

RASGOS MORFOLOGICOS EVOLUTIVOS DEL SECTOR COSTANERO COMPRENDIDO ENTRE BAHIA VERDE E ISLA GAVIOTA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

NILDA E. WEILER

Resumen

Se presenta un análisis morfológico evolutivo del sector costanero de la provincia de Buenos Aires, comprendido entre bahía Verde al norte e isla Gaviota al sur (62°; 62° 25' de long. O y 39° 20'; 40° 03' de lat. S).

Ese tramo litoral puede dividirse en dos sectores principales, diferenciables desde el punto de vista geomorfológico y evolutivo.

El sector comprendido entre bahía Verde y bahía Anegada presenta caracteres morfológicos que revelan, en su conformación costanera, gran influencia de procesos fluviales. En cambio, el sector ubicado entre bahía Anegada e isla Gaviota presenta características morfológicas que indican un ambiente marino preponderante.

La migración de la línea de costa hacia el este durante el Holoceno se ve reflejada, en el sector norte por la presencia de antiguas crestas de playa arenosas. En el sector sur (esa migración de la línea de costa), está evidenciada por crestas de playa de rodados o rodados mezclados con abundante arena, los que forman antiguas barreras de playa.

En INGEIS se obtuvieron edades Carbono-14 de las distintas posiciones del nivel del mar.

Las edades Carbono-14 para las distintas posiciones relativamente elevadas del nivel del mar oscilan entre 7.000 y 400 años. a.p.

Introducción

El trabajo se realizó sobre una base preliminar de fotografías aéreas obtenidas por IFTA, INTA e IGM (pares estereoscópicos y fotomosaicos a escala 1:50.000), imágenes satelitarias ERTS blanco y negro, e imágenes satelitarias LANDSAT en falso color bandas 4, 5 y 7. Sobre esa base se realizaron luego las distintas tareas de campo para confeccionar el mapa geomorfológico de la figura 2.

El sector costanero estudiado tiene una longitud de 90 km y un ancho de aproximadamente 30 km y se extiende desde bahía Verde por el norte, hasta isla Gaviota por el sur, y por el oeste hasta los 62°25' de longitud (véase figura 1).

Este sector costanero es parte del delta del

Abstract

A evolutionary morphological analysis is presented for the coastal section of the Buenos Aires province, comprised between Bahía Verde in the north and Isla Gaviota in the south (62°; 62° 25' long. W and 39° 20'; 40° 03' long. S).

This littoral parcel can be divided in two principal sections which are different from the geomorphological and evolutionary point of view.

The section embraced between Bahía Verde and Bahía Anegada presents morphological features associated with a marine environment.

The shoreline migration to the east during the Holocene is reflected in the northern section by beach ridges. In the southern section the migration of the shoreline is evidenced by beach ridge or gravels or gravels mixed with abundant sands, which form old beach barriers.

INGEIS obtained C-14 ages from the different positions of the sea level.

The C-14 ages for the raised different positions relatively of the sea level oscillate between 7.000 and 400 years. b.p.

río Colorado (provincia de Buenos Aires), cuyo estudio está desarrollando la autora en un trabajo de mayor amplitud, con vistas a la tesis doctoral.

La comarca se caracteriza por ser de relieve bajo, las alturas máximas entre 15 y 20 m están representadas por médanos.

Las campañas fueron realizadas con fondos otorgados por la Comisión de Investigaciones Científicas (prov. Bs. As.) y por el INGEIS.

Durante las campañas realizadas se obtuvieron muestras para análisis sedimentológicos, de microfauna y material orgánico (valvas de moluscos marinos) para dataciones de Carbono-14.

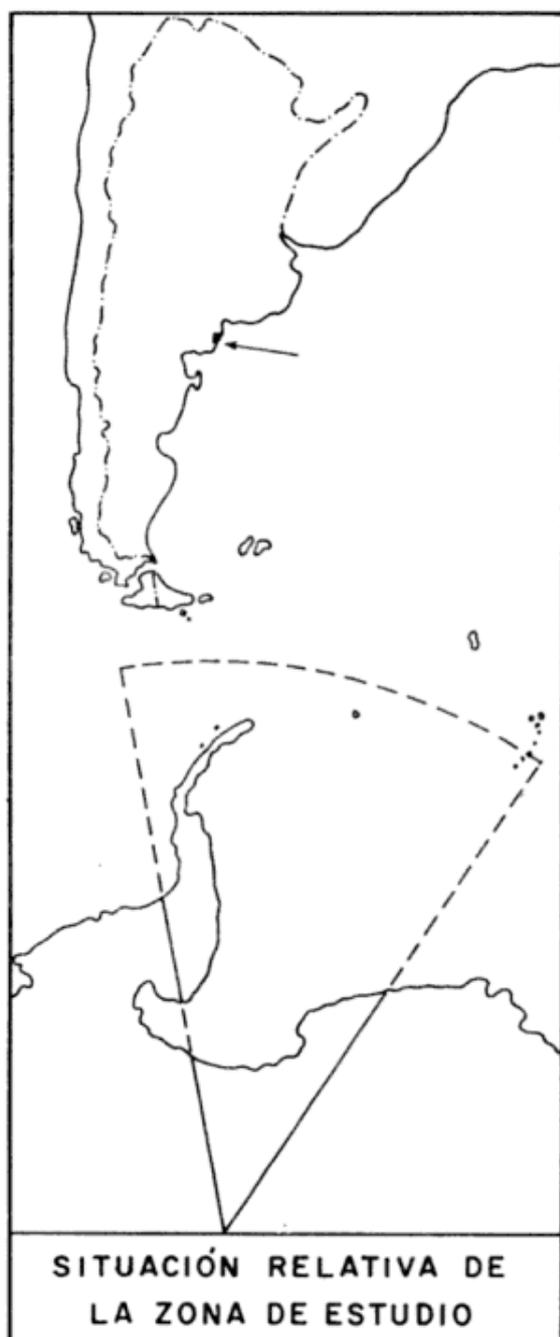


Figura 1

La edades Carbono-14 de las muestras extraídas de cada una de las geoformas distinguidas, son coherentes con el esquema evolutivo general sugerido, ya que disminuyen desde el continente hacia la línea de costa actual, salvo la muestra AC-0252 (9.420 ± 150 años) en la que no coincide la edad Carbono-14 con la edad relativa de la geoforma de la que fue recolectada. Posiblemente en este caso es adecuado suponer que la conchilla ha sido retransportada junto con el material que la acompaña, que configura una espiga de rodados. Para establecer la real edad

de esta geoforma es necesario realizar nuevos muestreos siguiendo las pautas indicadas por González *et al.* (1983), dada la imposibilidad de hallar valvas en posición de vida en un depósito marino en ambiente de alta energía.

La determinación de la microfauna calcárea fue realizada por la Dra. Alwine Bertels.

Investigaciones anteriores

Numerosos son los trabajos anteriores que se han publicado en relación con la comarca que atañe al presente estudio.

Con referencia a lo dicho precedentemente, se han consultado los siguientes trabajos: Roth (1898), realizó un estudio sobre la distribución de los depósitos terciarios y cuaternarios, abarcando parte de las provincias de Río Negro, Neuquén y sur de Buenos Aires. Menciona que el río Colorado seis leguas antes de llegar a Fortín Mercedes (a la altura de la localidad de El Sostén) no presenta más valle, abriéndose sus laterales hacia el sur y noroeste.

Witte (1916), realizó un trabajo muy completo en el área de San Blas, haciendo mención a que los rodados poco potentes en el valle inferior del río Colorado deberían corresponder a los depósitos de "loess pampeano" que en Bahía Blanca alcanzan un espesor de 250 m.

Groeber (1949, 1952), realizó estudios respecto de la evolución del Cuaternario en la comarca, describiendo principalmente los depósitos de isla Verde. También describió algunos rasgos morfológicos de origen fluvial, marino y eólico para la zona del río Colorado, mencionando 8 cordones medanosos a los que consideró como vinculados a antiguas líneas de costa.

Este autor menciona además, dos intrusiones marinas, correspondientes a su "Samborombonense" y su "Querandino" previamente establecidos para el norte y noroeste bonaerense.

Vilela y Riggi (1956), además de realizar un estudio de las distintas formaciones y su interpretación estratigráfica en áreas próximas, se refirieron a los depósitos medanosos del delta del río Colorado y los relacionaron con los del salitral de la Vidriera y los del salitral de la Gotera (poco más al norte, dentro del ámbito bonaerense), asignándolos al Holoceno.

Frenguelli (1950), mencionó los trabajos de Groeber respecto de esta comarca, y no estuvo de acuerdo con este autor cuando afirma que el delta del río Colorado es sincrónico con la "oscilación del Ancyclus" y que el "Querandino" es coevo con el "mar de Litorina".

Auer (1959, 1970), para la zona del presente estudio señaló la presencia de terrazas marinas correspondientes a las cotas de 6 y 2-3 m, asignándoles edad postglaciaria.

Teruggi *et al.* (1959, 1962), realizaron un estudio de la comarca, especialmente desde el punto de vista sedimentológico y mineralógico. Hicieron mención, además de ciertos rasgos morfológicos, tales como la presencia de costas constructivas y destructivas, en referencia a los rasgos de acreción y de erosión respectivamente.

Cortezzi *et al.* (1968), describieron gravas de la zona, asignándoles a unas origen fluvial reciente y a otras (las gravas situadas en la localidad de Emilio Lamarca), origen marino, pero depositadas durante una ingresión marina anterior al "Querandinense" que labró una plataforma de erosión sobre las areniscas del "Rionegrense".

Cappannini y Lores (1966), realizaron un estudio geomorfológico y edafológico del valle inferior del río Colorado. Respecto de las relaciones estratigráficas para el Cuartario se basaron en el esquema de Frenguelli, asignándoles edad Lujanense-Querandinense a los depósitos pelíticos costeros y considerando más jóvenes a las acumulaciones de médanos y rodados.

Weiler (1978), realizó un estudio geomorfológico del sector norte de la comarca, determinando además algunos parámetros texturales de las arenas de playas y médanos.

Codignotto y Weiler (1980), establecieron tres niveles de terraza para esta zona, así como también cordones litorales de arena y de grava con conchillas; de estas últimas se obtuvieron edades Carbono-14. Determinaron además ciertas diferencias energéticas en las corrientes costaneras y sus relaciones temporales.

Albero *et al.* (1980), señalaron edades Carbono-14, correspondientes al sector costanero comprendido entre Punta Laberinto y la desembocadura del río Colorado Chico o Nuevo basadas en el procesamiento de conchillas marinas. También expusieron los criterios utilizados para la recolección de muestras de conchillas para su datación por Carbono-14.

Rasgos morfológicos

La comarca estudiada se eleva desde la línea de costa actual hasta la cota de 5-6 m en su parte norte y central y en la parte sur hasta la cota de 7,50 m aproximadamente, considerando sólo la morfología fluvial y marina.

Se han reconocido distintas asociaciones de geoformas que han sido clasificadas, según su génesis en fluviales, marinas y eólicas.

Formas de origen fluvial

— *Formas actuales:* Están representadas principalmente por la llanura de inundación del río y por el pequeño delta cuspidado que se halla en la desembocadura del cauce activo del río Colorado.

La planicie de inundación del río Colorado inferior está limitada al norte por el río Colorado Chico o Nuevo, al sur por el río Colorado Viejo y es surcada de este a oeste por el río Colorado. De estos tres cauces sólo uno es funcional, el río Colorado, los otros dos han sido abandonados en tiempos históricos, pero se reactivan durante las crecientes.

Paesa (1971), indicó que el río Colorado Viejo actuaba como cauce único en 1833, existiendo el cauce actual desde 1931.

Según Ferrari Bono y Velasco (196.), durante la creciente ocasionada por las aguas de deshielo a fines de 1914, se crearon dos nuevos cauces denominados Zanjón Grande y Zanjón Chico, los cuales en la actualidad no son funcionales. Los mismos autores mencionaron que cada uno de estos cambios del río se ha debido a la ruptura del albardón lateral durante las crecientes catastróficas, que se producen en la zona cada 11 años aproximadamente. En 1914 la ruptura de los albardones se produjo a unos 30 km aproximadamente de la línea de costa actual y en una cota de 10 m s.n.m.

Todo este complejo fluvial actual está modificado por acción del hombre, ya que además de canalizar los cauces afuncionales, crea albardones artificiales o refuerza los naturales para detener las aguas de las crecientes extraordinarias. De no existir todos estos trabajos, posiblemente el río Colorado ya se hubiese desplazado nuevamente en alguna de sus últimas crecientes catastróficas.

El cauce actual presenta dos tipos de ban-

cos: las barras medias de forma elíptica, que se originan durante la fase final de la creciente, o también a veces debido al encañamiento de los troncos que el río arrastra, de manera tal que el flujo de las aguas por turbulencia deposita material. Estos bancos son acumulaciones areno-limo-arcillosas. El otro tipo está constituido por los albardones semilunares que se originan, por el flujo helicoidal de la corriente del río. De esta manera el material se deposita en la parte interna del meandro, formando así dichas acumulaciones.

Aproximadamente a 20 km aguas arriba del cauce activo se observan en la llanura de inundación lagunas pandas y pantanos conectados entre sí y al cauce principal por cursos menores, que son activos durante las inundaciones. Estos cursos fluviales son divagantes y se forman por corrientes secundarias que nacen en el curso principal y desembocan en el mismo aguas abajo.

En su desembocadura en el mar, el cauce activo lo hace a través de un pequeño delta con unos 3 km de largo y unos 5 km de ancho aproximadamente.

Este delta es característico de desembocaduras de ríos dominados por olas (Wright, 1977), con influencia de deriva litoral. Su forma cuspidada se presenta deformada hacia el norte debido a la acción de la corriente litoral que en este sector deriva hacia el norte (Codignotto y Weiler, *op. cit.*).

En baja marea se observan la barra frontal y los albardones subácueos. La barra frontal se forma por la refracción de las olas, lo cual se produce al chocar éstas con el flujo del río. Esto origina intensa mezcla de las aguas de distintas densidades y provoca la depositación de los sedimentos más gruesos, en este caso arenas.

Los albardones subácueos se forman por la convergencia lateral del agua del río con la del mar, lo que provoca turbulencia y por consiguiente depositación de sedimentos (Wright, *op. cit.*).

Formas fluviales antiguas: Estas formas se encuentran representadas principalmente en el sector comprendido entre bahía Verde y bahía Anegada.

Se caracteriza este ambiente por ser un paisaje complejo con numerosos paleocauces, meandros abandonados, albardones semilunares, lagunas y pantanos.

Los paleocauces presentan distinto grado de conservación; los más desdibujados se en-

cuentran colmatados, algunos en parte y otros totalmente, por sedimentos fluviales y eólicos. Algunos de estos presentan cierto paralelismo respecto a la línea de costa actual y su tendencia norte-sur estuvo controlada por el desarrollo de crestas de playa arenosas. Esto también indica que el sentido de la corriente de deriva era hacia el norte.

Los cauces que alcanzan la costa actual en forma normal a ella, son más rectilíneos que los anteriormente descritos. Probablemente este cambio en la evolución fluvial del área haya sido consecuencia de un aumento en el volumen y competencia de los ríos o un cambio en la dinámica marina o la conjunción de ambos factores.

Dentro de este modelo morfológico fluvial, se observan depresiones alargadas con albardones laterales, en parte discontinuos por erosión. Algunas de estas depresiones se encuentran colmatadas por sedimentos pelíticos.

Aquellas depresiones se encuentran asociadas con paleocauces y son similares a las actuales, su elongación es casi este-oeste. Vinculada a estas depresiones se presenta una red de drenaje dendrítica que suele estar conectada a la depresión y al cauce principal. En algunos casos están relacionadas estas depresiones con viejos meandros abandonados.

Morfología litoral

Formas litorales actuales: de acuerdo a esta morfología se ha dividido el área estudiada en dos ambientes principales teniendo en cuenta sus características esenciales:

a) El ambiente de las bahías, con bahía Verde al norte y bahía Anegada al sur.

b) Entre ambas bahías se encuentra el sector que corresponde a mar abierto con marcada influencia fluvial.

a) Bahía Verde es una zona de acreción donde se considera que el factor principal de movilización de materiales es la corriente de mareas y secundariamente las corrientes producidas por olas.

Algunas islas y bancos se distribuyen dentro de esta bahía. Una de ellas es la península Verde, la que se convierte en una verdadera isla durante las pleamares de sicigias o durante fuertes tormentas.

Por las influencia de una barrera arenosa que se formó frente a península Verde, de unos 200 m de ancho, existe una zona de acreción a la entrada de caleta Brightman.

Por detrás de esta barrera arenosa se observa una planicie de mareas, que hacia el sudeste se hace más fangosa. El material de acreción llega principalmente por deriva litoral a partir de la actual desembocadura del río Colorado.

Hacia el sur de la desembocadura del Riacho Azul, se entra en el ámbito de bahía Anegada, donde se forma una barrera arenosa que se encuentra disectada por estrechos de marea (*tidal inlet*). A partir de esta barrera y hacia el continente, se observa una planicie de mareas, que se extiende hacia el sur hasta isla Gaviota, dentro de los límites del presente trabajo.

Esa planicie de mareas presenta rasgos de erosión, ya que el mar penetra por numerosos canales de mareas antiguos y cursos fluviales inactivos. Esto da como resultado la formación de islas y la profundación de los antiguos canales de marea y cursos fluviales afuncionales. Posiblemente este cambio en las condiciones hidrodinámicas se deba a una disminución en el aporte de materiales desde el continente debido al desplazamiento de la desembocadura del río Colorado hacia el norte.

b) El sector costanero comprendido entre punta Laberinto y bahía Anegada, es prácticamente rectilíneo. Presenta una amplia playa arenosa en parte limo-arcillosa, que se va angostando hacia el sur, en un tramo de unos 45 km y cuyo ancho oscila entre 2 km en punta Laberinto y 500 m en proximidades del río Colorado Viejo.

La playa posterior (*backshore*), está constituida por arena de grano mediano y su límite hacia el continente está dado por el último cordón de médanos que está en formación y semifijo por vegetación.

La playa anterior (*foreshore*), no está bien delimitada de la playa posterior, ya que no presenta ningún resalto morfológico, sino que se presenta como una continuidad natural.

Una excepción a esta continuidad es el pequeño acantilado de unos 0,70 m de altura elaborado por mareas extraordinarias, sobre arcillas gris verdosas en la base y limos rojos en el techo, que se observa poco al norte del río Colorado Chico o Nuevo. Este resalto a veces no aparece ya que se cubre de arena. Desde este pequeño acantilado hacia el mar se observa que se prolongan las arcillas gris verdosas, las que constituyen la plataforma de erosión de ola.

Morfología litoral antigua: Para facilitar la descripción de la morfología litoral relicta se ha dividido el área en tres sectores:

a) Sector comprendido entre bahía Verde y punta Laberinto.

b) Sector comprendido entre punta Laberinto y la desembocadura del río Colorado Viejo.

c) Sector comprendido entre la desembocadura del río Colorado Viejo e isla Gaviota.

a) En el sector comprendido entre bahía Verde y punta Laberinto se observa una planicie de mareas antigua situada entre las cotas 2,50 a 5 m, la que se halla surcada por numerosos canales de marea que no son funcionales en la actualidad. Sin ninguna interrupción morfológica pasa hacia la actual planicie de mareas anteriormente descrita, lo cual puede interpretarse como un ascenso gradual de la zona o un descenso gradual del nivel marino, que dejó inactivos los términos más altos de la antigua planicie de mareas y sus canales de marea.

Al noroeste de península Verde, la planicie de mareas antigua se halla afectada por erosión. Es posible observar en marea baja un pequeño acantilado de 1,50 m de altura aproximadamente. Esta característica también se observa en proximidades de punta Laberinto, hacia adentro de la caleta Brightman. Posiblemente este fenómeno de erosión se deba a cambios en la dirección de las corrientes de marea, tanto en bahía Verde como en caleta Brightman.

En el sector central de península Verde, se observa una sucesión de antiguas crestas de playa arenosas que limitan hacia el noroeste y oeste con la planicie de mareas antigua y hacia el este y sur con la planicie de mareas actual.

b) El sector costanero comprendido entre punta Laberinto y la desembocadura del río Colorado, se caracteriza por presentar una sucesión de crestas de playa arenosas. Estas formas se encuentran en la actualidad modificadas por acción fluvial y enmascarada por acción eólica.

A unos 6 km aproximadamente de la línea de costa actual, las irestas de playa arenosas se encuentran más preservadas por ser más modernas que las anteriormente descritas. Por lo que se puede observar constituyen barreras de playa, sobre las que se formaron médanos a medida que se producía el descenso relativo del nivel marino. Por detrás de

estas barreras de playa arenosas, se hallan depresiones rellenadas con sedimentos finos (limo-arcillosos) tipo albúfera.

c) A partir de la desembocadura del Riacho Azul hasta isla Gaviota y hacia el oeste hasta unos 9 km aproximadamente, se presenta una morfología litoral distinta a la descrita en los puntos anteriores.

Es así que en proximidades del Riacho Azul, se observa una sucesión de crestas de playa asociadas a un paleocauce que constituye una barrera cuspidada, tipo delta cuspidado de escasa dimensión. Estas crestas de playa están integradas por rodados medianos y chicos en máxica abundante de arena mediana a gruesa. Los distintos lineamientos de crestas que componen esta barrera cuspidada están relacionados con líneas de costa dentro de la bahía Anegada, cuando la misma, en un momento anterior de su evolución, se internaba más adentro en el continente. Hacia el sud-oeste de esta geofirma las crestas de playa se presentan más desdibujadas por lo que resulta difícil su identificación.

A unos 2 km hacia el noreste de la geofirma anteriormente descrita y dentro de la antigua bahía Anegada, se observa una espiga en forma de gancho, integrada por rodados medianos a grandes mezclados con abundantes restos de conchilla marina. La presencia de esta espiga, indica que durante su formación, la antigua bahía era lo suficientemente profunda como para que se formasen corrientes costaneras con energía capaz de transportar rodados.

Hacia el sudoeste de la espiga descrita, se observa una barrera de playa constituida por rodados de tamaño mediano a grande. Esta barrera se halla disectada en sectores por estrechos de marea (*tidal inlets*), constituyendo antiguas islas de barrera, con sus extremos libres incurvados hacia el continente.

En este sector costanero se observa también una antigua planicie de mares situada entre las cotas 2,50 a 5 m (véase figura 2), la que se halla disectada por canales y estrechos de marea no funcionales. Esta antigua planicie de mareas está separada de la actual por un acantilado de aproximadamente 1,50 m de altura y está compuesta de material arenoso fino, por lo que en algunos sectores se han formado acumulaciones medianas sobre ellas.

Se observa además que al sur del Riacho Azul, la antigua planicie de mareas se halla en parte erosionada ya que constituye islas dentro de la planicie de mareas actual.

Morfología eólica

Esta morfología está representada por médanos que se superponen parcialmente a la morfología fluvial y costanera.

Los médanos relacionados con la morfología fluvial, no presentan una orientación preferencial y se hallan en el área de los albardones y albardones semilunares de los cauces abandonados y del cauce actual.

Los cordones medianos superpuestos a la morfología costanera presentan una orientación paralela a subparalela a la línea de costa actual. Eso puede deberse a que son médanos costaneros formados sincrónicamente con el retroceso del mar. Se los halla asociados a antiguas crestas de playa y barreras de playa y en el sector sur a una antigua planicie de mareas. Los más alejados de la línea de costa actual se hallan fijados por abundante vegetación.

Las acumulaciones medianas más modernas se hallan paralelas a la costa actual, marcando el límite hacia el continente de la playa posterior (*backshore*). Este proceso eólico actual, no es más que la continuación del que ha llevado a la formación de los distintos cordones medianos del área superpuestos a la morfología marina relicta.

Vilela y Riggi (*op. cit.*), le asignan a estos depósitos medianos edad "suboreal" °, mencionando además que se iban formando a medida que el delta del río Colorado avanzaba. Lo mismo afirma Groeber (*op. cit.*) cuando dice: "...las etapas de crecimiento del delta o del retiro del mar están marcadas por cordones litorales de médanos más o menos conservados entre los cuales merece ser citado el que lleva al antiguo Fortín Mercedes y ahora la escuela de Don Bosco".

Características ambientales

En la comarca estudiada se han reconocido tres tipos de ambientes de diversa jerarquía:

Ambientes principales

- a. Marino
- b. Fluvial

* Según Deevey y Flint (1957), sub-boreal es un término estratigráfico perteneciente a la terminología de Blytt-Sernander para el NO de Europa y NE de Norteamérica. El mismo autor lo incorpora para el Intervalo Hypsithermal, y lo ubica hacia el final del mismo, asignándole una edad entre 5.500 y 2.500 años. a.p.

Ambiente secundario

c. Eólico

a) Dentro del ambiente marino se reconocieron los siguientes depósitos:

1. Depósitos de planicies de mareas
2. Depósitos de crestas de playa arenosas
3. Depósitos de barreras de playa
4. Depósitos de albúfera
5. Depósitos de islas de barrera y crestas de playa de rodados.

1. Las planicies de marea están constituidas por sedimentos pelíticos (limo-arenosos en parte arcillo-limosos). Los limos son de color castaño amarillento a castaño grisáceo y las arcillas gris oliva pálido, muy plásticas en húmedo.

Del estudio preliminar de la microfauna calcárea surge que el contenido es el siguiente:

Foraminíferos:

Elphidium discoidale d'Orbigny

Elphidium gunteri Cole

Buccella frigida (Cushman)

Buccello peruviana campsi Boltovskoy

Rotalia becarii parkinsoniana d'Orbigny

Lenticulina sp

Ostrácodos:

Callistocythere sp

Cytheropteron sp

Cyprideis sp

Esta asociación microfaunística indica un ambiente marino costero de muy poca profundidad, típico de planicie de marea.

Además la presencia y abundancia del gn. *Buccella*, según Murray (1973) (en Codignotto y Malumián, 1981), indica sedimentos marinos fangosos.

Dentro de la megafauna se hallaron abundantes conchillas de *Tagelus gibbus* en posición de vida. Además se determinó la presencia de *Littoridina* sp.

Las secuencias sedimentarias típicas de planicies de marea son granodecrecientes (véase Spalletti, 1980, pág. 117), la cual indica disminución de energía deposicional

durante su desarrollo. Por ello se puede considerar, que las planicies de marea tienen mayor posibilidad de formarse en mares estables o regresivos, que transgresivos.

2. Las crestas de playa, que se encuentran desde bahía Verde hasta la desembocadura del río Colorado Viejo (véase figura 2), están constituidas por arenas de granometría mediana a fina. Estas crestas de playa se desdibujan hacia el continente, hacia donde la edafización ha alterado sus estructuras originales y la acción eólica en parte las ha erosionado y en parte las ha sepultado.

Existen abundantes restos de fauna marina asociados a estas geoformas, fundamentalmente gastrópodos y pelecípodos (*Zidona angulata*, *Pitaria rostrata*, *Adelomelon* sp, *Amiantis purpurata*, *Tagelus gibbus*, *Glycymeris longior*, etc.). Todos estos ejemplares se hallaron en buen estado de conservación pero ninguno en posición de vida.

3. Las barreras de playa arenosas están constituidas por arenas de grano mediano a fino. Asociados a ellas se han encontrado restos de fauna marina, cuyos géneros y especies coinciden con los hallados en las crestas de playa arenosas descritas en el punto anterior. Además la Dra. Z. A. de Castellanos (en Cortelezzi y Dillon, 1974) determinó en una de estas geoformas, situada en cercanías de la desembocadura del río Colorado Chico o Nuevo, *Zidona dufresnei*; *Ostrea puelchana*; *Pitaria rostrata*; *Amiantis purpurata*; *Trachycardium muricatum*; *Mesodesma mactroides*; *Tagelus gibbus*; *Chlamys tehuelchus*; *Encope emarginata*.

Las barreras arenosas descritas, presentan sobreimpuesta una morfología eólica.

4. Las barreras de playa descritas en el punto anterior, limitan hacia el continente depresiones con sedimentos finos limo-arcillosos de color castaño amarillento pálido, con venillas de óxido de hierro, haciéndose en profundidad más arcillosos y con venillas y rosetas de yeso.

