitados por dicho riesgo.

Por los resultados obtenidos, tanto de las sesiones técnicas, como de la visita a obras y de las excursiones técnicas, el congreso ameritó el más cálido elogio a sus organizadores.

Horacio Víctor Rimoldi

4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology

El 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology tuvo lugar en Neuquén-Mendoza, Argentina entre el 15 y el 27 de Octubre de 1994, con el auspicio de la Asociación Geológica Argentina y el Comité Argentino de Estratigrafía, la International Commission on Stratigraphy (ICS), la International Subcommission on Jurassic Stratigraphy (ISJS), el CONICET, numerosas Academias Nacionales y los Gobiernos Provinciales y Municipales de Neuquén y Mendoza.

Este Congreso fue continuación de una serie que comenzó con el Primer y Segundo Coloquios del Jurásico (Luxemburgo, 1962, 1967), el William Smith Symposium (Londres, 1969) y el 1st, 2nd y 3rd Jurassic Symposia, que tuvieron lugar en Erlangen (Alemania, 1984), Lisboa (Portugal, 1987) y Poitiers (Francia, 1991). El próximo Congreso tendrá lugar en Canadá (1997). Estos eventos científicos constituyen una oportunidad para que los especialistas del Jurásico de todo el mundo puedan discutir los resultados de sus investigaciones, examinar secciones clásicas y planificar actividades futuras.

En este Congreso participaron 133 investigadores, representando a 27 países. Las comunicaciones científicas realizadas fueron 126, 97 de las cuales fueron expuestas en las sesiones realizadas. Diez de ellas formaron parte de un Simposio del IGCP 322, Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur, y 11 se expusieron como posters. Además hubo seis conferencias plenarias sobre temas seleccionados.

Las sesiones científicas tuvieron lugar en el CRICYT-CONICET, Mendoza, entre el 19 y el 23 de Octubre de 1994. La ceremonia de apertura se realizó el miércoles 19 de Octubre, en el Aula Magna de la Universidad Nacional de Cuyo. Posteriormente se realizó una ceremonia, con el descubrimiento de una placa, en el Cerro de la Gloria. Las Sesiones de Posters tuvieron lugar el sábado 22 de Octubre de 1994 y el Proyecto IGCP 322 "Correlation of Jurassic Events in South America" efectuó una reunión científica y administrativa el 22 y 23 de octubre.

El 23 de octubre se realizó una reunión general de la International Subcommission on Jurassic Stratigraphy (ISJS) y sus Working Groups (WG). La misma fue presidida por el Chairman de la ISJS, Profesor Dr. R. Enay (Francia). La conferencia de apertura, a cargo del Chairman de la International Commission on Stratigraphy (ICS), Profesor Dr. J. Remane (Suiza), versó sobre "Guidelines of ICS and their bearing on Jurassic Chonostratigraphy". Los Chairmen de los diferentes WG presentaron también Informes de las actividades realizadas.

Las comunicaciones presentadas en las Sesiones Científicas estuvieron dedicadas a: Estratigrafía y Correlación (Definición y correlación de los límites inferiores de los diferentes Pisos del Sistema Jurásico, utilizando diferentes grupos fósiles, magnetoestratigrafía y radiocronología; la cobertura estratigráfica y geográfica incluyó el Jurásico Inferior, Medio y Superior de Eurasia y la región Circum-Pacífica), Sedimentología y Tectónica (Análisis de Cuencas, estratigrafía secuencial, Geología Regional y Tectónica y análisis de facies y diagénesis en el Sistema Jurásico; Las regiones estudiadas

comprendieron los Andes, Antártida, el Atlántico Norte, Europa Central-Oriental, África y Asia).

Todos los Resúmenes fueron publicados en un volumen especial que fue distribuido durante el Congreso. Los participantes que realizaron comunicaciones fueron invitados a presentar los manuscritos correspondientes para su publicación en los Proceedings del Congreso. Hasta el 30 de noviembre de 1994 el Comité Organizador había recibido 55 manuscritos, los cuales fueron sometidos a arbitraje. La publicación de los Proceedings está prevista para Noviembre-Diciembre de 1995.

Durante el Congreso se organizaron varios viajes de campo. Los viajes Pre-Congreso se realizaron entre el 15 y el 18 de octubre y en ellos participaron 53 personas. En los mismos se recorrió el Jurásico Inferior de Arroyo Lapa-Catan Lil-Chacay Melehue, el Jurásico Medio de Charahuilla-Chacay Melehue-Vega de la Veranada, y el Jurásico Superior de Vega de la Veranada-Chacay Melehue/Rahueco-Manzano Guacho, en la Provincia del Neuquén. Los perfiles visitados muestran facies marinas proximales a distales. Un viaje intra-congreso se efectuó el 21 de Octubre, con la participación de 102 personas. En el mismo se visitó el perfil clásico de Puente del Inca, que fuera estudiado por primera vez por Darwin en 1835; el área muestra la faja plegada y fallada de la Cordillera Principal, donde depósitos marinos y continentales se hallan dispuestos en complejas imbricaciones. Durante este viaje se realizó una ceremonia de homenaje a Ch. Darwin en los Paramillos de Uspallata. Los viajes post-congreso, en los que participaron 40 personas, estuvieron dedicados al Jurásico Inferior de Río Atuel-Portezuelo Ancho-Arroyo Serrucho, el Jurásico Medio de Poti Malal-Bardas Blancas-Arroyo Loncoche, y el Jurásico Superior de Río Salado-Poti Malal-Bardas Blancas, en la Provincia de Mendoza. Los perfiles muestran mayormente facies marinas proximales a distales. La geología y estratigrafía de todas las zonas visitadas fue descripta en tres Guías de Campo, que fueron distribuidas entre los participantes. Las mismas fueron preparadas por C. Gulisano y A. Gutiérrez (Viajes de Campo Pre y Post-Congreso) y V. Ramos (Viaje de Campo Intra-Congreso). La publicación de las tres guías, realizada en forma conjunta por la Secretaría de Minería y la Asociación Geológica Argentina, está prevista para noviembre-diciembre de 1995.

El Congreso recibió el apoyo de: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET); la Secretaría de Minería; YPF S.A., Bidas SAPIC, Compañía General de Combustibles, Tecpetrol, Chauvco Resources (Argentina), Petrolera Argentina San Jorge, Repsol Argentina; gobiernos de las provincias de Mendoza y Neuquén; de los municipios de Mendoza, Zapala y Las Heras; la International Science Foundation; la Third World Academy of Sciences; la Universidad Nacional de Cuyo; la Fuerza Aérea Argentina, la compañía de transporte Cayetano Caruso S.A.; CORMINE S.E.P.; Telefónica de Argentina; ENCOTESA; el diario Los Andes, la Secretaría de Turismo de la Nación, el Automovil Club Argentino y Aerolíneas Argentinas.

A.C. Riccardi

NOTA NECROLOGICA

† Dr. Agustín A. A. Monteverde
(1909-1994)

Hace ya más de un año que el entrañable amigo se alejó para siempre, dejando el recuerdo de sus valiosas condiciones personales, entre las que cabe destacar su rectitud, su irradiante simpatía, su dedicación constante a la profesión que abrazara en sus años de juventud, y la palabra señora entre quienes compartían sus inquietudes,

ameritando, por ello, que sus colegas y amigos mantengan una reminiscencia imperecedera de las horas compartidas.

El 25 de mayo del año pasado, a los 84 años, en forma imprevista y en un corto plazo se extinguió su larga vida en la serenidad de los justos.

Había nacido el 13 de junio de 1909, en la Capital Federal, en la cual transcurrió su infancia en la intimidad de una familia de holgada posición. Hasta los 9 años fue educado por su madre, que era maestra normal y directora de escuela; ingresando luego a la enseñanza de grado primario, primero en la escuela de Peña y Agüero y luego en la de Charcas y Junín. La enseñanza secundaria la comenzó en el Instituto Libre de Segunda Enseñanza, terminándola en el Colegio Nacional Manuel Belgrano, del cual egresó como Bachiller en 1927.

Ingresó en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales, dependiente de la Universidad de Buenos Aires, en forma casual, ya que la decisión de sus padres era que siguiera la carrera de Medicina. Años después y ya profesional, consideró que la decisión de la carrera elegida fue "la mejor de su vida", egresando el 7 de julio de 1933, a los 24 años de edad como Geólogo.

Luego de un paréntesis relativamente prolongado, realizó su trabajo de tesis doctoral, sobre: "Tecnología Petrográfica de los Yacimientos Pétreos de la Provincia de Buenos Aires". Si bien fue presentada en el año 1938, sólo fue aprobada en el año 1943, ya que el Dr. Joaquín Frenguelli la objetara en razón de que la misma abordaba un tema tecnológico y no uno científico, escollo éste que fue superado, según sus propias palabras, incorporando al trabajo original las descripciones microscópicas de los diversos cortes delgados.

El 13 de julio de 1934 ingresó en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, actuando como Jefe de Comisión Geológica,

en las Sierras de Aguarragüe, a las órdenes de Eduardo Trümpy, constituyéndose en el primer geólogo argentino que integrara el plantel de dicha Institución. Renunció en un corto plazo frente a discrepancias surgidas con el Ing. Cánepa, el 3 de junio de 1935.

A continuación, se incorpora como Geólogo en la Administración General de Vialidad Nacional el 6 de noviembre de 1936, entidad ésta en la que se mantendría hasta alcanzar su jubilación.

Se inició bajo las órdenes del Dr. Erwin Kittl, que fuera uno de los precursores más conspicuos de la Geología Aplicada. En dicha Repartición alcanza la Jefatura de la Sección Geología en la que se mantendrá desde el año 1945 hasta 1951, fecha en que pasa a ser Jefe de la División Geología hasta el año 1962.

Posteriormente asume como Jefe de la División Técnica de Geología y Yacimientos, perdurando en dicha Sección hasta el año 1973, para alcanzar la Jefatura Titular del Departamento de Tecnología, cargo que ocupa hasta 1976, para finalmente asumir la Dirección General de Ingeniería Vial, con lo cual culmina su carrera en Vialidad Nacional, ejerciendo el grado máximo obtenido por un geólogo en la mencionada Institución y del cual se retira para acogerse a los beneficios de la jubilación.

Durante su carrera en Vialidad Nacional efectuó unos 57 reconocimientos discriminados entre estudios de geotécnica vial, estabilidad de taludes y laderas, fenómenos de remoción en masa, túneles y fundaciones de puentes. Además, contó en su haber con más de un centenar de estudios para diversas canteras en distintas localidades del país y del exterior.

Intervino en distintos peritajes y como perito de parte en cuatro oportunidades; sus publicaciones en diversos órganos de difusión, revistas científicas y anales de congresos ascienden a un total de 75 trabajos.

Fue un activo impulsor de la Revista Minera, fundada por el Dr. Erwin Kittl, de la cual llegó a ser Co-Director, entre 1943 y 1953, alcanzando la Presidencia de la Sociedad Argentina de Minería y Geología, entidad de la que la revista precitada era su órgano oficial.

Merece señalarse que, conjuntamente con un reducido número de colegas, en el año 1947 interviene en la creación del Centro Argentino de Geólogos, del cual fue un activo y conspicuo miembro, cuyas comisiones directivas presidió durante nueve períodos sucesivos y en virtud de ello, el 24 de junio de 1977 fue declarado Miembro Honorario. Su dedicación casi exclusiva de las instancias que conllevara dicha Institución posibilitó que la misma durante años fuera señora en el nucleamiento profesional, contribuyendo ulteriormente en forma sobresaliente en la creación del Consejo Superior Profesional de Geología.

Debido a dicha colaboración con el Consejo fue reconocida su labor homenajéandolo con la entrega de una medalla otorgada al cumplirse el cincuentenario de su ejercicio profesional.

Además, tuvo activa participación en la concreción de la denominada Casa del Geólogo, en colaboración con un sinnúmero de colegas. Complementariamente, propugró la fundación del Centro Argentino de Cartografía, entidad que presidió desde 1955 hasta 1988.

Tuvo participación en la Docencia, primero como Auxiliar de Trabajos Prácticos de Geología Aplicada a la Ingeniería, en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Luego se desempeñó como Profesor de Geología Vial, para el curso de graduados en la Facultad de Ingeniería de la misma Universidad. En la Dirección de Vialidad Nacional dictó cursos para Ingenieros Viales, siendo finalmente Profesor de Geomorfología I y II, en la Escuela de Geografía Matemática, dependiente del Instituto Geográfico Militar.

Resta consignar que fue Académico de número, de la Academia de Ciencias del Ambiente.

Durante su vida mantuvo una activa militancia política, como miembro conspicuo del Partido Demócrata, en el que alcanzó la Vicepresidencia Segunda y Primera del mencionada partido.

En el campo de la Geología Aplicada a la Ingeniería, le cupo una relevancia sobresaliente, pudiéndosele considerar como uno de sus precursores, destacándose en particular en el campo de la geología vial, en la que resultó ser un especialista de primera línea, sin dejar por ello de incursionar en otros ámbitos del quehacer geológico.

En sus últimos años, ya como Académico, le cupo desarrollar temas vinculados con lo ambiental, a través de conferencias relevantes y precursoras del próximo devenir geológico.

Hoy, frente a su ausencia, nos resta a los que con él actuamos, sustentar su recuerdo, alentando en las jóvenes generaciones el recuerdo de su memoria como uno de los precursores del campo geológico aplicado a la Ingeniería.

Para finalizar, cabe resaltar sus condiciones personales ejemplares, tanto en el ámbito familiar -donde le cupo una función tutelar ejemplificadora-, como en el ambiente de colegas y amigos, donde su palabra fue siempre de aliento, de confianza y de ejemplo, enmarcando un comportamiento en el que sólo muy pocos pueden verse enrolados, mereciendo decir que su vida transcurrió para un eterno recuerdo.

Horacio Víctor Rimoldi

CRONICA DE LA ASOCIACION

50° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina

El 30 de junio de 1995, en la Casa del Geólogo, Maipú 645, 1er piso, se realizó un acto conmemorativo del Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina. En la oportunidad se desarrolló una Mesa Redonda sobre el tema "Geología: Presente y Futuro", se realizaron homenajes a "Los Grandes Maestros de la Geología Argentina", a los Impulsores y Fundadores de la Casa del Geólogos y a los Fundadores de la Asociación Geológica Argentina. Además se hizo entrega de los Premios "50 Aniversario de la AGA" y a la Tesis Doctoral 1994. Finalmente tuvo lugar una cena de camaradería.

Asamblea General Ordinaria

De acuerdo con las modificaciones al Estatuto, aprobadas por Asamblea y la Inspección General de Justicia, entre las cuales se halla el período del ejercicio anual, el 17 de abril de 1995 se realizó una Asamblea General Ordinaria, con el fin de aprobar la Memoria, Balance General, Cuenta de Gastos y Recursos e Inventario del Ejercicio comprendido entre el 16 de mayo y el 30 de septiembre de 1994. En la Asamblea también se aprobaron los Reglamentos de las Comisiones Científicas de la Asociación Geológica Argentina y del Premio Asociación Geológica Argentina.