La microfauna calcárea hallada en los sedimentos limo-arcillosos subsuperficiales es la siguiente:

Foraminíferos:

Nonion tisburiensis Butcher

Bolivina striatula Cushman

Elphidium discoidale d'Orbigny

Elphidium gunteri Cole

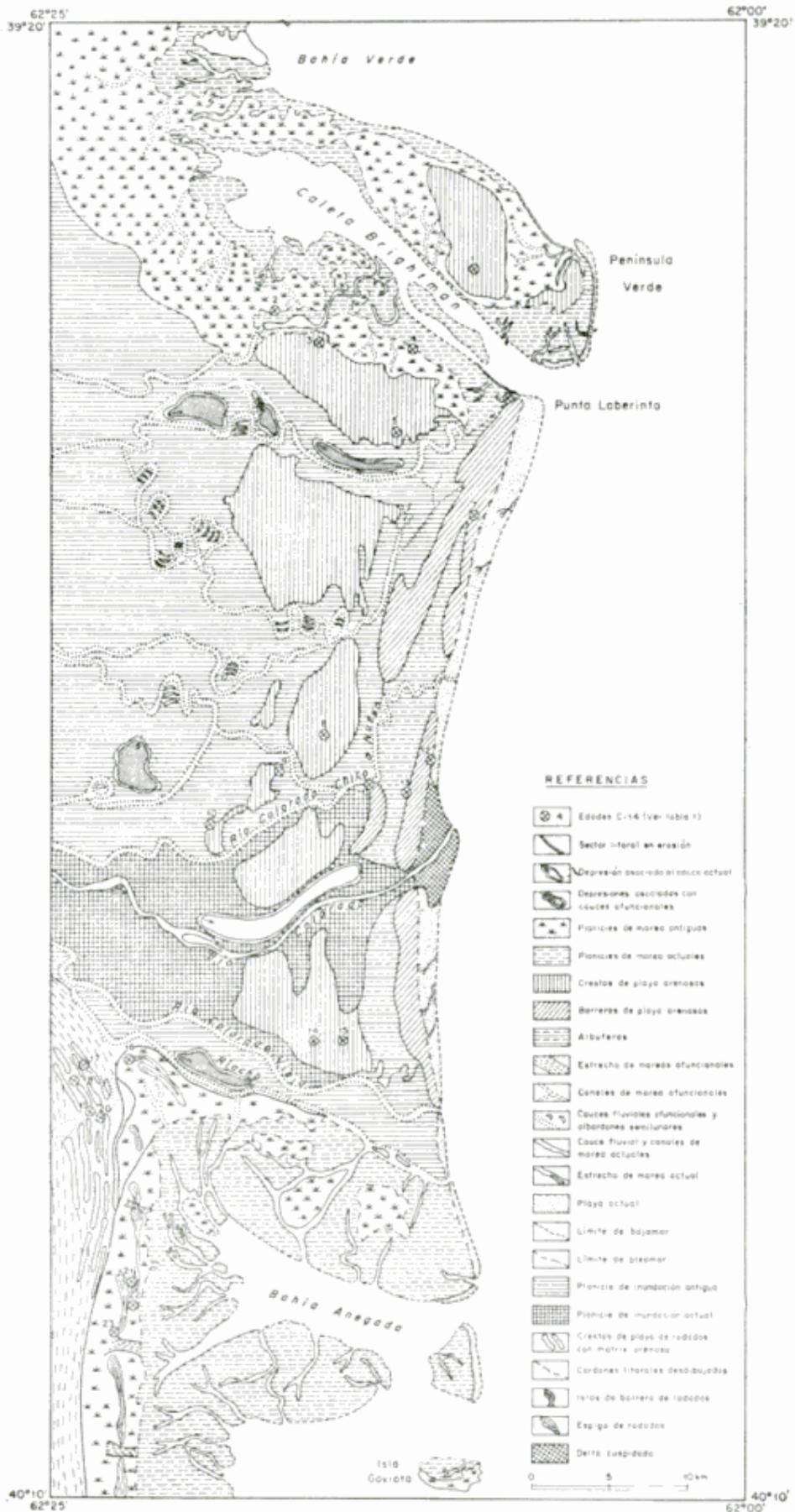


Figura 2

Buccella frigida Cushman

Buccella peruviana campsi Boltovskoy

La especie *Nonion tisburiensis* es característica de aguas de baja salinidad. Por lo tanto esta asociación micropaleontológica revela un ambiente marino costero restringido con aporte de aguas continentales.

Dentro de la megafauna se determinó *Littoridina*.

5. Al sur de la zona en estudio, poco al norte y oeste de bahía Anegada, las crestas de playa están constituidas por rodados medianos y chicos en matrix abundante de arena de granometría mediana a gruesa. Asociada a estos materiales existe conchilla marina en general en buen estado de conservación, principalmente donde la arena es más abundante. Entre ellas aparecen *Zidona angulata*; *Pitaria rostrata*; *Tagelus gibbus*, *Buccinanops gradatum*; *Buccinanops deformis*; *Olivancillaria* sp; *Aloides patagónica*; *Glycimeris longior*; etc.

En el caso donde las crestas están constituidas por mayor proporción de rodados, se halló mayor cantidad de *Pitaria rostrata*. Esta no corresponde a una asociación natural ya que *Pitaria* vive en arenas.

Donde estas crestas de playa se encuentran asociadas con un paleocauce conformando barreras cuspidadas se hallaron abundantes valvas de *Tagelus gibbus* enterradas en sedimentos pelíticos del cauce y asociadas con *Crepidula acculeata*; *Brachydontes rodriguezii*; *Tegula patagónica*, etc.

Las islas de barrera ubicadas más al sur de las geoformas descriptas y al oeste de bahía Anegada, están constituidas por rodados medianos a grandes con poca cantidad de materiales finos asociados.

Las crestas de playa de rodados ubicados hacia el oeste de las islas de barrera están más desdibujadas y sus rodados están cementados con carbonato de calcio.

La malacofauna presente en los sedimentos de las islas de barrera es similar a la anterior, aunque presenta mayor cantidad de individuos de *Pitaria rostrata*.

En estos materiales no se hallaron individuos en posición de vida, sino con evidentes signos de removilización. Esto es típico en ambientes de alta energía, como lo señalaron González *et al.* (*op. cit.*), ya que se trata de geoformas constituidas por gravas.

b) El ambiente fluvial está representado principalmente por los depósitos de la pla-

nicie de inundación antigua y actual del río Colorado. Ambas planicies de inundación están constituidas por limos arcillosos pardo rojizos, arcillas pardas y arcillas gris verdosas, muy plásticas en húmedo, y muy compactas en seco. Estas últimas tienen abundantes restos carbonosos.

Estos sedimentos son estériles desde el punto de vista de la microfauna calcárea; sólo en una muestra tomada poco al norte de la desembocadura del río Colorado Chico o Nuevo, se hallaron dos ejemplares de *Elphidium gunteri* y *Buccella frigida*, respectivamente, aunque ambos presentan signos de retrabajo.

c) Se presenta un análisis muy somero respecto al ambiente eólico de esta comarca, ya que el mismo se halla en estudio.

Como ya se mencionara en un punto anterior, este ambiente se encuentra sobreimpuesto a la morfología fluvial y marina. Los médanos sobreimpuestos a la morfología fluvial se ubican sobre ambas márgenes del río Colorado actual, de los cauces afuncionales y sobre los albardones semilunares, y no presentan una orientación preferencial.

Estos médanos son de arena mediana a fina, y presentan a veces intercalaciones de material más fino (limo-arcilla) y en ocasiones rodados chicos. La vegetación asociada está constituida principalmente por Ajo macho (*Panicum urvilleanum*); olivillo (*Hyalis argentea*); morenita (*Kochia scoparia*); jume negro (*Suaeda divaricata*), etc.

Los médanos relacionados con la morfología marina son de mayor importancia por su frecuencia y magnitud. Presentan una orientación paralela a subparalela respecto de las paleocostas y de la costa actual. Las arenas que los constituyen son de color gris pardo claro, con granometría mediana a fina y buena selección. Estos médanos presentan distinto grado de edafización, el cual disminuye hacia la línea de costa actual, salvo en lugares donde el hombre intervino alterando la cubierta edáfica. Es allí donde el médano se reactiva y avanza sobre los ya fijados aún cuando se hallen alejados de la costa actual.

Investigaciones, ya en marcha, permitirán ampliar el panorama respecto al ambiente eólico de esta comarca.

Edades carbono-14

De las distintas geoformas reconocidas se extrajeron muestras de material biógeno, en

este caso conchilla marina, con la finalidad de realizar dataciones por el método de Carbono-14.

Las dataciones Carbono-14 fueron realizadas en el INGEIS^o. Las edades obtenidas se indican en el cuadro 1 y la posición de las muestras respectivas se presentan en la figura 2.

En el sector comprendido entre bahía Verde y bahía Anegada, las muestras de conchilla marina se obtuvieron de las crestas de playa arenosas y de las barreras arenosas, con excepción de la muestra AC-0049 (3580 ± 90 años) que se extrajo de un canal de marea afuncional, y la muestra AC-0050 (2850 ± 80 años) que se extrajo de la antigua planicie de mareas.

En el sector comprendido entre bahía Anegada e isla Gaviota, las muestras de conchilla marina se extrajeron de distintos lineamientos de crestas de playa compuestas en un caso por rodados y en otro por rodados en matrix de abundante arena, y también conchilla.

Las edades Carbono-14 se obtuvieron para cada lugar sobre muestras de una misma es-

pecie de moluscos de acuerdo a lo indicado por Curray *et al.* (1978) y González *et al.* (*op. cit.*) para datar así conchillas del mismo habitat y no provocar mezcla de organismos muertos en distintos momentos como ya lo indicaran Donner y Junger (1979).

El muestreo no se realizó en profundidad, salvo en el caso de la muestra AC-0239 (5140 ± 110 años), que se encuentra a 0,50 m por encima de la muestra AC-0251 (5510 ± 110 años).

Además, salvo en el caso de la muestra AC-0067 (3920 ± 60 años) y la muestra AC-0247 (3860 ± 95 años), las cuales correspondieron a pelecípodos (*Tagelus gibbus*) en posición de vida, las demás muestras corresponden a conchilla removilizada desde su habitat natural. Por ello no fue posible reconstruir una secuencia temporal de los distintos niveles marinos transgresivos, ya que no se puede ubicar con exactitud la posición original donde vivió y murió la especie muestreada.

No obstante ello, sobre la base de las edades Carbono-14 se pudo establecer una secuencia evolutiva acrecional en sentido oeste-este. Esas edades presentan un decrecimiento gradual, en un rango de edades que va desde 6930 ± 130 a 407 ± 100 años, y

^o Instituto de Geocronología y Geología Isotópica dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

CUADRO I. — (véase figura 2).

Nº muestra	Actividad %	δ 13 C (‰)	Edad C-14 (años)	Especie datada
1 : AC-0240	45,88 ± 0,31	1,00 ± 0,1	2170 ± 86	<i>Adelomelon</i> sp
2 : AC-0067	63,00 ± 0,50	0,93 ± 0,02	3920 ± 60	<i>Tagelus gibbus</i>
3 : AC-0050	69,20 ± 0,70	1,17 ± 0,09	2850 ± 80	<i>Adelomelon</i> sp
4 : AC-0040	63,10 ± 0,60	0,64 ± 0,05	3580 ± 90	<i>Pitaria rostrata</i>
5 : AC-0668	50,20 ± 0,40	1,09 ± 0,04	5750 ± 170	<i>Zidona angulata</i>
6 : AC-0048	80,40 ± 0,70	0,89 ± 0,03	1640 ± 115	<i>Zidona</i> sp
7 : AC-0051	84,60 ± 0,80	1,12 ± 0,09	1240 ± 80	<i>Adelomelon</i> sp
8 : AC-0046	41,60 ± 0,70	1,13 ± 0,08	6930 ± 130	<i>Zidona angulata</i>
9 : AC-0029 ^o	49,41 ± 0,40	1,20	6000 ± 150 ^o	<i>Zidona</i> sp
10 : AC-0045	50,80 ± 0,70	0,52 ± 0,06	5310 ± 120	<i>Adelomelon</i> sp
11 : AC-0047	67,40 ± 1,00	1,82 ± 0,04	3060 ± 120	<i>Pitaria rostrata</i>
12 : AC-0028 ^o	99,09 ± 1,50	1,50	407 ± 100 ^o	<i>Adelomelon</i> sp
13 : AC-0027 ^o	65,30 ± 1,00	1,10	2590 ± 110 ^o	<i>Adelomelon</i> sp
14 : AC-0241	39,66 ± 0,28	1,40 ± 0,30	3740 ± 90	<i>Pitaria rostrata</i>
15 : AC-0242	43,26 ± 0,30	0,90 ± 0,50	2790 ± 90	<i>Zidona angulata</i>
16 : AC-0250	36,13 ± 0,27	1,40 ± 0,20	4890 ± 110	<i>Buccinanops</i> sp <i>Buccinanops</i>
17 : AC-0251	33,90 ± 0,27	1,50 ± 0,20	5510 ± 110	<i>gradatum</i>
17' : AC-0239	35,15 ± 0,27	1,10 ± 0,20	5140 ± 110	<i>Adelomelon</i> sp
18 : AC-0246	35,10 ± 0,26	1,20 ± 0,30	5100 ± 110	<i>Pitaria rostrata</i>
19 : AC-0247	39,23 ± 0,28	1,30 ± 0,10	3860 ± 95	<i>Tagelus gibbus</i>
20 : AC-0252	28,78 ± 0,40	1,60 ± 1,20	9420 ± 150	<i>Pitaria rostrata</i>
21 : AC-0054	47,20 ± 0,60	1,65 ± 0,03	5900 ± 100	<i>Zidona angulata</i>
22 : AC-0052	53,09 ± 0,60	0,98 ± 0,60	4850 ± 90	<i>Zidona angulata</i>
23 : AC-0055	42,50 ± 0,50	0,59 ± 0,06	6760 ± 100	<i>Zidona angulata</i>

^o Datos ya publicados por Alberó *et al.*, 1980 y Weiler, 1980.

que indicaría las distintas posiciones de la línea de costa para el evento marino regresivo holocénico en el área estudiada.

Se considera que la edad Carbono-14 de la muestra AC-0252 (9420 ± 150 años), no es la correspondiente al momento de origen de la geoforma que la contiene. Esta geoforma se encuentra ubicada más cerca de la línea de costa actual que las geoformas vecinas a ella, en edades menores (AC-0239 5140 ± 110 y AC-0251 5510 ± 110 años), y en un nivel altimétrico menor que las mismas. Las valvas de esa muestra AC-0252, se encontraron en parte rotas y desgastadas, lo que indica retrabajo del material. Por todo lo expuesto puede suponerse que la conchilla correspondiente a esta muestra pudo haber sido retransportada junto con los materiales constitutivos de esta espiga —rodados— de alta energía deposicional.

Conclusiones

1) En el tramo costanero estudiado se determinó la existencia de un evento marino ingresivo-regresivo para el Holoceno. En el sector comprendido entre bahía Verde y bahía Anegada, el evento marino regresivo está representado por una sucesión de crestas de playa y barreras arenosas y en el sector comprendido entre bahía Anegada e isla Gaviota, por distintas alineaciones de crestas de playa e islas de barrera compuestas por rodados con abundante matrix de arena.

Según Tasted (1979), las crestas de playa sólo se forman en períodos de regresión marina o en período de nivel marino estable, lo cual reafirma lo expresado en el segundo párrafo.

2) Las edades Carbono-14 obtenidas a partir de las sucesivas crestas de playa arenosas y de las crestas de rodados muestran un decrecimiento gradual hacia el este, en un rango comprendido entre 6930 ± 130 y 407 ± 100 años a.p.

Esto indica una migración de la línea de costa hacia el este durante el Holoceno, tal como ha sido mencionado por Codignotto y Weiler (1980).

3) Las planicies de marea descriptas, indicarían un nivel marino relativamente estable o en lento descenso. De acuerdo a las

edades Carbono-14 obtenidas a partir de valvas de moluscos de las mencionadas planicies de marea, ese nivel marino relativamente estable se ubicaría entre 3920 ± 60 años (AC-0067) y 3860 ± 95 años (AC-0249). Al respecto González y Weiler (1983), vincularon a las planicies de marea desarrolladas durante ese entorno temporal en Bahía Blanca y delta del río Colorado a un nivel marino relativamente estable o en lento descenso, en coincidencia con el comportamiento eustático indicado por Colquhoun y Guilcher (1981: 451) para el sudeste de Estados Unidos.

Como la especie datada (*Tagelus gibbus*), se encontró en posición de vida, se puede afirmar que el nivel marino en esta área hace aproximadamente 4000 años se encontraba por sobre la cota de 1,50 m respecto del nivel del mar actual, pero no puede afirmarse cuanto por sobre ese nivel, pues el género *Tagelus* puede vivir en profundidad de aguas variable.

4) El sector costanero relacionado con la morfología fluvial presenta un avance mayor de la línea de costa en el mismo lapso de tiempo, respecto de aquel sector costanero que se encuentra fuera de la influencia fluvial. Esto se debería al importante aporte de sedimentos del río Colorado, que el mar redepositó formando cordones de playa.

La disposición paralela, respecto a la paleocosta de los paleocauces ubicados al norte del actual río Colorado, indica que la dinámica marina en ese momento evolutivo del área era superior a la fluvial, con una dirección de corriente de deriva costanera hacia el norte. Estos paleocauces presentan además un hábito más marcadamente meandriforme que los cauces actuales, lo que indicaría un aumento en el gradiente del río actual debido posiblemente al descenso relativo del nivel marino.

Agradecimientos

Se agradece a los doctores E. F. González Díaz y J. O. Codignotto por la lectura crítica del manuscrito. La autora se ha beneficiado en distintas oportunidades con valiosas discusiones acerca del tema del presente trabajo con el licenciado Miguel Ángel González.

Lista de trabajos citados en el texto

- Albero, M. C., F. Angiolini, J. M. L. Balbuena, J. O. Codignotto, E. Linares y N. E. Weiler, 1980. *Primeras edades Carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 363-374, Buenos Aires.
- Auer, V., 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. III. Shoreline Displacement*. An. Acad. Sci. Fennicae, III, A. 60: 1-237.
- 1970. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. V*. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A100: 1-193.
- Cappannini, D. y R. Loes, 1966. *Los suelos del valle inferior del río Colorado*. INTA. Colección suelos N° 2: 1-127. Buenos Aires.
- Codignotto, J. O. y N. E. Weiler, 1980. *Evolución morfodinámica del sector costanero comprendido entre Punta Laberinto e Isla Olga, Provincia de Buenos Aires*. En: *Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense*. Com. Inv. Cient. Prov. de Bs. As. Resúmenes: 35-45, Mar del Plata.
- Codignotto, J. O. y N. Malumián, 1981: *Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la isla Grande de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXVI (1): 44-88. Buenos Aires.
- Colquhoun, D. y A. Guilcher, 1981. *Influence of sea level change on barrier island evolution*. En: *Variations in sea-level and their consequences in litoral morphology in mediterranean and extra-european areas*. Oceanis, 7 (4): 327-487.
- Cortelezzi, C. R., O. De Salvo y F. De Francesco, 1968. *Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el río Negro y el río Colorado desde la costa atlántica hasta la cordillera*. II. *Jorn. Geol. Arg.* III: 123-141. Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. R. y A. Dillon, 1974. *Estudio de las variaciones morfológicas en las playas de la zona de San Blas, Partido de Patagones, Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, An. 2: 75-84. La Plata.
- Curry, J. R., J. F. Emmel y P. S. Crapton, 1978. *Holocene History of strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico*. In: *Coastal Sedimentation*, Ed. by Donal J. P. Swift and D. Palmer. Benchmark Papers in Geology 42, Dowden, Hutchinson y Ross, Inc.: 130-168.
- Deevey, E. S. and R. F. Flint, 1957. *Postglacial Hypsithermal Intercal*. Science Vol. 125, N° 3240: 182-184.
- Donner, J. and Junger, 1979. *The use of shells in dating Land Sea level changes*. In: *Radiocarbon Dating*, Eds. R. Berger, H. E. Suess. Univ. of California Press, pp. 379-403.
- Ferrari Bono, B. V. y C. A. Velasco. *Estudio técnico económico y social del valle bonaerense del río Colorado*. Edison Consult S.A. (inédito). Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie II, 33: 1-72. La Plata.
- González, M. A. y N. E. Weiler, 1983. *Ciclicidad de niveles submarinos holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del río Colorado (Provincia de Buenos Aires) en base a edades Carbono-14*. Simposio "Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle deglacial en la Argentina". Abril, 1983. Mar del Plata (en prensa).
- González, M.A., N. E. Weiler, M. C. Albero y F. E. Angiolini, 1983. *Interpretación de edades carbono-14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de General D. Cerri (Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina)*. Ameghiniana XX (3-4): 227-237. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1949. *Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región sur de Bahía Blanca en Enero de 1947*. Notas del Museo de La Plata, T. XIV, N° 57: 239-266. La Plata.
- 1952. *Glacial, tardío y postglacial en Patagonia*. Rev. Museo de Cs. Nat. y Trad. de Mar del Plata, Vol. 1: 79-103. Mar del Plata.
- Paesa, R. P., 1971. *El cauce del río Colorado. Un hito de su cultura*. Institución Salesiana. 1-414. Buenos Aires.
- Roth, S., 1898. *Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del río Negro y Neuquén (diciembre de 1895 a junio de 1896)* Museo de La Plata. Reconocimiento de la Región Andina de la República Argentina. Rev. Mus. IX: 1-56-I-VII. Lám. La Plata.
- Shepard, F. P., 1973. *Submarine Geology*. Harper and Row. New York.
- Spalletti, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg. Serie "B", didáctica y complementaria, N° 8: 1-175. Buenos Aires.
- Tasted, J. P., 1979. *L'Holocène du Littoral Septentrional du Golfo de Guinée*. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary: 588-696. Brasil.
- Teruggi, M. E., E. Chaar, J. R. Remiro y T. A. Limousin, 1959. *Las arenas de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires entre cabo San Antonio y Bahía Blanca*. LEMIT, serie II, N° 77. La Plata.
- Teruggi, M. E., M. C. Etchichury y J. Remiro, 1962. *Las arenas de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires, entre Bahía Blanca y Río Negro*. *Ias. Jorn. Geol. Arg.*, II (351-358). Buenos Aires.
- Vilela, C. R. y J. C. Riggi, 1956. *Rasgos geológicos y petrográficos de la Sierra de Lihuel Calel y*

- área circundante, Provincia de La Pampa.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (4): 217-272. Buenos Aires.
- Weiler, N. E., 1978. *Relevamiento geomorfológico y sedimentológico de la Hoja Faro El Rincón IGM.* VII Congr. Geol. Arg., T. II: 55-67. Buenos Aires.
- 1916. *Evolución costanera en el área del delta del río Colorado.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 440-442. Buenos Aires.
- Witte, L., 1916. *Estudios geológicos de la región de San Blas (Partido de Patagones) con especial atención a los depósitos de pedregullo que se hallan en la costa.* Rev. Mus. XXIV (2a. SXII, Primera parte): 1-99, lám. 1-31. La Plata.
- Wright, L. D., 1977. *Sediment transport and deposition at river mouth: A synthesis.* Geol. Soc. of Amer. Bull. V. 88, N° 6.

Recibido: 29 de noviembre, 1982.

Aceptado: 20 de octubre, 1983.

NILDA E. WEILER

CONICET

Facultad de Ciencias Exactas
y Naturales, U.B.A.

Pabellón 2

Ciudad Universitaria

1428 Buenos Aires

II JORNADAS DE CIENCIAS NATURALES DEL LITORAL

Agosto de 1984

Paraná - Entre Ríos

ASOCIACION DE CIENCIAS NATURALES DEL LITORAL

Informes:

Museo de Ciencias Naturales y Antropológicas "Prof. Antonio Serrano"

Avda Rivadavia 462 c.c. 71
Entre Ríos

3100 Paraná
Argentina

EDADES POTASIO-ARGON DE ALGUNAS ROCAS DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN

ROBERTO O. TOUBES SPINELLI

Resumen

Se informan diez edades radimétricas de pegmatitas y seis de rocas metamórficas, algunas de las cuales son rocas de caja de las primeras, provenientes de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Las pegmatitas se agrupan en tres ciclos: a) 600-650 m.a. (mencionado por primera vez para el ámbito de las Sierras Pampeanas); b) alrededor de 500 m.a. y c) alrededor de 430 m.a., a los cuales se podría agregar otro próximo a los 750 m.a. Las rocas metamórficas corresponden a una anfibolita con 800 m.a., gneises tonalíticos con edad mínima aparente de 620-630 m.a. y granodioritas gneisicas cuyas edades están cercanas a los 490 m.a. No se pudo demostrar relación entre las edades obtenidas y la mineralización radiactiva de las pegmatitas.

Abstract

The radiometric ages of ten pegmatites and six metamorphic rocks from the Valle Fértil sierra, San Juan province, were measured. Some of these metamorphic rocks are wall rocks of the pegmatites. The pegmatites are grouped in three cycles: a) 600-650 m.y. (mentioned for the first time for the Sierras Pampeanas); b) about 500 m.y. and c) about 430 m.y. and maybe one more about 750 m.y. The metamorphic rocks are an amphibolite 800 m.y., age tonalitic gneises with minimum apparent ages of 620-630 m.y. and granodioritic gneises, aged about 490 m.y. We could not detect any relationship between the ages obtained and radioactive mineralization of these pegmatites.

Introducción y antecedentes

La sierra de Valle Fértil se ubica hacia el Noreste de la provincia de San Juan, en forma aproximadamente paralela al límite político con la provincia de La Rioja, siendo Stelzner (1875) quien las incluyó en el ámbito de las Sierras Pampeanas. Con posterioridad fueron pocos los que se ocuparon de esta áspera montaña. Algunos, como Bodenbender (1912) la mencionan dentro de un contexto regional, en tanto que otros como Stoll (1958) se refieren a los aspectos mineros de un distrito determinado (en la sierra de La Huerta).

Herrera (1958) estudió las pegmatitas de los tres grupos mineros más importantes de entonces. Villar Fabre *et al.* (1958) se ocuparon de algunos minerales de torio de las mismas pegmatitas. Villar Fabre (1961) tocó aspectos petrográficos muy localizados.

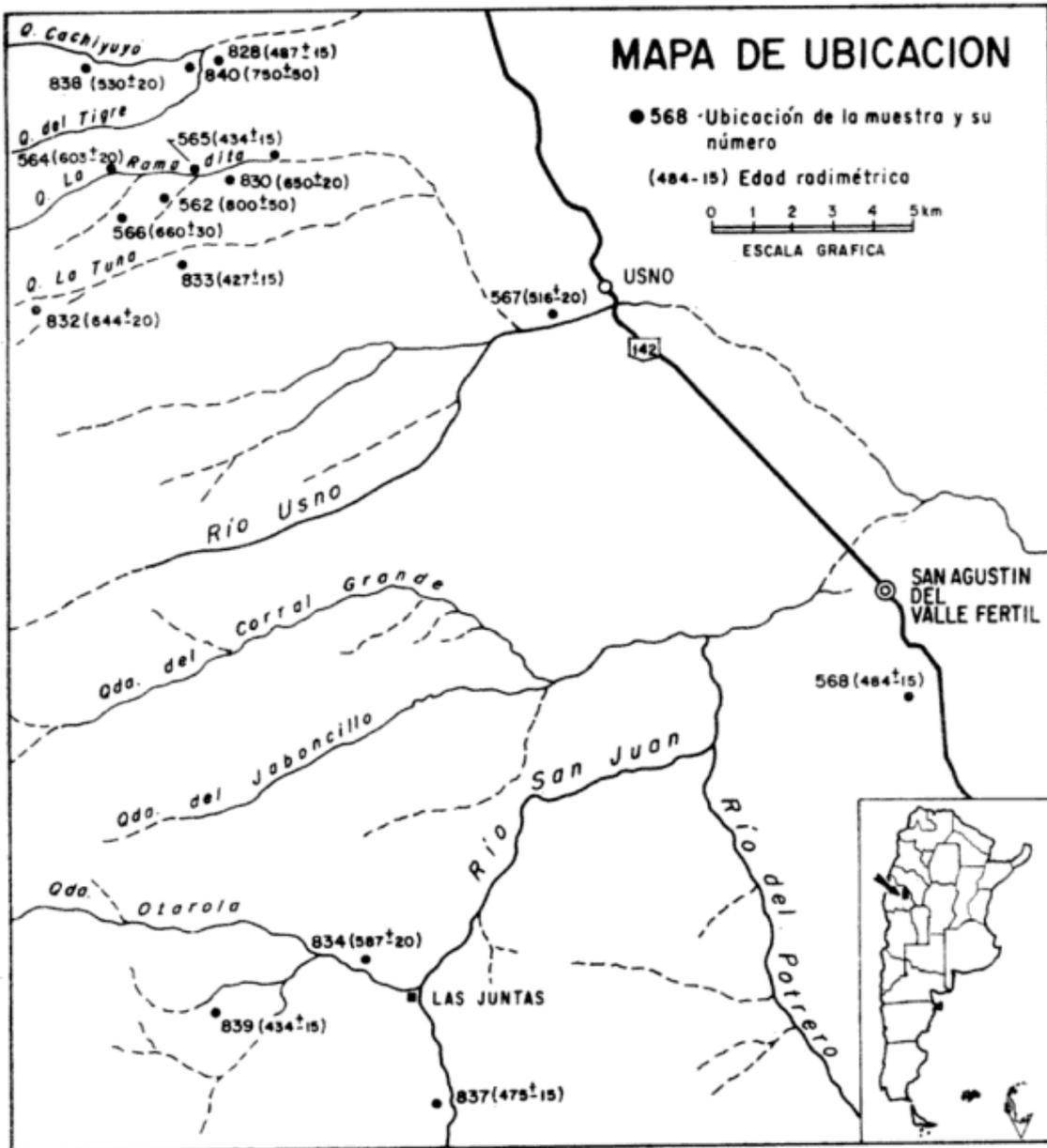
Linares (1968) obtuvo la edad de dos muestras de monacita pegmatítica de esta sierra (202 ± 20 m.a. y 224 ± 25 m.a.) utilizando el método plomo-alfa (Larsen).

Herrera (1968) ubica a las pegmatitas de esta sierra dentro del Tipo 3 de Cameron en la Fig. 1 de su trabajo y en el Tipo 1 en el texto. Es posible que estén presentes

los Tipos 1, 2 y 3 pero no existen estudios intensivos y extensivos suficientes como para establecer una caracterización indubitable.

Mirré (1971, 1976) fue quien se ocupó con cierto detalle de la geología de la sierra en sus aspectos metamórficos y en la descripción de la correspondiente Hoja Geológica para el Servicio Geológico Nacional, respectivamente.

Aun cuando los antecedentes sobre la geología de la sierra de Valle Fértil no son abundantes, se podría indicar que ella es, en cierta forma, una unidad atípica en el conjunto de las Sierras Pampeanas. González Bonorino (1950), basado en sus investigaciones sobre las Sierras Pampeanas de Catamarca, indica que las rocas graníticas (en sus diversas expresiones) forman por lo menos el 50 % del basamento en un solo ciclo, extendiendo el concepto a la totalidad de estas Sierras. En el caso de Valle Fértil esto no se cumple puesto que dominan, en forma amplia, las metamorfitas de alto grado (fundamentalmente gneises y anfibolitas) a las cuales Bossi (1976) engloba en su Grupo Valle Fértil.



Con respecto a los cuerpos ígneos, Aparicio (1975) transcribe, resumidos, los datos aportados por la Compañía T.E.A. mediante un trabajo de fotointerpretación, indicando que existen pequeños cuerpos de rocas eruptivas. Las pegmatitas, mucho más abundantes que las plutonitas, aparecen con mayor profusión hacia la región centro y centro-noreste de la sierra.

Con respecto a la edad del basamento, es necesario remitirse a las Sierras Pampeanas en general, puesto que para ellas se cuenta con un número considerable de edades radimétricas. Valle Fértil cuenta sólo con las antes indicadas de Linares (*op. cit.*).

Con anterioridad a la aparición de las dataciones radimétricas se mantuvo una polémica

sobre si los eventos correspondían al Precámbrico o al Paleozoico.

Las dataciones logradas por Linares y Latorre (1969, 1973) les permitieron referir las rocas ígneas y metamórficas por entero al Paleozoico, determinando 3 ciclos para las graníticas: a) 450-520 m.a.; b) 350-380 m.a. y c) 300-330 m.a. Asimismo, señalan que es posible la existencia de varias generaciones de pegmatitas, puesto que aparecen en los 3 ciclos. Halpern *et al.* (1970) reproducen el mismo esquema con ligeras modificaciones en las edades de los ciclos y llevan los eventos metamórficos hasta 540 m.a. González *et al.* (1971) informaron que algunas metamorfitas de bajo grado, aflorantes en la provincia de Tucumán, dieron eda-

des de 483 ± 8 y 513 ± 24 m.a. y algo menores para rocas eruptivas de Catamarca y La Rioja. Rinaldi y Linares (1973) encontraron que pegmatitas de varias localidades dentro de las Sierras Pampeanas (en Córdoba, San Luis, San Juan y Catamarca), corresponderían a dos ciclos: 1) 450-480 m.a. y 2) 430-360 m.a. En tanto, Linares y Latorre (1973) obtuvieron edades, para diversas rocas graníticas y metamórficas de Córdoba y San Luis, que se extienden entre 321 y 526 m.a., es decir dentro del Paleozoico, pero suponen que las metamorfitas pueden ser algo más antiguas y pertenecer al ciclo Brasiliano Superior de Almeida, ubicándolo entre 570 y 620 m.a. aun cuando, en realidad, dicho ciclo (también llamado Eocámbrico), llega hasta los 700 m.a. según Turner (1979), en su compilación.

Este panorama es repetido por Caminos (1979) y por Kilmurray y Villar (1981). Estos últimos vinculan el más antiguo de los tres ciclos antes mencionados, con la formación de gneises y migmatitas sincinemáticas, llamados "Granitos G-1" fase en la cual existió una marcada pegmatización del basamento y una masiva movilización de material granítico con efecto anatécicos. Esta fase tendría una edad de 500-540 m.a., con las reservas antes expresadas por Linares y Latorre (1973). El segundo ciclo estaría relacionado con el llamado "Granito G-2" o granito de Tilisarao, con edades entre 400 y 470 m.a. y ligado, junto con el anterior, a fases de deformación plástica del complejo metamórfico. El tercero de los ciclos corresponde al "Granito G-3" o granito de Las Totoras, en la fase final de la actividad granítica de toda la región. Sus edades registradas están entre 300 y 390 m.a.

Sin embargo ignoraron, inexplicablemente, los tres trabajos siguientes. Linares y Aparicio (1976), con edades entre 424 ± 20 m.a. y 635 ± 95 m.a. para anfíbol de anfíbolitas del cerro Valdivia, Sierra de Pie de Palo y Cerrillos de Barbosa. Linares y Cordani (1976) analizaron igual material proveniente de las sierras de Córdoba, encontrando edades copaleozoicas (entre 400 y 505 m.a.) y precámbricas (570, 580, 810 y 1250 m.a.). Asimismo, reproducen un dato de Cingolani y Varela con 970 ± 170 m.a., para anfíbolitas de la Sierra Chica de Córdoba. El tercero de los trabajos es el de Linares y Turner (1976), quienes mencionan la posible existencia de manifestaciones de metamorfismo, dentro de las Sierras Pampeanas, en el ciclo Uruaguano (900 a 1300

ó 1400 m.a.) o bien apariciones esporádicas en el ciclo Brasiliano el cual, siguiendo a Harrington, enmarcan entre 700 y 900 m.a. (se corresponde con el Brasiliano Inferior de Almeida).

En otro orden de cosas, se puede agregar que Angelelli y Fernández Lima (1968), ubican a las pegmatitas de Valle Fértil en el ciclo metalogénico Precámbrico-Paleozoico.

Por último y en atención a los fines de este trabajo, el autor tuvo la oportunidad de recorrer, durante julio de 1978 y agosto de 1980, los sectores de la sierra de Valle Fértil que ocupan una franja sobre la vertiente oriental entre la quebrada del río El Tala y la quebrada del río Usno, los alrededores del paraje Las Juntas y algunas estribaciones cercanas a la Ruta Nacional N° 142 (ver Mapa de Ubicación). Se coleccionaron, fundamentalmente, muestras de pegmatitas y su mineralización junto a metamorfitas que les sirven de roca de caja. Las más favorables fueron elegidas para su datación por el método potasio-argón en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica a cuyo Director se agradece por este servicio.

Ubicación y breve descripción de las muestras

- N° 562/78: ANFIBOLITA. Sobre ladera Sur de la quebrada La Ramadita, a unos 2 km de su desembocadura. Corresponde, por su petrografía, a la anfíbolita diopsídica de Mirré (1976).
- N° 564/78: GNEIS TONALITICO. Quebrada La Ramadita, a unos 4 km aguas arriba de su desembocadura. Constituye cuerpos bandeados alargados según el eje de la sierra, en contacto con anfíbolitas. Corresponde, petrográficamente, a la roca de igual nombre descripta por Mirré (1976).
- N° 565/78: APLOGRANITO GNEISICO. Afloresamiento reducido, sobre la margen izquierda de la quebrada La Ramadita, a unos 1700 m aguas arriba de su desembocadura. Roca de grano muy fino, prácticamente sin ferromagnéticos, con granates y cierta fluidalidad. En área de gneis tonalítico.
- N° 566/78: GNEIS TONALITICO. Quebrada La Ramadita, a unos 600 m al Sur de la ubicación de la muestra N° 564, correspondiendo al mismo cuerpo.
- N° 567/78: GRANODIORITA GNEISICA. Borde oriental de la sierra frente a la localidad de Usno. Roca con variacio-

nes de fases estructurales en pocos metros, con foliación poco notable, grano medio, compuesta por cuarzo, oligoclasa, escasos feldespatos potásicos y biotita. Muy diaclasada.

- N 568/78: GRANODIORITA. Igual roca que la muestra anterior, pero con textura granosa, tamaño de grano medio a grueso, con algunos efectos cataclásticos en cuarzo y feldespatos. A unos 2 km al Sur de San Agustín de Valle Fértil, cerca de la Ruta Nacional N° 142.
- N° 827/80: PEGMATITA. Mina Gladiz, frente a la desembocadura de la quebrada La Ramadita. Contiene mineralización de radiactivos. Roca de caja: anfíbolitas.
- N: 828/80: PEGMATITA: Aflora en sedimentos recientes por lo cual no se pudo determinar su roca de caja. Frente a la desembocadura de las quebradas Cachiyuyo y del Tigre. Contiene mineralización de radiactivos.
- N° 830/80: PEGMATITA. Mina (o cantera) Cantores, sobre la quebrada La Ramadita. Contiene minerales radiactivos. Roca de caja: anfíbolitas.
- N° 832/80: PEGMATITA. Quebrada La Tuna, a unos 7 km aguas arriba de su desembocadura. Contiene minerales radiactivos. Roca de caja: anfíbolitas.
- N° 833/80: PEGMATITA. Quebrada La Tuna, a unos 3 km aguas arriba de su desembocadura. Contiene minerales radiactivos. Roca de caja no bien determinada; posible gneis.
- N° 834/80: PEGMATITA. Quebrada Otarola, a unos 1500 m de Las Juntas. Contiene minerales radiactivos. Roca de caja: gneis.
- N° 837/80: PEGMATITA. Río San Juan frente a Piedra Colorada, unos 3 km al Sur de Las Juntas. Contiene minerales radiactivos. Roca de caja: gneis.
- N° 838/80: PEGMATITA. Quebrada Cachiyuyo, sobre senda a Loma Blanca, unos 3 km aguas arriba de su desembocadura. No fueron detectados minerales radiactivos. Roca de caja: anfíbolitas.
- N° 839/80: PEGMATITA. Quebrada La Dolores, afluente de la quebrada Otarola, a unos 3 km de su unión. No fueron detectados minerales radiactivos y contiene grandes cristales de granates. Roca de caja: gneis.
- N° 840/80: PEGMATITA. Quebrada del Tigre, a unos 500 m aguas arriba de su desembocadura. No fueron detectados minerales radiactivos. Roca de caja: anfíbolitas.

Resultados

Los resultados de este trabajo aparecen clasificados en el cuadro 1, junto a los datos analíticos que los originaron.

En el Mapa de Ubicación se pueden ver los sitios aproximados donde se recolectaron las muestras, como así también sus números de identificación y las edades correspondientes.

Conclusiones

No existen antecedentes totalmente válidos, con respecto a dataciones radimétricas, para la sierra de Valle Fértil. La cifra obtenida por Linares (1968) para una monacita, lo fue por un método el cual pudo constituir, en algunos aspectos, un avance singular en ese momento, pero que resulta cuestionable en la seguridad de los datos que aporta. Mas aún si se tiene en cuenta que esa edad (ver Antecedentes) no se acerca siquiera a las más bajas encontradas para pegmatitas de otras regiones de las Sierras Pampeanas, como lo son las integradas al ciclo "Granitos G-3" mencionados en el primer capítulo.

El análisis de las edades que ahora se informan muestra, tal vez, una cierta dispersión, tanto para el metamorfismo como para la formación de las pegmatitas.

Entre las rocas metamórficas datadas resalta netamente la anfíbolita de la muestra 828/80, con una edad de 800 ± 50 m.a. Esta podría ser algo elevada si se la compara con los ciclos propuestos por Linares y Latorre (1973) y Kilmurray y Villar (1981), cuyo exponente más antiguo no iría más allá de los 700 m.a., edad que constituye, según compilación de Turner (1979), la base del ciclo Brasileño Superior de Almeida o del Panamericano de Harrington. El contenido de potasio de esa muestra como también el de argón radiogénico son bajos, pero también es ínfima la contaminación con argón atmosférico y además, debe considerarse la excelente retención de argón por los anfíboles, lo cual permite obtener edades muy próximas a la verdadera de formación de la roca.

Por otra parte, existen las edades informadas por Linares y Aparicio (1976) y Linares y Cordani (1976), junto a la interpretación de Linares y Turner (1976), las cuales evidenciaron la presencia de rocas metamórficas tan antiguas como 1250

CUADRO 1. — Resultados y datos analíticos.

Período m.a. (°°)	Roca	Edad m.a.	Nº de muestra	Localidad	Datos analíticos				
					(°)	% K	K ⁴⁰ x 10 ⁻⁸ mol/g	Ar ⁴⁰ Rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ Atmós. %
SILURICO	pegmatita	427 ± 15	833	Qda. La Tuna	1	6,30	18,806	52,653	28,7
	aplogranito	434 ± 15	565	Qda. La Ramadita	3	4,10	12,24	34,86	1,9
	gneisico pegmatita	434 ± 15	839	Qda. Otarola	2	6,64	19,820	56,558	39,1
..... > 436
ORDOVICICO	pegmatita	475 ± 15	837	Piedra Colorada, río San Juan	1	6,96	20,776	65,649	34,1
	granodiorita	484 ± 15	568	Ruta Nac. 142 salida de Valle Fértil hacia Marayes	3	1,77	5,28	17,03	4,4
..... > 500
CAMBRICO	granodiorita	516 ± 20	567	Frente a Usno	3	3,64	10,87	37,71	72,9
	gneisica pegmatita	530 ± 20	838	Qda. Cachiyuyo	2	6,22	18,567	66,392	19,9
..... ∞ 564
PRE CAMBRICO SUPERIOR	pegmatita	587 ± 20	834	Qda. Otarola	2	5,81	17,343	69,875	22,4
	gneis tonalítico	603 ± 20	564	Qda. La Ramadita	3	3,24	9,67	40,25	9,9
	pegmatita	620 ± 20	827	Mina Gladiz, Qda. La Ramadita	2	5,23	15,612	67,226	19,4
	pegmatita	644 ± 20	832	Qda. Las Tunas	2	5,07	15,134	68,064	16,0
	pegmatita	650 ± 20	830	Qda. La Ramadita	2	5,26	15,701	71,335	34,7
	gneis tonalítico	660 ± 30	566	Qda. La Ramadita	3	0,28	0,84	3,87	12,4
pegmatita	750 ± 50	840	Qda. del Tigre	2	3,91	11,671	63,118	28,5	
anfibolita	800 ± 50	562	Qda. La Ramadita	4	0,18	0,53	3,13	2,0	

(°) Material analizado: 1 = biotita; 2 = muscovita; 3 = roca total; 4 = anfíbol.
(°°) Según Armstrong y Mc Dowall (1974).

m.a. ubicándolas, por lo tanto, cercanas a la base del ciclo Uruaguano (ver Antecedentes). En este aspecto, Linares y Cordani (*op. cit.*) consideran que, aún siendo analíticamente correctas, las edades más elevadas (800 ± 20 m.a. y 1250 ± 50 m.a.) tienen una interpretación dudosa y podrían corresponder a núcleos remanentes de un basamento más antiguo. Este concepto no es compartido por el autor pero queda abierto el camino para que nuevas dataciones y evidencias geológicas de otra índole, permitan una confirmación o un rechazo de tal suposición.

En tal instancia, se considera que dicha edad de 800 m.a. para las anfibolitas estudiadas de la sierra de Valle Fértil, es perfectamente aceptable.

Las edades obtenidas para los gneises de la muestra 567/78. con 516 ± 20 m.a. y para la granodiorita de la muestra 568/78, con 484 ± 15 m.a., muestran una buena concordancia y esto debe ser así puesto que corresponden a tipos texturales diferentes de la misma roca. Los datos analíticos son más favorables para la muestra 568, de manera tal que una edad intermedia única debería inclinarse más hacia la de esta última muestra.

Con respecto a las pegmatitas, la correspondiente a la muestra 840/80 con 750 ± 50

m.a., podría ser considerada algo elevada por no existir antecedentes similares. Las restantes pueden ser agrupadas en tres tramos o ciclos: a) alrededor de 600-650 m.a.; b) alrededor de 500 m.a. y c) alrededor de 430 m.a. Ellos se aproximan, en los tramos b) y c) a los ciclos de Kilmurray y Villar (*op. cit.*) correspondientes a "Granitos G-1" y "Granitos G-2". Hasta el momento no se han encontrado, en la sierra de Valle Fértil, edades asignables al ciclo "Granitos G-3", pero se puede agregar un cuarto ciclo de mayor edad (600-650 m.a.) mencionado por primera vez para el ámbito de las Sierras Pampeanas y, tal vez, uno aún mayor en las proximidades de los 750 m.a.

Por último, se menciona que para la datación de las pegmatitas se tuvo en cuenta si contenían minerales radiactivos (muestras 827 a 837) o si eran, aparentemente, estériles para estos minerales (muestras 838, 839 y 840). Las edades obtenidas no demuestran ninguna relación con dicha mineralización. Sin embargo, se considera que la clasificación de "estériles" y "mineralizadas" es totalmente subjetiva puesto que la gran mayoría de los cuerpos pegmatíticos no han sido objeto de trabajos mineros y el no descubrir minerales radiactivos tal vez constituya un hecho casual.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V. y J. C. Fernández Lima, 1968. *Metalogenia de las Sierras Pampeanas*. III Jorn. Geol. Arg., II: 135-149.
- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa geológico de San Juan*. Univ. Nac. San Juan, Inst. Inv. Geológica.
- Armstrong, R. L. y W. G. McDowall, 1974. *Proposed refinement of the Phanerozoic time scale*. Intern. Meeting Geochron. and Isot. Geol., Paris.
- Bodenbender, G., 1912. *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y recursos minerales*. Anal. Min. Agric., Secc. Geol., Miner. Min, 7, (3): 9-161.
- Bossi, G., 1976. *Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal (prov. de San Juan, Rep. Arg.)*. VI Congr. Geol. Arg., I: 23-38.
- Caminos, R., 1979. *Sierras Pampeanas Noroccidentales - Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs., I: 225-291, Córdoba.
- González, R. R., K. Kawashita y M. A. Cabrera, 1971. *Edades radiométricas de algunas rocas del basamento de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVI (4): 527-528.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg. Rev. V (3): 81:110.
- Halpern, M., E. Linares y C. O. Latorre, 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, Rep. Arg.* Asoc. Geol. Arg. Rev. XXV (3): 293-302.
- Herrera, A. O., 1958. *Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Valle Fértil*. Ftd. Cs. Fis. y Nat., Univ. Bs. As., Contrib. Cient. (Geología), II (1): 1-29.
- 1968. *Geochemical Evolution of zoned Pegmatites of Argentina*. Econ. Geol., 63: 13-29.
- Kilmurray, J. O. y L. M. Villar, 1981. *El basamento de la sierra de San Luis y su petrología*. IX Congr. Arg. Relatorio: 33-54.
- Linares, E., 1968. *Datación geológica de las rocas graníticas de las Sierras de Córdoba, por medio del método plomo-alfa (Larsen)* III Jorn. Geol. Arg., II, 199-206.

- Linares, E. y E. P. Aparicio, 1976. *Edades potasio-argón de rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan (Sierra de Pie de Palo, Cº Valdivia y Cerrillo de Barbosa), Rep. Arg.* VI Congr. Geol. Arg., I: 495-500.
- Linares, E. y U. G. Cordani, 1976. *Edades potasio-argón de anfibolitas de la provincia de Córdoba, Rep. Arg.* VI Congr. Geol. Arg. I: 501-509.
- Linares, E. y C. O. Latorre, 1969. *Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis.* IV Jorn. Geol. Arg., II: 195-204.
- 1973. *Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis.* V Congr. Geol. Arg., I: 405-410.
- Linares, E. y J. C. M. Turner, 1976. *Comarcas de la República Argentina con rocas de edad precámbrica, sobre la base de dataciones radimétricas.* VI Congr. Geol. Arg., I: 511-518.
- Mirre, J. C., 1971. *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, prov. de San Juan., Rep. Arg.* Asoc. Geol. Arg. Rev., XXVI (1): 113-127.
- 1976. *Descripción geológica de la Hoja 19c, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja.* Serv. Geol. Nac., Bol. Nº 147, Bs. As.
- Rinaldi, C. A. y E. Linares, 1973. *Edades potasio-argón de pegmatitas de la provincia de San Luis.* V Congr. Geol. Arg., I: 411-418.
- Stelzner, A., 1875. *Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina.* Acad. Nac. Cs., I: 1-12, Córdoba.
- Stoll, W. C., 1958. *Las minas y la minería en la sierra de la Huerta, provincia de San Juan.* Anal. Dir. Nac. Geol. y Min., 9: 6-22.
- Turner, J. C. M., 1979. *Escala geocronológica: compilación.* Asoc. Arg. Min., Petr. y Sedim. Rev. 10 (1/2): tarjeta suelta.
- 1961. *Textura en anillos de una norita de Valle Fértil, prov. de San Juan.* Asoc. Geol. Arg. Rev. XVI (1/2): 43-52.
- Villar Fabre, J. F., A. M. O. Santomero y H. N. Lucero, 1958. *Los minerales de thorio en la Argentina.* Com. Nac. Energ. Atóm., Informe inédito.

Recibido: 1º de diciembre, 1982

Aceptado: 20 de agosto, 1983

ROBERTO ORLANDO TOUBES SPINELLI
CONICET.
Comisión Nacional de Energía Atómica
Av. Libertador Gral. San Martín 8250
Buenos Aires

JORNADAS SOBRE MICROTECTONICA

Durante los días 31 de mayo y 1º de junio de 1984 se celebrarán las Jornadas sobre Microtectónica, las cuales tendrán lugar en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Para mayores detalles e informaciones dirigirse a:

Dr. Arturo J. Amos (coordinador)

Jornadas sobre Microtectónica

Depto. de Ciencias Geológicas, Fac. Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

Ciudad Universitaria, Pabellón II, Núñez, C. P. 1428

Capital Federal

SECUENCIA SALIFERA EN EL TERCIARIO DE NIKIZANGA, SIERRA DE PIE DE PALO PROVINCIA DE SAN JUAN

ALFREDO CUERDA, RICARDO VARELA y ADRIAN M. IÑIGUEZ

Resumen

Una secuencia salifera de 5,13 m de espesor fue localizada en los niveles inferiores de la columna sedimentaria terrígena de edad pliocena aflorante en la pendiente oriental de la sierra de Pie de Palo (San Juan). Sobre la base de sus componentes mineralógicos fueron identificados dos secciones; una inferior, compuesta de halita y otra, superior, por yeso. Se ha inferido la existencia de una diastema entre ambas secciones. La laminación está en parte bien desarrollada; las capas unitarias se componen de dos láminas, una de ellas por halita o yeso y la otra por halita o yeso más detritos sedimentarios. La reconstrucción paleoambiental señala la presencia de una "salina" desarrollada en una cuenca endorreica, probablemente relacionada con facies de llanura aluvial. Toda la secuencia salifera representa un evento paleoclimático acaecido bajo condiciones áridas o semiáridas durante la sedimentación de los depósitos pliocenos.

Introducción

Los depósitos salíferos que se describen en el presente trabajo están intercalados en los niveles inferiores de la secuencia terciaria aflorante en el sector suroriental de la sierra de Pie de Palo. El hallazgo fue efectuado por los dos primeros autores durante la revisión de la faja de terrenos cenozoicos que se extienden en la mitad oriental de la Hoja Geológica 21d-Villa Colón. El tercero de los autores tuvo a su cargo el análisis mineralógico e identificación de las sales minerales mediante difracción de rayos X. Este trabajo se publica con la autorización del Servicio Geológico Nacional.

Los afloramientos están ubicados en las cabeceras del río del Camperito y se accede a los mismos partiendo desde el puesto de Nikizanga o bien, remontando la quebrada del río La Chilca, que corta a la ruta nacional N° 20 a unos 9 km del poblado Difunta Correa. La distancia que media entre el referido cruce y los afloramientos es de unos 6 kilómetros. El acceso a los asomos sólo es

Abstract

A 5,13 m thick saliferous sequence has been found in the lower levels of the Pliocene terrigenous sedimentary column which is exposed on the eastern slope of the Pie de Palo hills (San Juan). Two sections were identified on the basis of its mineralogical constituents; a lower one, composed by halite and an upper one by gypsum. A diasteme between both sections has been inferred. Lamination is partially well developed; each single bed is made up by two layers, one of them is composed by halite or gypsum and the other one by halite or gypsum plus detritic sediments. Palaeoenvironmental reconstruction points out to a salt pan ("salina") developed in an endoreic basin, probably relating to a flood plain facies. The whole evaporitic sequence represents a palaeoclimatological event of the arid or semiarid type during the sedimentation of the Pliocene deposits.

factible en cabalgaduras o bien con vehículos de doble tracción livianos, por su mayor adaptabilidad para sortear los numerosos bloques que cubren los lechos de las dos citadas quebradas y la cubierta vegetal, por trechos muy densa, de monte achaparrado.

Por último, otra secuencia salifera de estructura interna, potencia y ubicación estratigráfica similar a las del río del Camperito, fue localizada al norte y sobre el rumbo de la sucesión sedimentaria, en las cabeceras del río Nikizanga, justamente sobre la huella que conduce al puesto homónimo. La distancia entre ambos afloramientos es de unos 12 kilómetros.