Asamblea General Extraordinaria

El martes 5 de septiembre de 1995 se efectuó una Asamblea General Extraordinaria con el fin de aprobar: la designación como Miembros Honorarios de los Doctores José Bonaparte, Pedro Lesta y Otto Schneider; las Normas y Principios Éticos para extranjeros que realizan trabajos geológicos en el país; y modificaciones al Reglamento de Publicaciones.

Delegaciones

El Delegado en Río Cuarto, J. Comiglio presentó su renuncia. En su lugar se ha designado a A.M. Esparza de Suralonga.

Miembros Honorarios

La Comisión Directiva resolvió designar Miembros Honorarios a los Doctores Otto Schneider, Pedro Lesta y José Bonaparte. Las designaciones fueron ratificadas por la Asamblea Extraordinaria realizada el martes 5 de septiembre.

El Dr. O. Schneider ha desarrollado, como Profesor de la Universidad de Buenos Aires e Investigador del CONICET, una extensa y proficua labor en el campo de la geofísica y la aeronomía.

El Dr. P. Lesta ha realizado, en empresas oficiales y

privadas, importantes contribuciones a la la exploración petrolera de nuestro país.

El Dr. J. Bonaparte es el autor de numerosos y trascendentes estudios en el campo de la Paleontología de los Vertebrados, especialmente del Mesozoico.

Miembros Vitalicios

De acuerdo a las modificaciones introducidas en el Estatuto de la Asociación, se procedió a designar Miembros Vitalicios de la Asociación a todos aquellos miembros que hubieran cumplido 65 años de edad y tuviesen 30 ininterrumpidos como socios activos. La entrega de diplomas se efectuó en una ceremonia especial el viernes 6 de octubre de 1995.

Miembros Correspondientes

La Comisión Directiva resolvió designar Miembros Correspondientes de la Asociación a los Doctores S. Kay, R. Whatley, M. Langer, R. Pankhurst y J. Oyarzum.

S. Kay, U.S.A.: por sus antecedentes académicos y su colaboración con las actividades desarrolladas en el país en el campo de la petrología y tectónica.

R. Whatley, Reino Unido, por sus antecedentes académicos y sus aportes al avance de los estudios paleontológicos y bioestratigráficos en nuestro país, especialmente en temas micropaleontológicos.

M. Langer, Alemania, por sus antecedentes académicos y colaboración en el desarrollo de actividades de geología ingenieril en nuestro país.

R. Pankhurst, Reino Unido, por sus antecedentes académicos y su colaboración con investigadores argentinos en estudios petrológicos y geoquímicos.

J. Oyarzum, por sus antecedentes académicos y colaboración con geólogos argentinos en el campo de la geología de yacimientos.

Miembros Benefactores

Durante 1995 la Asociación recibió el apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: YPF S.A., AMOCO, Compañía General de Combustibles S.A., BHP - UTAH International Exploration Inc., Compañía Naviera Perez Companc, Borax Argentina S.A.

Homenaje al Dr. Marcelo Yrigoyen

El viernes 1 de septiembre de 1995, se realizó en la sede de la Asociación, un Homenaje al Doctor Marcelo Yrigoyen, con motivo de haber cumplido su 70 aniversario y en reconocimiento a su destacada trayectoria personal y profesional y a su continua y desinteresada colaboración con la Asociación y con todas las entidades de la Casa del Geólogo. El mismo se realizó ante una numerosa y destacada concurrencia. En la ocasión se realizó una reunión de comunicaciones y se presentó una

semblanza personal y profesional del homenajeado, a cargo de los Doctores P. Lesta, P.N. Stipanovic y A.C. Riccardi. Seguidamente se hizo entrega al Dr. Yrigoyen de un plato y un pergamino recordatorio.

Socios

En el transcurso de 1995 se incorporaron 22 socios activos y 7 adherentes. Hubo además 7 reincorporaciones, 2 bajas por fallecimiento, una por renuncia y 145 por falta de pago.

Normas y principios éticos para los estudios geológicos en la Argentina efectuados con o por personas extranjeras

La Comisión Directiva aprobó una serie de Normas y Principios Éticos para extranjeros que realizan trabajos geológicos en el país. El texto, ratificado por la Asamblea Extraordinaria efectuada el 6 de septiembre de 1995, se incluye a continuación:

VISTO: Que existen profesionales e investigadores extranjeros que efectúan, individualmente o en colaboración, estudios geológicos en territorio argentino y considerando que éstos deben ser contemplados favorablemente, siempre y cuando se ajusten a la legislación vigente y a las actividades que realizan los integrantes de la comunidad geológica nacional, la Asociación Geológica Argentina, considera conveniente establecer las siguientes normas y principios éticos a los que deben ajustarse tales profesionales e investigadores.

1) Los profesionales e investigadores y/o instituciones extranjeras que proyectan desarrollar estudios de índole geológica en la Argentina deberán hacerlo en el marco de actividades autorizadas por organismos nacionales y/o mediante convenios con éstos.

2) En el caso de un proyecto de investigación no comprendido en actividades de exploración de empresas autorizadas, antes de su puesta en marcha y con una anticipación no menor de seis meses, deberá enviarse a la Asociación Geológica Argentina, para su difusión y conocimiento en nuestro medio, una copia del convenio o carta de compromiso sobre la que se basa aquél.

3) Los trabajos de investigación en el campo, correspondientes a proyectos como el indicados en 2), deberán contar y llevarse a cabo indefectiblemente con el auspicio y a través de una institución argentina científicamente reconocida en el campo de la geología y con participación de personal de la misma.

4) Los programas de investigación que generen los trabajos de campo citados en el punto anterior, deberán contar con la participación de profesionales o investigadores argentinos del campo de la geología.

5) Los resultados obtenidos en los proyectos, trabajos y/o programas, mencionados en los tres puntos precedentes, deberán ofrecerse, en principio, para su publicación en revistas científicas especializadas de nuestro medio.

6) Todo el material paleontológico y muestras susceptibles de ser tratadas para la obtención de fósiles, microorganismos, palinomorfos o residuos orgánicos que de acuerdo con la legislación vigente no pueden salir del país en forma definitiva, deberán ser depositados en instituciones científicas argentinas con capacidad y organización adecuadas para asegurar su conservación y disponibilidad permanente para la consulta pública; salvo material de referencia remitido como canje, el que no podrá ser utilizado para su estudio descriptivo original, sin previa aplicación de las normas de este articulado. Deberán cumplimentarse además todas las otras normas establecidas al respecto por la Asociación Paleontológica Argentina (Ameghiniana 19, 3-4, p. 377-378).

7) Todo extranjero que contraviniera estas normas y/o residente que participare o facilitare del hecho, será pasible de las siguientes sanciones morales por parte de la Asociación Geológica Argentina:

a) Será declarado persona no grata en el ambiente geológico argentino, no pudiendo excusarse aduciendo ignorancia de estas normas y se le restará todo apoyo futuro a sus proyectos en nuestro país.

b) Se comunicará dicha resolución, adicionada la más firme protesta oficial, a las autoridades de la institución a la que pertenecen el transgresor.

c) la reiteración por uno o más individuos de una institución en transgredir estas normas, extenderá a la institución a la que pertenecen la sanción aplicada.

d) Al dictaminarse una sanción se comunicará lo resuelto a la "International Union of Geological Sciences" y se dará a publicidad en la Revista u otro órgano de difusión de la Asociación Geológica Argentina, sin perjuicio de iniciar acciones legales para la aplicación, al transgresor extranjero, de la legislación laboral y migratoria vigente.

e) Se cursará una nota informativa y los antecedentes del caso al Ministerio de Relaciones Exteriores de Argentina, a la Dirección Nacional de Migraciones y a la Embajada del país de origen del transgresor de estas normas.

Comisiones Científicas de la AGA

La Asamblea General Extraordinaria, realizada el 5 de septiembre, aprobó el siguiente Reglamento de Comisiones Científicas de la Asociación:

Art. 1. Con el fin de lograr más adecuadamente la realización de sus objetivos estatutarios la Asociación Geológica Argentina podrá crear comisiones científicas, en correspondencia con temáticas de las Ciencias de la Tierra cuya promoción se considere de importancia.

Art. 2. Las Comisiones Científicas a las que hace referencia el Art. 1 serán constituidas por decisión de la Comisión Directiva, atendiendo la iniciativa de alguno de sus miembros o la presentación fundamentada de uno o varios asociados.

Art. 3. Las Comisiones Científicas tendrán como objetivo asesorar a la Comisión Directiva de la Asociación y propender al desarrollo, difusión, comunicación, inter-

cambio de ideas e información sobre la temática correspondiente. Para ello podrán realizar reuniones periódicas, organizar cursos y excursiones de campo, y proponer a la Comisión Directiva de la Asociación la realización de toda actividad que resulte en el cumplimiento de sus objetivos.

Art. 4. La Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina decidirá el número y nombre de las comisiones científicas, para el mejor logro de los objetivos de la entidad.

Art. 5. Cada Comisión Científica estará formada por el número de miembros que se considere necesario. Los mismos deberán ser socios de la Asociación y serán designados por la Comisión Directiva de la Asociación.

Art. 6. Cada Comisión Científica tendrá un Coordinador y un Secretario, los que serán designados por la Comisión Directiva de la Asociación a propuesta de los miembros de aquélla.

Art. 7. Los miembros, coordinadores y secretarios de las comisiones científicas durarán en sus funciones por el período de gestión de la Comisión Directiva que los designó, salvo que ésta decida relevarlos. Las designaciones podrán ser renovadas.

Art. 8. Los Coordinadores y Secretarios de las comisiones científicas tienen las siguientes deberes y derechos: a. Elaborar los proyectos de planes anuales para el trabajo de las comisiones, para ser sometidos a la aprobación de la Comisión Directiva de la Asociación; b. Coordinar las actividades de las comisiones para la realización de los planes aprobados por la Comisión Directiva de la Asociación; c. Participar como invitados en las reuniones de la Comisión Directiva de la Asociación; d. Presentar informes de la gestión realizada una vez por año y en toda oportunidad en que lo requiera la Comisión Directiva de la Asociación; e. Presentar a la Comisión Directiva, para su aprobación, las fechas y programas de las reuniones de trabajo de las comisiones; f. Presentar a la Comisión Directiva un acta incluyendo los asuntos tratados y resoluciones adoptadas en las reuniones de trabajo de las comisiones.

Art. 9. Las Comisiones Científicas no podrán hacer gestiones, adquirir compromisos, efectuar declaraciones públicas o realizar actos que impliquen un compromiso institucional, salvo que los mismos cuenten con la autorización expresa de la Comisión Directiva de la Asociación. Toda acción de este tipo deberá ser canalizada, preferentemente, a través de la Comisión Directiva de la Asociación.

Premio Asociación Geológica Argentina

La Asamblea General Extraordinaria, realizada el 5 de septiembre, aprobó la creación del Premio Asociación Geológica Argentina. El mismo estará destinado a personas con una trayectoria destacada en alguno de los campos del conocimiento o actividades vinculados a las Ciencias de la Tierra. Será anual y para cada año corresponderá a determinado(s) campo(s) del conoci-

miento o actividad(es). El premio consistiría en una medalla y un diploma y el Jurado estaría integrado por Miembros Honorarios de la Asociación. Se regirá por el siguiente reglamento:

Art. 1. Se instituye el PREMIO ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA como reconocimiento a personas que hayan tenido y tengan una trayectoria y actuación destacada en alguno de los campos del conocimiento o actividades vinculados a las Ciencias de la Tierra.

Art. 2. Este premio es anual y para cada año corresponderá a determinado(s) campo(s) del conocimiento o actividad(es), según el siguiente ordenamiento: 1. Geología Regional, Tectónica, Geofísica. 2. Estratigrafía, Sedimentología y Paleontología. 3. Petrología, Mineralogía, Geoquímica y Geología Isotópica. 4. Geomorfología, Geología del Cuaternario, Glaciología, Pedología. 5. Geología Aplicada, Geología de Yacimientos, Hidrogeología.

Art. 3. El premio consistirá en una medalla y un diploma y podrá ser compartido únicamente si se otorga por especialidades diferentes, dentro de las que correspondan a ese año.

Art. 4. El Jurado estará integrado por los Miembros Honorarios de la Asociación que estén disponibles para participar del mismo. El mismo podrá requerir el asesoramiento de especialistas en las temáticas correspondientes. El premio no podrá ser otorgado a Miembros Honorarios de la Asociación Geológica Argentina.

Art. 5. Los Miembros Honorarios serán convocados por la Comisión Directiva de la Asociación a constituir el Jurado, antes del 15 de abril de cada año.

Art. 6. El Jurado establecerá sus propios criterios de funcionamiento y deberá informar a la Comisión Directiva de la Asociación sobre la decisión alcanzada antes del 1 de junio del mismo año. El premio podrá ser declarado vacante. Los fallos serán inapelables.

Art. 7. El premio será entregado por las autoridades de la Asociación en una ceremonia especial, en fecha a determinar, dentro de los seis meses subsiguientes a su otorgamiento.

Premio Asociación Geológica Argentina 1995

Este premio, que para 1995 corresponde al área de Geología Regional, Tectónica y Geofísica, fue otorgado al Dr. Víctor A. Ramos. El Jurado estuvo integrado por los Miembros Honorarios, Doctores H.H. Camacho, E. de Alba, A. Cuerda, E. González Díaz, H. Rimoldi, P.N. Stipanovic, M. Yrigoyen. La ceremonia de entrega del premio tuvo lugar en la sede de la Asociación, Maipú 645, 1er piso, Buenos Aires, el viernes 6 de octubre de 1995.

Premio Dr. Carlos D. Storni

Fueron declarados desiertos los premios correspondientes a los años 1990 y 1991. El premio del año 1992 fue otorgado a la Dra. M.L. Aguirre.

Premio 50° Aniversario Tesis Doctoral Año 1994

La Comisión de Festejos del 50 Aniversario, formada por Miembros Honorarios, otorgó el premio a la mejor Tesis Doctoral 1994 presentada en una Universidad del país al Dr. M.F. Schiuma, por su Tesis (Univ. Nac. de La Plata) titulada "Intrusivos del valle del río Grande, provincia de Mendoza. Su importancia como productores de hidrocarburos". El premio fue entregado durante los actos del 50 Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, realizados el 30 de junio de 1995.

Concurso AGA 50

El Jurado del Premio AGA 50 resolvió otorgar dos menciones para la Categoría 1 a: un mural fotográfico presentado por el Geólogo Jorge Alejandro Saadi y a una lámina presentada por la Dra. Milka Brodtkorb.

Cursos de actualización y conferencias

Entre el 3 y el 7 de abril se dictó un curso sobre Geología Isotópica en el INGEIS, bajo la supervisión del Dr. E. Linares.

Entre el 14 y el 18 de agosto la Dra. S. Kay dictó un curso sobre el tema: "Origen y evolución de los magmas máficos y su relación con las provincias volcánicas andinas".

Un curso programado para el mes de septiembre, sobre el tema "Modern and ancient deep-sea fan sedimentation", debió ser cancelado por razones organizativas.

El 10 de noviembre el Dr. R.J. Pankhurst, British Antarctic Survey, dio una conferencia sobre "Relaciones entre plutonismo, volcanismo y subducción en el sur de Chile desde el Cretácico".

Auspicios

La Comisión Directiva resolvió auspiciar las siguientes reuniones: Conferencia Penrose (GSA) sobre el tema "The Argentine Precordillera: A Laurentian Terrane?" a realizarse entre el 14 y el 20 de octubre de 1995 y Congreso sobre el Paleógeno de América del Sur, a efectuarse el 14-18/5/96.

Comisión de Tectónica

De acuerdo a lo solicitado por un grupo de geólogos, en ocasión del XII Congreso Geológico Argentino, la Comisión Directiva resolvió aprobar la creación de una Comisión Científica de Tectónica y designar a sus miembros y autoridades.

Publicaciones

Durante 1995 se ratificaron u obtuvieron los ISSN de las siguientes publicaciones de la Asociación: Revista: 0004-4822; Serie A (Monografías): 0325-4127; Serie B (Didáctica y Complementaria): 0328-2759; Serie D (Pu-

blicaciones Especiales): 0328-2767; Boletín Informativo: 0328-2724.

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Durante 1995 se imprimieron y distribuyeron los siguientes números de la Revista: Vol. 48 (2), 48 (3-4), 49 (1-2), 49 (3-4) y 50 (1-4), correspondientes a los años 1993, 1994 y 1995. De esta forma la Revista se encuentra al día.

A partir del vol. 49 la Comisión Directiva resolvió que no se entreguen más separatas en forma gratuita y que los costos de las mismas corran por cuenta de los autores.

También se dispuso que todo autor que publica en la Revista de la Asociación debe ser miembro de la institución. En trabajos de dos o más autores, el primero debe ser socio y en los de más de tres, deben serlo por lo menos la mitad de ellos.

Serie E: Guías de Campo

Acaban de ser editadas, conjuntamente con la Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, tres Guías de Campo (Serie E: 1, 2, 3) preparadas en ocasión del 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology (Mendoza, Octubre 18-23 de 1994). Las mismas corresponden a 1) Cordillera Principal (Autor: V.A. Ramos); 2) Cuenca Neuquina: a) Provincia del Neuquén (Autores: C.A. Gulisano y A. Gutiérrez Pleimling); 3) Cuenca Neuquina: b) Provincia de Mendoza (Autores: C.A. Gulisano y A. Gutiérrez Pleimling).

Serie Publicaciones Especiales

Como Número 2 de esta serie se publicaron los resultados del Segundo Seminario sobre Geociencias y Cambio Global, realizado el 17 y 18 de noviembre de 1994 con el auspicio de la Asociación.

El Número 3 fue realizado en forma conjunta con la Sociedad Cubana de Geología e incluyó los resultados de una conferencia del IGCP 322 "Correlation of Jurassic Events in South America", realizada en Cuba en noviembre de 1994.

Boletín Informativo

Durante 1995 se publicaron los Boletines Informativos 23 (abril), 24 (agosto) y 25 (diciembre).

Congresos Geológicos Argentinos

Se prosiguió participando en la organización del XIII Congreso Geológico Argentino, a realizarse en Buenos Aires en octubre de 1996.

IUGS

Durante 1995 se mantuvieron relaciones activas con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

CAPICG, CAPLI, CADINQUA

Los representantes de la Asociación continuaron participando de las actividades de estos comités del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Academia Nacional de Geología

En una reunión de Miembros Honorarios, convocada al efecto el 29 de marzo de 1995, se resolvió proponer a la Asociación Geológica que, debido a que desde que se planteara la creación de tal Academia en las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas han transcurrido más de veinte años, resulta conveniente que el tema sea nuevamente considerado por la Asamblea del próximo Congreso Geológico Argentino.

Día del Geólogo

El 30 de junio, con motivo del 50 Aniversario de la Asociación Geológica Argentina y del Día del Geólogo, se realizó una cena con la participación de numerosos colegas. La misma fue organizada conjuntamente con la

Asociación Paleontológica Argentina y el Consejo Superior Profesional de Geología.

Sede

Con los fondos obtenidos a través de la Rifa Pro Reparación de la CASA DEL GEOLOGO, se realizaron una serie de arreglos en la Casa del Geólogo, tales como: revisión y reparación de instalación eléctrica y de gas, colocación de cortinados en los salones, pulido y plastificado de pisos, construcción de mamparas y pintado de dependencias interiores, barnizado de la puerta principal, compra de una alfombra para la recepción, instalación de un guardarropa, colocación de chapas y montado de cuadros en los salones principales.

Cuota social 1995

La cuota societaria 1995 se estableció en \$ 60 para socios activos y \$ 30 para socios adherentes. Tales valores se incrementaron en \$ 10 y \$ 5 para los pagos realizados en la segunda mitad de 1995 (después del 30 de junio). Las reinscripciones se fijaron en \$ 70 y \$ 35 hasta el 30 de junio y en \$ 80 y \$ 40 para la segunda mitad del año.

LISTA DE MIEMBROS DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

MIEMBROS HONORARIOS

Dr. Pablo GROEBER †
 Dr. Juan KEIDEL †
 Dr. Joaquín FRENGUELLI †
 Dr. Franco PASTORE †
 Dra. Edelmira MORTOLA †
 Dr. Horacio J. HARRINGTON †
 Dr. Armando F. LEANZA †
 Dr. Jorge POLANSKI †
 Dr. Percy QUENSEL †
 Ing. Victorio ANGELELLI †
 Dr. Angel V. BORRELLO
 Dr. Osvaldo BRACACCINI †
 Dr. Richard Foster FLINT †
 Dr. Carlos STORNI †
 Dr. Juan C. M. TURNER †
 Dr. Carlos GORDILLO †
 Dr. Emiliano APARICIO †
 Dr. Raúl N. DESSANTI †
 Dr. Alberto R. MINGRAMM †
 Ing. Daniel A. VALENCIO †
 Dr. Pedro CRIADO ROQUE †
 Dr. Juan Carlos RIGGI †

Dr. Félix GONZALEZ BONORINO
 Dr. Horacio CAMACHO
 Dra. Pierina PASOTTI
 Dr. Enrique de ALBA
 Dr. Bernabé QUARTINO
 Dr. Edgardo ROLLERI
 Dr. Pedro N. STIPANICIC
 Dr. Mario E. TERUGGI
 Dr. Marcelo R. YRIGOYEN
 Dr. Juvenal J. ZAMBRANO
 Dr. Roberto Luis CAMINOS
 Dr. Enrique LINARES
 Dr. Rosendo PASCUAL
 Dr. Carmelo DE FERRARIIS
 Dr. Alfredo CUERDA
 Dr. Francisco FIDALGO
 Dr. Emilio GONZALEZ DIAZ
 Dr. Arturo J. AMOS
 Dr. Sergio ARCHANGELSKY
 Dr. Telasco GARCIA CASTELLANOS
 Dr. Mario HUNICKEN
 Dr. Horacio V. RIMOLDI
 Dr. José BONAPARTE
 Dr. Pedro Juan LESTA
 Dr. Otto SCHNEIDER

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnoldo HEIM †
 Dr. Luciano Jacques DE MORAES †
 Dr. Enrique GERTH †
 Dr. Abel HERRERO DUCLOUX †
 Ing. Jorge MUÑOZ CRISTI †
 Dr. Rodolfo MENDEZ ALZOLA †
 Ing. Héctor FLORES WILLIAMS †
 Dr. Guillermo ZULOAGA
 Ing. Carlos RUIZ FULLER
 Dr. G. Umberto CORDANI
 Dr. Jean DALZIEL
 Dr. Jean-Claude VICENTE
 Dr. Gerd E. WESTERMANN
 Dr. Hubert MILLER
 Dr. Michael R. THOMSON

Dr. Oscar RÖSLER
 Dr. Julio SAAVEDRA ALONSO
 Dr. Marcel ARNOULD
 Dr. Mario BARBIERI
 Dr. Reynaldo CHARRIER
 Dr. José CORVALAN DIAZ
 Dr. Estanislao GODOY PIRZIO-BIROLI
 Dr. Francisco HERVE
 Dr. Emiliano MUTTI
 Dra. Susan KAY
 Dr. Robin C. WHATLEY
 Dr. M. LANGER
 Dr. Robert PANKHURST
 Dr. Jorge OYARZUM MUÑOZ

MIEMBROS BENEFACTORES

AMOCO
 BHP-UTAH International Exploration Inc.
 Borax Argentina S.A.
 Compañía General de Combustibles S.A.
 Compañía Naviera Perez Companc
 YPF S.A.

MIEMBROS VITALICIOS

BASSI, Hugo G., Austria 2039, 7° D, 1425 Buenos Aires.
 BENVENUTI, Juan C., San Lorenzo 4581, 2000 Rosario.
 CALMELS, Augusto R., Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.
 CHAAR, Edmundo, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
 COLOMBO, Jorge J.C., Nicaragua 5844, 1414 Buenos Aires.
 CORTELEZZI, César, 4 N° 315, 1900 La Plata.
 CUCCHI, Rubén J., Canning 2904, 6° A, 1425 Buenos Aires.
 DIGREGORIO, José H., Guayaquil 343, P.B. C, 1424 Buenos Aires.
 ETCHECHURY de LORENZO, María C., Gral. J. Artigas 416, 5°, 1406 Buenos Aires.
 FURQUE, Guillermo, Comodoro Py 547, 1846 Mármol.
 GAY, Hebe Dina, Lavalleja 975, Alta Córdoba.
 GENTILI, Carlos A., Rubén Darío 2452, 1636 Buenos Aires.
 GRAMAJO, Arnoldo, Boedo 908, 2° 26, 1218 Buenos Aires.
 GUTIERREZ, Casimiro, Rivadavia 6015, 5° A, 1406 Buenos Aires.
 LATORRE, Carlos Oscar, Allende 4445, 1419 Buenos Aires.

MALVICINI, Lidia, Conesa 2271, 6° A, 1428 Buenos Aires.
 MAURI, Enrique Tomás, Araoz 2725, 6°, 1425 Buenos Aires.
 MORENO, Rodolfo, Arenales 2575, 1602 Florida.
 PENDOLA, Héctor J., Honorio Pueyrredón 669, 5° 11, 1405 Buenos Aires.
 PORRO, Néstor, Uriarte 2434, 1° A, 1425 Buenos Aires.
 POZZO, Aníbal G., Arcos 3268, 7° E, 1428 Buenos Aires.
 QUARLERI, Paulina, Leandro Alem 1597, 1828 Banfield.
 RINALDI, Carlos A., D.F. Sarmiento 2334, 1636 Olivos.
 RUIZ HUIDOBRO, Oscar, Azcuénaga 1281, 4° A, 1001 Buenos Aires.
 SACCONI, Ernesto Roque Domingo, Sánchez de Loria 182 bis, 2000 Rosario.
 VERVOORST, Federico, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 VILELA, César Reinaldo, Arenales 3892, 4° C, 1425 Buenos Aires.
 VOLKHEIMER, Wolfgang, Museo B. Rivadavia, Avda. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

MIEMBROS ACTIVOS

ABAIT, Juan Pedro, Santa Fe 921, 5°, 1059 Buenos Aires.
 ABRIL de ESCRIBANO, Mónica Susana, 56 N° 1637, B. J.A. Roca, 9000 Comodoro Rivadavia.
 ABRUSKY, Héctor Luis, Conesa 2549, 2° A, 1428 Buenos Aires.
 ACENOLAZA, Florencio G., Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 ACEVEDO, Rogelio Daniel, Gdor. Gómez 1172, Tira 15B, P.B. 12, 9410 Ushuaia.
 AGUIRRE, Marina L., Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata.
 AGUIRRE URRETA, María Beatriz, Guayra 2081, 7° D, 1429 Buenos Aires.
 AHUMADA, Ana Lia, Lavalle 1490, 4000 Tucumán.
 ALBANESI, Guillermo Luis, Pasaje Espinel 352, C.C. 1598.

ALBINO, Adriana, Centro Regional Universitario Bariloche, C.C. 1336, 8400 Bariloche.
 ALCALDE, José Andrés, Univ. Nac. Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 Jujuy.
 ALCOBER, Oscar Alfredo, Italia 711 N, Bo. 25 de Mayo.
 ALDERETE, Mario C., Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 ALFARO, Marta Beatriz, 116 N° 403, 1900 La Plata.
 ALLEN, Richardson B., Earth Sciences and Resources Institute, University of South Carolina, Columbia, S.C. 29208, EE.UU.
 ALONSO, María Susana, Joaquín V. González 1481, 1824 Lanús.
 ALONSO BENAVIDEZ, Ricardo, C.C. 362, Mendoza 279, 4400 Salta.
 ALPERIN, Marta Inés, 2 N° 1225, 1900 La Plata.
 ALRIC, Viviana, Marcos Zar 820, 9120 Puerto Madryn.
 ALVAREZ, Guillermina, Agustín Alvarez 2370, 8000 Bahía Blanca.
 ALVAREZ, Patricia Pamela, Saenz 1421, 1832 Lomas de Zamora.