Referencias bibliográficas

La información disponible sobre la secuencia terciaria de Nikizanga es escasa, en parte inédita, y contiene datos geológicos muy generalizados, vinculados con levantamientos

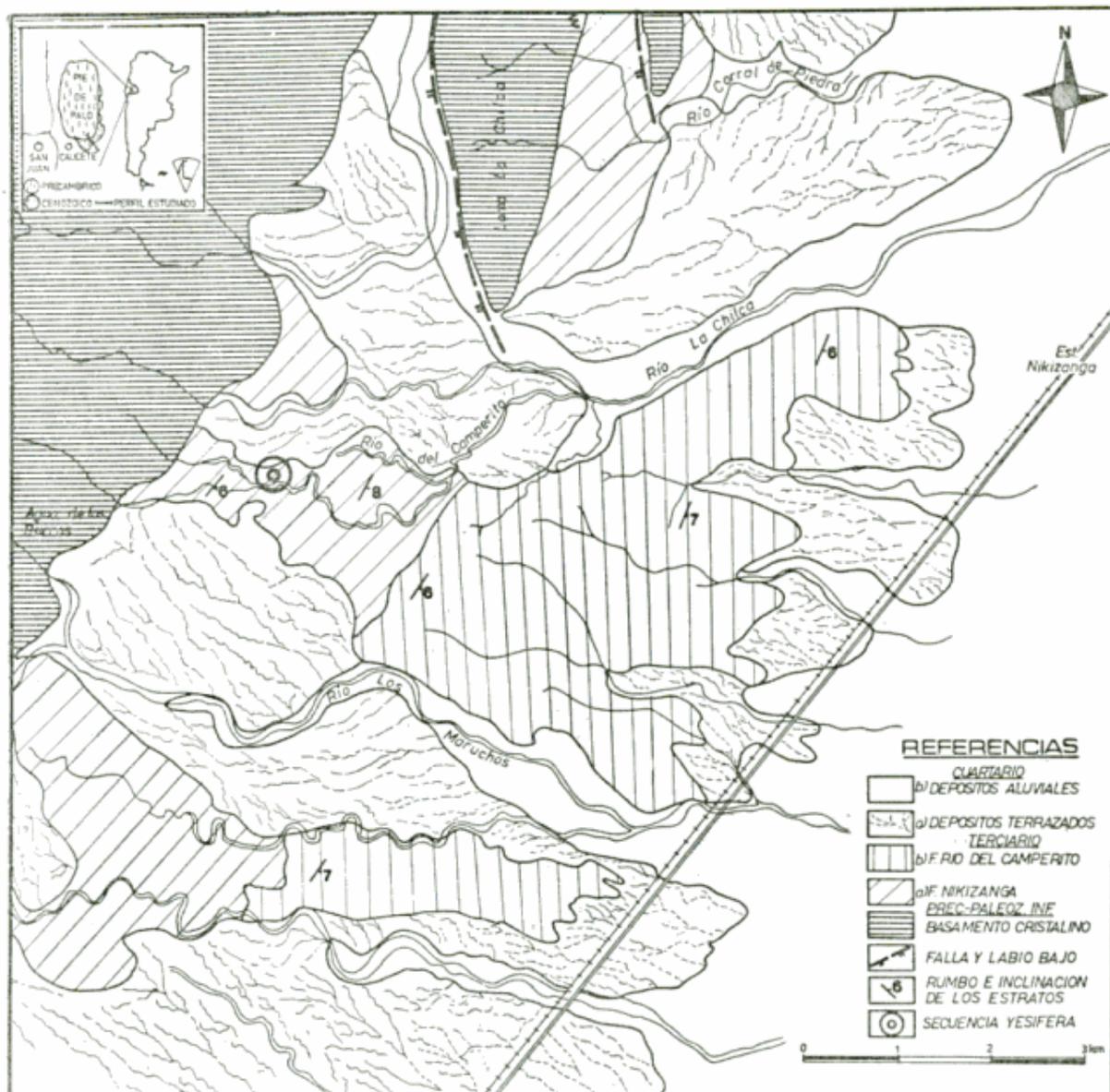


Fig. 1. — Plano geológico del sector suroriental de la sierra Pie de Palo.

geológico-regionales y/o compilaciones a escalas varias.

Groeber (1948), en una compilación geológica a escala 1:1.000.000 de la provincia de San Juan, reúne en una sola faja de afloramientos continua, los depósitos situados al sur y este de la sierra de Pie de Palo, que agrupa complexivamente dentro del Plioceno homologándolos con los extensos Estratos Calchaqueños o de Los Llanos, de la vecina provincia de La Rioja. La misma disposición de los afloramientos fue reiterada en 1964 en el Mapa Geológico de la República Argentina a escala 1:2.500.000 de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Ezeizya (1962), en informe inédito de Yacimientos Carboníferos Fiscales consig-

nó en un levantamiento geológico a escala 1:100.000 la ubicación relativa de los afloramientos terciarios situados a todo lo largo del pie oriental de la sierra. Entre las conclusiones señaló la disposición transgresiva de la secuencia pliocena sobre las metamorfitas precámbricas en el extremo meridional de la sierra de Pie de Palo. Asimismo, y en perfiles esquemáticos, indicó el tipo estructural de la cobertura sedimentaria, asimilable a un homoclinal ladeado al naciente.

La Compañía Minera T.E.A. (1967) en el levantamiento geológico inédito a escala 1:500.000 de las Sierras Pampeanas de San Juan consignó con mayor precisión que en los trabajos anteriores, la ubicación de los afloramientos terciarios de la sierra de Pie

de Palo reuniéndolos dentro de los Estratos Calchaqueños y ubicándolos dentro del Terciario superior. Para la descripción litológica de la secuencia utilizó en parte la información precedentemente elaborada por Ezeiza (1962).

Aparicio (1975) en compilación geológica de la provincia de San Juan a escala 1:750.000 consignó también a los afloramientos de la vertiente oriental de la sierra de Pie de Palo que agrupó dentro de la Formación Calchaquí, señalando además su disposición transgresiva sobre las rocas del basamento cristalino.

Finalmente, Dalla Salta y Varela (1981) en informe inédito del Servicio Geológico Nacional y en relación con el levantamiento de la Hoja Geológica 21d-Villa Colón, crean la Formación Nikizanga para señalar a los depósitos terciarios en el sector sureste de la sierra de Pie de Palo, que describen sucintamente como integrados por dos secciones distintivas. Con dudas, la edad es asignada al Terciario superior.

Estratigrafía

Los depósitos terciarios forman parte de la faja pedemontana que bordea a la sierra de Pie de Palo en su extremo sur y vertiente oriental. Los afloramientos son discontinuos en el rumbo de los estratos y se han conservado en la faja inmediatamente contigua a las rocas del basamento cristalino. A mayores distancias están recubiertos por depósitos cuaternarios aterrazados (mesillas) correspondientes a tres ciclos de agradación.

La sucesión de estratos más completa se encuentra ubicada en el sector comprendido entre las quebradas de los ríos La Chilca y del Camperito, respectivamente (figura 1).

- a - 8 metros Sucesión de areniscas de grano fino, cuarzosas y feldespáticas, limosas de color gris amarillento. Estructuras internas; estratificación cruzada del tipo artesa a escala grande.
- b - 10 metros Sucesión alternante de areniscas de grano fino a muy fino y limolitas castaño oscuras con estratos subordinados de arcilitas verde-claras. El espesor de los estratos psamíticos varía entre 0,30 y 0,40 m, son macizos y tabulares.
- c - 4 metros Sucesión de areniscas de grano fino, cuarzosas y feldespáticas en estratos tabulares y macizos de hasta 0,50 m de potencia y limolitas pardo-oscuras.
- d - 12 metros Limolitas de tonos castaño-rojizos, con intercalaciones subordinadas de areniscas de grano fino, macizas y arcilitas de matices verde-grisáceos. Láminas de yeso epigenético se encuentran rellenando planos de diaclasas o en los planos de estratificación.
- e - 5,20 metros *Primer cuerpo salífero.*
- f - 2,00 metros Areniscas de grano muy fino, limosas, color castaño claro.

Los afloramientos, totalmente exentos de cobertura cuaternaria, permiten reconocer una estructura de tipo homoclinal suavemente la-deada (6°) en dirección sureste. La continuidad de la secuencia sedimentaria permitió establecer dos unidades litoestratigráficas distintivas, así como definir sus mutuas relaciones y las que guardan con el substrato precámbrico.

El cuadro estratigráfico local según ha sido establecido por las investigaciones de Dalla Salda y Varela (1981) y observaciones de los autores presentes, es el que indicamos a continuación.

Cenozoico	Cuartario	Depósitos del primero, segundo y tercer nivel de agradación.
		discordancia
	Terciario	Formación Río del Camperito (E: 420 m)
	(Plioceno)	Formación Nikizanga (E: 300 m)
		discordancia
Precámbrico	Grupo Pie de Palo, esquistos, gneises, anfíbolitas, granitoides	

A continuación se brinda una sucinta descripción de los caracteres de las unidades terciarias:

Formación Nikizanga

(Dalla Salda y Varela, 1981)

Se define esta unidad como el cuerpo de roca interpuesto entre las rocas precámbricas del basamento cristalino y la base del primer estrato psefítico de la suprayacente Formación Río del Camperito.

En orden ascendente presenta el siguiente ordenamiento litológico:

- g - 0,50 metros *Segundo cuerpo salifero.*
- h - 5,00 metros Areniscas de grano muy fino y limolitas castaño claro, en estratos de 0,30- 0,50 m de potencia.
- i - 0,20 metros *Tercer cuerpo salifero.*
- j - 254 metros Sucesión integrada por areniscas de grano fino a muy fino, color castaño-amari-llento, en estratos tabulares y macizos de 1-2 m de espesor, limolitas arenosas castaño-claras y estratos subordinados de arcillitas verde-claras hasta castaño-rojizas.



Foto 1. — Vista general de los depósitos saliferos en cortes del río del Camperito.

Formación Río del Camperito (Cuerda, Varela e Iñiguez)

Instituimos esta unidad para identificar al conjunto de sedimentos ubicados por arriba de la Formación Nikizanga.

La relación de esta Formación con la unidad infrayacente es de concordancia y el contacto entre ambas queda establecido en la base del primer estrato conglomerádico intercalado en la secuencia.

Litológicamente la Formación se distingue por una alternancia de estratos conglomerádicos de 1 a 3 m de potencia, lenticulares, y areniscas de grano medio a grueso, en parte limosas y limolitas de tonos castaño-claros. Regularmente, la base de los estratos psefíticos coincide con superficies de erosión bien marcadas que recortan los estratos subyacentes. En algunos de los estratos se advierte una grosera estratificación cruzada del tipo planar simple, determinada por el ordenamiento de los clastos que pasan a formar las capas frontales.

Hacia los niveles superiores de la Formación, los cuerpos psefíticos disminuyen en número y potencia, aumentando notablemente los intervalos correspondientes a las fracciones más finas, arenas o limos. El techo de la unidad no se muestra a la observación. El espesor ha sido fijado en unos 420 metros.

En cuanto a la posición cronoestratigráfica de la secuencia terciaria de Pie de Palo,

así como la que rodea a la sierra de La Huerta, no es factible de precisar porque en los trabajos efectuados hasta el momento no se han encontrado restos fósiles. Tentativamente, las Formaciones Nikizanga y Río del Camperito pueden correlacionarse con los términos estratigráficos más altos del Grupo Pontón Grande en la sierra de Mogna (Cuerda *et al.*, 1981) y cuya edad pliocena se ha establecido sobre la base de los hallazgos paleontológicos efectuados por Kelly (1962) en dicha comarca. La Formación Nikizanga se homologa tentativamente con la Formación Río Jáchal mientras que la Formación Río del Camperito puede correlacionarse con la Formación Mogna (Rodados Dislocados). Asimismo, Groeber (*op. cit.*) homologa la sucesión terciaria de Pie de Palo con los depósitos de Los Llanos en La Rioja, asignándoles una edad pliocena debido al hallazgo de restos de *Toxodon* en la quebrada de Ullum.

Cuerpos saliferos

Según fuera indicado más arriba, las manifestaciones salíferas se distribuyen en tres cuerpos con base y techo bien definidos e intercalados en los niveles inferiores de la Formación Nikizanga.

En el presente trabajo sólo estudiaremos el cuerpo de posición estratigráfica inferior, de mayor potencia relativa y donde se presentan mejor definidos los ritmos clástico-salinos que se constituyen en una característica saliente de estas manifestaciones.

Este cuerpo se encuentra expuesto a la observación en un frente de barranca del afluente más septentrional del río del Camperito. Por tratarse de una secuencia en parte rítmica y con ciclos desarrollados a escala milimétrica, se resolvió aplicar en el caso la misma metodología que se utiliza para el análisis y recuento de varves. Para ello, se proyectaron a una tira de papel todos los pormenores estratigráficos que se presentan en el referido frente de barranca, consignándose base y techo de los pares sedimentarios

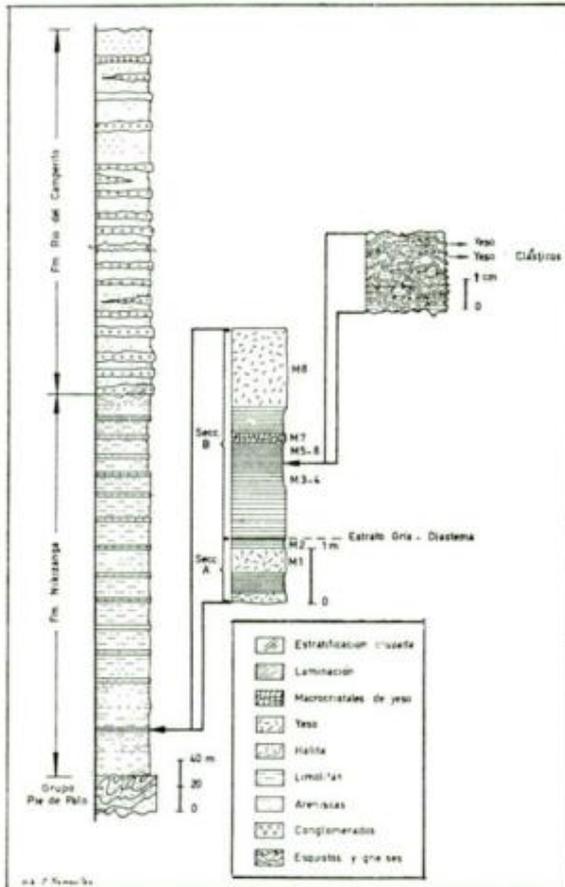


Fig. 2. — Perfil estratigráfico columnar de la sucesión terciaria de Pie de Palo (Nikizanga) y detalles de la secuencia salífera conexas.

en los niveles donde ello fue posible, así como el de los intervalos de estructura maciza u homogénea que pueden reconocerse. El resultado final fue un registro gráfico completo a escala 1:1 que, simplificado, hemos reproducido en el perfil columnar de la figura 2. Cabe agregar que como labor complementaria se determinaron las frecuencias de los ciclos a intervalos regulares de 10 centímetros lineales a la vez que se extrajeron muestras para el análisis mineralógico y difractométrico.

Sobre la base de la composición mineralógica, la secuencia salífera comprende a dos conjuntos litológicos que, en orden ascendente, hemos identificado como "sección A" y "sección B", respectivamente. La primera se caracteriza por la presencia de halita y la segunda por la presencia de yeso. El límite entre ambas fue establecido en el plano de estratificación superior de una lámina sedimentaria de poco espesor (8 a 12 mm) aunque conspicua por su color oscuro que contrasta con los tonos pardo-rojizos de su base y techo.

Seguidamente describimos los referidos conjuntos en el orden de su natural superposición.

Sección "A" (foto 2)

- 13,4 cm sedimento de color pardo-rojizo, homogéneo y macizo áspero al tacto;
- 42,3 cm conjunto similar al anterior, con laminación algo desarrollada, caracterizada por láminas de tonos pardo-rojizos y pardo-claros. La frecuencia es de 20 pares por decímetro lineal.
- 39,0 cm conjunto homogéneo y macizo color pardo-rojizo, con laminación escasamente desarrollada (muestra N° 1);
- 3,5 cm conjunto integrado por tres láminas salíferas pardo-rojizas que alternan con otras de tono pardo-grisáceos;
- 14,2 cm conjunto pardo-rojizo, homogéneo, compacto, con laminación poco desarrollada;
- 0,8 cm sedimento de granometría fina, muy friable, color gris-oscuro (muestra N° 2).



Foto 2. — Abajo: niveles homogéneos compuestos por halita. Arriba: niveles laminados con yeso.

“Sección B” (foto 3)

31,0 cm conjunto bien estratificado en láminas de tonos pardo-rojizas y pardo-grisáceas, con una frecuencia de 50 pares por decímetro lineal;



Foto 3. — Niveles laminados de los depósitos salíferos. Obsérvese como la erosión ha remarcado las láminas salinas y la disposición en ondas de las mismas.

7,9 cm conjunto bien estratificado en unidades bandeadas de tonos pardo-rojizos y pardo-claros, con una frecuencia de 50 pares por decímetro lineal;

2,5 cm estrato homogéneo, macizo, áspero al tacto, color pardo-rojizo;

34,5 cm conjunto con estratificación laminar bien desarrollada, integrada por pares pardo-rojizos y pardo-claros con una frecuencia de 120 pares por decímetro lineal;

25,0 cm conjunto de características similares al anterior observándose un aumento en el espesor de las láminas sedimentarias registrándose una frecuencia de 100 pares por decímetro lineal. Hacia la parte superior comienza la deformación de las láminas en anticlinales y sinclinales a escala pesueña; (muestra N° 3 = lámina de yeso; muestra N° 4 = lámina de yeso + clásicos);

83,7 cm conjunto con estratificación laminar muy marcada, integrada por láminas de yeso (muestra N° 5) de 1 a 6 mm de espesor y clástico-yesíferas de textura granular muy fina, escasamente consolidada (muestra N° 6). Las láminas de yeso, al pre-

sentar una mayor dureza relativa que el material clástico-salino, se proyectan sobre el frente del afloramiento en microcrestones saledizos muy característicos. Un rasgo notable en este conjunto es la deformación de las láminas en anticlinales y sinclinales asimétricos, hasta volcados y corridos, de cuatro a seis centímetros de longitud de onda y una amplitud de 3 centímetros (foto 3). El color de esta sección es verde-claro y contrasta con los tonos castaño-rojizos de las unidades subyacentes, la frecuencia es de 80 pares por decímetro lineal;

15,4 cm estrato compuesto exclusivamente por cristales bien desarrollados de yeso (muestra N° 7);

50,0 cm conjunto rítmico de color verde-claro de características similares al inmediato inferior, por debajo del estrato con cristales de yeso;

1,50 m estrato yesífero color gris oscuro, poroso, en cristales de hasta 1 mm (muestra N° 8).

Análisis mineralógico

Con el objeto de identificar la composición mineralógica en la secuencia salífera anteriormente descrita, se realizó el estudio de ocho muestras por medio de la difracción de rayos X (figuras 3 y 4). Se efectuaron difractogramas sobre la muestra total, de cuya lectura e interpretación se obtuvieron los siguientes resultados:

Muestra N° 1

Está compuesta por halita abundante (2.82 Å y 3.25 Å), acompañada por material detrítico integrado principalmente por cuarzo, feldespatos, anfíbol y material arcilloso compuesto por illita y montmorillonita.

Muestra N° 2

Presenta también halita, muy abundante, con impurezas detríticas de feldespatos, anfíbol y montmorillonita como material arcilloso.

Muestra N° 3

Cambia notablemente la composición mineralógica ya que se encuentra yeso como único mineral constituyente cuyas líneas más

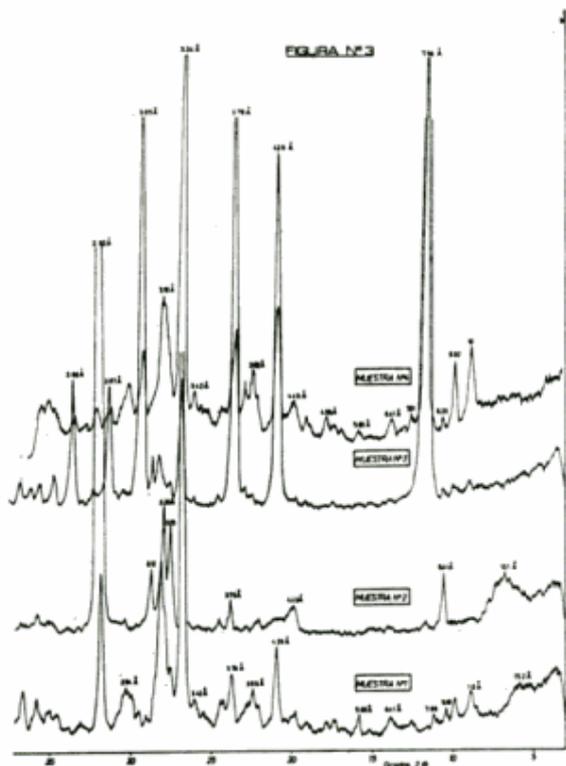


Fig. 3. — Difractometría de Rayos X sobre muestra total. Muestras 1-2: halita; muestras 3-4: yeso.

intensas son: 7.58 Å, 4.28 Å y 3.05 Å, con muy escasas impurezas detríticas de cuarzo y feldespato.

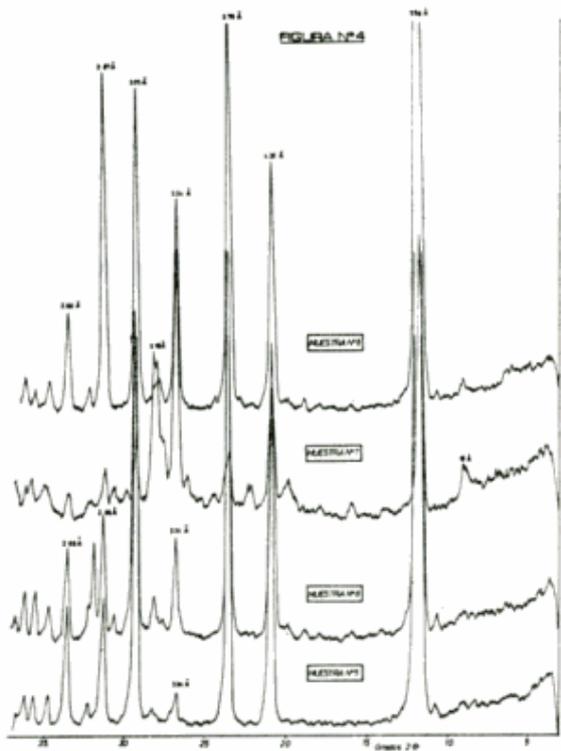


Fig. 4. — Difractogramas de Rayos X sobre muestra total. Muestras 5-8: yeso.

Muestra N° 4

También presenta yeso abundante y material detrítico compuesto por cuarzo, feldespato e illita como material arcilloso. En la muestra se destaca la presencia de una zeolita (heulandita 8.92 Å, 3.92 Å y 3.42 Å) que se interpreta como producto final de alteración de material piroclástico aportado a la cuenca sedimentaria.

Muestra N° 5

Constituida exclusivamente por yeso con muy escasas impurezas de cuarzo.

Muestra N° 6

Es similar a la anterior, constituida por yeso con muy escasas impurezas de cuarzo

Muestra N° 7

Contiene yeso abundante con impurezas detríticas de cuarzo, feldespatos e illita como material arcilloso.

Muestra N° 8

Constituida exclusivamente por yeso.

El análisis mineralógico ha permitido discernir en consecuencia dos intervalos estratigráficos diferentes, a saber:

- una sección o intervalo estratigráfico inferior constituido por halita (Muestras 1-2), de 1,13 m de espesor, y
- una sección o intervalo estratigráfico superior constituido por yeso. (Muestras 3-8) de 3,97 m de espesor.

Interpretación

Desde los trabajos experimentales llevados a cabo por Usiglio en 1849 (en: Clarke, 1924) sobre muestras de agua procedentes del mar Mediterráneo, ha quedado establecido el orden de precipitación de las sales que tiene lugar según sus respectivas solubilidades. El proceso (Green, 1961) se inicia con la precipitación de carbonato de magnesio, seguido por carbonato de calcio, sulfato de calcio, cloruro de sodio, sulfatos y cloruros de magnesio cerrando el ciclo con las sales de potasio. Este ordenamiento ha sido confirmado por el estudio de diversas secuencias salíferas conservadas en el registro geológico,

particularmente aquellas que caracterizan al Pérmico superior (Zechstein) centroeuropeo. La secuencia respectiva está representada por rocas carbonáticas (dolomías y calizas), sulfatos (anhidrita y yeso) y cloruros (halita, silvita). Queda entendido que esta secuencia deposicional sólo es factible bajo condiciones físico-químicas de continuidad y sin que factores ajenos al proceso alteren la precipitación de las sales.

Retornando nuestra atención a la secuencia salífera de Nikizanga, se advierte que la distribución vertical de los estratos salinos, halita en la parte inferior y yeso en la superior, es inconciliable con el ordenamiento químico arriba comentado. Por ello, los autores consideran que en el registro de Nikizanga se encuentran presentes los testimonios correspondientes a dos ciclos salíferos superpuestos y separados por una diastema, cuyo plano coincidiría con el techo de la lámina de halita que corona el "intervalo A". Por tanto, el tiempo absorbido por la diastema correspondería a:

- (i) interrupción en la precipitación de las sales de sodio;
- (ii) fase erosiva subsecuente con destrucción parcial del depósito de halita; y
- (iii) comienzo de la precipitación de las sales de calcio.

Otro aspecto a destacar es la laminación, a veces muy bien desarrollada, y que caracteriza principalmente al "intervalo B" identificado en la secuencia. A partir de los trabajos iniciales de Udden (1924), hasta los más recientes de Richter-Bernburg (1964) realizados sobre secuencias pérmicas de América del Norte y Alemania, existe acuerdo general en atribuir la referida laminación a procesos estacionales anuales. Si bien los autores citados basaron sus conclusiones en secuencias salíferas de origen marino, consideramos tentativamente que estas conclusiones son válidas para secuencias continentales, como es el caso de los depósitos de Nikizanga.

Los espesores de los estratos anuales varían según las sales y son proporcionales a sus respectivas solubilidades. Richter-Bernburg (1964) menciona una escala de espesores medios obtenidos en depósitos salinos de diferente edad que, comentada por Volkheimer (1975), transcribimos a continuación:

- en halita: 3-15 cm;
- en anhidrita: 0,5-3 mm;
- en carbonato de calcio: 10-100 micrones.

Los valores correspondientes al sulfato de calcio concuerdan con los espesores medios de los pares de yeso en la "sección B" del perfil de Nikizanga, que varían entre 0,8 y 2 mm. En cambio los valores medios de los espesores de la halita en la "sección A" (0,5 cm) son algo menores que los citados por Richter-Bernburg, aunque el intervalo muestra poca o ninguna laminación.

La regularidad mineralógica que se reitera en las láminas que integran los pares sedimentarios en la "sección B", permite suponer que se relacionan con dos eventos estacionales diferentes: uno, caracterizado por la precipitación de yeso en cristales puros y otro, bajo condiciones similares al anterior, pero al que se le adiciona un aporte eólico conforme estaría indicado por los detritos clásticos y arcillosos reconocidos en el análisis mineralógico.

Desde el punto de vista paleoambiental, la secuencia salífera se ha generado en una depresión de tipo endorreico seguramente emplazada en llanuras aluviales amplias y distanciadas de sistemas fluviales del tipo meandriforme. En cuanto a la extensión regional de este paleoambiente, sólo disponemos de la información geológica obtenida en la comarca ubicada en las cabeceras del río Nikizanga, donde fue localizada una secuencia similar a la estudiada y separadas unos 12 km en la dirección del rumbo de los estratos.

Importa señalar finalmente que dentro del contexto geológico-regional, se ha constatado la existencia de un cuerpo evaporítico de hasta 5 m de potencia en la base de la secuencia pliocénica aflorante en la comarca situada al suroeste de la quebrada de La Flecha, próxima a Los Berros. Se compone de yeso al que se asocian ventifactos, en los niveles basales. Estratos yesíferos de menor potencia relativa se encuentran igualmente intercalados en la base de la sucesión de sedimentitas pliocénicas expuestas en la quebrada de Albarracín, inmediateamente al sur del río San Juan.