- ANDRADA DE PALOMERA, Raúl Pablo, Santa Fe 3424, 1° B, 1425 Buenos Aires.
- ANDREIS, Renato Rodolfo, Rua Constante Ramos 136/902, 22051-010 Rio de Janeiro, Brasil.
- ANDREONE, Roberto, Avda. Pte. Perón 95, 9400 Rio Gallegos.
- ANGELERI, Alberto D., Lambertini 81, 1642 San Isidro.
- ANTELO PEREZ, Belarmino, C.C. 534, 1900 Plata.
- ARAGON, Eugenio, 45 e/ 144 y 145, 1900 La Plata.
- ARGAÑARAZ, Rafael Aurelio, Urquiza 367, 4400 Salta.
- ARIAS, Carlos Gabriel, Los Arrayanes 1128, 8324 Cipolletti.
- ARIAS, Norma Ester, Comodoro Rivadavia 393, 9001 Rada Tilly.
- ARSELLA, Claudia, Cabildo 480, 4° B, 1426 Buenos Aires.
- ARROYO, Hernán, Burmeister 3836(2), Bo. Ameghino, 9005 Gral. Mosconi.
- ARTABE, Analía E., 21 N° 799, 1896 City Bell.
- ASTINI, Ricardo Alfredo, Pablo Astini 80, 5147 Argüello.
- AVILA, Julio César, Córdoba 605, 7° A, 4000 Tucumán.
- AZCUY, Carlos Leopoldo, Cafayate 4267, 1439 Buenos Aires.
- BAGALCIAGA, Ricardo Manuel, Y Brut 744, Barrio Mulco Sur, 9103 Rawson.
- BALDO, Edgardo Gaspar, A. Curazao, casa 25, cons. 3, Bo. Vicor, 5017 Córdoba.
- BALDONI, Alicia Marta, Italia 2539.
- BALEANI, Omar Alberto, Sucre 2827, 14° B, 1428 Buenos Aires.
- BARBAGALLO, José Alberto, Arregui 3000, 7° 13.
- BARBER, Luis Eduardo, Bernabe Araoz 12, 4000 Tucumán.
- BARCAT, Carlos, Tinogasta 2560, 1° 19, 1417 Buenos Aires.
- BARREDO, Silvia Patricia, Nicolás Avellaneda 2130, 1636 Olivos.
- BASTIAS, Hugo Enrique, 25 de Mayo 2322 Oeste, 5400 San Juan.
- BASTIAS, Jorge Alfredo, Los Tilos 4116 Oeste, 5400 San Juan.
- BAUER, Eric Reinaldo, Maipú 1300, 14°, 1006 Buenos Aires.
- BAYARSKI, Adelma, Av. Santa Fe 5165, 3° E, 1425 Buenos Aires.
- BELLOSI, Eduardo Sergio, CIRGEO, Buenos Aires.
- BELLOTTI, Adriana, Italia 1265, 1638 Vicente López.
- BELTRAMONE, Carlos, La Quebrada 699, 5172 La Falda.
- BENDAYAN, Ana, Monroe 3578, 4° 46, 1430 Buenos Aires.
- BENGOCHEA, Amado Leandro, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
- BENIALGO, Alfredo Raúl, 33 N° 222, 1900 La Plata.
- BERCOWSKI, Felisa, Soler 1585 Norte, 5400 San Juan.
- BERESI, Matilde Silvia, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.
- BERMUDEZ, Adriana Margarita, Ejército Argentino 240, 8340 Zapala.
- BERTOLA, Germán, Córdoba 1988, 7600 Mar del Plata.
- BERTOLDI de POMAR, Hetty, Grand Bourg 4352, 3000 Santa Fe.
- BERTOLINO, Silvana Raquel, Paso 1438, 5000 Córdoba.
- BETTINI, Fernando Héctor, Corrientes 999, 1640 Martínez.
- BIAGIONE, Ruben, Arana 311, 1842 Monte Grande.
- BIANCHI, Carlos Eduardo, Km. 13,6, Avda. Bustillo, 8400 Bariloche.
- BIANCHI, José Luis, Florida 537, 24° Gal. Jardín, 1005 Buenos Aires.
- BIANCHI, Roberto, 9120 Puerto Madryn.
- BIANUCCI, Hugo Alberto, 9 de julio 179, 1870 Avellaneda.
- BIDEGAIN, Juan Carlos, LEMIT, 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata.
- BIFFI, Fabián Remo, Arenales 3052, 6° D, 1425 Buenos Aires.
- BISCEGLIA, Hugo Alfredo, 70 N° 876, 1900 La Plata.
- BISCI, Carlo, V. A. de Gasperi 51, I-6022 Castelraimondo M.C., Italia.
- BITSCHENE, Pedro, Quellenweg 22, 44791 Bochum, Alemania.
- BJERG, Ernesto Alfredo, Alberti 258, 8000 Bahía Blanca.
- BLASCO, Juan Carlos, Falucho 734, 5700 San Luis.
- BOGGETTI, Daniel Alberto, Polonia 3187, Bo. Jard. Luzuriaga, 5513 Maipú.
- BOLLATTI, Eduardo Daniel, Cia. Schlumberger, Plaza Huincul.
- BONALUMI, Aldo Antonio, C.M.A.S.A, 4634 El Aguilar.
- BONORINO, Alfredo Guillermo, Rodríguez 479, 8000 Bahía Blanca.
- BORDONARO, Osvaldo Luis, C.C. 131, 5500 Mendoza.
- BOSO, Miguel Angel, Los Arces 228, B. Tres Cerritos, 4400 Salta.
- BOSSI, Gerardo Eugenio, Mendoza 3412, 4000 Tucumán.
- BOUZA, Pablo, CENPAT, Bvd. Brown s/n, 9120 Puerto Madryn.
- BRAVO DE LAGUNA, Mónica Ada, Alberti 1068, 8300 Neuquén.
- BRIDGES, William C., P.O. Box 670632, Dallas, Tx. 74367 - 0632, EE.UU.
- BRITOS, Adrián, Chaneton 1055, 8340 Zapala.
- BRODTKORB, Alejo, Paso 258, 9° A, 1640 Martínez.
- BRODTKORB, Milka K. de, Paso 258, 9° A, 1640 Martínez.
- BROGIONI, Norma Beatriz, 16 N° 418, A, 1900 La Plata.
- BRUNA, Miguel, Copahue 637, 8340 Zapala.
- BUATOIS, Luis Alberto, Moreno 179, 2° A, 4000 Tucumán.
- BUCICH, Norberto G., Riglos 1169, 1424 Buenos Aires.
- BUFFONE, Daniel Eduardo, Caronti 348, 2° D, 8000 Bahía Blanca.
- BUJALESKY, Gustavo Gabriel, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- BUTLER, James H., Box 1516, 79702 Midland, Texas, EE.UU.
- BUTRON ASEONA, Francisco C., Plan Patagonia Comahue, B. Don Bosco, 9003 Comodoro Rivadavia.
- CABALERI, Nora Graciela, Roque Saenz Peña 484, 6° A, 1636 Olivos.
- CABALLE, Marcelo Fernando, 10 e/ 21 y 22, 1896 City Bell.
- CABALLERO, Alejandro Marcelo, Martín Zapata 379, 5500 Mendoza.
- CAFFE, Pablo J., El Naranjero 487, Bo. Los Perales, 4600 Jujuy.
- CAGNONI, Mariana Celina, Melian 2849, 9, Buenos Aires.
- CALEGARI, Ricardo Juan, C.C. 129, Bo. Gral. Mosconi, 9005 Comodoro Rivadavia.
- CALVETTY AMBONI, Boris, Estafeta Recreo Venecia, 1896 City Bell.
- CAMACHO, María, CIRGEO, Ramírez de Velasco 421, Buenos Aires.
- CAMILLETTI, Carlos Mario, Emilio Civit 360, 6300 Santa Rosa.
- CAMPILLO, Roberto Delfor, Departamento de Geología, YPF Buenos Aires.
- CAMPOS ALFONSO, Francisco Javier, 3 N° 1734, 1900 La Plata.
- CANCIO, Juan Carlos, Neuquén 2585, P.B. A, 1406 Buenos Aires.
- CANERO, Arturo Eugenio, Maipú 935, 9000 Comodoro Rivadavia.
- CANO, María Claudia, Mathews 2174, 9120 Puerto Madryn.
- CANOBA KATTAN, Carlos Alberto, Buenos Aires 1465.
- CANTU, Mario Pablo, Luis Reinaudi 1229, 5800 Rio Cuarto.
- CARAMES, Andrea Alejandra, Av. Asamblea 1132, 4° F, 1406 Buenos Aires.
- CARRANZA, Hugo Fernando, Larrea 1582, 5505 Chacras de Coria.
- CARRERA, Marcelo Gabriel, Luis Braile 1825, Bo. Maipú, 5000 Córdoba.
- CARRICA, Jorge, Dorrego 589, 7° C, 8000 Bahía Blanca.
- CARRILLO, Ramón, Padilla 1180, 8° C, 1414 Buenos Aires.
- CARRION IBARBURU, Miguel Humberto, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
- CASADIO, Silvio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa.
- CASALI, Noemí Nélica, Av. del Trabajador 4146, manzana 19, casa 7, B. AMSUR, 8300 Neuquén.
- CASAMIQUELA, Rodolfo, Alberdi 165, 8500 Viedma.
- CASELLI, Alberto Tomás, Sarratea 9556, 1655 José León Suárez.
- CASTRO, Lilita Norma, M.T. de Alvear 2430, 8° C, 1122 Buenos Aires.
- CASTRO, Miguel Angel, Av. Pte. Castillo 2593, 4700 Catamarca.
- CASTRO DE MACHUCA, Brigida Marta Ester, La Pampa 2485 Oeste, Bo. Nueva Palermo, 5400 San Juan.
- CASTRO GODOY, Silvia Edith, Olavarría 594, 14° G, 1162 Buenos Aires.
- CAVALLOTTO, José Luis, 35 N° 1727, 1900 La Plata.
- CAVAROZZI, Claudia E., 42 N° 395, 1° D, E/2, 1900 La Plata.
- CAZAU, Luis Bernabé, 9 N° 68 e/ 531 y 532, 1900 La Plata.
- CEGARRA, Marcelo Ignacio, Serrano 2252, 4° A, 1425 Buenos Aires.
- CELLENZA, Liliana, Manuel Quintana 2757, 5009 Córdoba.
- CESARETTI, Nora Noemí, Rincón 1868, 8000 Bahía Blanca.
- CESARI, Omar, C.C. 81, 9005 General Mosconi.
- CHALABE, Susana Angélica, Av. Bolivia 2392, 4600 Jujuy.
- CHALLIOL, Iris Beatriz, 65 N° 178, 1900 La Plata.
- CHAYLE, Waldo, Lisandro de la Torre 569, 4600 Jujuy.
- CHEBLI, Gualter Ademar, San Martín 579, 1°, Buenos Aires.
- CHELOTTI, Luis Alberto, Barrio LU 4, Casa 47, 9000 Comodoro Rivadavia.
- CHERNICOFF, Carlos Jorge, Sinclair 3151, 2° C, 1425 Buenos Aires.
- CHUTRAU, Guillermo, 39 N° 460, 3, 1900 La Plata.
- CID DE LA PAZ, María Susana, 5 N° 573, 1900 La Plata.
- CINGOLANI, Carlos A., 59 N° 716, 1900 La Plata.
- CIONCHI, José L., Matheu 2731, 7600 Mar del Plata.
- CISNEROS, Héctor Américo, CRICYT, 5500 Mendoza.
- CLAVIJO, Ricardo Sergio, C.C. 27, km 3, 9005 General Mosconi.
- CODIGNOTTO, Jorge O., Marcelo Gamboa 6395, 1408 Buenos Aires.
- COIRA de PEREZ, Beatriz, Azorín 130, 4600 Jujuy.
- COLOMBO PINOL, Fernando, C/Camelias 66, ATC 1A, 08024 Barcelona, España.
- COMBINA, Ana María, Marcelo T. de Alvear 1461, 5800 Rio Cuarto.
- CONCHEIRO, Graciela Andrea, Ambrosetti 662, 6° 28, Buenos Aires..

- CONIGLIO, Jorge Enrique, Ituzaingó 518, 5800 Rio Cuarto.
 CONSTANTINI, Luis, Fray Luis Beltrán 450, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CORBELLA, Jorge H., Dr. Ruiz Arenales 1733, 5° B, 1061 Buenos Aires.
 CORCHUELO BLASCO, Daniel Aníbal, Colonos Sudafricanos 2543, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CORDOBA, Graciela del Valle, Pje. Filippini 431, 4700 Catamarca.
 CORONATO, Andrea María, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 CORTES, José María, Curupayti 1274, 1609 Boulogne.
 CORTIÑAS, Jorge Sebastián, Alem 3063, 1712 Castelar.
 COSTA, Carlos Horacio, C.C. 320, 5700 San Luis.
 CRAVERO, María Fernanda, Sarmiento 343, 9° 5, 8000 Bahía Blanca.
 CRIVELLO, Juan Fernando, Rivadavia 2223, 3300 Posadas.
 CRUZ, Carlos Enrique, Gurruchaga 2371, 5° 22, 1425 Buenos Aires.
 CRUZ CORONADO, Migdonio Demetrio, General Paz 523, 5700 San Luis.
 CUNEO, Néstor Rubén, Quebracho 160, 9100 Trelew.
 CUSMINSKY, Gabriela Catalina, 47 N° 388, 1900 La Plata.
 DALLA SALDA, Luis, 1900 La Plata.
 DAMBORENEA, Susana E., 11 N° 1430, 1896 City Bell.
 DANDERFER, Juan Carlos, Mitre 22, 8340 Zapala.
 DANGAVS, Nauris, 56 N° 1465, 1900 La Plata.
 DANIELI, Juan Carlos, López y Planes 229, 8340 Zapala.
 DAPENA CONDE, Cristina, Palmar 7098, 1408 Buenos Aires.
 DAVIS, John Steven, 2109 Regis Drive, 95616 Davis, California, EE.UU.
 DE AZEVEDO, Francisco I., Huarpes 38, 5500 Mendoza.
 DECKELMAN, James, 26 Reeve st., Clayfield, Queensland. Australia.
 DE LA FUENTE, Marcelo S., Tacuarí 1389, 2° B.
 DEL PAPA, Cecilia Eugenia, C.C. 24, Ciudad de Mila.
 DEL VALLE, Analía, 10 N° 646, 2° C, 1900 La Plata.
 DEL VO, Silvia, YPF.
 DELPINO, Daniel, Ejército Argentino 240, 8340 Zapala.
 DEMICHELIS, Alejandro H., 28 de Julio 28 (CENPAT), 9120 Puerto Madryn.
 DEPETRIS, Pedro J., Ing. Guillermo Fuchs 185, 5000 Granja de Funes.
 DEPIANTE, Eloy Luis, 1 de Mayo 284, 8324 Cipolletti.
 DI BENEDETTO, Héctor José, Calle 26 y 54, 1894 Villa Elisa.
 DIDONE, Nancy Gloria, Casa 6, Barrio 25 de Mayo.
 DILLON, Raúl, Soler 3480, 1425 Buenos Aires.
 DI MICCO, Matild María, Catamarca 2420, 3° B.
 DIMIERI, Luis Vicente, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
 DI PAOLA, Elda C., Canalejas 1386, 1405 Buenos Aires.
 DI PASQUO, Mercedes, Nicaragua 5593, 14141 Buenos Aires.
 DO CAMPO, Margarita Diana, Alvarez Thomas 2796, 3° A, Buenos Aires.
 DOMINGUEZ, Eduardo Alejandro, Tucumán 1197, 8000 Bahía Blanca.
 DONNARI, Eva, Bme. Mitre 4456, 2° 6, 1201 Buenos Aires.
 DORN, Gunter Adolfo, Pedro J. Rivera 2728, 6° 28, Buenos Aires.
 DRAGO, Edmundo Carlos E., Sarmiento 1797, 3016 Santo Tomé.
 DRAMIS, Francesco, Via Tuscia 29, Roma 00191, Italia.
 DRISTAS, Jorge A.L., Waica 673, 8000 Bahía Blanca.
 DUCOS, Estela Irene, Tronador 1478, 4° A, 1427 Buenos Aires.
 DURAND, Felipe Ramón, Bbe. Araudi 655, 4000 Tucumán.
 DURANGO CHERB de CABRERA, Josefina, La Madrid 390, 4000 Tucumán.
 ECHEVARRIA, Alicia Emma, Pedro Goyena 561, 4, 1406 Buenos Aires.
 ELENA, Oscar, Montañeses 1961, 5° 25, 1428 Buenos Aires.
 ESCAYOLA, Mónica Patricia, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
 ESPEJO, Irene Silvina, Av. Santa Fe 2735, 1° B, 1425 Buenos Aires.
 ESPIZUA, Lydia Elena, San Juan 475, Torre B.2, 6° 24, 5500 Mendoza.
 ETCHEVERRIA, Mariela Patricia, Av. San Juan 1452, P.B. C.
 ETCHEVERRY, Ricardo, 56 N° 894, 1900 La Plata.
 EVANS, Robert Bevan, Selfordyke, NG 235 HH, Westborough, Nottinghamshire, Gran Bretaña.
 FADRIQUE, Adolfo E., C.C. 246, 9400 Rio Gallegos.
 FAGLIANO, Marcelo, Urquiza 1750, 5800 Rio Cuarto.
 FARINATTI, Ester Amanda, Caronti 284, 8000 Bahía Blanca.
 FAUQUE, Luis Enrique, Estanislao del Campo 1813, 1602 Florida.
 FERNANDEZ, Raúl, 38 N° 1593 1/2, 1900 La Plata.
 FERNANDEZ, Rubén I., Av. Bulnes 1753, 4000 Tucumán.
 FERNANDEZ de COVARO, María Isabel, 31 N° 974, Bo. Don Bosco, 9000 Comodoro Rivadavia.
 FERNANDEZ GARRASINO, César, Necochea 1234, 1879 Quilmes.
 FERNANDEZ TASENDE, Jorge Raúl, C.C. 294, 5700 San Luis.
 FERRARI, Eugenio, Constitución 545, 1646 San Fernando.
 FERREYRA, Raúl Eduardo, Zabala 2926.
 FIGARI, Eduardo Guillermo, Fray Luis Beltrán 450, 9005 General Mosconi.
 FILI, Mario Felipe, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
 FONT, Graciela, 19 N° 647, 1900 La Plata.
 FORZINETTI, María Elena, Martín Fernández 762, 1826 R. de Escalada.
 FRAGA, Héctor Rosendo, Zeballos 431, 2000 Rosario.
 FRANCHI, Mario Raúl, 8 N° 37, 1896 City Bell.
 FRANCO, Alejandro, Av. Forest 890, 1° 7, 1427 Buenos Aires.
 FRANZESE, Juan Rafael, Pérez e/ Bélgica y San Francisco, 1896 City Bell.
 FRISICALE, María Cristina, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
 FRONZA, Silvana Edith, Diagonal 80 N° 791, 10° A, 1900 La Plata.
 FRUTOS, Diana Raquel, Maipú 286, 5500 Mendoza.
 FUENTE, Alberto, Avda. Centenario 963, casa 93, B.
 GABRIELE, Norberto Adrian, Victor Vergani 678, 1629 Pilar.
 GAGLIARDO, María Ligia, Rio Cuarto 2962, 6° 12, 1292 Buenos Aires.
 GAGNON, Larry, Martín Coronado 3140, P.B., 1425 Buenos Aires.
 GAIDANO, Constancio Diego, Domingo Martinto 160/14, 1875 Wilde.
 GAILLARDOU, Rubén A., Mar del Plata 1736, 1653 Villa Ballester.
 GALLI, Claudia Inés, Zuviría 1490, 4400 Salta.
 GALLISKI, Miguel Angel, 5700 San Luis.
 GAMBA, María Teresa, Echeverría 912, 4° C, 3° 10, 1426 Buenos Aires.
 GAMBA, Mirta, Cabildo 1695, 3° 10, 1426 Buenos Aires.
 GANDUGLIA, Patricia, Av. Maipú 3325, 1636 Olivos.
 GARCIA, Vivian Mabel, Ascasubi 322, 8000 Bahía Blanca.
 GARDINI, Carlos E., Colón 1189, dep. 5, 5700 San Luis.
 GARDINO, Marco Pablo María, Paso 791, 4° A, 1031 Buenos Aires.
 GARRIDO, Mirta Mabel, Agustín Alvarez 1948, 8000 Bahía Blanca.
 GAYONE, María Rosario, CONEA, Parque Industrial, 9140 Trelew.
 GEBHARD, Jorge Arnoldo, 137 N° 1282, 1900 La Plata.
 GELOS, Edgardo Martín, Lavalle 250, 11° B, 8000 Bahía Blanca.
 GENINI BERNARDI, Adolfo Domingo, B. Don Bosco, km 3, P. Patagonia, 9003 Comodoro Rivadavia.
 GEORGIEFF, Sergio Miguel, Los Ceibos s/n, 4105 Villa Carmela.
 GETINO, Pablo Román, Zapiola 904, 1° F, 8000 Bahía Blanca.
 GEUNA, Silvana Evangelina, Belisario Roldán 901, 5000 Alta Gracia.
 GIACOSA, Raúl E., 25 de Mayo 419, 9000 Comodoro Rivadavia.
 GIAL, Santiago B., Pio XII 531, 6300 Santa Rosa.
 GIANIBELLI, Julio César, 32 N° 926, 3, 1900 La Plata.
 GIUDICI, Alfonso R., Arcos 3848, 1429 Buenos Aires.
 GODEAS, Marta Carmen, Mario Bravo 241, 3° A, 1175 Buenos Aires.
 GOMEZ, Juan Carlos, 6 N° 449, 1896 City Bell.
 GOMEZ, María Cristina, Panamá 1030, P.B. 7, 8000 Bahía Blanca.
 GOMEZ PERAL, Miguel Angel, Concejal Yolanda Lettieri 794, 1742 Paso del Rey.
 GONZALEZ, Carlos Roberto, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 GONZALEZ, César Ernesto, Alvear 1356/58, 4600 Jujuy.
 GONZALEZ, Gladys, Larrea 929, 5° A, 1117 Buenos Aires.
 GONZALEZ, María Mercedes, Paraguay 467, 1, 8000 Bahía Blanca.
 GONZALEZ, Mirta, Superi 4586, 1430 Buenos Aires.
 GONZALEZ, Osvaldo Edgar, Pasaje Oncativo 766, 4000 Tucumán.
 GONZALEZ, Pablo Diego, 20 N° 421, 1900 La Plata.
 GONZALEZ BONORINO, Gustavo, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
 GONZALEZ SEGURA, Juan Vicente, Estafeta Costa Azul, 5153 Carlos Paz.
 GONZALEZ URIARTE, Magdalena, Alvarado 31, 4° E, 8000 Bahía Blanca.
 GONZALEZ VILLA, Raúl Eduardo, Las Glicinas 427, B. Las Rosas, 4400 Salta.
 GORGAS, Alfredo, YPF Sede Central, Buenos Aires.
 GORUSTOVICH, Sergio, José Seguí 558, Bo. Ciudad del Milagro, 4400 Salta.
 GRECCO, Laura Edith, Primera Junta 544, 8000 Bahía Blanca.
 GREGORI, Daniel Alfredo, Caronti 718, 8000 Bahía Blanca.
 GRIECO, Luis Francisco, Montañeses 2133, 1428 Buenos Aires.
 GRIFFIN, Miguel, 500 N° 1755, 1897 Gonnet.
 GRIMALDI CASTRO, Gabriel Orlando, Sucre 1611, 5° 11, 1428 Buenos Aires.
 GRIZINIK, Mario Máximo, Rawson 1231, 9000 Comodoro Rivadavia.
 GRIZINIK DE MARCO, María Mercedes, Rawson 1231, 9000 Comodoro

- Rivadavia.
- GUERRESCHI, Alina Beatriz, Lepri 525, 5186 Alta Gracia.
- GUERRERO, Federico, Las Heras 1850, 8° B, 1127 Buenos Aires.
- GUIDA UNYICIO, Nora G., Caracas 3533, 1419 Buenos Aires.
- GUIRIN, Rolando, Ing. White 1851, 1706 Haedo.
- GULISANO, Carlos Alberto, Tte. Gral. Perón 925, 7°, 1038 Buenos Aires.
- HALLER, Miguel Jorge Francisco, Tehuelches 240, 9120 Puerto Madryn.
- HAUPT, Manfredo, Bacacay 147, 1609 Boulogne.
- HECHEN, Jorge José, C.C. 140, 9005 General Mosconi.
- HERBST, Rafael, Lavalle 2675, 3400 Corrientes.
- HERNANDEZ, Laura Batriz, G.E.A. Univ. Nac. Concepción, Casilla 4107, 3 Concepción, Chile.
- HERRERA, Zarela Angélica, Pasteur 845, B. Tte. Matienzo, 5103 Córdoba.
- HERRERO, Silvia Andrea, Lafinur 3082, Bajo Palermo, 5009 Córdoba.
- HERRMANN, Carlos, Amadeo Jacques 7077, 1° 10, 1408 Buenos Aires.
- HOGG, Stanley, Talcahuano 778, 7°, 1013 Buenos Aires.
- HONGN, Fernando Daniel, Las Piedras 1710, 4000 Tucumán.
- HUGO, Carlos Alberto, 138 N° 743, 1900 La Plata.
- HUMPHREY, William, P.O. Box 8368, 60680 Chicago, Ill., EE.UU.
- IBÁÑEZ, Guillermo H., Formosa 496, 8300 Neuquén.
- IBÁÑEZ, Lucía Marina, Pje. Florencio Varela 1916.
- IDOYAGA, Marcelo Gastón, Santa Fe 4938, 1425 Buenos Aires.
- IGLESIA LLANOS, María Paula, Serrano 2481, 14° E, 1425 Buenos Aires.
- ILLANÉZ, Eduardo Daniel, Maestros Neuquinos 1027, 8300 Neuquén.
- IMPICCINI, Agnes, Av. Argentina y Salvatori, monoblock B 1, 3° D, 8300 Neuquén.
- INGRASSIA, Valiente, Bo. Supe, 5547 Godoy Cruz.
- INTROCASO, Antonio, Ayacucho 1435, 2000 Rosario.
- INIGUEZ RODRIGUEZ, Adrián Mario, 20 N° 1624, 1900 La Plata.
- IRIONDO, Martín, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
- ISLA MENDI, Federico Ignacio, Saavedra 3527, 7600 Mar del Plata.
- JAPAS, María Silvia, Hipólito Yrigoyen 8774, 5° Y, Lomas de Zamora.
- JOHANIS, Pablo, Nepper 1165, 1406 Buenos Aires.
- JONES, Jorge Patricio, Montevideo 1296, 11°, 1425 Buenos Aires.
- JONES, Marta Edna, B. Centenario, km 8, casa 433 B, 9003 Comodoro Rivadavia.
- JORDAN, Teresa E., Geological Sciences, Cornell University, Ithaca N.Y. 14853, EE.UU.
- JUAREZ, Carlos Alberto, J. Newberry 936, 4400 Salta.
- JURADO MARRON, Hilario, Pasaje Fariñango 1138, 4700 Catamarca.
- KIRSCHBAUM, Alicia Matilde, Dr. Miguel Gorman 2560, Bo. Alberdi, 5000 Córdoba.
- KLEIMAN, Laura Elena, Montañeses 1961, 5° 25, 1428 Buenos Aires.
- KOKOGIAN, Daniel Alberto, Emilio Mitre 60, 5° B, 1424 Buenos Aires.
- KOKOT, Roberto, S. J. de Calasanz 214, 6° A, 1424 Buenos Aires.
- KOSTADINOFF, José, Yrigoyen 630, 8000 Bahía Blanca.
- KOUKHARSKY, Magdalena, Avellaneda 38, 1° A, 1642 San Isidro.
- KOZLOWSKI, Estanislao, Rodríguez Peña 2824, 1640 Martínez.
- KRAEMER, Pablo, Rafael Núñez 4515, 5000 Córdoba.
- KRESS, Pedro Rolando, Almt. Brown 3500, 1653 Villa Ballester.
- KROEGER, Juan, Pueyrredón 756, 8000 Bahía Blanca.
- KROHLING, Daniela Mariel, San José 1631, 3081 Humboldt.
- KRUSE, Eduardo Emilio, 20 N° 2373, 1897 Gonnnet.
- LABUDIA, Carlos Horacio, Martín Rodríguez 3, 8000 Bahía Blanca.
- LACREU, Héctor Luis, Gral. Paz 562, 5700 San Luis.
- LAGORIO, Silvia Leonor, F. Lacroze 3350, 5° A, 1426 Buenos Aires.
- LANES, Silvia Graciela, Estado de Israel 4740, 3°, Buenos Aires.
- LANFRANCHINI, Mabel E., 11 N° 798, 10° C, 1900 La Plata.
- LAPIDO, Omar Raúl, Dante 242, 1407 Buenos Aires.
- LARDONE, Leo Eduardo, Azopardo 313, 5501 Godoy Cruz.
- LAROTONDA, Claudio, Avda. 1 y calle 4, Anaco, Anzoátegui, Venezuela.
- LARRABE, Lázaro.
- LAVANDAIO, Eddy Omar Luis, Huarpes 3349, Barrio S.U.P.E., 5547 Godoy Cruz.
- LAZARTE, José Enrique, Corrientes 385, 4000 Tucumán.
- LEANZA, Héctor A., R. Falcón 2559, 6° B, 1406 Buenos Aires.
- LEGARRETA, Leonardo, Beiro 1832, 1602 Florida.
- LEGUIZAMON, Raúl, R. de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
- LEMA, Hebe Adriana, Labardén 110, 6° E, 1437 Buenos Aires.
- LENGE, Diego Andrés, Casa 22, C, Km. 8, 9000 Comodoro Rivadavia.
- LEON, Laura Inés, Adan Quiroga 313 Norte, 5400 San Juan.
- LEVERATTO, Miguel A., Franklin 760, 7° 29, 1405 Buenos Aires.
- LIMARINO, Carlos Oscar, Olazábal 51, General Pacheco.
- LIÑAN, Eladio G., Cesareo Alierta, 30, 3° F, 50009 Zaragoza, España.
- LIRA, Raúl, Deán Funes 1060, 4° F, 5000 Córdoba.
- LISIAK, Jorge Hernando, San Lorenzo 54, 4000 Tucumán.
- LIZUAIN FUENTES, Antonio, Ramón Falcón 3230, 1824 Lanús.
- LLAMBIAS, Eduardo J., 21 N° 172, 1900 La Plata.
- LO FORTE, Gabriela Laura, Piedrabuena 68, 1826 Remedios de Escalada.
- LOPEZ GAMUNDI, Oscar, Texaco Inc., 4800 Fournace Place, Bellaire, Texas 77401-2324, EE.UU.
- LOPEZ SONICH, Mónica Graciela, Juncal 841, 6° y 7° B, 1062 Buenos Aires.
- LUCERO, Mónica Elisabet, Alberdi 645, 9400 Rio Gallegos.
- LUNA, Alberto Ramón, Urduyana 3174, 1757 Gregorio de Laferrere.
- LYONS, Wilfredo A., Arenales 3022, 6° 24, 1425 Buenos Aires.
- MACELLARI, Carlos E., N.A.M., XGS/1, P.O. Box 28000, 9400 HH Assen, Holanda.
- MADEL, Federico G., Vidt 2040, 3° A, 1425 Buenos Aires.
- MAGGI, Jorge Humberto, 1 N° 644, 1900 La Plata.
- MAGLIOLA MUNDET, Horacio, Av. Nac. Unidas 87, B. Parque V. Sarsfield, 5000 Córdoba.
- MAISONAVE, Beatriz Emma, Sdo. de la Frontera 5072, 11° D, 1439 Buenos Aires.
- MAIZA, Pedro José, Colombia 72, 8000 Bahía Blanca.
- MALAGNINO, Eduardo C., O'Higgins 3440, 14° D, 1429 Buenos Aires.
- MALIZZIA, Daniel Carlos, J.J. Naon 940, 1406 Buenos Aires.
- MALLEVILLE, Horacio, 9 de julio s/n, 8364 Chimpay.
- MALOBERTI CORRADI, Alejandro Luis, Blanco Encalada 1715, 12.
- MALUMIAN, Norberto, Ramón Freire 3563, 1429 Buenos Aires.
- MANASSERO, Marcelo Jorge, 54 N° 436, 1900 La Plata.
- MANAVELLA, Carlos, Pasaje Koch 1583, 3000 Santa Fe.
- MANCEÑO, Miguel Oscar, 11 N° 1430, 1896 City Bell.
- MANGANO, María Gabriela, Moreno 179, 2° A, 4000 Tucumán.
- MANZUR, Aníbal, E. Garrone 7048, Bo. Don Bosco, 5000 Córdoba.
- MARCHESE, Humberto, S. de Bustamante 1730, 3°, 1425 Buenos Aires.
- MARCOLINI, Susana Ida, 8 N° 131, e/ 530 y 531, 1900 La Plata.
- MARCOMINI, Silvia Cristina, Honduras 4564, 9° D, Buenos Aires.
- MARCUZZI GAUBET, Jorge Juan, Pasaje Arteaga 1119, 4400 Salta.
- MARENSSI, Sergio Alfredo, Laprida 631, 2804 Campana.
- MARFIL, Silvina, Santiago del Estero 393, 8000 Bahía Blanca.
- MARIÑO, Eduardo Eleuterio, Caveno 508, 6300 Santa Rosa.
- MARQUEZ, Rosendo Marcelo José, C.C. 125, 9000 Comodoro Rivadavia.
- MARQUEZ ZABALIA, María Florencia, Constitución 1343, 5700 San Luis.
- MARQUILLAS, Rosa Argentina, Gral. Güemes 2201, torre B, 10° B, 4400 Salta.
- MARTIN, José Luis, Juan B. Justo 56, 5500 Mendoza.
- MARTINEZ, Daniel Emilio, Av. Colón 5354, 1, 7600 Mar del Plata.
- MARTINEZ, Gabriela Alejandra, Ayacucho 310, 1602 Florida.
- MARTINEZ, Gustavo Adolfo, Roca 2661, 3° G, 8000 Bahía Blanca.
- MARTINEZ, Mauricio, Sol de Mayo 458, 8° B, 5000 Córdoba.
- MARTINEZ, Oscar Alfredo, Bo. 133, Viv. Casa 88, Miguens 138, 9200 Esquel.
- MARTINEZ, Ramón Horacio, Fray Luis Beltrán 450, 9005 Gral. Mosconi.
- MARTINEZ, Ricardo Daniel, Av. España 306, 5423 Rawson.
- MARTINEZ, Ricardo Néstor, Pso de los Andes 125 Sur, San Juan 5400.
- MARTINEZ CARRANZA, Pablo, Pasaje Santo Tomás 346, 5000 Córdoba.
- MARTINEZ LIBOREIRO, Eduardo A., Lafayette 360, 1653 Villa Ballester.
- MARTINONI, Daniel Roberto, CADIC, 9410 Ushuaia.
- MARTINO, Roberto, Belgrano 540, 8° B, 5000 Córdoba.
- MARZETTI, Daniel, Via Alessandro Fleming 98, 00191, Roma, Italia.
- MAS, Graciela Raquel, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
- MAS, Luis Carlos, Famatina 78, 8300 Neuquén.
- MASSABIE, Armando, Lavalle 540, 8° B, 1878 Quilmes.
- MASSAFERRO, Gabriela Isabel, Baunes 1391, 1431 Buenos Aires.
- MASSONE, Héctor Enrique, Chaco 2457, 7600 Mar del Plata.
- MATHEOS, Sergio Daniel, 60 N° 340, 1900 La Plata.
- MAZZONI, Alejandra Flavia, Pasteur 2615, Bo. Matienzo, 5103 Córdoba.
- MAZZONI, Mario Martín, 26 N° 813, 1900 La Plata.
- MEDINA, Francisco Alberto, Azcuénaga 2222, 1636 Olivos.
- MEISTER, Carlos Miguel, Chiquichuan 66, 9120 Puerto Madryn.
- MELCHOR, Ricardo Néstor, 2 N° 845, 6360 General Pico.