De la integración de las observaciones precedentes, se infiere la evidencia de uno o más eventos paleoclimáticos caracterizados por las condiciones físicas de intensa evaporación durante la sedimentación de los depósitos pliocénicos en las cuencas del oeste argentino.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa Geológico de San Juan*. Inst. Inv. Geol., Univ. Nac. San Juan, 38 p. San Juan.
- Clarke, F. C., 1924. *The data of geochemistry*. U.S. Geol. Surv., Bull. 770: 9-783. Washington.
- Cuerda, A. J., C. A. Cingolani, R. Varela y O. C. Schauer, 1981. *Geología de la Sierra de Mogna, Provincia de San Juan*. Act. VIII Congr. Geol. Arg., III: 139-158. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. H. y R. Varela, 1981. *Informe preliminar sobre la geología de la Hoja 21 d-Villa Colón*. Inéd. Serv. Geol. Nac. Buenos Aires.
- Ezeyza, P. D., 1962. *Informe definitivo sobre la falda oriental de la Sierra de Pie de Palo-Departamento Caucete, San Juan*. Inf. inéd. Yac. Carb. Fiscales. Buenos Aires.
- Green, R., 1961. *Paleoclimatic significance of evaporites*. In: Nairn, A. E. M., (Editor): *Descriptive Palaeoclimatology*: 61-87. Interscienc. Publish. Inc. Nueva York.
- Groeber, P., 1948. *Geología de la Provincia de San Juan: "Datos geológicos"*. Ag. Min. Rep. Arg., Min. Int. Com. Nac. Climat., IX: 27-42. Buenos Aires.
- Kelly, G. J., 1962. *Geología de la Sierra de Móchina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan*. Inf. inéd. Yac. Petrolf. Fiscales. San Juan.
- Mínera T.E.A. 1967. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan*. Inf. inéd. Departamento de Minería. Provincia de San Juan.
- Richter-Bernburg, G., 1964. *Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites*. In: Nairn, A. E. M., (Editor): *Problems in Palaeoclimatology*: 510-521, Interscienc. Publish Publ. Londres-Nueva York.
- Udden, J. A., 1924. *Laminated anhydrite in Texas*. Bull. Geol. Soc. Amer., 35: 347-354.
- Volkheimer W., 1975. *Introducción a la paleoclimatología. Parte A. Los indicadores de paleoclimas*. Publ. Ext. Cult. y Did. 21, Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", 73 p. Buenos Aires.

Recibido: 20 de diciembre, 1982.

Aceptado: 23 de noviembre, 1983.

ALFREDO CUERDA

División Geología del Museo de La Plata
Centro de Investigaciones Geológicas
Paseo del Bosque
1900 La Plata

RICARDO VARELA

ADRIAN M. IÑIGUEZ

CONICET

Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y
Museo de La Plata

INFLUENCIA DE LA ESTRUCTURA MINERAL EN EL PODER COQUIZANTE DE LOS CARBONES

FEDERICO A. J. BERGMANN

Resumen

En el presente trabajo son considerados desde sus fundamentos geológicos los factores que controlan la aptitud coquizante de los carbones, reparando de manera especial en la estructura mineral por considerarla el factor determinante. Censuadamente, se deduce el criterio que debe guiar una primera evaluación de los carbones desde el punto de vista de la coquización.

Abstract

This paper deals with factors that control, from their geologic grounds, coal coking properties. Because it is considered a determining factor, coal mineral structure is particularly treated. Therefore, the approach of coal early evaluation from the coking point of view is deduced.

Introducción

Los carbones al ser destilados en ausencia de aire a baja temperatura (550°C) o a alta temperatura (1000°C), dejan residuos sólidos que se denominan semicoque y coque, respectivamente. Sólo en algunos carbones dichos residuos son consistentes, constituyendo el coque, el conocido reductor de mineral de hierro que se aplica en el alto horno. Es fácil advertir que este último producto debe ser lo suficientemente resistente, como para aguantar las severas exigencias mecánicas de carga de los lechos de fusión.

Desde que en 1735 Abraham Darby elaborara el primer coque de carbón mineral, ha sido preocupación definir las causas que controlan la peculiar aptitud de ciertos carbones, para dar esos residuos aglutinados de uso corrientemente industrial. En lo que sigue se considerará el tema, enfocándolo desde su base geológica. Las nominaciones de carbones han sido tomadas de la clasificación por rangos según ASTM, que es la que corrientemente se aplica en el país.

Tipos genéticos de carbones

Existen dos tipos genéticos de carbones: los húmicos o bandeados y los sapropélicos o masivos.

Los primeros se originaron por la acumulación de restos vegetales terrestres ricos en celulosa y lignina. Dicha acumulación motivó la formación de turbales similares a los

que actualmente conocemos, en los cuales los restos vegetales sufrieron una descomposición bacteriana aerobia y anaerobia, condicionada a la composición de la materia vegetal, la temperatura, el PH, el nivel de las aguas impregnantes (o aislantes), la remoción de las aguas y la velocidad de crecimiento de la turbera.

Como consecuencia de la descomposición bioquímica se originó la turba o sea el primer estadio en la formación de los carbones húmicos. Posteriormente la turba sufrió una intensa deshidratación transformándose en lignito y, luego, una profunda modificación químico-estructural motivando el carbón subbituminoso, los carbones bituminosos, la antracita y finalmente el grafito. Esta evolución se caracteriza fundamentalmente por un progresivo aumento en carbono a costa de una correspondiente pérdida de oxígeno e hidrógeno.

Los carbones sapropélicos se formaron debajo de una capa de agua estagnante a partir de acumulaciones principalmente de plantas acuáticas, entre las que privaron las algas. El material rico en sustancias grasas, así como también en resinas y ceras provenientes en buena parte de restos resistentes de la flora terrestre, soportó primeramente una destrucción anaeróbica que motivó un relativo enriquecimiento en hidrógeno, y ulteriormente una polimerización.

Si bien desde el punto de vista físico, químico y petrográfico los diferentes carbones

húmicos y sapropélicos no resultan cotejables entre sí, desde el punto de vista geológico los mismos podrían homologarse, correspondiendo los estadios de turba, lignito y carbones bituminosos-antracita, a los estadios sapropélicos balchaschita-coorongita, gagat y boghead, respectivamente (Bergmann, 1960).

Los carbones húmicos —que siempre contienen algo de base sapropélica— son ampliamente dominantes, constituyendo los productos comerciales a los cuales se refieren las clasificaciones prácticas usuales. Por ello en lo que sigue nos referiremos sólo a estos carbones que, por otra parte, son los que ostentan el fenómeno de la coquización desde el punto de vista que interesa.

La diagénesis de los carbones húmicos consistió en la compactación de la turba como consecuencia de sus subsidencia. Durante esta última, la incarbonación incipiente fue mínima comparada con la deshidratación, pasando de la turba con un máximo de 95 % de agua, al lignito blando, terroso o pardo con un mínimo de un 30 % de agua. Posteriormente dicho lignito, sometido a ciertas temperaturas y presiones, sufrió un proceso geometamórfico consistente en un intenso cambio químico-estructural.

El pase de un lignito blando, terroso o pardo, se realiza de manera gradual a través del carbón subbituminoso, que es una forma transicional con caracteres mezclados de lignito y carbones bituminosos. Lo mismo sucede con el pase de los carbones bituminosos a la antracita, pero en este último caso el proceso de transformación se manifiesta (por lo menos a la investigación) más breve que el anterior, no justificándose para el mismo la creación de un grupo carbonoso intermedio. En el gráfico de la figura 1 se indica la

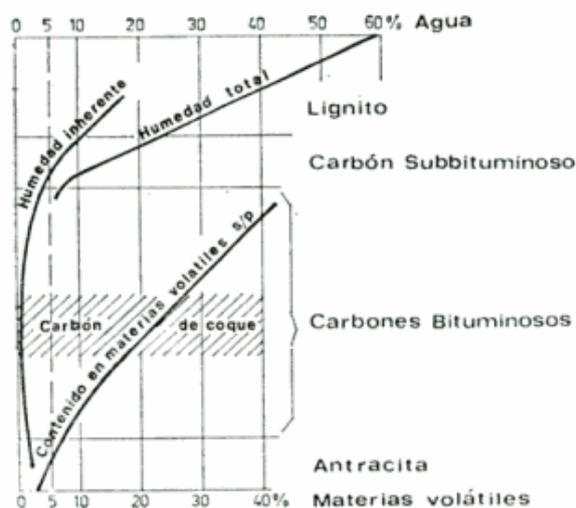


Figura 1

curva de las materias volátiles sobre base pura de los carbones húmicos. Además, se señalan las curvas de humedad total e inherente, vale decir, de los carbones "in situ" y secados al aire, con lo que se comprenderá lo dicho precedentemente con respecto a la diagénesis de los lignitos.

Transformación íntima de la sustancia carbonosa

A medida que la materia vegetal de la turbera se transformó en ácidos húmicos —y sus sales— éstos reemplazaron a aquélla, en forma de dispersiones coloidales que permanecieron como tales durante todo el estadio turba-lignito. En los carbones bituminosos las micelas de dichas dispersiones floccularon, a la par que las moléculas de ácido húmico por descomposición y condensación se transformaron en diversas categorías de huminas. Vale decir, en el estadio turba-lignito la sustancia combustible es un sol, mientras que en el estadio carbones bituminosos-antracita dicha sustancia es un gel (Bergmann, 1960).

Como se dijo precedentemente, las micelas de los carbones bituminosos y de la antracita sufrieron una profunda transformación químico-estructural, que en su momento ha sido explicada por van Krevelen (1953, 1961), de la siguiente manera: las hullas —carbones bituminosos— de baja incarbonación se hallan constituidas por huminas que forman grupos de anillos aromáticos relativamente pequeños unidos entre sí por puentes alifáticos, teniendo por consiguiente las moléculas que integran tales micelas una construcción tridimensional. Dichas hullas —carbones bituminosos— ulteriormente, durante su evolución, van perdiendo poco a poco los puentes alifáticos a la par que los anillos de los grupos aromáticos se hacen cada vez más grandes adquiriendo una disposición laminar. Estas especies de láminas, además tienden al mismo tiempo a crecer de acuerdo a la estratificación, formando como rimeros de panales de abejas superpuestos que se van sucesivamente orientando entre sí, de tal manera que sus átomos tienden hacia un ordenamiento geométrico que, cuando es alcanzado, constituye los cristales de grafito (Gibson, 1978).

A los efectos de una mejor comprensión de la evolución natural de los carbones, es importante tener presente lo siguiente:

a) El fenómeno de incarbonación se lleva a cabo en cada fracción de carbón de una

manera heterogénea, de tal manera que el rango que se determina es un promedio del distinto grado de incarbonación de cada micela.

b) Los niveles de incarbonación de las distintas partes o fracciones de un carbón difieren entre sí de acuerdo al tipo de resto vegetal sobre el cual se produce el proceso. A medida que dicho proceso se lleva a cabo, las mencionadas diferencias se hacen cada vez menos pronunciadas, hasta que prácticamente desaparecen en los carbones magros y antracita.

Propiedades coquizantes de los carbones

Se dice que un carbón coquiza normalmente cuando durante su destilación seca, a una velocidad de calentamiento de 2-3°C/minuto, la masa sólida residual se ajusta a la siguiente secuencia: fusión-descomposición-hinchamiento. Los carbones que más se adaptan a este orden son precisamente los carbones de coque que se indican en figura 1. A temperaturas algo superiores a la de su total desecamiento, esos carbones comienzan a largar gases, ablandarse y contraerse; pero recién entre los 350-450°C se produce en los mismos el mayor escape de gases, de tal manera que éstos alcanzan a dilatar o hinchar el carbón fundido por un proceso similar al de la formación de espuma. En los carbones con mucha materia volátil la desgasificación es prematura, y en los carbones magros es insuficiente, como consecuencia de lo cual el coque que se produce es pulverulento, contraído o agrietado. Con todo, cabe aclarar que a partir de los carbones con alto contenido en materias volátiles es posible obtener coque aglomerado acelerando la velocidad de calentamiento, de tal manera que se logre superponer o invertir las fases de descomposición y fusión; precisamente, en los ensayos dilatométricos de Audibert se contempla esta posibilidad motivando calentamientos repentinos sumergiendo el carbón en baños de plomo o mezclas de sales fundidas. En la figura 2, a los efectos de ilustrar lo dicho precedentemente, se muestra la curva dilatométrica de un buen carbón de coque (Camphausen, Alemania) y la de un carbón no coquizante (Río Turbio, Argentina).

Las primeras investigaciones han buscado la causa de la aptitud coquizante más bien en el contenido bituminoso, vale decir, en las sustancias del carbón extraíbles por medio de



Figura 2

solventes orgánicos. Como consecuencia de estos estudios iniciados a mediados del siglo pasado (Kreulen, 1935), se distinguieron bitúmenes húmicos y bitúmenes sapropélicos o liptobiolíticos provenientes de pólenes, esporos, cutículas y otras partes vegetales ricas en resinas y ceras. Subsecuentemente llegóse a las siguientes conclusiones:

a) Después que un carbón coquizante ha sido extractado, el residuo que queda ha perdido sus propiedades coquizantes; en cambio del extracto se obtiene un coque bien fundido, hinchado y frágil. Si se vuelven a reunir residuo y extracto, el conjunto recupera las primitivas propiedades coquizantes.

b) Las partes del carbón que dan bitúmenes liptobiolíticos, forman un coque pulverulento especialmente en carbones terciarios.

Estas ideas comenzaron a ser complementadas ya a partir de los años 30 con estudios petrográficos, principalmente en Alemania, comprobándose que las vitritas húmicas son las que mejor coquizan, decreciendo las propiedades coquizantes en la medida en que intervengan componentes inertes como las fusinitas, semifusinitas y micrinitas, o componentes resínicos-céreos con bitumen liptobiolítico (Freud, 1952).

Incidencia de la estructura mineral

Poco antes de la Segunda Guerra Mundial, como consecuencia de un mejor conocimiento de la constitución íntima de los carbones, comenzó a prestarse atención al aspecto físico para explicar la aptitud coqui-

zante. Fue así como oportunamente Hirst (1944) y Berkowitz (1949) han interpretado de la siguiente manera el comportamiento del carbón típicamente coquizante: durante el calentamiento los átomos exteriores de los complejos moleculares aromáticos que integran las micelas comienzan a vibrar, lo cual posibilita que tales complejos, debido a la escasa cohesión que existe entre ellos, se deslicen unos sobre otros, haciendo que el conjunto se ablande y entre en un estado como de fusión; en razón de que al propio tiempo se van produciendo escapes de gases, éstos a causa de la baja porosidad (concordante con su baja superficie interior y bajo contenido de humedad como se advierte en figura 1), empujan a la masa ablandada y fundida produciendo su hinchamiento y esponjamiento, lo cual motiva que al final del proceso quede un residuo consistente y poroso que es el coque metalúrgico.

Debido a que en el lignito, en el carbón subbituminoso y en los carbones bituminosos de alta volatilidad, los numerosos puentes alifáticos frenan la movilidad de los complejos aromáticos anulando o limitando el ablandamiento del conjunto, y a que los gases se evaden fácilmente a causa del gran tamaño de los poros, es que tales carbones ni funden ni hinchan, y si lo hacen es de manera insuficiente. En el otro extremo, o sea en los carbones bituminosos magros y en la antracita, sucede lo mismo debido a la gran cohesión molecular producida por las uniones de valencia, a la porosidad relativamente grande, y además a que el volumen de materias volátiles o gases producidos por estos carbones es relativamente pequeño. Como se ve los carbones de bajo y alto rango, desde el punto de vista de la coquización, en cuanto a la rigidez interna y porosidad, son en cierta forma equivalentes, diferenciándolos el volumen de gas que se desprende durante la destilación, el cual es mucho mayor en los primeros que en los segundos.

Este nuevo enfoque del tema, en cierta manera permite explicar el comportamiento de muchos carbones atípicos, uno de cuyos casos más espectaculares es el del carbón pakistano de Sharig con 74 % de carbono sobre puro y 55 % de materias volátiles sobre igual base. Este carbón que químicamente es un lignito, a causa de las fuertes tensiones tectónicas, presenta una superficie interior y un contenido de humedad sumamente bajos, similares a los carbones de coque (Teichmüller, 1954, 1962). Lo singular del caso es que este carbón coquiza, lo que resulta coherente con la mencionada explicación física fundamentada en la estructura mineral.

Nuestro carbón de Pico Quemado (provincia de Río Negro), con 42 %-46 % de materias volátiles sobre puro, en buena parte debe su mediana aptitud coquizante (con un índice de hinchamiento libre de 5) a su relativamente baja porosidad con una humedad del 3 %-5 %. Este mineral que sólo integra una pequeña reserva determinada, de acuerdo a ensayos practicados en SOMISA podría usarse —depurado a 10 % de cenizas sobre seco— en los procesos convencionales para coque siderúrgico en mezcla con carbones típicamente coquizantes, desde un 30 % hasta un 60 % según se deduce de los datos del Cuadro 1 (Vera *et al.*, 1962).

El carbón de Río Turbio (provincia de Santa Cruz), en cambio, con sólo un poco más de materias volátiles (46 %-50 % sobre puro), pero con un 13 %-14 % de humedad total, carece de aptitudes coquizantes, registrando un índice de hinchamiento libre de 0-0,5. Este carbón, también depurado a un 10 % de cenizas sobre seco, se lo puede usar para elaborar coque siderúrgico, en procesos clásicos, sólo hasta el orden del 15 % en mezcla con carbones típicamente coquizantes. Pero este tenor, en procesos no convencionales, se puede aumentar hasta un 30 %-35 %, incrementando la densidad de carga de las mezclas de 700 kg/m³ a 1000 kg/m³.

CUADRO I.—Incorporación en pastas de coque del carbón de Pico Quemado (Prov. de Río Negro).

Indíces de rodamiento	Ensayo Testigo (70%A.v. + 30%B.v.)				
	Carbón de Pico Quemado				
		30 %	40 %	50 %	60 %
Estabilidad	62,5 %	60,0 %	58,2 %	59,0 %	59,1 %
Dureza	70,6 %	72,3 %	69,1 %	71,2 %	71,8 %

CUADRO II. — Posibilidades de incorporación del carbón de Río Turbio (Prov. de Santa Cruz) en pastas coquizantes.

% Carbón de Río Turbio	Granulometría	Humedad	Densidad de carga
15	menor de 6 mm	8 %	700 Kg/m ³ (1)
20	menor de 2 mm (2)	8 %	780 Kg/m ³
25	menor de 2 mm	4 % (3)	850 Kg/m ³
30 - 35	menor de 2 mm	4 %	1.000 Kg/m ³ (4)

Referencia: (1) sistema clásico; (2) molienda metódica; (3) humedad natural; (4) sistema pilonado.

como se indica en Cuadro 2. Precisamente, este aumento de carga presupone una disminución de tamaño de los poros de la pasta que se destila, lo que estimula el poder coquizante de la misma, reproduciendo la planta de ensayo el fenómeno físico que desarrolla la naturaleza en los propios carbones. Un fenómeno que como testimonio también entra dentro del tema que se comenta fue señalado para asfaltitas de la Cuenca Neuquina, en las cuales la aptitud coquizante aumenta en relación inversa con el contenido de humedad natural ligado a la porosidad (Bergmann, 1978). A los efectos de ilustrar sobre este particular, en figura 2 se indica la curva dilatométrica de la asfaltita de Mina Los Castaños, de la provincia de Mendoza, que posee tan sólo un 0,3 % de humedad y que, en razón de participar de la referida propiedad, muestra una traza de interesante desarrollo.

Estos simples ejemplos traídos a colación, tienen el propósito de destacar desde distintos ángulos el rol de la porosidad como elemento coquizante. A lo dicho correspondería agregar que la experiencia cada día parece enfatizar más ese aspecto físico, resaltando su incidencia sobre otros factores.

Conclusión

De lo precedentemente expuesto se deduce que una primera apreciación o diagnóstico sobre carbón para elaborar coque, debe tener en cuenta el contenido "in situ" de humedad que en cierta forma refleja la porosidad o superficie interior. La tradicional ponderación en base al sólo contenido de materias volátiles o carbono fijo, queda más bien subordinada a aquel factor que la experiencia tiende a destacar como dominante.

Este enfoque se fundamenta en una primacía de la estructura mineral sobre los contenidos bitumínicos y petrográficos, cuyo verdadero alcance aún se debe aclarar.

Esta sencilla conclusión tiene su importancia práctica, toda vez que la prospección geológica para localización de carbones con propiedades intermedias resulta cada día más importante en razón de la limitación de las reservas típicamente coquizantes, y de que nuevas tecnologías en aplicación y desarrollo permiten aprovechar en cantidades masivas dichos carbones con fines sidero-metalúrgicos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bergmann, Federico A. J., 1960. *Bituminización y propiedades coquizantes del carbón, con referencia al de la Cuenca de Río Turbio*. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires, Vol. I: 282-312. La Plata.
- 1978. *Aptitud de hinchamiento y variación de humedad de asfaltitas del flanco meridional de Sierra de Reyes (Mendoza - Neuquén)*. Actas del VII Congreso Geológico Argentino, Vol. I: 99-105. Buenos Aires.
- Berkowitz, N., 1949. *A física approach to the theory of coking*. Fuel, XXVIII. London.
- Freund, H., 1952. *Mikroskopie der Steinkohle, des Kokes und der Braunkohle*. Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, Teil 1. Frankfurt a.M.
- Gibson, J., 1978. *The constitution of coal and its relevance to coal conversion processes*. Fuel, LI, Nº 470. London.
- Hirts, W., 1944. *The colloid structure of coals*. Proc. of Conf. on the Ultrafine Structure of Coals and Cokes, 35-45, London.

- Kreulen, D. J. W., 1935. *Grundzüge der Chemie und Systematik der Kohlen*. D. B. Centen N. V. Amsterdam.
- Lowry, H. B., 1963. *Chemistry of Coal Utilization*. Wiley Sons Inc. New York - London.
- Teichmüller, M. und Teichmüller, R., 1954. *Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle*. Geologischen Rundschau, XLII, N° 2, Krefeld.
- 1962. *Geological aspects of coal metamorfism*. Coal and Coal - Bearing Strata. Ed. Murchinson - Westoll. London.
- Van Krevelen, D. W., 1953. *Physikalische Eigenschaften und chemische Struktur der Steinkohle*. Bannstoff - Chemie, XXXIV. Essen.
- 1961. *Coal (typology - chemistry - physics - constitution)*. Elsevier Ed. Amsterdam.
- Vera, R., J. C. Orlandino y A. Ferrari, 1962. *Elaboración de coque metalúrgico, en escala piloto, incorporando carbón de Pico Quemado en las mezclas que actualmente coquizan SOMISA en la Planta General Savio de San Nicolás*. Inf. inédito YCF - Lab. N° 49. Buenos Aires.

Recibido: 22 de diciembre, 1982.

Aceptado: 28 de noviembre, 1983.

FEDERICO A. J. BERGMANN

Yacimientos Carboníferos Fiscales
Diagonal R. Sáenz Peña 1190
Buenos Aires

MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS

por Albert V. Carozzi

Serie B. Didáctica y Complementaria N° 11

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Importante obra didáctica que presenta en forma actualizada un completo análisis de los diferentes medios de depositación carbonática.

TOMO I: 112 páginas de texto

TOMO II: 198 páginas con 252 figuras

ULTIMOS EJEMPLARES DISPONIBLES EN:

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Casa del Geólogo
Maipú 645, 1er. piso
1006 Buenos Aires

Argentina

ROCAS BASICAS EN LA VERTIENTE NOROCCIDENTAL DE LA MESETA DEL LAGO BUENOS AIRES, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

ALICIA G. BUSTEROS y OMAR R. LAPIDO

Resumen

Se dan a conocer dos nuevas localidades en las que afloran rocas básicas alcalinas. Están ubicadas en las cercanías de la población de Los Antiguos, margen sur del Lago Buenos Aires y son las primeras reconocidas en el noroeste de la provincia de Santa Cruz.

Esta serie de rocas denominadas Teschenita Jeinemeni y Teschenita Los Antiguos, presentan una mineralogía cualitativamente constante, constituida por plagioclasa, feldespatos alcalino, nefelina, olivina, clinopiroxenos, anfíbol, biotita, analcima, natrolita, thomsonita y minerales accesorios observándose diferenciaciones texturales y variaciones en el tamaño de grano y en los porcentajes de los componentes minerales.

La Teschenita Jeinemeni aflora en el curso medio del río homónimo. Es un cuerpo plutónico menor intruido en la Formación Río Tarde, integrada principalmente por tobas del Cretácico inferior alto, perteneciente al vulcanismo Divisadero. Una teschenita de esta unidad fue datada por el método Ar-K sobre roca total y arrojó una edad de 46 ± 3 m.a. que ubica a este pulso en el Eoceno. Por otra parte la Teschenita Los Antiguos aflora en los cerros Negro y de la Calle. En el primero, se ha podido individualizar la serie teschenita - sienita teschenítica - sienita, alojada en sedimentitas miocenas del Grupo Río Zeballos, que sugiere una edad post-Mioceno para este cuerpo. Estos dos pulsos de teschenitas están asociadas temporalmente con un plateau Eoceno (Basalto Posadas) y con otro Mio-Plioceno (Formación Meseta Lago Buenos Aires) respectivamente.

En base al diagrama de clasificación y nomenclatura de las rocas plutónicas del Comité Internacional, esta serie está ubicada dentro de los campos 10', 13, 14 y 7' que equivaldrían a gabros foidíferos, monzogabros foidícos, entre cuyos representantes se encuentran la teschenita o gabro analcímico y sienita foidífera.

Estas rocas poseen características de alcalinidad dadas por la presencia de piroxenos ricos en Na y Ti (augita, titanoaugita, egrina-augita y egrina), escasa nefelina, plagioclasa cuyo término más sódico es oligoclasa y analcima. La alteración secundaria de los feldespatos y de la nefelina en ceolitas indica la abundancia de agua en el magma original y la tendencia de los álcalis a mantenerse en elevada concentración.

Estos cuerpos básicos se originaron por diferenciación a partir de un magma basáltico olivínico alcalino.

Abstract

Two localities in which basic alkaline rocks outcrop are described. They are placed near Los Antiguos, south margin of Buenos Aires Lake and they are the first mention in the northwestern part of Santa Cruz province.

These series of rocks named Teschenita Jeinemeni and Teschenita Los Antiguos, have a distinctive mineralogy. They are made up mainly of plagioclase, alkaline feldspar, nepheline, olivine, clinopiroxene, amphibole, biotite, analcime, natrolite, thomsonite and accessory minerals. They have different textures and variations in the grain sizes and in the percentages of the component minerals.

The Teschenita Jeinemeni outcrops in the middle course of the Jeinemeni river. It is a minor body intruding the Río Tarde Formation mainly formed by Early Cretaceous tuffs, derived from Divisadero Formation. A teschenite sample has proved to be 46 ± 3 m.a. old (Ar-K dating); so the emplacement of the teschenites are placed during Eocene times.

The Teschenita Los Antiguos outcrops in the Cerro Negro and Cerro de la Calle. In the first place, it has been identified the series teschenite-syenitic teschenite-syenite, are placed in Miocene sediments of the Río Zeballos Group. This suggests a post-miocene age for this body. The two teschenitic intrusive events are respectively related to the development of the Basalto Posadas plateau (Eocene) and with the Meseta Lago Buenos Aires Formation (Mio-Pliocene).

According to the diagram of classification of plutonic rocks, of the International Committee Nomenclature (I.U.G.S.), these lie on the 10', 13, 14 and 7' fields, which correspond to foidic monzogabbros and foidic gabbros, represented by the teschenite or analcime gabbro and the foidic syenitic.

These rocks have alkaline affinities given by the presence of a piroxenes rich in Na and Ti (augite, titanoaugite, aegirine-augite, and aegirine), scarce nepheline and plagioclase represented by oligoclase and analcime. The secondary alteration of the feldspars and the nepheline in zeolite shows saturation of water in the original magma and an alkali trend in a high concentration level.

These basic bodies were originated by differentiation from an alkaline olivine basaltic magma.

Introducción

La presente contribución surgió como resultado de las tareas de campo realizadas para el levantamiento de la Hoja 51 a Los Antiguos, encomendada por el Servicio Geológico Nacional y efectuada por uno de los autores (O.L.). La petrología fue estudiada por el restante autor (A.B.).

Los cuerpos gábricos alcalinos afloran al sur del lago Buenos Aires en las cercanías de la localidad de Los Antiguos, noroeste de la provincia de Santa Cruz. Nos referiremos

a ellos como Teschenita Los Antiguos y Teschenita Jeinemeni. Estos últimos afloran sobre el curso medio del río del mismo nombre y pasan en continuidad a territorio chileno, mientras que la Teschenita Los Antiguos está representada en los cerros Negro y de la Calle (fig. 1).