- MEISTER, Carlos Miguel, Chiquichuan 66, 9120 Puerto Madryn.
 MELCHOR, Ricardo Néstor, 2 N° 845, 6360 General Pico.
 MENDEZ, Vicente, Soler 5836, 6° B, 1425 Buenos Aires.
 MERINO, Marcelo Horacio, Cramer 1850, 9° A, 1428 Buenos Aires.
 MERODIO, Julio César, 53 N° 448, 1900 La Plata.
 MILANA, Juan Pablo, Sta. María de Oro 1686 Sur, casa 15, 5400 San Juan.
 MILANESE, Roberto José, Rosales 1876, 1846 Adrogué.
 MILLER, Muriel Liliana, Deheza 4480, 1430 Buenos Aires.
 MINNITTI, Salvador Alfonso, 12 N° 1242, 1900 La Plata.
 MON, Ricardo, C.C. 36, sucursal 2, 4000 Tucumán.
 MONTANGERO, Guillermo, Charcas 3962, P.B. A, 1425 Buenos Aires.
 MONTENEGRO, Teresita, Arcos 1590, 6° B, 1426 Buenos Aires.
 MONTI, Alejandro J.A., Av. Cabildo 618, 7° C, 1426 Buenos Aires.
 MOREL, Eduardo Manuel, 62 N° 1665 1/2, 1900 La Plata.
 MORELLO, Orquídea, Charcas 3684, 4° A, 1425 Buenos Aires.
 MOROSI, Martín Eduardo, 51 N° 434, 3° C, 1900 La Plata.
 MORRAS, Héctor José María, Francisco Bilbao 2376, 1406 Buenos Aires.
 MOUZO, Félix H., Ayacucho 1523, 4° 19, 1112 Buenos Aires.
 MOYA, Cristina, Rioja 698, 4400 Salta.
 MOZETIC, Marcos Estanislao, Bermejo 2116, 1609 Boulogne.
 MUJICA, Héctor José, Ing. Sagasta 857, 1708 Morón.
 MURUAGA, Claudia Marcela, Av. Brigido Teran 81, 4000 Tucumán.
 MUTTI, Diana Irene, Richeri 1399, 1661 Bella Vista.
 NABEL de ERLICH, Paulina, Cazadores 2150, Buenos Aires.
 NAÑEZ, Carolina Adela, Cramer 2435, 9, 1428 Buenos Aires.
 NICOLLI, Hugo B., Cramer 1850, 9° A, 1428 Buenos Aires.
 NINCI MARTINEZ, Carlos Alberto, Bulnes 1826, 8° B,
 NOCIONI, Antonio Darío, República del Líbano 289 B, Gral. Bustos, 5000 Córdoba.
 NULLO, Francisco E., Yapeyú 265, 1202 Buenos Aires.
 OJEDA, Guillermo Enrique, Av. Lafinur 421, 5700 San Luis.
 OLIVARES, Oscar R., Pte. Perón 51, 1888 Florencio Varela.
 OLIVER GASCON, Joaquín, Paraguay 4618, 12° A, 1425 Buenos Aires.
 OLIVERO, Eduardo, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 ORCHUELA, Ismael Aníbal, 17 N° 355, 1896 City Bell.
 ORFEO, Oscar, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.
 ORGEIRA, María Julia, J.M. Gutiérrez 3931, 3° G, Buenos Aires.
 ORTIZ SUAREZ, Ariel, Rivadavia 643, 5700 San Luis.
 OSTERA, Héctor Adolfo, Melian 2849, 2° 9, 1430 Buenos Aires.
 OTTONE, Eduardo Guillermo, Rivera Indarte 196, 2° F, Buenos Aires.
 PALMA, Ricardo Manuel, Avda. Las Heras 3847, 8° H, Buenos Aires.
 PALOMINO, Roger J., 15510 Gettysburg, Tomball, Texas, EE.UU.
 PANZA, José Luis, J. F. Seguí 3942, 12°, 1425 Buenos Aires.
 PAREDES, Cristina, 4400 Salta.
 PARISI BOTTARI, Cayetano, 9400 Comodoro Rivadavia.
 PARKER, Gerardo, C.C. 22, 1896 City Bell.
 PASQUINI, Andrea Inés, Pje. Las Vegas 2959, Bo. San Vicente, 5000 Córdoba.
 PASSEGGI, Esteban, Salvador del Carril 1576, 3000 Santa Fe.
 PENAS, Marcelo Ricardo, Federico Lacroze 2367, 6° A, 1426 Buenos Aires.
 PENSADO, Guillermo Pablo, 56 N° 586, 9° 4, 1900 La Plata.
 PERAL, Hebe Raquel, Cruz del Sur 231, 8000 Bahía Blanca.
 PEREZ, Daniel José, Cóndor 2588, 1437 Buenos Aires.
 PEREZ LOBO, Hugo Daniel, Puelche 5742, 8400 Bariloche.
 PESCE, Abel A., Zubiría 2007, 1° D, 1406 Buenos Aires.
 PETTINARI, Gisela Roxana, Italia 72, 2° C, 8324 Cipolletti.
 PEZOTTI, Carlos, Monteagudo y 26, 1896 City Bell.
 PEZZI, Eduardo Enrique, Av. del Libertador 2354, 2° B, Olivos.
 PEZZUCHI, Hugo Daniel, Casa 12, Bo. Gral. Güemes, 9003 Comodoro Rivadavia.
 PEZZUTTI, Norma, J.F. Seguí 3522, 9° B, 1425 Buenos Aires.
 PINOTTI, Lucio Pedro, Pueyrredón 2428, 5800 Río Cuarto.
 PISETTA, Jorge Luis, Bolivia 470, 12° 49, 1406 Buenos Aires.
 PLANAS, Federico Horacio, Copahue 4142, C.C. 971, 8400 Bariloche.
 PLOSKIEWICZ, Juan Víctor, Peñasco 616, 1406 Buenos Aires.
 POCOVÍ, Antonio Sebastián, Malabia 932, 4° 12, 1414 Buenos Aires.
 POIRE, Daniel Gustavo, 19 N° 4631, 1923 Berisso.
 POMA, Stella Maris Norma, Roque Saenz Peña 1557, 1636 Olivos.
 PORTO, Juan Carlos, Suipacha 588, 4000 Tucumán.
 POTTER, Paul Edwin, Geociencias UNESP, Caixa 178, Río Claro 13, 500 Sao Paulo, Brasil.
 POWELL Jaime E., Avda. Mate de Luna 4636, 4000 Tucumán.
 PREZZI, Claudia Beatriz, Hipólito Yrigoyen 3518, 3° A, 1208 Buenos Aires.
 PROMNITZ, Stephen Charles, Martín Zapata 379, 5500 Mendoza.
 PUENTE, Noemí Cristina, Rincón 297, 3° E, Buenos Aires.
 QUATTROCCHIO de LEGUIZAMON, Mirta Elena, Martín Rodríguez 64, 8000 Bahía Blanca.
 QUENARDELLE, Sonia Mónica, Fragata Pte. Sarmiento 674, 2°, Buenos Aires.
 RABASSA, Jorge Oscar, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 RABBIA, Osvaldo Miguel, Paicovi 967, 3 Concepción, Chile.
 RAMALLO, Ricardo, Casa 273, Campamento Uno, 8318 Plaza Huincul.
 RAMON, Mirta Isabel, Italia 23, 5870 Villa Dolores.
 RAMOS, Adriana María, Saenz Valiente 3148, 1640 Martínez.
 RAMOS, Víctor, Díaz Velez 820, 8° B, 1636 La Lucila.
 RAPALINI, Augusto Ernesto, Larroque 306, 1828 Banfield.
 RAPELA, Carlos W., 12 N° 889, 4° A, 1900 La Plata.
 RE, Guillermo Héctor, V. Fernández 1219, 2800 Zárate.
 REBASA, Mariano, Dipaola 114, 8322 Cutral Co.
 REBORI FOGALE, Luis Osvaldo, Brasil 225, Bo. Barreneche, 8301 Cnia. Val Norte.
 REGALIA, Graciela M., 30 N° 1384, 1900 La Plata.
 REINOSO, Jorge Martín, Solís 637, 2° Ch, 1078 Buenos Aires.
 REMESAL, Marcela Beatriz, 58 N° 2621 ex Pueyrredón 476, 1650 Villa Maipú.
 REMORINI, Gustavo Enrique, 10 N° 528, P.B. 2, 1900 La Plata.
 REYES, Julio César, Rca. Arabe Siria 2535, 6°, Buenos Aires.
 RIBOT, Alejandro Mario, 7 N° 1555 1/2, 1901 Ringuet.
 RICCARDI, Alberto C., 11 N° 579, 1900 La Plata.
 RISSO, Corina, Laprida 1430, 1° D, 1425 Buenos Aires.
 RIVAROLA, David, Chacabuco 1349, 5700 San Luis.
 RIVEROS, Cesar Alfonso, Roca 952, 3° A, 9400 Río Gallegos.
 RIZZOLO, Ernesto, 11 de Setiembre 927, 4° A, 1426 Buenos Aires.
 ROBBIANO, Juan Alberto, Aristóbulo del Valle 1350, 1640 Martínez.
 ROBLES HURTADO, Gervasio Matías, Rivadavia 6646, 7°, 1406 Buenos Aires.
 RODRIGUEZ, Jorge Rubén, San Martín 3196, 9000 Comodoro Rivadavia.
 RODRIGUEZ, María Isabel, Bo. 313, Casa 117, 9000 Comodoro Rivadavia.
 ROIG, Claudio E., CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 ROMANENGHI, Stanley David, Buenos Aires.
 RONCHI de DANIELE, Diana Inés, 67 N° 1719, 1900 La Plata.
 ROSSELLO, Eduardo Antonio, 25 N° 891, 6600 Mercedes.
 ROUGIER, Guillermo Walter, Pedriel 1433, 1684 Palomar.
 ROVERE, Elizabeth Ivonne, J.B. Alberdi 3427, 8° B, 1636 Olivos.
 RUBINSTEIN, Nora Alicia, R. L. Falcón 5062, 1407 Buenos Aires.
 RUBIOLO, Daniel Gerardo, Curapaligüe 441, 13° G, 1406 Buenos Aires.
 RUZYCKI de BERENSTEIN, Lucía Isabel, Brasil 235 Oeste, 5400 San Juan.
 SABATTINI, Nora María, 11 N° 579, 1900 La Plata.
 SALANI, Flavia María, Alsina 1264, 1638 Vicente López.
 SALFITTY, José A., Pasaje M. Roldán 57, 4400 Salta.
 SALOMONE, Guillermo Danilo, Av. Ducos 1165, 1° A, 9000 Comodoro Rivadavia.
 SANAGUA, Javier Gustavo, Bolivia 1739, P.B. A.
 SANCHEZ, María Cristina, Las Violetas 276, Villa Las Rosas, 4400 Salta.
 SANCHEZ BETTUCCI, Leda, Azcuénaga 1560, P.B. 2, 1638 Vicente López.
 SANCHEZ RUFINO, Alberto, Belgrano 556, 9000 Comodoro Rivadavia.
 SAN CRISTOBAL, Jorge, 3 N° 368, 1900 La Plata.
 SANTA MARIA, Graciela Raquel, Allayme 865, San José, 5519 Guaymallén.
 SANTILLAN, Héctor, 121 N° 320, 1900 La Plata.
 SANTILLANA, Sergio, Juramento 3092, 10° D, 1428 Buenos Aires.
 SARUDIANSKY, Roberto M., Santa Fe 3435, 8° C, Buenos Aires.
 SATO, Ana María, 21 N° 172, 1900 La Plata.
 SAYAGO GARCIA, José Manuel, 11 esq. 20, 4000 Tucumán.
 SCASSO, Roberto Adrián, Rauch 1748, 1712 Castelar.
 SCHALAMUK, Isidoro B., 15 N° 114, 1900 La Plata.
 SCHILLIZZI, Roberto Antonio, Av. Colón 777, 8000 Bahía Blanca.
 SCHIUMA, Mario Federico, Chauvco, Suipacha 1111, 26°, Buenos Aires.
 SCHROEDER, Carlos Enrique, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.