Mediante relaciones estratigráficas, análisis petrológicos y dataciones radimétricas se han diferenciado las dos series de teschenitas, una de edad eocena, que corresponde a la Teschenita Jeinemeni y otra de edad posiblemente mio-pliocena, la Teschenita Los Anti-

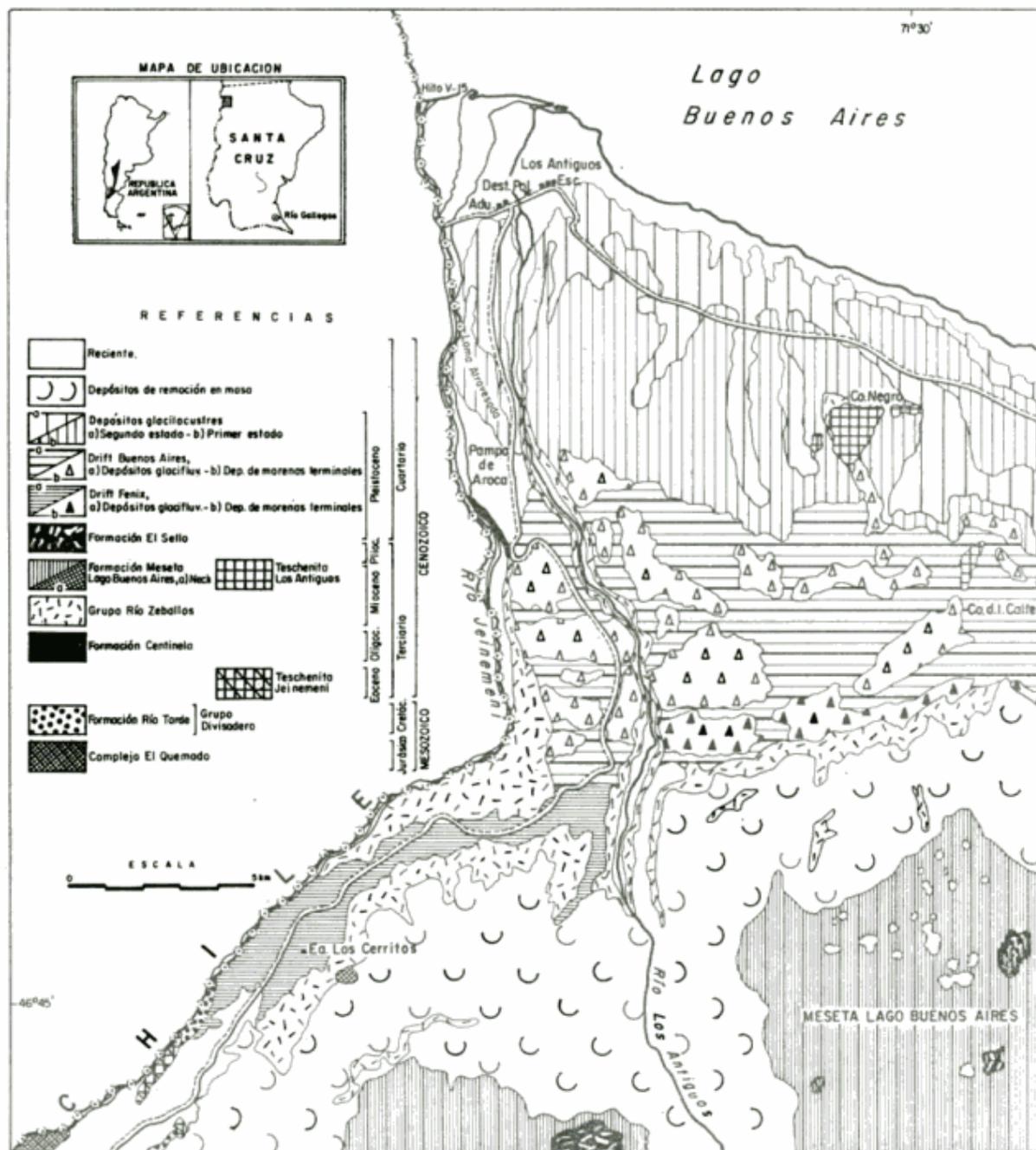


Figura 1

guos. Ambas están relacionadas con dos importantes vulcanismos de plateau emplazados en la región: el Basalto Posadas y la Formación Meseta Lago Buenos Aires, respectivamente.

Estratigrafía

Se incluye una breve reseña estratigráfica local para una mejor comprensión de la geología de esta comarca.

Complejo El Quemado (Riccardi, 1971)

Aflora en la margen izquierda del río Jeinemeni, en las cercanías de la estancia Los Corrales (fig. 1). Es un asomo pequeño que se extiende fuera de los límites del presente trabajo. Está caracterizado por mantos de toba vítrea riolítica expuesto por una falla inversa que lo monta sobre el Neocomiano marino. Inmediatamente al sur, en la sierra de Chacabuco, el Complejo El Quemado está integrado por andesita y riolitas, las que forman el núcleo de la mencionada sierra.

De allí se extrajeron sendas muestras que, analizadas en el INGEIS sobre roca total por el método Ar-K, arrojaron edades de 154 ± 5 y 137 ± 5 m.a. para una toba riolítica y una andesita respectivamente (Lapido 1979). Estos valores permiten ubicar la unidad en el Jurásico superior-Cretácico inferior, según el patrón de edades absolutas de Van Eysigna (1978). Concuerda en parte con los valores de 158 ± 10 m.a. para afloramientos de esta unidad al sur de la Sierra de Sangra, dados a conocer por Nullo *et al.* (1979).

Formación Río Tarde (Ramos, 1979)

Esta unidad representa la facies piroclástica-epiclástica del Grupo Divisadero (Lapido, 1979, en Haller y Lapido, 1980) cuyos afloramientos pasan en continuidad a territorio chileno donde fueron denominados Formación Chile Chico (Niemeyer, 1975 en Charrier *et al.* 1979).

El asomo del río Jeinemeni es sólo una ínfima parte de los afloramientos de esta unidad que se extienden hacia el oeste en territorio chileno y hacia el sur en la sierra de Chacabuco y en las nacientes del lago Pueyrredón.

La secuencia volcánoclastica está integrada por una sucesión de mantos de tobas vítreas riolíticas, tobas cineríticas, tobas cristalolíticas riodacíticas y tobas cristalolíticas andesíticas. Son bancos homoclinales de rumbo

N 35° O que inclinan $8-9^\circ$ al noroeste. Están intruidos por la Teschenita Jeinemeni.

Con respecto a la edad de esta unidad Charrier *et al.* (1979) publicaron una datación de 111 ± 2 m.a. para una muestra de la Formación Chile Chico (equivalente lateral de la Formación Río Tarde). Otra datación por el método Ar-K realizada en el INGEIS, sobre muestra de esta unidad proveniente de la sierra de Chacabuco arrojó una edad de 97 ± 3 m.a. Se puede concluir que la Formación Río Tarde sería de edad aptiana-albiana, ampliando la asignación aptiana otorgada previamente por Haller y Lapido (1980), pudiendo quizá extenderse hasta el Cenomaniano (Ramos, 1979).

Formación Centinela (Furque y Camacho, 1972)

Esta unidad aflora en ambas márgenes del río Jeinemeni a la altura de Pampa de Aroca, a unos 10 kilómetros al sur de Los Antiguos. Está integrada de abajo hacia arriba por bancos de arenisca de color verdoso a rosado pálido; areniscas con restos de *Ostrea* sp.; areniscas de grano fino color gris; arcillas plásticas de color gris, areniscas de grano mediano y color ladrillo y sobre ella, dispersos en el material de la cubierta cuartaria, restos de ostreas.

El perfil posee una potencia de 12 m y su base se halla cubierta por la planicie de inundación del río; el rumbo de estas capas es este-oeste e inclinan $8-10^\circ$ al sur. Entre los restos de megafósiles sólo se identificó *Lutraria* sp.

Este afloramiento continúa en territorio chileno donde Charrier *et al.* (1979) lo consideraron como primer nivel marino con *Ostrea* y lo asignaron al Cretácico superior-Paleoceno. Recientemente Brood (1981) estudió briozoos procedentes del mismo afloramiento a los que asignó al Mioceno.

Aguas abajo la unidad es cubierto en discordancia angular por el Grupo Río Zeballos. Este afloramiento se correlaciona con el existente en el río Zeballos a unos 5 Km al sur del presente trabajo donde la formación yace sobre Basalto Posadas y es cubierta por el Grupo Río Zeballos. De este sitio procede la megafauna descrita por Rossi de García y Levy de Caminos (1980) que indicó una edad oligocena superior, la cual se hace extensiva al afloramiento del río Jeinemeni, pudiendo quizá ampliarse al Mioceno basal como sugiriera Ramos *et al.* (1982) para las regiones más orientales.

Grupo Río Zeballos (Ugarte, 1956)

Estos afloramientos fueron estudiados detalladamente por Ugarte (1956). Están compuestas por una parte inferior, correspondiente a la Formación Río Jeinemeni, constituida por una alternancia de bancos de arenicas poco consolidadas de color verdoso y arcillas moradas muy tufíticas y con típico paisaje de bad lands, de posible edad mamalífera *santacruzense*. Las secciones media y superior, correspondientes a las Formaciones Cerro Boleadoras y Correntoso (Ugarte *op. cit.*) están integradas, la primera por una alternancia de bancos duros de areniscas amarillentas, grises en superficie fresca, y cineritas grises y la restante, por potentes camadas de conglomerados con clastos de 3 a 5 cm de diámetro y areniscas amarillentas, de posible edad mamalífera *friasense* (en el sentido de Kraglievich, 1930 y Pascual *et al.* (1977), ya supuesta por Ugarte (1956).

Formación Meseta Lago Buenos Aires (Lapido, 1979)

Este basalto de plateau, que se derramó sobre los sedimentos horizontales del Mioceno, está integrado por una sucesión de 6 a 8 coladas que tienen en conjunto un espesor promedio de aproximadamente 50 m. Asociados a este episodio volcánico se hallan cuerpos intrusivos caracterizados por diques, necks basálticos y teschenitas las que serán tratadas por separado.

Esta serie de coladas están constituidas por basaltos olivínicos alcalinos que cubren una extensión de aproximadamente 5.000 Km² denominada Meseta del Lago Buenos Aires. Sus bordes están modificados por fenómenos de remoción en masa que dificultan en gran medida la observación de la re-

lación con el Grupo Río Zeballos, al que cubren en discordancia erosiva.

La edad de este plateau está acotada por una serie de dataciones radimétricas que lo ubican en el Mioceno superior, de acuerdo a Van Eysigna (1978).

Formación El Sello (Lapido, 1979)

Se utiliza esta denominación para los conos volcánicos de erupción central que intruyen el plateau mioceno cubriendo parcialmente la superficie del mismo. En la vertiente este de la meseta las coladas se alcanzan en los valles y descienden hasta alcanzar la ruta nacional n° 40 ya fuera de los límites de este trabajo.

Litológicamente se trata de basaltos alcalinos generalmente porfíricos de color superficial negruzco, a veces con tintes rojizos, mientras que en la superficie fresca el color predominante es gris claro. Muchas de las muestras poseen estructura vesicular. En algunos casos las oquedades están rellenas por material ceolítico arcilloso. En un estudio reciente Baker *et al.* (1981) han descripto principalmente basanitas pertenecientes a esta unidad.

La edad de esta Formación ha sido determinada mediante dataciones radimétricas (cuadro II).

Este episodio volcánico queda ubicado en la base del Pleistoceno de acuerdo al patrón de edades absolutas de Van Eysigna (1978).

Drift Fénix (Fidalgo y Riggi, 1965)

Los depósitos de morenas terminales y de material glacifluvial que se incluyen en esta denominación representan los afloramientos más australes del Drift Fénix que Fidalgo y

CUADRO I. — Edades radimétricas de la Formación Meseta Buenos Aires

Localidad	Roca	Método	Datación sobre	Edad m.a.	Referencia
Subida Puesto García, sector oeste Meseta Lago Buenos Aires	basalto	K-Ar.	Rt	6 ± 2	este trabajo
Cerro El Puntudo sector sur Meseta Lago Buenos Aires	basalto	K-Ar.	Rt	9 ± 1	Linares (1979)
Estancia La Vizcaina sector sur Meseta Lago Buenos Aires	basalto	K-Ar.	Rt	10 ± 1	Linares (1979)

CUADRO II. — Edades radiométricas de la Formación El Sello

Localidad	Roca	Método	Datación sobre	Edad	Referencia
Laguna Honda (sector SE Meseta Lago Buenos Aires)	basalto	K-Ar	Rt	1,6 ± 0.5	Baker <i>et al.</i> (1981)
Norte del cerro Colorado (sector SE Meseta Lago Buenos Aires)	basalto	K-Ar	Rt	1,8 ± 0.0	Baker <i>et al.</i> (1981)

Riggi (1965) reconocieron en el borde este del lago Buenos Aires, y al que Caldenius (1932) denominara sistemas principales de morenas terminales de la glaciación gotiglacial y depósitos glacioluviales extramarginales.

Drift Buenos Aires (Fidalgo y Riggi, 1965)

Estos depósitos de morenas terminales y depósitos de glacioluviales extramarginales también son la continuación oeste de los descritos por Fidalgo y Riggi (1965) y se corresponden con la glaciación finiglacial de Caldenius (1932).

Depósitos Glacilacustres

Se han reconocido y mapeado como tales a los dos estados principales del lago finiglacial descrito por Caldenius (1932).

Serie Alcalina Básica

Se han reconocido dos conjuntos de afloramientos nominados Teschenita Jeinemeni y Teschenita Los Antiguos. El primero se encuentra ubicado al sur de la localidad de Los Antiguos, a unos 25 Km agua arriba de la desembocadura del río Jeinemeni casi sobre el camino que antiguamente unía Los Antiguos con Paso Roballos. Se trata de un cuerpo de composición teschenítica, posiblemente un lacolito, cuya parte superior aflora prácticamente sobre el borde este del camino intruyendo a la Formación Río Tarde, relación que se mantiene en la continuación occidental del cuerpo donde ocupa la barranca derecha del río Jeinemeni, en territorio argentino, y reaparece a menor altura, falla mediante, en la margen izquierda del mencionado río en territorio chileno.

La Teschenita Los Antiguos aflora al este del pueblo homónimo, en los cerros Negro y de la Calle, a unos 10 y 15 Km del mismo.

Se trata de cuerpos plutónicos y filones capa asociados. El cerro Negro es un intrusivo de teschenita - sienita teschenítica - sienita y filones capa de basaltos tescheníticos alojados en el Grupo Río Zeballos. En el cerro de la Calle hasta el presente sólo se han reconocido teschenitas pero indudablemente se trata de un cuerpo de características similares al del cerro Negro, e incluso podría tratarse de la continuidad occidental del mismo.

Antecedentes

Si bien no existen antecedentes en la literatura geológica de afloramientos de estas características en el norte de la provincia de Santa Cruz, han sido ampliamente estudiados los cuerpos alcalinos básicos de Colonia Sarmiento, en el centro sur de la provincia del Chubut, donde Mórtola (1923) describió petrográficamente rocas tescheníticas aflorantes en el curso inferior del río Senguer y en el faldeo noroeste del cerro Negro. Terruggi (1964) hizo referencia a cuerpos básicos en la misma zona y caracterizó petrologicamente filones capa tescheníticos y cuerpos diferenciados de sienitas refelínicas, atribuyendo el origen de los mismos a un sistema residual que deriva de un primitivo magma teschenítico analcímico. Viviers (1970) describió afloramientos de rocas básicas en los cerros Pastel y Puricelli. En este último mencionó la presencia de facies diabásicas gábricas con venas diferenciadas de composición sienítica. Villar y Pezzutti (1976) efectuaron la petrología de los complejos máficos alcalinos formados por la serie teschenita, teschenita-sienítica y sienita ceolítica aflorantes en los cerros Cuadrado, Tortuga, Cresta Trompette, etc. Posteriormente Pezzutti y Villar (1978) realizaron el estudio de los complejos alcalinos de la serranía de San Bernardo, Pampa María Santísima,

margen derecha del lago Colhué Huapí y Pampa del Castillo.

En Bahía de la Lancha, Lago San Martín, provincia de Santa Cruz Riccardi (1971) mencionó la presencia de diques y filones capa de teschenitas, essexitas y basanitas a los que denominó Essexitas Río Carbón.

Ramos *et al.* (1982) hicieron una caracterización regional de los cuerpos subvolcánicos básicos aflorantes en las provincias del Chubut y Santa Cruz arriba mencionados, e incluyeron otros de los alrededores del Lago San Martín y de la Meseta de la Muerte.

Petrografía

Este complejo alcalino básico aflorante al sur del Lago Buenos Aires está caracterizado por la serie teschenita - sienita teschenítica-sienita.

Teschenitas: Las teschenitas presentan una mineralogía cualitativamente constante, observándose diferenciaciones texturales y variaciones en el tamaño de grano y en los porcentajes de los componentes minerales. Están constituidos por plagioclasa, feldespato alcalino, nefelina, olivina, clinopiroxenos, biotita, analcima, natrolita, thomsonita y minerales accesorios. Son rocas de color gris oscuro a negro, compactas, de grano grueso a fino.

En base a la textura podemos diferenciar tres tipos de teschenitas: 1) porfíricas; 2) ofíticas-subofíticas y 3) granosas gruesas.

Las rocas porfíricas están caracterizadas por fenocristales de olivina, titanogaugita y más raramente egirina-augita que en muchos casos constituyen glomérulos. El tamaño de grano varía entre fino y mediano.

Las teschenitas ofíticas-subofíticas presentan una marcada relación entre la plagioclasa y la augita y/o titanogaugita. La olivina se encuentra alterada a material serpentínico. El tamaño de grano mediano a grueso.

Las rocas de textura granosa hipidiomorfa, típica de rocas gabroides, están constituidas por plagioclasa, titanogaugita y un elevado porcentaje de analcima y biotita. En general son de grano grueso.

La plagioclasa es de hábito tabular, subhedral y sus dimensiones varían entre 2 y 5 mm; presenta maclas de albita y albita Carlsbad; su composición oscila entre labradorita media, andesina y oligoclasa (An 26 %). Los individuos que poseen zonación son más ácidos en la parte periférica. Existen escasos cristales de oligoclasa envueltos por

ortosa. En algunos casos se encuentran reemplazados parcial o totalmente por clorita, sericita, material arcilloso y analcima; poseen inclusiones de apatita.

La plagioclasa en las rocas porfírica y ofíticas-subofíticas constituye un 40 a 45 % y raramente llega a 60 %. En las de textura granosa, normalmente alcanza hasta un 65 %.

El feldespato alcalino de tipo ortoclasa, se encuentra en forma intersticial o bien formando un "halo" alrededor de las plagioclasas. Generalmente está maclado y presenta un aspecto turbido debido a la alteración alofánica. Posee abundantes inclusiones de apatita; $2V (-) = 65^\circ$. También hay escasa anortoclasa (2 a 5 %).

La nefelina es muy escasa: está presente en las rocas porfíricas en un 1 %, es límpida y en raras ocasiones se altera en analcima.

Las ceolitas son abundantes en las rocas granosas donde constituyen un 20-25 %; en las ofíticas-subofíticas no superan el 5 %. Están representadas principalmente por analcima que se ubica intersticialmente formando un mosaico isótropo, o bien como reemplazo de las plagioclasa. También hay agregados fibrosos-radiados, a veces esferulíticos de natrolita y thomsonita.

Entre los minerales máficos los más representativos son olivina, augita y titanogaugita, siendo más escasos los individuos de egirina-augita, egirina y biotita.

La olivina de hasta 6 mm de longitud es subidiomorfa. En las teschenitas porfíricas alcanza un 35 %. En general se halla fresca, excepcionalmente presenta un halo externo desnaturalizado en un agregado arcilloso-clorítico o serpentínico.

En las rocas de textura ofítica-subofítica aparece en un porcentaje máximo de 5 % y se encuentra corroído y transformados en agregados serpentínicos, a veces asociados a ortosa y prismas de apatita. En las especies granosas la olivina está ausente.

Los clinopiroxenos más representativos son augita incolora, fresca titanogaugita de color rosa pálido con $2v (+) = 40-60^\circ$ y $C = 35-62^\circ$. Este valor corresponde a egirina-augita que presenta un $2V (-)$ y se encuentra en general como reborde de los demás piroxenos o bien formando cristales de pequeñas dimensiones al igual que la escasa egirina presente. En su mayoría los clinopiroxenos están frescos y algunos cristales poseen estructura zonal. Se hallan en ciertos casos intercrecidos con las plagioclasas o for-

mando glomérulos. En las rocas ofíticas-subofíticas constituyen hasta un 35 % disminuyendo notablemente en las rocas porfíricas hasta 8 %, sus tamaños varían entre 0,4 y 6 mm.

Otro de los minerales ferromagnesianos presentes es la biotita que alcanza una proporción máxima del 3 %. Se presenta en pequeñas hojuelas con pleocroísmo del castaño amarillento a castaño rojizo y en general sin indicios de alteración.

En menor tenor encontramos calcita en individuos grandes o como reemplazo en forma intersticial.

La apatita se presenta en prismas y/o agujas, como inclusiones en los minerales félsicos.

Los minerales opacos representan menos del 1 % y están caracterizados fundamentalmente por magnetita.

Sienitas tescheníticas: Estas rocas constituyen una facies reducida de la secuencia; son intermedias entre sienitas y teschenitas. Presentan una textura subofítica gruesa compuesta por: plagioclasa, feldespato alcalino, clinopiroxenos, biotita, material intersticial y minerales opacos. La plagioclasa (40 %) de composición oligoandesina a andesina básica (An 44 %) con alteración ceolítica, puesta de manifiesto en forma de parches o "guías" y material arcilloso. El feldespato alcalino es de tipo pertítico y micropertítico y no excede el 30 %. El clinopiroxeno (25 %) está representado por titanogita, en casos con bordes de egirina-augita, suele encontrarse transformado en iddingsita, sericita y material clorítico serpentínico. La biotita se presenta fresca en pequeñas laminillas asociada a minerales opacos. El material intersticial constituye un 25 a 30 % del total de la roca y está representado por analcima y feldespato alcalino con inclusiones de apatita, lo cual evidencia una posterior diferenciación sienítica (Wilkinson, 1956). Accesoriamente encontramos minerales opacos en un máximo de 8 %.

Sienitas: Estas rocas poseen textura granuda hipidiomorfa, de grano mediano. Están constituidas por feldespato alcalino, plagioclasa, augita egirínica, egirina, anfíbol, ceolitas y escasa nefelina. El feldespato alcalino representa alrededor del 60 % y en ocasiones es pertítico, las variedades más características son ortoclasa maclada según Carlsbad y anortoclasa, en casos con maclas polisintéticas. En general presentan incipiente a avanzada alteración alofánica y en algunos casos

se encuentran reemplazadas por material ceolítico de tipo analcima. La plagioclasa representa un 18 % del total de la roca, se encuentra maclada según leyes de albita y más raramente albita-Carlsbad, es de composición albita-oligoclasa ácida (An 14 %). Se halla alterada en minerales del grupo de las arcillas y rara vez en material ceolítico. La nefelina constituye hasta un 5 %, se presenta fresca o bien transformada en analcima. Los minerales máficos (10 %) consisten en individuos de egirina-augita con contornos verdes de egirina y abundante egirina en cristales independientes, en general se encuentran frascos. La augita, con bordes de egirina augita, es escasa. Los anfíboles son de naturaleza sódica del tipo arfvedsonita con γ C de 19° y pleocroísmo del verde intenso al verde azulado. La biotita es escasa y se distribuye en láminas o escamas sin indicios de alteración. Las ceolitas (8 %) reconocidas son de la serie natrolita-skolecita, pero la más abundante es analcima, que se manifiesta como reemplazo de la nefelina o como agregados aislados.

El índice de color modal de estas rocas varía del 30 al 45 %. Observadas macroscópicamente sugieren un índice más elevado, debido a la ligera alteración de los minerales leucocráticos y/o en algunos casos por ser el tamaño de grano fino. Estos valores se mantienen en los análisis químicos (tabla II) donde se comprueba que el CI decrece de 52,32 en las teschenitas a 23,9 en las sienitas, pasando por 34,25 en las rocas intermedias.

En base al diagrama de clasificación y nomenclatura de las rocas plutónicas del Comité Internacional esta serie estaría ubicada entre los campos 10', 13, 14 y 7' por lo que equivaldrían a gabros foidíferos, monzogabros foidicos (considerados por Streckeisen, 1974 como campo de las essexitas), gabros foidicos, entre cuyos representantes se encuentra la teschenita o gabro analcímico y sienitas foidíferas.

Según el diagrama triangular de plagioclasa, piroxeno, olivina, para rocas gabroides, realizado por la subcomisión anteriormente mencionada, los gabros foidíferos (10') podrían ser clasificados como gabros olivínicos y leucogabros.

Petrología

En el cuadro II se transcriben los análisis químicos de muestras que caracterizan a la

Teschenita Los Antiguos que afloran en el cerro Negro y Cerro de la Calle. Asimismo se incluyó, para establecer comparaciones, un basalto de plateau de la meseta Lago Buenos Aires. El cuadro IV presenta las normas C.I. P.W. correspondientes a dichas muestras.

CUADRO III. — Análisis químicos en la Teschenita Los Antiguos

	91 b	152	308 g	80
SiO ₂	45,33	46,45	54,84	46,60
Al ₂ O ₃	15,23	21,00	21,73	17,68
Fe ₂ O ₃	4,63	2,14	1,80	4,84
FeO	6,70	4,20	2,90	7,60
TiO ₂	1,00	1,60	0,72	2,00
MnO	0,12	0,08	0,08	0,12
P ₂ O ₅	0,37	0,50	0,30	0,37
CaO	8,60	6,84	0,85	6,42
MgO	10,06	5,91	3,79	6,12
NaO	3,60	5,00	7,24	5,45
K ₂ O	2,70	2,75	5,51	2,38
H ₂ O ₋	0,78	0,57	1,62	0,38
H ₂ O+		2,08	1,88	
perd. a 900°		1,08		

CUADRO IV. — Normas C.I.P.W. de la Teschenita Los Antiguos

or	15,56	16,12	32,24	13,91
ab	11,05	18,00	32,00	20,97
ne	10,22	13,34	15,90	13,35
an	17,51	26,41	2,22	16,97
di	19,27	4,22	—	10,67
ol	18,63	14,00	10,50	13,08
il	1,80	3,00	1,21	3,79
Mt	6,40	2,90	1,40	6,94
ap	0,67	1,08	0,67	1,86
c	—	—	3,17	—
Cl.	46,77	25,20	13,78	36,34

91b y 152 teschenita del cerro Negro y cerro de la Calle.
308g sienita cerro Negro, 80 basalto olivínico alcalino meseta Lago Buenos Aires.

El incremento de K₂O corresponde a un incremento en la cantidad de ortosa en el modo y en la norma y el de Na₂O está relacionado con el aumento de la sumatoria de las plagioclasas y feldespatoides. Este último proceso se pone de manifiesto también en los piroxenos que pasan de augita titanada a egrina-augita y egrina en las sienitas diferenciadas. La disminución de Ca en las rocas sieníticas queda evidenciada por el bajo porcentaje de anortita y apatita presente y por la ausencia de diopsido.

Comparando las concentraciones de óxidos de las muestras del cerro Negro (Teschenita Los Antiguos) con las del cerro Cresta Trom-

pete (uno de los cuerpos del área de Colonia Sarmiento, estudiado por Villar y Pezzutti, 1976) y analizando la tendencia de las curvas graficadas en el diagrama de diferenciación de Cresta Trompette por Villar y Pezzutti, (*op. cit*), se ha podido deducir que en las rocas de la Teschenita Los Antiguos las concentraciones de óxidos de Fe/Fe + Mg disminuyen desde la teschenita a la sienita y son relativamente bajas, sobre todo en esta última, e inferiores a las de Cresta Trompette.

El contenido de Na₂O y K₂O es más elevado proporcionalmente en las rocas del complejo aquí estudiado que en las del cerro antes mencionado. Ocurre lo contrario con la concentración de CaO.

Sobre la base de la comparación de la figura 2 se ha podido determinar que el complejo aquí tratado tiene un alto contenido

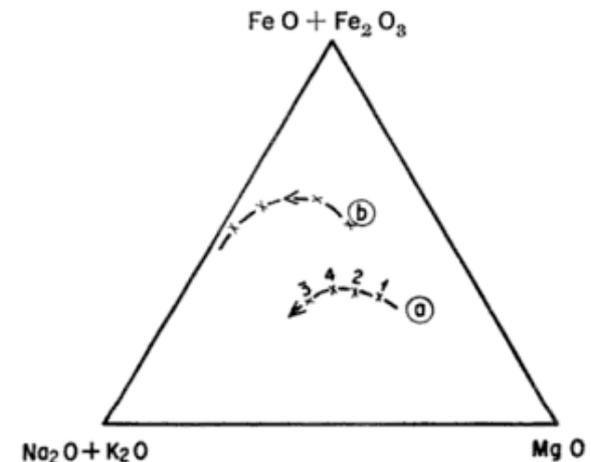


Fig. 2. — Curso de cristalización representado en el diagrama AFM donde se graficaron las rocas de este complejo (curva a) y las muestras del cerro Cresta Trompette (Villar y Pezzutti, 1976) curva b). 1-2, teschenitas; 3, sienita; 4, basalto olivínico alcalino.

en OMg, aumentando los álcalis a medida que nos acercamos a las sienitas. Asimismo se puede observar que el magma que originó la Teschenita Los Antiguos tenía un menor contenido de hierro total y era más alcalino y magnésiano que el que dio origen a las rocas del cerro Cresta Trompette.

En este diagrama también se incluyó la muestra 4 correspondiente a un basalto de plateau procedente de la meseta del Lago Buenos Aires, el que mantiene la tendencia de la curva indicando un aumento progresivo en el contenido de los álcalis con un decrecimiento de sílice (46,6 %, en cuadro III) característica de estas lavas alcalinas tardías como ya lo demostraron Baker *et al.*

(1981). El curso de cristalización de estos cuerpos hipabisales y del magma olivínico alcalino no difieren en aspectos fundamentales. Esto lleva a confirmar la opinión de Tyrrel (1932) en el sentido de que las essexitas y teschenitas son los representantes de grano grueso de los basaltos de plateau. Es así como se puede afirmar que este complejo brinda información sobre la tendencia de los representantes básicos de los magmas basálticos olivínicos alcalinos.

Edad y correlaciones

Los dos conjuntos de teschenitas que se han reconocido en la comarca pertenecen al Eoceno y al Mio-Plioceno y están asociados al Basaltos Posadas y a la Formación Meseta Lago Buenos Aires, respectivamente.

Una muestra de la Teschenita Jeinemeni fue procesada en el INGEIS por el método Ar-K sobre roca total y arrojó una edad de 46 ± 3 m.a. Este valor es equivalente al obtenido para la zona del lago San Martín donde Riccardi (1971) sobre la base del análisis de una basanita perteneciente a la Essexita Río Carbón, por el método Ar-K sobre roca total efectuado en la Universidad de Cambridge, ubicó a esa unidad en el Eoceno-Oligoceno (46 ± 5 y 35 ± 5 m.a.). Además, según Riccardi (*op. cit.*) existe una evidente similitud composicional entre el Basalto Posadas y las Essexitas Río Carbón y pertenecerían a un mismo ciclo ígneo como lo postulara Feruglio (1949).

En el cerro Negro la Teschenita Los Antiguos intruye al Grupo Río Zeballos de edad Mioceno s.l. De esta manera su edad sería por lo menos postmiocena. Además, como quedó evidenciado anteriormente, este complejo es producto de diferenciación de un magma olivínico alcalino (Formación Meseta Lago Buenos Aires) cuya edad está acotada entre 10-6 m.a. Esta unidad se correlaciona con cuerpos similares aflorantes en la zona de lago San Martín donde Ramos *et al.* (1982) efectuaron una datación sobre anfíboles de una teschenita, la que indicó

5 ± 2 m.a. es decir correspondiente al Mio-Plioceno, edad que se acepta para la Teschenita Los Antiguos.

Conclusiones

- Se individualizaron dos episodios de cuerpos básicos alcalinos, uno del Eoceno (46 ± 3 m.a.) y otro del Mio-Plioceno, intruido en sedimentitas continentales del Terciario superior.
- Ambos episodios están relacionados temporal y genéticamente con el Basalto Posadas y la Formación Meseta Lago Buenos Aires respectivamente, importantes basaltos de plateau de esta región de Santa Cruz.
- La alteración secundaria de los feldspatos, de la nefelina en ceolitas y la aparición de anfíboles en las sienitas diferenciadas indica la saturación de agua en el magma original y la tendencia de los álcalis a mantenerse en elevada concentración.
- En los estados finales de cristalización existió una concentración de líquidos residuales empobrecidos en Ca y enriquecidos en Na y SiO₂ que originaron el diferenciado sienítico.
- Queda demostrado que estos cuerpos básicos alcalinos derivan de un primitivo magma olivínico alcalino y que las rocas de este complejo aportan información sobre la evolución de cristalización del magma original.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Laboratorio Químico de la Secretaría de Minería por la realización de los análisis y a los colegas Norma Pezzutti y Mario Franchi por la lectura crítica del manuscrito y por las valiosas sugerencias vertidas durante la realización del mismo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Baker, P. E., W. J. Rea, J. Skarmeta, R. Caminos y D. C. Rex, 1981. *Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 48° S*. *Philosophical Trans. of the Royal Soc. of London*, V. 303 (1474): 105-149. London.
- Brood, K., 1981. *Miocene bryozoa from Guadal Formation all the Southern border of Lago general Carrera, Aisen Region of Chile South America*, *Rev. Geol. Chile* 12: 59-77. Santiago.

- Caldenius, C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Gral. de Minas y Geol. Pub. 95. Buenos Aires.
- Charrier, R., E. Linares, H. Niemeyer y J. Skarmeta, 1979. *Edades potasio-argon de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la Meseta Buenos Aires, Aysen, Chile y su significado geológico*. VII Cong. Geol. Arg., Actas T II: 23-41. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. T. I. y II. Dir. Yac. Petr. Fisc. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y J. C. Riggi, 1965. *Los Rodados Patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (3): 273-325. Buenos Aires.
- Furque, G. y H. Camacho, 1972. *El Cretácico superior y Terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz)*. Actas de la IV Jorn. Geol. Arg. III: 61-76. Buenos Aires.
- Haller, M. y O. Lapido, 1980. *El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 230-247. Buenos Aires.
- Kraglievich, L., 1930. *La Formación Friasiana del río Frías, río Fénix, laguna Blanco, etc. y su fauna de mamíferos*. Physis X: 127-161. Buenos Aires.
- Lapido, O., 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 51a Los Antiguos, provincia de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac. (inéd.). Buenos Aires.
- Linares, E., 1979. *Catálogo de edades radimétricas para la República Argentina*. Publicación Esp. Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Nº 5. Buenos Aires.
- Mortola, E., 1923. *Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut*. Dir. Gral. de Minas y Geol. e Hidrog. Bol. 334 serie B. Buenos Aires.
- Nullo, F., C. Proserpio y V. Ramos, 1979. *Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del hielo Continental Patagónico Argentina-Chile*. VII Cong. Geol. Arg., Actas I: 455-470. Buenos Aires.
- Pascual, R., L. Marshall, G. Curtis y R. Drake, 1977. *South American Geochronology: Radiometric time scale for middle to late tertiary Mammal-Bearing horizons in Patagonia*. Science, 195: 1325-1328.
- Pezzutti, N. y L. Villar, 1978. *Los complejos alcalinos en la zona de Sarmiento, provincia del Chubut*. VII Cong. Geol. Arg., Actas, II: 511-520. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1979. *Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina*. Seg. Cong. Geol. Chileno, Actas I (B): 1-32. Santiago.
- Ramos, V., H. Niemeyer, J. Skarmeta and J. Muñoz, 1982. *Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes*. Earth Science Reviews, 18. Netherlands.
- Riccardi, A. C., 1971. *Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. del Museo de La Plata Nueva serie, Sec. Geol. VII: 245-318. La Plata.
- Rossi de García, E. y R. Levy, 1980. *Estudio de la fauna de la Hoja 51a Los Antiguos, provincia de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac. (inéd.). Buenos Aires.
- Streckeisen, A., 1974. *Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations of the I.U.G.S. subcomission on the systematics of Igneous Rocks*. Geologische Rundschau 63 (2): 773-791.
- Teruggi, M. E., 1964. *Differentiated zeolite and nepheline syenites in basic sills of Central Patagonia*. XXII Intern. Geol. Congress, India. Part. VII Proc. of section 7.
- Tyrrell, G. W., 1932. *The basalts of Patagonia*. Journ. Geol., 40: 374-383.
- Ugarte, F. R. E., 1956. *El Grupo de Río Zeballos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (3): 202-216. Buenos Aires.
- Van Eysigna, F. W., 1978. *Geological Time table*. 3ª ed. 3ª reimp. Elsevier, Amsterdam.
- Villar, L. y N. Pezzutti, 1976. *Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento*, Rep. Arg. 1er. Cong. Geol. Chileno. II: 59-72. Santiago.
- Viviers, M. C., 1970. *Rocas básicas de los cerros Pastel y Puricelli, prov. del Chubut, Rep. Arg. y los fenómenos de diferenciación*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (3). Buenos Aires.
- Wilkinson, J. F., 1956. *Clinopiroxenes of alkali olivine basalt magma*. Am. Mineralogist, V. 41: 724-743.

Recibido: 10 de enero, 1983

Aceptado: 23 de noviembre, 1983

ALICIA G. BUSTEROS

OMAR R. LAPIDO

Servicio Geológico Nacional

Av. Santa Fe 1548

1060 Buenos Aires.

PALEOGEOGRAFIA DE LA CUENCA DEL GRUPO PAGANZO (PALEOZOICO SUPERIOR)

JOSE A. SALFITY y SERGIO GORUSTOVICH

Resumen

Se ofrece una reconstrucción paleogeográfica de esta cuenca paleozoica superior continental para cada uno de los episodios sedimentarios que la colmataron, conocidos desde el comienzo del siglo como Piso I y Piso II de los "Estratos de Paganzo". Se esbozó además un esquema del marco tectónico y paleogeológico de la cuenca.

Se comentan diversas consideraciones vinculadas a su evolución geológica, especialmente acerca de las fases diastóricas que delimitaron el ciclo sedimentario, las relaciones estratigráficas entre las Formaciones, los ambientes de depósito, el vulcanismo contemporáneo y las edades, así como breves menciones sobre las cuencas triásicas superpuestas a la de Paganzo.

Introducción

Con el presente trabajo se intenta brindar una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca del Grupo Paganzo, para lo cual se confeccionaron un mapa paleogeológico que incluye el marco tectónico de la cuenca (figura 1), y dos mapas isopáquicos, uno que muestra la configuración de la cuenca al concluir la acumulación de la Formación Tupe (figura 2) y el restante referido al techo del Grupo (figura 3). La información disponible de la región no permite, a criterio de los autores, la reconstrucción palinspástica de la cuenca; por ello, los gráficos mencionados muestran los rasgos paleogeográficos, en varios casos, con la interferencia de los de las cuencas estructurales.

Las subdivisiones del Grupo Paganzo recibieron en cada comarca denominaciones diferentes (*cf.* Azcuy y Morelli, 1981, fig. 4), las cuales, por su diversidad, no resultan prácticas para quien no está en relación permanente con tales nomenclaturas. A pesar de la multiplicidad de nombres formacionales, sus autores —en casi todos los casos— han identificado y homologado litológicamente las nuevas denominaciones creadas con la subdivisión que Bodenbender propusiera en 1911, a saber: Piso I y Piso II de los "Estratos de

Abstract

The continental Upper Paleozoic basin of the Paganzo Group, at northwestern Argentine, is described in this paper.

The main paleogeologic and paleogeographic features during the Carboniferous and Early Permian times, are here analyzed, as well as the tectonic framework and the diastrophic episodes that controlled the sedimentary filling.

The age of the Group, their correlations with other basins, the stratigraphic boundaries of their Formations, the volcanic activity within the coeval red beds of Patquía Formation, and other geologic features of the basin development, are also considered and evaluated.

Paganzo". Cabe aclarar que al Piso III, adjudicado por Bodenbender también a los "Estratos de Paganzo", se lo considera excluido del Grupo Paganzo por pertenecer al ciclo sedimentario triásico.

Por los motivos expuestos, y con el objetivo de otorgar simplicidad y claridad al desarrollo de este trabajo, los autores aludirán a las tres unidades del Grupo Paganzo según la clásica y más conocida terminología utilizada por Frenguelli (1944: 224; 1946: 315), en sentido ascendente: Formación Guandacol, Formación Tupe (ambas equivalentes al Piso I de los "Estratos de Paganzo") y Formación Patquía (equivalente al Piso II de los "Estratos de Paganzo"). Ello no significa que se considere formalmente inválidas a otras denominaciones, cuestión que es ajena a los propósitos de este trabajo.

Antecedentes recientes relacionados a reconstrucciones paleogeográficas y a aspectos estratigráficos de la cuenca de Paganzo, tanto a partes de ella como a toda su extensión, son, entre otros, los publicados por Furque (1958), Rolleri y Baldis (1969), Polanski (1970), Azcuy y Morelli (1970 b), González y Aceñolaza (1971), Amos (1972), Scablirini (1972), Parker (1974), Andrés et

al. (1975), Baldis *et al.* (1975), González Bonorino (1976), Salfity y Gorustovich (1978, 1981), Caminos (1979), de Alba (1979), Furque y Cuerda (1979), Ortiz y Zambrano (1981), Vásquez *et al.* (1981) y Zambrano (en prensa).

Los esquemas paleogeológico y paleográficos que acompañan el presente trabajo han sido elaborados a base de la información proporcionada por la bibliografía disponible y de observaciones propias. Para tal tarea se ha tenido en cuenta, principalmente, las relaciones estratigráficas de base y de techo de las Formaciones del Grupo Paganzo, las variaciones de sus espesores y sus acuñaientos, los traslajos sobre los bordes de la cuenca, el desarrollo de las facies, la naturaleza del basamento, los lineamientos tectónicos, las cuencas sobrepuestas, la ubicación dentro de la cuenca de las discordancias internas identificadas y del vulcanismo contemporáneo, las edades asignadas a cada unidad y las fases orogénicas que perturbaron la cuenca, entre varios otros aspectos estratigráficos y geológicos.

Para todo ello se contó con un número cercano a los doscientos puntos de control (véase el Apéndice), los cuales fueron volcados en planos base a escala 1:500.000, cuyas reducciones acompañan el presente trabajo.

Una premisa importante en la preparación de este trabajo ha consistido en considerar al Grupo Paganzo como constituido por unidades mutuamente —tanto lateral como verticalmente— concordantes y, por otra parte, mutuamente traslapantes. De este modo el Grupo está representado —según la posición de la cuenca que se considere, en este caso, de occidente a oriente— ya sea por sus tres unidades (Guandacol, Tupe y Patquía), o por las dos superiores (Tupe y Patquía), o bien solamente por la superior (Formación Patquía).

También, como ya se ha insinuado, se parte de la base que todas aquellas unidades homologadas —con diferentes nomenclaturas— con los Pisos I y II (según el sentido de Bodenbender, 1911), son consideradas como acumuladas en una misma cuenca de depósito, posibilidad debidamente evaluada por Vásquez *et al.* (1981).

Finalmente, se considera atinado reiterar lo manifestado en una ocasión anterior (Salfity *et al.*, 1977) acerca de la "obligación de puntualizar que las conclusiones y demás detalles de este trabajo —de una u otra manera, explícita o implícitamente— han sido formulados por distintos autores con ante-

rioridad. Pero se tornaba necesario presentar en un solo trabajo, el conjunto de problemas más destacables sobre el Grupo Paganzo en el contexto regional y, a la vez, suscitar la discusión sobre varias cuestiones aún no aclaradas". Estas reflexiones permanecen invariables en el ánimo de los presentes autores.

Fases diastróficas

La fase Chánica produjo los principales lineamientos tectónicos y modificaciones paleogeográficas que condicionaron la formación de las cuencas del Paleozoico superior en el oeste central sudamericano (Salfity y Gorustovich, 1978). Esta fase corresponde a los movimientos interpuestos entre las secuencias del Devónico marino y del Carbónico marino y/o continental de los Andes Centrales, por lo cual se la homologa con la fase Eohercínica de Perú y Bolivia (Mégar *et al.*, 1971). La edad de la fase Chánica oscila entre el Devónico superior y el Carbónico inferior temprano.

Las correlaciones aceptadas entre las unidades basales del Grupo Paganzo con otras de la adyacente cuenca de Río Blanco (Formación Cortaderas) (Scalabrini, 1972; Arrondo y Scalabrini, 1973), indican que los movimientos subsidentes con los que comenzó el depósito de la Formación Guandacol son los correspondientes a la fase Intercarbónica (Polanski, 1970) o fase Somuncurá (Ramos y Ramos, 1979) (véase el recuadro de la figura 3). Estos movimientos de hundimiento generalizado persistieron en la cuenca de Paganzo hasta el Carbónico tardío o Pérmico temprano (edad estimada para el techo del Grupo), dando lugar a los ya aludidos procesos de transgresión y de mutuos traslajos entre las Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía, cuyas relaciones estratigráficas son de continuidad sedimentaria.

La dispersión de las acumulaciones tuvo una definida dirección hacia el oriente, corroborada no sólo por las evidencias sedimentarias mencionadas sino también por la distribución regional de las taofloras, cuyas edades disminuyen hacia dicha dirección (Archangelsky, 1971; Arrondo, 1972). Más hacia el oriente, en la cuenca Chaco-Paranense, persiste esa tendencia pues las acumulaciones del Paleozoico superior comenzaron allí a depositarse a partir del Carbónico superior tardío a Pérmico temprano (Russo *et al.*, 1980).

La valoración de la discordancia del techo del Grupo Paganzo es más complicada debido principalmente al prolongado hiato existente con las unidades triásicas superpuestas, a la escasa dispersión de estas últimas y a la inseguridad de la edad del techo de la Formación Patquía. Si se la considera como pérmica temprana —como lo admite la mayoría de los autores (Azcu y Morelli, 1981)— cabe presumir que la cuenca del Grupo Paganzo haya sido perturbada por los movimientos tardío-variscos o pérmicos (Polanski, 1970), denominados tardío-hercínicos en Bolivia y Perú donde afectan al Grupo Copacabana (Mégard *et al.*, 1971; Dalmayrac *et al.*, 1980). En tal caso, debiera aceptarse la simultaneidad en la acumulación de las capas rojas patquienses y de las calizas del Grupo Copacabana (*cf.* Russo *et al.*, 1980: 162).

Sin embargo, en la Puna salteña (24° LS, véase recuadro en la figura 2) afloran calizas (Formación Arizaro) equivalentes a las de Copacabana, que contienen foraminíferos no fusulínidos considerados del Pérmico inferior a medio (Benedetto, 1976), y se apoyan en discordancia erosiva sobre bancos rojos de aspecto patquiense (Formación Cerro Oscuro) con floras atribuidas al Carbónico tardío (Aceñolaza *et al.*, 1972). Cabría conjeturar, por lo tanto, una edad más antigua que pérmica temprana para la Formación Patquía, por lo menos para su capas acumuladas en el flanco occidental de la cuenca.

Con tales datos e interpretaciones, más la supuesta homologación —aunque más no sea parcial— entre las Formaciones Cerro Oscuro y Patquía, puede inferirse que la discordancia elaborada en el techo del Grupo Paganzo sea la misma que existe entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (véase recuadro en figura 3). La importancia regional de esta fase (denominada fase Atacama por Moya y Salfity, 1982) ha sido puesta de manifiesto por Reyes (1972) en la cuenca boliviana.

Si bien la fase Atacama provocó la interrupción de la sedimentación en la cuenca de Paganzo, en el flanco andino facilitó la ingresión pérmica inferior del mar donde se acumuló la Caliza Arizaro, así como en el oeste de la Precordillera se depositaron transgresivamente otros terrenos pérmicos, como la Formación Agua Negra (González, 1981). Hacia el oriente, esta fase fue motivo del hundimiento de la cuenca Chaco-Paranense (Russo *et al.*, 1980) y, sobre el borde atlán-

tico, procesos similares ocurrieron en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires donde comenzó el depósito del Grupo Pihahuincó (González, 1981).

Los estratos más antiguos conocidos que se encuentran sobrepuestos en discordancia angular al Grupo Paganzo corresponden a los depósitos del ciclo eotriásico, en partes representado por el Piso III de los "Estratos de Paganzo" (Bodenbender, 1911) y sus equivalentes Formaciones Talampaya y Amaná, o bien por las acumulaciones del Triásico medio y superior de los Grupos Agua de la Peña y Marayes (Stipanovic y Bonaparte, 1979; Azcu *et al.*, 1979). Los movimientos que provocaron la subsidencia de esas cuencas triásicas corresponderían a las fases Huarpe y La Rioja.

De acuerdo a lo manifestado, la historia sedimentaria de la cuenca del Grupo Paganzo se inició en virtud de la fase Somuncurá (intercarbónica) y culminó por efectos de la fase Atacama (supracarbónica a infra-pérmica).

Edades

Las edades de las Formaciones del Grupo Paganzo están referidas en una copiosa bibliografía resumida en los recientes trabajos de Archangelsky *et al.* (1980), Amos (1981), Archangelsky (1981) y Azcu y Morelli (1981).

En párrafos anteriores se ha hecho mención a la edad del Grupo Paganzo a base de las edades de las fases diastólicas que delimitan su base y su techo. Si bien ambas fases no están documentadas en la propia cuenca de Paganzo sino en áreas adyacentes (cuenca de Río Blanco la fase Somuncurá y occidente de la Puna de Salta la fase Atacama, en este último caso alejada del tramo septentrional de la cuenca de Paganzo en más de 300 km), tales conclusiones y consideraciones cronológicas no difieren sustancialmente de las que proporcionan los datos paleontológicos. Sin embargo, los presentes autores desean aclarar un par de aspectos.

En primer lugar, la posibilidad (no compartida por los autores presentes) que la Formación Guandacol pueda tener una edad más antigua que la de la fase Somuncurá, esto es, Carbónico temprano. En tal caso, debiera establecerse correlación de dicha unidad con la Formación Malimán y, por lo tanto, considerar la fase Somuncurá como

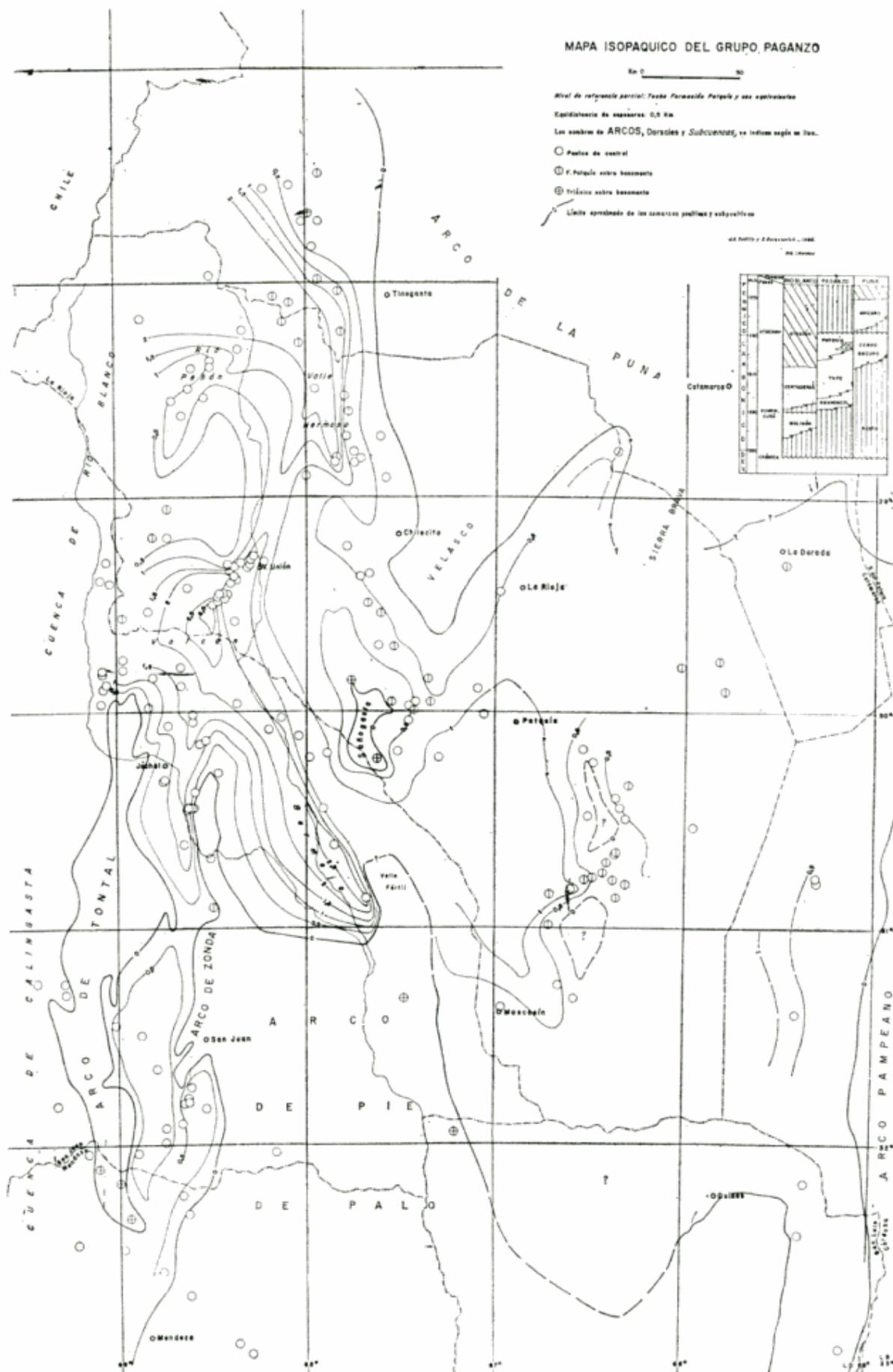


Fig. 3

ocurrida durante la acumulación del Piso I de los "Estratos de Paganzo".

El otro aspecto, que se refiere a la posibilidad de que el Piso II tenga edad carbónica tardía en el flanco occidental de la cuenca, no invalida el hecho de que en ciertas márgenes de la cuenca se hayan depositado capas rojas durante el Pérmico temprano. Como se sabe, las capas portadoras de floras de esa edad en todos los casos conocidos se acumularon en el depocentro oriental de la cuenca, esto es, al este del meridiano del arco de Sañogasta (Palinozona III, Azcuy y Jelin, 1980; Zona Gangamopteris —piso Lubeckense A—, Archangelsky, 1981), lo cual es coherente en el contexto regional si se considera la ya aludida migración de las acumulaciones hacia el oriente.

Ambientes de depósito

Investigaciones recientes acerca de los ambientes de depósito de las unidades del Grupo Paganzo, deducidos del estudio de sus asociaciones litológicas, caracterizan a la Formación Guandacol como una turbidita acumulada en cuerpos de agua de ambiente continental aunque sin descartar la participación marina, pero en su parte superior pasa a ambiente aluvial. La Formación Tupe es de origen fluvial con episodios lacustres y palustres, mientras que la Formación Patquía también revela origen fluvial pero bajo un régimen climático cálido, árido y oxidante (Andréis *et al.*, 1975; Spalletti, 1979; Bossi *et al.*, 1982).

Por su parte, Vásquez *et al.* (1981) consideran que el Piso I de los "Estratos de Paganzo" corresponde a un complejo fluvio-deltaico acumulado en una única cuenca de depósito.

En otro capítulo del presente artículo se hacen algunas consideraciones sobre los niveles marinos intercalados en el Grupo Paganzo en el noroeste de la cuenca.

Vulcanismo

En la cuenca del Grupo Paganzo se registraron algunos episodios volcánicos principalmente durante el inicio del depósito de la Formación Patquía (Bodenbender, 1911; Hausen, 1921; Frenguelli, 1949; Fidalgo, 1963; Cuerda, 1965; Turner, 1967; Teruggi *et al.*, 1969; Andréis *et al.*, 1975; Azcuy, 1975 a; de Alba, 1979; Maisonave, 1979;

Azcuy *et al.*, 1980). Las vulcanitas consisten tanto en coladas basálticas olivínicas alcalinas como aglomerados volcánicos y tobas. Tanto en la sierra de Maz como en las sierras de Vilgo y Paganzo las efusiones están relacionadas a bordes de cuenca donde se verificaron traslapos de la Formación Patquía sobre el basamento, esto es, comarcas tectónicamente inestables. Sólo se cuenta con dataciones radimétricas de las efusivas de las últimas sierras mencionadas (en Azcuy, 1975 a) cuyos valores promedio de 295-292 m.a. permiten considerar estos episodios magmáticos como pulsos inmediatamente anteriores a la fase diastrófica Atacama. Este vulcanismo intercalado en el Piso II de los "Estratos de Paganzo" es independiente del vulcanismo triásico, y de otro posterior de edad cretácica, ocurridos en la misma región.