- SCHWAB, Klaus, Institut für Geologie und Paläontologie, Alemania.
 SCHWEIGHOFER, Sandra Mónica, Sarmiento 560, 9000 Comodoro Rivadavia.
 SCIUTTO, Juan Carlos, C.C. 793, 9000 Comodoro Rivadavia.
 SEGAL, Susana Juana, Güemes 3819, 2° 11, 1425 Buenos Aires.
 SEGOVIA, Roman, 27 N° 523, 1900 La Plata.
 SELLES MARTINEZ, José, Santa Fe 1317, 1° 2, 1060 Buenos Aires.
 SEPULVEDA, Eliseo Guido, CRICYT, 5500 Mendoza.
 SERRA, Juan José, 35 N° 195, 5, 1900 La Plata.
 SERRA, Pilar Yolanda, Av. Alvear 435, 3500 Resistencia.
 SERRAIOTTO, Alfonso A., Casa 30, Campamento Uno, 8318 Plaza Huincul.
 SERRALLONGA, Ana María Esparza de, María Olguín 1075, 5800 Rio Cuarto.
 SERRAT CONGOST, David, Marina 251-A, 2-1, 08013 Barcelona, España.
 SESSAREGO, Horacio Luis, 296 Haddon Rd SW, Calgary, Alberta T2V 2Z3, Canada.
 SFRAGULLA, Jorge Alberto, Caseros 2565, 5000 Córdoba.
 SIANO, Claudia, Luis María Campos 1626, 1° D, 1426 Buenos Aires.
 SIMEONI, Alejandro, B. Roca, 27 N° 932, 9000 Comodoro Rivadavia.
 SMEKAL, Helga, C.C. 432, 8000 San Carlos de Bariloche.
 SOLA, Rosendo José, Rivadavia 1084, 4700 Catamarca.
 SOLDANO, María del Rosario, Fray J. S. M. de Oro 2440, 10° C, 1425 Buenos Aires.
 SOLIS, Gertrudis Natalia, Av. Alnte. Brown 982, 4600 Jujuy.
 SOLIS, Rolando José Osvaldo, Alvarez Prado 2878, 1688 Villa Tesey.
 SOSA, Graciela Miram, Lavalle 1269, 5700 San Luis.
 SOSA GOMEZ, José Angel, T. de Anchorena 3412, 4000 Tucumán.
 SPALLETTI, Luis A., 26 N° 701, 1900 La Plata.
 SPIKERMANN, Juan P., Olazabal 1277, 1428 Buenos Aires.
 STEPHENS, George, G. Washington University, Washington D.C., EE.UU.
 STRASSER, Edgardo Néstor, Las Heras 1069, 5700 San Luis.
 STRELIN Jorge Adrian, CADIC, Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia.
 STRELKOV, Esteban Eduardo, Gral. Winter 3114, Bo. San Martín, 9005 General Mosconi.
 SUNESEN, Arne Adolfo, 511 e/ 20 y 21, 1900 La Plata.
 SUREDA, Ricardo José, Gral. J. C. Sánchez 737, Cdad. del Milagro, 4400 Salta.
 SYLWAN, Claudio A., Gallo 1281, 3° 9, 1425 Buenos Aires.
 TANKARD, Anthony J., P.O. Box 81002, 755 Lake Bonavista Drive SE, T2J 7C9 Calgary, Alberta, Canada.
 TERUGGI, Liliána, Funes 3350.
 TIBERI, Pedro Eugenio, Pje. Petreles 1542, Casa 86, 9310 Puerto San Julián.
 TICKYJ, Hugo, Ameghino 936, 6300 Santa Rosa.
 TOFALO, Ofelia Rita, Av. Santa Fe 1622, 3° B, 1060 Buenos Aires.
 TOMEZZOLI, Renata Nela, Liniers 615, 1602 Florida.
 TONEL, Héctor Mario, Calle 8, Manzana 24, Casa 20, 5500 Mendoza.
 TORRES, Ramón Lisandro, 115 N° 1564, 1, 1900 La Plata.
 TORRES RUBELT, Roberto Esteban, Gral. J. C. Sánchez 684, 4400 Salta.
 TOSELLI Alejandro, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 TOSELLI, Gustavo Adolfo, Dr. Adolfo Cano 1276, B. Martín M. de Güemes, 4700 Catamarca.
 TOURN, Selvia Mabel, Cabello 3435, 6° A, 1425 Buenos Aires.
 TOUYAA, Héctor Eduardo, Casa 11, Bo. Mutual, Km. 3, 9005 General Mosconi.
 TRINCA, Claudio Ariel, Avda. del Libertador 1175, 1° 4, Vicente López.
 TROMBOTTO, Dario Tomás, C.C. 330, IANIGLA, 5500 Mendoza.
 TUBIA, José M., Dep. Geodinámica, Univ. País Vasco, Apto. 644, 48080 Bilbao, España.
 TUJCHNEIDER, Ofelia Clara, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
 TULLIO, Jorge Oscar, Roque Saenz Peña 1544, 6300 Santa Rosa.
 TURAZZINI, Guillermo E., Sarmiento 2405, 1636 Olivos.
 TURIC, Mateo Alberto, Perú 666, 14° A, 1068 Buenos Aires.
 UBALDON, María Cecilia, C.C. 149, 9200 Esquel.
 ULACCO, José Humberto, Avda. Lafinur 348, 5700 San Luis.
 ULIANA, Miguel Angel, Juncal 3699, 15°, 1425 Buenos Aires.
 URBINA, Nilda Esther, Las Heras 1180, 5700 San Luis.
 VALENCIO, Susana Alicia, Fitz Roy 2260, 2° A, Buenos Aires.
 VALLES, Jorge Manuel, Los Aromos 1075, B. El Manzanar, 8324 Cipolletti.
 VALVANO, Jorge Raúl, Orkeke 407, 9400 Rio Gallegos.
 VARAS, Rosana Elsa, E. Marquina 2455, Bo. Los Paraísos, 5008 Córdoba.
 VARELA, María Eugenia, San Juan 371, 8000 Bahía Blanca.
 VARELA, Ricardo, 165 N° 650, 1876 Bernal Este.
 VARGAS, Tomás Edmundo, Vieytes 1235, 1640 Martínez.
 VASQUEZ, Jorge Raúl, Navarro 4969, 1419 Buenos Aires.
 VATTUONE de PONTI, María Elena, Jonas Salk 3156, 1636 Olivos.
 VEGA, Victor Adrián, 1117 Buenos Aires.
 VEIGA, Gonzalo D., 42 N° 384 1/2 B, 1900 La Plata.
 VEIGA, Ricardo Daniel, Eduardo Talero 360, C.C. 25, 8300 Neuquén.
 VELIZVILLALOBOS, Jorge Nilson, Matias Perofon 463, V.E. Ramirez, Copiapó, Chile.
 VELO, Ricardo Augusto, Castellanos 195, 5519 Guaymallén.
 VERA, María del Carmen, Moreno 3660, 8° C.
 VERGEL, María del Milagro, Matienzo 229, 4000 Tucumán.
 VEROSLAVSKY BARBE, Gerardo, José E. Rodo 2157, Apto. 603, Montevideo, 11.200 Uruguay.
 VIERA, Roberto Luis, Don Bosco, km. 8, C.C. 38-B, 9000 Comodoro Rivadavia.
 VIÑAS, Nicolás, Sargento Cabral 916, 5151 La Calera.
 VILAS, Juan Francisco Antonio, Esmeralda 2359, 1602 Florida.
 VILLANUEVA GARCIA, Arturo, General Paz 1566, 4000 Tucumán.
 VILLAR, Luisa María, Echeverría 912, 3° K, 1428 Buenos Aires.
 VILLEGAS, Mónica, Pje. Lincoln 1120, 5800 Rio Cuarto.
 VIOLANTE, Roberto Antonio, Cramer 63, 1876 Bernal.
 VISCONTI, Graciela, Avda. España 137, 6300 Santa Rosa.
 VISTALLI de TURAZZINI, María Cristina, R. Gutiérrez 1549, 4° D, 1626 Olivos.
 VIVIERS, Marta Claudia, French 3126, 7° B, 1425 Buenos Aires.
 VIZAN, Haroldo, San Juan 1896, 3° 12, 1232 Buenos Aires.
 VRBA, Ana Virginia, Charlene 697, 2° E, 1427 Buenos Aires.
 VUJOVICH, Graciela Irene, Olavarría 579, 5° C, 1162 Buenos Aires.
 VULLIEN, Alicia Renee, Puan 260, 8° A, 1406 Buenos Aires.
 WAGNER-MANSLAU, Alfredo Fernando, Martín Rodríguez 949, 1644 Victoria.
 WALTHER, Ana María, Marcelo 1427, 1611 Don Torcuato.
 WAVREK, David A., 283 North H. Street, Salt Lake City, 84103 Utah, EE.UU.
 WAYNE, William J., 1980 C street, Lincoln, Nebraska 68502, EE.UU.
 WEILER, Nilda Esther, CENPAT, Bd. Alte. Brown s/n, 9120 Puerto Madryn.
 WEINER, Adolfo Gabriel, Pasaje Valdivia 994, 8300 Neuquén.
 ZALBA, Patricia Eugenia, Plaza Matheu 115, 1900 La Plata.
 ZANETTINI, Juan, C.C. 32, San José, 5519 Guaymallén.
 ZAPPETTINI, Eduardo O., Deheza 2574, Buenos Aires.
 ZARATE, Marcelo Aristides, Roca 2661, 2° H, 7600 Mar del Plata.
 ZAVALA, Carlos Alberto, Florida 1195, E, 8000 Bahía Blanca.
 ZUBIA, Mario Alberto, B. Gral. Güemes, casa 6, 9000 Comodoro Rivadavia.
 ZUÑIGA, Adolfo Eduardo, 55 N° 605, 12° 2, 1900 La Plata.

**ADHESIONES AL QUINCUAGESIMO ANIVERSARIO
DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

**Las adhesiones que se incluyen a continuación fueron acompañadas por contribuciones monetarias que posibilitaron la financiación de este volumen de la REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA.
La Asociación Geológica Argentina deja constancia de su agradecimiento a las mismas.**

ADHESION DE

APCO Arg. Inc.

AL QUINCUAGESIMO ANIVERSARIO

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

1945-1995

ADHESION DE

CAPSA Compañías Asoc. Petroleras

AL QUINCUAGESIMO ANIVERSARIO

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

1945-1995

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
*50° Aniversario***

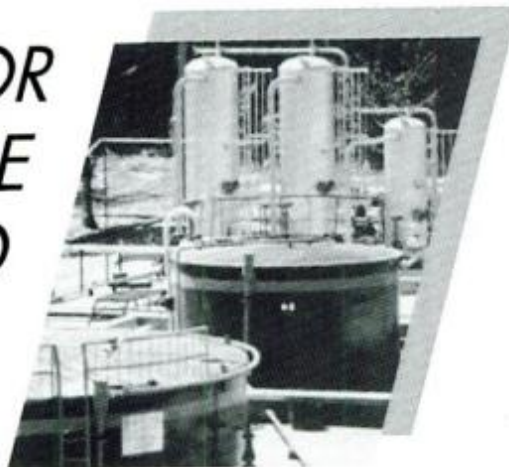
FELICITACIONES !!!

Hunt

ARGENTINA HUNT OIL COMPANY



FACTOR DE PROGRESO



*El trabajo y la producción son los factores
que impulsan el crecimiento.
Bridas está generando oportunidades
de desarrollo y progreso.
Con inversión y riesgo.
A través de la experiencia adquirida,
la tecnología y la capacidad de su gente.
Como viene haciéndolo desde principio de siglo.*

Bridas
Producir para crecer

PETROLEO - PETROQUIMICA - GAS - SERVICIOS PETROLEROS

Av. Leandro N. Alem 1180 (1001) Buenos Aires - Argentina - Tel.: (54 1) 311-0111 - Fax: (54 1) 312-9954

*Cuidemos hoy
el futuro del planeta.*

VINCI



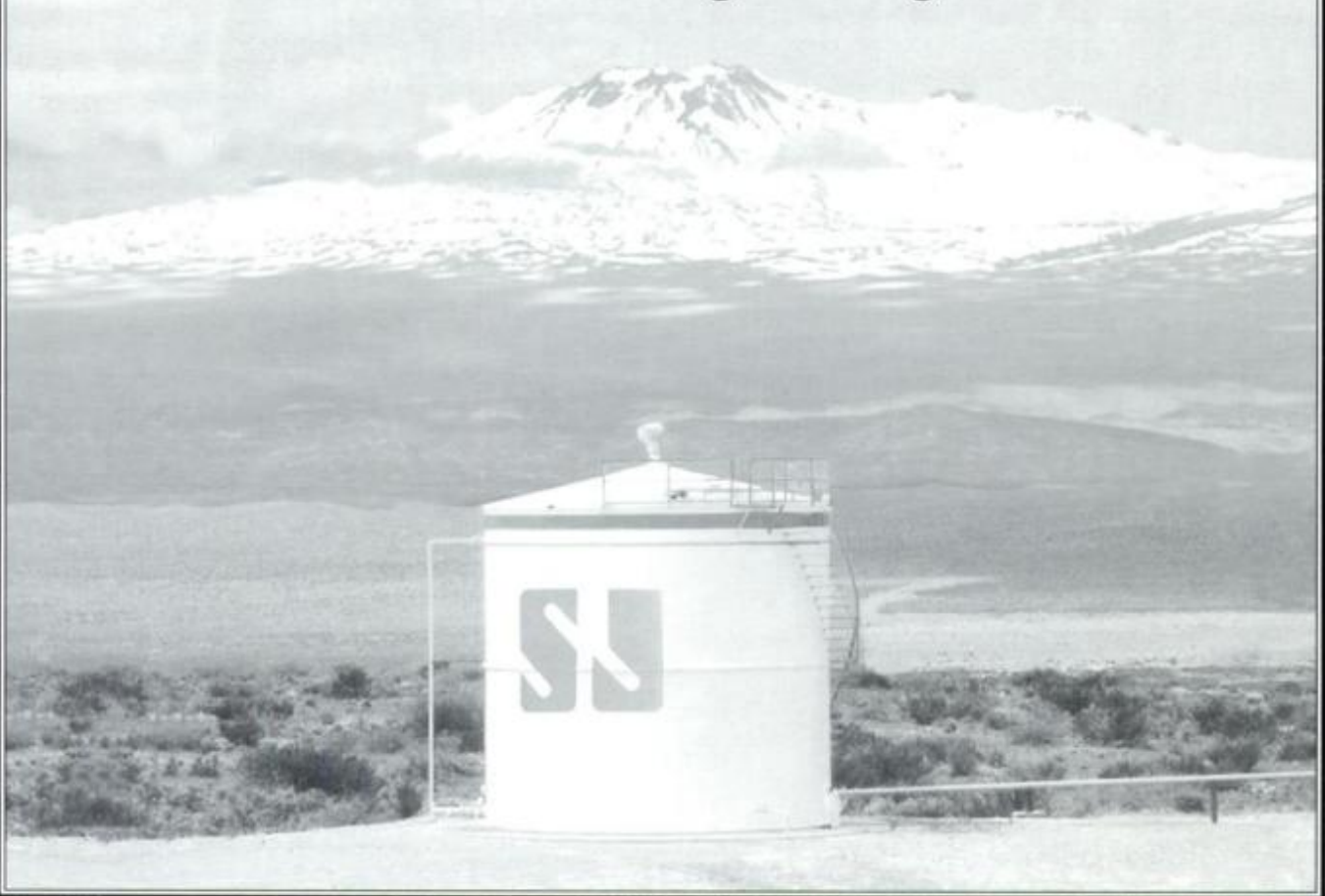
*Macá Tobiano - Fundación Vida Silvestre
y Amoco Argentina Oil Co.
comprometidas en la conservación de su especie.*

ADHESION DE
BHP Minerals Int. Expl. Inc.
AL QUINCUAGESIMO ANIVERSARIO
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
1945-1995



**PETROLERA
ARGENTINA
SAN JORGE**

Adhiere al 50º Aniversario de la
Asociación Geológica Argentina



**El Instituto de Recursos Minerales (INREMI)
de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la
Universidad Nacional de La Plata
se adhiere
al Cincuentenario de la Asociación Geológica Argentina,
deseando que el tesorero esfuerzo realizado y los frutos cosechados
se mantengan en el tiempo.**

Intemin

EL INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA MINERA

Saluda a la Asociación Geológica Argentina
en su Quincuagésimo Aniversario reconociendo su fecunda labor y su grandioso aporte
al conocimiento geológico del país.



MINERA MINICORP S.A.

Empresa minera de los grupos Minorco y Perez Companc

Adhiere al 50 aniversario de la Asociación Geológica Argentina
por el fomento de la geología ciencia básica impulsora del desarrollo minero.



BORAX ARGENTINA S.A.

Crespo 2759

(1437) Buenos Aires - Argentina

Tel.: (01) 924-3969/4209/4844

Fax : (01) 924-1374

**SALUDA A LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA Y ADHIERE A LOS
ACTOS CELEBRATORIOS CON MOTIVO DE SU QUINCUAGÉSIMO ANIVERSARIO.**

20 MULE TEAM

30 de junio de 1995



Invertimos en gas porque nada reemplazará la electricidad

Nuestros abuelos utilizaban gas para iluminar sus casas y calles. En la actualidad, el gas se está convirtiendo en una fuente de energía privilegiada para generar electricidad. TOTAL es, a la vez, una compañía de petróleo y de gas; en efecto, el gas natural representa una proporción importante de nuestras reservas de hidrocarburos. De la geología a la distribución, TOTAL está entre los primeros en esta industria compleja y su presencia tiene dimensión internacional. Frente a estas perspectivas promisorias, el gas natural es ahora una prioridad en la estrategia de desarrollo del Grupo TOTAL. No es casual, por cierto, que en esta industria en plena expansión, TOTAL esté preparado para ser protagonista del futuro. **NO NOS LLAMAMOS TOTAL POR CASUALIDAD.**



TOTAL AUSTRAL S.A.

Sucursal en la Argentina de TOTAL - San Martín 323 - Buenos Aires - Argentina
Tel: (54-1) 325-8275/ 394-0186 - Fax: (54-1) 325-8272



La gran capacidad argentina de explorar, transformar y utilizar los recursos del suelo

Planificación del aprovechamiento integral de los recursos mineros: prospección, exploración, explotación, transformación y comercialización de los productos de ellos obtenidos son, entre otras, las tareas que cubren sus especialistas de primerísimo nivel.

Y en funciones de apoyo, tanto en trabajos de campo como en gabinete, la Empresa cuenta con un nutrido conjunto de técnicos, mineros, mecánicos, capataces adecuadamente preparados y en constante perfeccionamiento.

La magnitud de las obras encaradas y concretadas -desde 1961- es la prueba de su potencial tecnológico y humano.

En otras palabras, de la gran capacidad argentina, responsable de la riqueza de su propio suelo.

MINERA TEA S.A.M.I.C.A. y F. L.N. Alem 424, of. 601 1003 Buenos Aires
Tel. (01) 311-1433/312-2494/3559 - Télex TEAX 27228 - Fax. (01) 312-1064/3776

OTRAS ADHESIONES DE SOCIOS E INSTITUCIONES:

Hugo Bassi
Susana E. Damborenea
Enrique Linares
Wilfredo Lyons
Miguel Manceñido
Vicente Méndez
Paulina Nabel
Alberto C. Riccardi
Horacio Rimoldi
ROCH S.A. (Compañía Petrolera)

YPF



En todo el país.

INDICE DEL TOMO 50

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
| Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina | 4 |
| Homenaje al Dr. Marcelo Yrigoyen | 23 |
| Resúmenes de comunicaciones científicas | 27 |
| López Gamundí, O.R. y Rossello, E.A. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan | 35 |
| González, C.R., Taboada, A.C., Díaz Saravia, P.G. y Aredes, M.A. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut | 40 |
| Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40' S), Argentina | 47 |
| Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S | 60 |
| Domínguez, E.A. y Garrido, M.M. Los yacimientos auríferos de Varvarco y su relación con la mineralización de Andacollo, Neuquén | 78 |
| Dargám, R.M., Depetris, P.J. Mecanismos de control hidroquímico en aguas y salmueras de las Salinas Grandes, Provincia de Córdoba | 87 |
| Pereyra, F.X. Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, Provincia de Mendoza | 103 |
| Llambías, E.J. y Sato, A.M. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis | 111 |
| Manassero, M. y Maggi, J. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Río Negro | 132 |
| Astini, R. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovícico medio | 143 |
| Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis | 165 |
| Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Brea, M. y Ganuza, D.G. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza | 175 |
| Bengochea, L. and Mas, G. Illite variation related to gold mineralization in Hualilán District, San Juan Province | 189 |
| Iglesia Llanos, M.P. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan | 195 |
| González Díaz, E.F. y Andrada de Palomera, R.P. Los "sistemas de morenas terminales" de Caldenius al sur de la localidad de Norquinco, sudoeste de la Provincia de Río Negro | 212 |
| Armella, C., Cabaleri, N.G., Valencio, S.A. y Panarello, H.O. Litofacias e isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico Superior) en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan | 219 |
| Quenardelle, S.M. Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, Provincia de San Luis | 229 |
| Acevedo, R.D. Las micas en la Metamorfita Lapataia, Tierra del Fuego. Condiciones metamórficas de P-T en la presencia de fengita | 237 |
| Getino, P.R. Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitoro, Provincia de Río Negro | 243 |
| Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Varela, M.E. and Cesaretti, N. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somoncura Massif | 257 |
| NOTAS BREVES | |
| Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C. y Fauqué, L. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana | 262 |
| Amos, A.J. Charles Darwin y la cadena plegada de sierra de la Ventana | 266 |
| Rubinstein, N. y Koukharsky, M. Edades K/Ar del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (30°00'S; 69°03'O) | 270 |
| Leanza, H.A. y Hugo, C.A. Fundamentos para la prospección de fosforitas en la plataforma continental argentina | 273 |
| González Díaz, E.F. Sobre la presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino | 276 |
| Agradecimiento a Arbitros | 279 |
| Reimpresión | 280 |
| Comentarios de Actualidad | 281 |
| Nota necrológica: Dr. A.A. Monteverde | 283 |
| Crónica de la Asociación | 285 |
| Lista de Miembros de la Asociación Geológica Argentina | 289 |
| Adhesiones al Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina | 296 |

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de noviembre de 1995
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev. Asoc. Geol. Argent.

Tomo 50, Nos. 1-4

CONTENIDO

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina | 4 |
| Homenaje al Dr. Marcelo Yrigoyen | 23 |
| Resúmenes de comunicaciones científicas | 27 |
| López Gamundí, O.R. y Rossello, E.A. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan | |
| <i>Glacial pavement in the Leoncito Formation (Carboniferous), western Precordillera, San Juan</i> | 35 |
| González, C.R., Taboada, A.C., Díaz Saravia, P.G. y Aredes, M.A. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut. <i>Carboniferous outcrops of north-western Chubut Province</i> | 40 |
| Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40' S), Argentina. | |
| <i>The Proterozoic tectonic evolution of Pampean ranges of Córdoba (30° 40'-32° 40' S.L.), Argentina</i> | 47 |
| Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. <i>A transect of the Pampean Ranges of Córdoba at 32° south latitude</i> | 60 |
| Domínguez, E.A. y Garrido, M.M. Los yacimientos auríferos de Varvarco y su relación con la mineralización de Andacollo, Neuquén. <i>Varvarco auriferous deposits and their relationship with the mineralization of Andacollo, Neuquén</i> | 78 |
| Dargám, R.M., Depetris, P.J. Mecanismos de control hidroquímico en aguas y salmueras de las Salinas Grandes, Provincia de Córdoba. <i>Mechanisms of hydrochemical control in waters and brines from Salinas Grandes, Córdoba Province</i> | 87 |
| Pereyra, F.X. Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, Provincia de Mendoza. <i>Geomorphological scheme for the northern sector of Cuevas river valley, between Puente del Inca and Las Cuevas, Mendoza Province</i> | 103 |
| Llambías, E.J. y Sato, A.M. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. <i>The Colangüil batholith: a transition from orogenesis to anorogenesis</i> | 111 |
| Manassero, M. y Maggi, J. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Río Negro. <i>Sedimentological analysis of the Angostura Colorada Formation (Upper Cretaceous) in the Comallo-Jacobacci region, Rio Negro Province</i> | 132 |
| Astini, R. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovícico medio. <i>Sedimentology of the Las Aguaditas Formation (carbonate slope-sprong) and evolution of the Precordillera Basin during the middle Ordovician.</i> | 143 |
| Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolo, San Luis. <i>Stratigraphy and sedimentology of Cenozoic alluvial fans in the Nogoli area, San Luis</i> | 165 |
| Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Brea, M. y Ganuza, D.G. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. <i>Depositional environments and palaeoflora in Triassic beds from the Cuyo Basin, Mendoza</i> | 175 |
| Bengochea, L. and Mas, G. Illite variation related to gold mineralization in Hualilán District, San Juan Province. <i>Variación de las illitas relacionadas a la mineralización de oro en el Distrito Hualilán, Provincia de San Juan</i> | 189 |
| Iglesia Llanos, M.P. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. <i>Geology of Manantiales area, east of cordón del Espinacito, San Juan Province</i> | 195 |
| González Díaz, E.F. y Andrada de Palomera, R.P. Los "sistemas de morenas terminales" de Caldenius al sur de la localidad de Norquinco, sudoeste de la Provincia de Río Negro. <i>Caldenius "terminal moraines systems" south of Norquinco, south-west Rio Negro Province</i> | 212 |
| Armella, C., Cabaleri, N.G., Valencio, S.A. y Panarello, H.O. Litofacias e isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico Superior) en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan. <i>Lithofacies and stable isotopes of the Zonda Formation (Upper Cambrian) from cerro La Silla, San Juan Precordillera</i> | 219 |
| Quenardelle, S.M. Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, Provincia de San Luis. <i>Petrography and geochemistry of San José del Morro pluton, San Luis Province</i> | 229 |
| Acevedo, R.D. Las micas en la Metamorfitita Lapataia, Tierra del Fuego. Condiciones metamórficas de P-T en la presencia de fengita. <i>Micas in the Metamorfitita Lapataia, Tierra del Fuego: metamorphic P-T conditions in the presence of phengite</i> | 237 |
| Getino, P.R. Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitorio, Provincia de Río Negro. <i>Stratigraphy of the southwest part of Colitorio plateau, Rio Negro Province</i> | 243 |
| Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Varela, M.E. and Cesaretti, N. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somoncuro Massif. <i>Inclusiones fluidas en cristales de olivino en nódulos lherzoliticos espinélicos, mecizo de Somoncuro</i> | 257 |
| Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C. y Fauqué, L. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana | 262 |
| Amos, A.J. Charles Darwin y la cadena plegada de sierra de la Ventana | 266 |
| Rubinstein, N. y Koukharsky, M. Edades K/Ar del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (30°00'S; 69°03'O) | 270 |
| Leanza, H.A. y Hugo, C.A. Fundamentos para la prospección de fosforitas en la plataforma continental argentina | 273 |
| González Díaz, E.F. Sobre la presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino | 276 |
| Agradecimiento a Arbitros | 279 |
| Comentarios de Actualidad | 281 |
| Nota necrológica: Dr. A.A. Monteverde | 283 |
| Crónica de la Asociación | 285 |
| Lista de Miembros de la Asociación Geológica Argentina | 289 |
| Adhesiones al Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina | 296 |
| Índice del Tomo 50 | 304 |