Los autores presentes consideran que estos episodios volcánicos no son homologables a los que originaron la Formación Cerro Chuscho, como lo postula Maisonave (1979). Dicha Formación debe ser considerada precarbónica de acuerdo a las detalladas observaciones de Scalabrini y Arrondo (1973) en el río del Peñón; inclusive, si se la considerara como carbónica inferior, de acuerdo a quienes originalmente la describieron (Aceñolaza *et al.*, 1971), tampoco podría establecerse la homologación en virtud de las vinculaciones de aquel vulcanismo con la fase Atacama y a sus dataciones radimétricas claramente ubicadas en el Carbónico Superior tardío a Pérmico temprano.

Discordancias internas

En párrafos precedentes se ha hecho alusión a la naturaleza concordante existente entre las Formaciones del Grupo Paganzo. Las relaciones de contacto entre estas acumulaciones continentales han motivado discusiones, pero los conocimientos actuales de la cuenca permiten emitir aquella afirmación, como lo anticiparan Bodenbender (1911: 47-48) y Braccini (1946: 139), entre otros autores.

Si bien han sido mencionadas relaciones discordantes —especialmente entre las Formaciones Tupe y Patquía— todas ellas se localizan en comarcas comprobadamente situadas en bordes activos de la cuenca. La tectónica imperante en los mencionados bordes permitía que ocurrieran, simultáneamente, los siguientes episodios: 1) Vulcanismo

intercalado en el tramo basal de la Formación Patquía e inclusive en el techo de la Formación Tupe; 2) Traslape de la Formación Patquía, con conglomerado basal, sobre los bordes emergidos; 3) Desarrollo de facies marginales, con conglomerados, de la Formación Tupe, juntamente con escaso desarrollo de los espesores. Estos fenómenos, ya sea en conjunto o bien individualmente, están invariablemente presentes allí donde haya sido mencionada una relación de discordancia entre las Formaciones Tupe y Patquía. Inclusive similares fenómenos, excepto el vulcanismo, se observan en el sitio donde fue descrita una relación discordante entre las Formaciones Guandacol y Tupe en la sierra de Maz (Andrés y Arrondo, 1974). De manera que estos episodios tectónicos locales deben ser considerados como propios y naturales en la evolución de una cuenca continental en plena subsidencia, cuyas comarcas positivas estaban reguladas por fracturas tensionales que permitían una subsidencia generalizada pero —ciertamente— inhomogénea. Esta última condición fue lo que, seguramente, provocó las relaciones discordantes desaparejadas distribuidas a lo largo de ciertos flancos de la cuenca (véase figura 2). Sobre otros bordes de la cuenca así como en las comarcas no marginales, las vinculaciones entre las unidades del Grupo Paganzo son de continuidad sedimentaria, inclusive de cambios laterales de facies.

Por lo manifestado, los autores presentes inscriben en el contexto geológico mencionado las discordancias descritas por varios autores, entre otros, por Turner (1967) en el tramo austral de la dorsal de Anchoca, Parker (1974) en los extremos septentrional y austral del arco de Famatina, Amos y Zardini (1962) en el sudeste del arco de Velasco, Parker (1974) en el flanco oriental de la dorsal de Los Llanos y Cuerda y Furque (1981) en el borde occidental del arco de Zonda (figura 2).

Marco tectónico y paleogeología

La orogenia Chánica, cuya actividad tuvo lugar durante el transcurso del Devónico tardío-Carbónico temprano (aproximadamente entre 350-330 m.a.), produjo importantes modificaciones no sólo en la región donde se emplazó la cuenca de Paganzo sino en todo el ámbito de influencia de los Andes Centrales.

Una de las principales incidencias de esa orogenia sobre el basamento precarbónico de la cuenca de Paganzo consistió en la fragmentación en dos —un tramo septentrional y otro austral— del Cratógeno Central argentino (Bracaccini, 1960) (véase figura 2, recuadro). Como resultado de ello, el aquí llamado depocentro oriental de la cuenca de Paganzo se desarrolló totalmente sobre basamento pampeano (figura 1).

El tramo septentrional del Cratógeno Central consiste en el arco de la Puna, a cuyo cuerpo quedaron adosadas estructuras del Paleozoico inferior como la Cordillera Oriental, la Faja Eruptiva de la Puna Oriental y el tramo austral de las Sierras Traspampeanas.

La porción austral fragmentada la conformaron, al este el arco Pampeano (con su prolongación hacia el nordeste, el ramal cordobés del arco Pampeano o arco de Charata (Padula y Mingramm, 1967), y al oeste el arco de Pie de Palo (Salfity y Gorustovich, 1981). Sobre el flanco occidental de este último se adicionó parte de la Precordillera Oriental (arco de Zonda) (Ortiz y Zambrano, 1981).

Esta fragmentación del Cratógeno Central, en su flanco occidental tuvo evidente control tectónico por el lineamiento o frente estructural de Valle Fértil, antigua línea de fracturas que actuó en los contrafuertes orientales del arco de Pie de Palo, con definida orientación noroeste-sudeste (Baldis, 1980). Mientras que sobre el flanco oriental hizo lo propio el arco Pampeano, en cuyo tramo septentrional se desarrolló la cuenca Saliniana siguiendo el rumbo nordeste-sudoeste de las líneas de fractura que controlaron el arco de Charata.

Los arcos Pampeano y de Pie de Palo convergen en dirección sur donde definen el extremo austral de la cuenca. Así consideradas, tanto la cuenca Saliniana como la de Paganzo podrían interpretarse como generadas en flancos cratónicos en virtud de enérgicas reactivaciones de antiguas líneas estructurales como las arriba mencionadas, en un marco tectónico distensivo.

La cuenca de Paganzo podría considerarse —como lo propusieron Vásquez *et al.* (1981)— como similar a un aulacógeno, pero ello sólo bajo un punto de vista tectónico, es decir, en tanto y en cuanto la cuenca se originó siguiendo líneas estructurales en el flanco de un elemento rígido como el Cratógeno Central argentino. Sin embargo, el

relleno de aquella no sería estrictamente comparable al de un clásico aulacógeno sino que correspondería al de una simple cuenca intracratónica continental con sedimentación principalmente fluvial, como lo interpretaron Criado *et al.* (1981).

Un elemento tectónico de importancia durante la evolución de la cuenca de Paganzo fue el constituido por el tramo septentrional de las Sierras Pampeanas Occidentales (en la figura 1, representadas por las dorsales de Toro Negro, Umango y Maz), estructura precámbrica de rumbo noroeste-sudeste interpuesta entre las cadenas eopaleozoicas de las Sierras Traspampeanas y la Precordillera. Las Sierras Pampeanas Occidentales habrían permanecido positivas durante el Paleozoico inferior, principalmente el Ordovícico (Baldis, 1978), pero a partir del Paleozoico superior sufrieron subsidencia acumulándose sobre ellas los "Estratos de Paganzo". La subsidencia fue enérgica sobre su flanco occidental, es decir, a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, el cual habría regulado la efusión de las vulcanitas del sur de la dorsal de Maz. Sobre el otro flanco, el adyacente a las Sierras Traspampeanas, se registraron las efusiones del oeste de la dorsal de Toro Negro y del sur del arco de Velasco (figura 1).

Un aspecto tectónico digno de destacar consiste en que las provincias geológicas emplazadas en la porción occidental de la cuenca —Sierras Traspampeanas, Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera— permanecieron bien diferenciadas después de las perturbaciones de la fase Chánica y mantienen desde ese momento las principales características geológicas con que actualmente se distinguen (figura 1).

En la región andina de la cuenca, el basamento precarbónico es el que estuvo expuesto en las Sierras Traspampeanas y en la Precordillera.

En las Sierras Traspampeanas el basamento precarbónico estuvo constituido esencialmente por las sedimentitas marinas clásicas del Ordovícico Inferior junto a los plutones (Formación Ñuñorco) que las instruyen, así como las facies volcánicas precarbónicas allí aflorantes. Algunas de estas últimas son consideradas ordovícicas, como la Formación Las Planchadas (Maisonave, 1979), y otras devónicas por ser interpretadas como equivalentes efusivos del Granito Ñuñorco (Formación Morado, de Alba, 1979) (ambas, por razones de escala, no están incluidas en la figura 1).

Durante la acumulación de la Formación Tupe, varios tramos de las Sierras Traspampeanas permanecieron emergidos ejerciendo control sobre sus depósitos (dorsales de Anchocha y Toro Negro-Rodríguez y arcos de Famatina y Sañogasta). Todos ellos quedaron sepultados al colmatarse la cuenca (figura 3), con la sola excepción de un relicto del arco de Sañogasta.

El basamento paleozoico inferior de la Precordillera sobre el que se acumuló el Grupo Paganzo, es de edad ordovícica en casi todo su flanco oriental (Precordillera Oriental en el sentido de Ortiz y Zambrano, 1981).

Parte de los terrenos ordovícicos (incluidos los basales cámbricos), así como otros silúrico-devónicos, formaron parte del arco de Zonda, cuya prolongación septentrional tiene controles de subsuelo (Ortiz y Zambrano, 1981; Vásquez *et al.*, 1981). Por su parte, en el norte de la Precordillera los terrenos ordovícicos afloraban en la mitad occidental de la subcuenca de Volcán, esto es, hacia el oeste del lineamiento de Valle Fértil hasta el meridiano 69°. De este modo, se tienen acumulaciones del Grupo Paganzo sobre la Formación Yerba Loca en la dorsal de este mismo nombre, sobre la Formación San Juan al este y nordeste de Jáchal y sobre otras unidades ordovícicas (Furque y Cuenda, 1979).

Aunque en la mayoría de los casos los terrenos precarbónicos de la Precordillera corresponden al Ordovícico y al Devónico, en algunos casos aislados aquéllos estuvieron constituidos por unidades cámbricas y silúricas, no incluidas en la figura 1 por razones de escala.

El esbozo paleogeológico que aquí se ofrece es susceptible de ser perfeccionado y completado, pues en el mapa se podría distinguir las diferentes unidades litológicas ordovícicas y devónicas que afloraban en tiempos precarbónicos. Asimismo, podrían ser valorados los efectos que en la Precordillera tuvieron los movimientos oclóyicos (tacónicos), que permitieron la exposición de las unidades ordovícicas desde el comienzo del Silúrico. Cuando sobrevino la fase Chánica, ésta provocó la erosión de unidades silúrico-devónicas dejando expuestas las ordovícicas, anteriormente protegidas por aquéllas.

La reactivación isotópica evidenciada por el plutonismo vinculado a la fase Chánica, que tuvo lugar principalmente en las comarcas cratónicas adyacentes a la cuenca, afectó el basamento del arco de la Puna hacia el

norte del lineamiento de Ambato así como el flanco occidental del arco Pampeano (Ramos y Ramos, 1979; Moya y Salfity, 1982). La información disponible no permite conjeturar cuáles lineamientos paleogeográficos pudieron haber controlado estos episodios magmáticos, si los de rumbo nordeste-sudoeste (como los de Aconquija, Ambato, Salinas Grandes y Quines) o bien otros con el rumbo del lineamiento de Valle Fértil (noroeste-sudeste). Este rumbo es el admitido por McBride *et al.* (1976) para los episodios magmáticos arriba referidos, que los vinculan e integran en una provincia plutónica carbónica (340-310 m.a.).

Lo interesante de la distribución de este magmatismo plutónico es que no tiene registros radimétricos conocidos en la faja basamental, subsidente durante el Paleozoico superior, correspondiente al tramo septentrional de las Sierras Pampeanas Occidentales, a la cual se aludió en párrafos anteriores. La faja plutónica carbónica se emplazó hacia el oriente de la silúrico-devónica tras-pampeana, como se dijo, en comarcas cratónicas aledañas a la cuenca de depósito paleozoica superior.

Paleogeografía de la cuenca

El esquema de paleogeografía de la figura 2, correspondiente al Piso I de los "Estratos de Paganzo", es el resultado de la modificación de otro anteriormente publicado por los autores (1981), actualizado con la información disponible hasta el presente.

Los principales elementos que delimitan la cuenca son los arcos de la Puna, Pampeano, Pie de Palo y Tontal. Las prolongaciones que ellos muestran —señaladas en la figura 2 con las denominaciones de las principales sierras que las ocupan— corresponden a los pequeños "arcos" de Famatina, Sañogasta, Velasco, Sierra Brava, Guasapampa, Valle Fértil y Zonda, así denominados para facilitar la ubicación del lector.

Se distinguen varios altos estructurales internos de la cuenca, denominados dorsales de Anchoca, Toro Negro-Rodríguez, Punilla-Umango-Maz, Volcán, Yerba Loca y Los Llanos.

La totalidad de los elementos positivos, internos y externos, se delineó considerando los traslapes sobre el basamento del Piso II con relación al Piso I de los "Estratos de Paganzo", junto a la evolución general de sus espesores y de sus facies.

Para la delimitación de las subcuencas se tuvo presente, principalmente, los trabajos de Rolleri y Baldis (1969), Azcuy y Morelli (1970 b), Scalabrini (1972) y Vásquez *et al.* (1981).

La cuenca del Grupo Paganzo puede considerarse como compuesta por dos depocentros principales, a saber: uno oriental, ubicado entre la cuenca Saliniana y el meridiano del arco de Sañogasta (aproximadamente $67^{\circ}30'$), definitivamente emplazado sobre basamento pampeano. El otro depocentro es el occidental, delimitado entre el lineamiento de Tinogasta y el meridiano 69° , a lo largo del cual se alinean —aproximadamente— el arco de Tontal y las dorsales de Volcán y Punilla. Hacia el oeste se desarrolló la cuenca marina de Río Blanco-Calinogasta.

El nivel promedio de los valores de la subsidencia permitió la acumulación de 1 a 1,5 km de espesor de sedimentos del Piso I, el cual se incrementó en las subcuencas de Volcán y Bermejo.

La subcuenca de Volcán puede ser considerada como la principal comarca conocida de acumulación de la Formación Guandacol, la unidad más antigua del Grupo Paganzo. Por lo tanto en dicha subcuenca es donde comenzó la historia sedimentaria del Grupo, debiéndose suponer que durante el depósito de la Formación Guandacol aquella tenía como límite oriental a parte de las Sierras Pampeanas Occidentales y del arco de Zonda, desde donde pudo provenir parte del material clástico que integra esos terrenos.

Se hace notar que el basamento de la Formación Guandacol en casi todos los casos corresponde a depósitos ordovícicos —excepción hecha del extremo austral de la dorsal de Maz—, y que el lineamiento de Valle Fértil reguló la exposición de esos terrenos y de los adyacentes precámbricos —que presumiblemente formaban áreas positivas— de las Sierras Pampeanas Occidentales.

En dicho marco tectónico, mientras culminaba el depósito de la Formación Guandacol, se generaron en varias comarcas de la cuenca episodios lacustres; estos infrayacen a los depósitos aluviales de la Formación Tupe, y en ciertos casos entran en cambios de facies con las psamitas y psefitas basales de esa Formación. De modo que a los ambientes de depósito vinculados a comarcas tectónicamente inestables —los cuales se advierten principalmente a través de la naturaleza y granulometría de los conglomerados basales de la Formación Tupe de varios perfiles— se

asociaban otros que denotaban calma estructural. Entre éstos, se mencionan los depósitos lacustres observados por Ortiz y Zambrano (1981) en el tramo austral del arco de Zonda (subcuenca de Jejenes), así como los estratos lacustres de la base de la Formación Tupe del norte de la subcuenca de Bermejo, del sur del arco de Velasco y del este de la dorsal de Los Llanos mencionados por Azcuy y Morelli (1981). Al mencionado ambiente lacustre puede adjudicarse también las lutitas oscuras, limolitas y lutitas con pirita singénica, en partes con intercalaciones delgadas de calizas con estructuras de cono en cono, que infrayacen a la Formación Tupe en el flanco occidental de la dorsal de Toro Negro (Maisonave, 1979), litología ésta —por otra parte— similar a la de la Formación Guandacol.

Tanto en la subcuenca de Volcán como en la de Río Peñón (figura 2) tuvo lugar una breve ingresión marina durante el depósito de la Formación Tupe y sus equivalentes, lo cual se destaca hacia el norte de la latitud de Jáchal (Rolleri y Baldis, 1969; Scalabrini, 1972). La ingresión provino desde el oeste y penetró en la cuenca de Paganzo en la latitud de la subcuenca de Jagüe o Río Peñón y, más hacia el sur, en la subcuenca de Volcán a través de dos portales ubicados en los extremos septentrional y austral de la dorsal de Volcán; el portal austral sería idéntico a la estructura transversal de Guachi, claramente descrita por Furque (1958).

La extensión de la ingresión hacia el oriente no superó el meridiano (68°30' aproximadamente) que une el arco de Zonda con la dorsal de Maz. Hasta el presente es este el único episodio marino conocido en todo el ámbito de la cuenca del Grupo Paganzo. Quizá él persista en dirección al norte de la cuenca (hacia el occidente de la dorsal de Anchoca), pero se carece de información de esas comarcas.

Debe destacarse, como ya se ha dicho, que Bossi *et al.* (1982) advirtieron acerca de la posibilidad que la Formación Guandacol se haya acumulado en un ambiente marino, aunque con influencia continental, de acuerdo a observaciones en perfiles ubicados al norte y al sur de la subcuenca de Volcán.

El resto de subcuencas —Valle Hermoso, Bermejo, Maradonas, Jejenes, así como el depocentro oriental en toda su extensión— recibió sedimentación continental (entre otros ambientes, lacustre, de llanura aluvial y de pie de monte), donde —como se dijo— el Piso I de los "Estratos de Paganzo" está

representado casi con exclusividad por la Formación Tupe y sus equivalentes, y por las acumulaciones lacustres basales anteriormente mencionadas.

La persistente dispersión de los clásicos bancos carbonosos intercalados en el cuerpo de la Formación Tupe (véase figura 2) revela la importancia regional que tuvieron los episodios lacustres o palustres que les dieron origen (Borrello, 1956).

En la subcuenca de Bermejo, donde el lineamiento de Valle Fértil ejerció un franco control tectónico en su historia sedimentaria, la Formación Tupe alcanzó notables espesores (Cuerda *et al.*, 1979; Vásquez *et al.*, 1981). El perfil medido en la comarca de Tuminico por Cuerda *et al.* (1979), emplazado en la porción central de esa subcuenca, tiene más de 2.700 m de areniscas arcóscicas, lutitas y conglomerados; entre éstos se destacan bancos con bloques de hasta tres metros de diámetro, lo que indica la movilidad, y proximidad, de las áreas de aporte. Al respecto, se desea poner de relieve que esas áreas de aporte habrían quedado sepultadas por los niveles superiores, de permanente actitud transgresiva, de la Formación Tupe; de manera que aquellas no están diseñadas en la figura 2, cuyo nivel de referencia es el techo de dicha Formación.

La movilidad de las áreas de aporte quedó reflejada en varias otras comarcas de la cuenca donde los conglomerados, especialmente los basales, de la Formación Tupe contienen bloques de diámetro superior a los cincuenta centímetros. Ello se observa principalmente en el sur de la dorsal de Anchoca (Arrondo y Scalabrini, 1973), en el oeste de la dorsal de Toro Negro (Maisonave, 1979) y en otros perfiles de la porción occidental de la cuenca.

En el depocentro oriental también puede observarse grandes bloques del basamento pampeano integrando los conglomerados, por ejemplo en el sur del arco de Velasco (perfil tipo del Grupo Paganzo, Azcuy y Morelli, 1970 a), en el flanco oriental de la dorsal de Los Llanos (Azcuy, 1975 b) y en el borde occidental del arco Pampeano (perfil de Chancaní, Hünicken y Pensa, 1980). En varios de estos perfiles es posible inferir la dirección del aporte cotejando la litología de los clastos con el basamento actualmente expuesto.

La colmatación de la cuenca

Como se ha indicado en párrafos anteriores, la figura 2 muestra la cuenca del Grupo

Paganzo nivelada al culminar el depósito de la Formación Tupe, o bien el comienzo del de la Formación Patquía.

Los bancos rojos de esta última Formación han sido identificados y homologados, en casi todos los casos, con el Piso II de los "Estratos de Paganzo" (Bodenbender, 1911). En la literatura geológica se conoce por lo menos una decena de denominaciones para esta unidad, de las cuales se ha preferido —como se explicó más arriba— utilizar la de Patquía.

Al completarse la acumulación del Grupo, la cuenca de Paganzo habría logrado una configuración similar a la que enseña la figura 3, esto es, de traslape general tanto sobre las dorsales como los bordes de los arcos.

De esta manera, la Formación Patquía sepultó las dorsales de Anchoca, Toro Negro-Rodríguez, Punilla-Umango-Maz, Yerba Loca, Volcán y Los Llanos, depositándose en discordancia angular primaria —en todas esas comarcas— sobre el basamento precaribónico, sin la interposición del Piso I de los "Estratos de Paganzo".

Idéntico proceso de traslape ocurrió en el tramo austral del arco de la Puna, cuyas prolongaciones ("arcos" de Famatina, Velasco, Sañogasta y Sierra Brava) quedaron total o parcialmente soterradas por tales acumulaciones rojas, habiendo ocurrido lo propio sobre el flanco occidental del arco Pampeano.

Hasta el presente no se cuenta con evidencias de cambios de configuración del arco de Pie de Palo durante el depósito del Grupo Paganzo, como tampoco del arco subpositivo —o umbral— de Tontal. Este último habría logrado emerger recién a partir del Carbónico tardío y es posible que su configuración no fue la de una cadena montañosa geográficamente continua sino con altibajos en su relieve (González Bonorino, 1976). Debe destacarse que, de acuerdo a la reconstrucción aquí ofrecida (figuras 2 y 3), pudieron existir varias alternativas de salidas al mar del sistema fluvial de la cuenca de Paganzo, además de las que pudieron haber atravesado el arco de Tontal. Evidentemente, la pendiente regional del sistema fluvial debió inclinarse hacia el oeste y noroeste, así como hacia el sur y sudoeste, para desagotar en las cuencas de Río Blanco y Calingasta.

Es también evidente que para conjeturar algo más acerca de este problema —que en definitiva consiste en lograr la integración de la paleogeografía de la cuenca continental de Paganzo con las restantes marinas del oeste argentino— deberían evaluarse las observaciones e inferencias sedimentológicas en un

contexto regional para poder obtener conclusiones que respondan a tales esquemas generales.

Las cuencas triásicas sobrepuestas

En párrafos anteriores se hicieron consideraciones acerca de la fase Atacama, la cual habría perturbado la cuenca de Paganzo recién colmatada durante el Carbónico más tardío al Pérmico temprano, y se indicó que los registros sedimentarios donde se documenta esa fase se encuentran fuera de la cuenca. También se hizo notar que los más antiguos depósitos sobrepuestos al Grupo Paganzo son los de edad triásica, los cuales —a pesar de abarcar porciones relativamente pequeñas de la cuenca— permiten inferir algunas conclusiones paleogeográficas que pueden resultar de interés.

La sedimentación triásica tuvo lugar en dos comarcas, conocidas como cuencas de Ischigualasto-Villa Unión y de Marayes o Bermejo (Stipanovic y Bonaparte, 1979).

La cuenca triásica normendocina se desarrolló hacia el oeste del lineamiento de Castaño (Baldis, 1980) y por ello no se sobrepuso a la de Paganzo. Idéntica situación ocurrió con la dispersión del magmatismo tardío-variscico hacia el oeste de dicho lineamiento (Criado *et al.*, 1981).

La cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se desarrolló principalmente entre los lineamientos de Tinogasta y de Valle Fértil, y hacia el sur del eje de la subcuenca de Valle Hermoso. Este eje de cuenca estuvo posiblemente regulado por el tramo sudoccidental del lineamiento de Aconquija (figura 1) y se habría reactivado durante el Triásico constituyendo el flanco septentrional de la cuenca de Ischigualasto.

Más hacia el sur, sobre el borde oriental del arco de Pie de Palo, se desarrolló la cuenca de Marayes, regulada de manera muy definida por el lineamiento de Valle Fértil. Es posible que ambas cuencas —Ischigualasto y Marayes— hayan estado físicamente unidas en virtud de la similitud de sus historias tectosedimentarias; sin embargo, no debe descartarse una desvinculación entre ambas por efectos de una posible activación de los lineamientos de Salinas Grandes y Chepes.

En ambas cuencas los depósitos triásicos traslaparon los anteriores bordes del Grupo Paganzo (figura 3). En la cuenca de Ischigualasto, un aislado relicto del arco de Saño-

gasta quedó sepultado por aquellos sedimentos: de esta forma, se conocen depósitos triásicos sobre el basamento precarbónico de la dorsal de Sañogasta. Además, entre ésta y el lineamiento de Tinogasta, las acumulaciones triásicas se apoyan sobre la Formación Patquía en relación francamente discordante. En cambio, entre la dorsal de Sañogasta y el lineamiento de Valle Fértil, las acumulaciones del Triásico se sobreponen a la Formación Tupe —también en relación discordante— donde habría tenido lugar la erosión de los bancos rojos de la Formación Patquía, como ocurre en la hoyada de Ischigualasto (Ortiz y Zambrano, 1981). Ello revela la intensidad de la fase Huarpe, del Pérmico tardío o Triásico temprano.

Precisamente en la mencionada comarca, luego de su emersión y consiguiente erosión

de las capas patquienses, sobrevino un sostenido proceso de subsidencia que permitió la acumulación de los potentes depósitos triásicos. Al parecer, la parte más profunda de la cuenca triásica estuvo ubicada inmediatamente hacia el oriente del lineamiento de Valle Fértil, es decir, desplazada en esa dirección con relación al eje de la cuenca paleozoica superior.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los doctores Carlos L. Azcuy, Alberto Mingramm, Apolo Ortiz y Juvenal J. Zambrano los importantes comentarios, críticas y cambios de opinión derivados de la lectura del presente trabajo.

APENDICE

Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico Superior), República Argentina.

PUNTOS DE CONTROL

Nº	Localidad	Coordenadas		Nº	Localidad	Coordenadas	
1	El Arenal	67° 56'	27° 30'	38	Tambillos	68 00	28 54
2	S. Las Planchadas	68 05	27 33	39	A. La Venera	68 44	29 04
3	S. de la Coipa	68 13	27 34	40	C. Veladero	68 44	29 11
4	La Jarilla	67 59	27 41	41	C. Paiquenes	68 48	29 11
5	Las Angosturas	67 56	27 43	42	R. de la Pampa	67 48	29 13
6	N. del R. Chaschuil	68 01	27 43	43	C. Noques	68 17	29 17
7	C. de las Flechas	67 58	27 50	44	Las Ramaditas	68 18	29 17
8	Q. de la Punilla	68 30	27 58	45	Vallecito	68 23	29 17
9	Piedra Pintada	67 56	27 59	46	La Dorada	65 29	29 18
10	La Totorita	67 50	28 03	47	Lomas de Achumbil	68 12	29 18
11	Pirca Colorada	68 10	28 04	48	Q. El Suri	68 21	29 18
12	Corral Colorado	68 05	28 06	49	Q. Acerrillos	69 03	29 18
13	Laguna Brava	68 51	28 10	50	Q. Suri-Noques	68 18	29 18,5
14	M. La Aragonesa	68 07	28 11	51	C. Colorado	68 19	29 19
15	Q. del Tendal-Serna	68 20	28 13	52	R. El Vallecito	68 23	29 19
16	Q. La Sepultura	67 49	28 14	53	Miranda	67 41	29 21
17	C. El Gateado	68 02	28 17	54	C. Espuela	68 24	29 21
18	M. La Solitaria	68 21	28 19	55	C. Colorado Grande	67 43	29 22
19	C. Champas	68 30	28 22	56	Q. El Tupe	68 23	29 22
20	Cn. de la Escarcha	68 30	28 24	57	M. La Negra	68 22	29 23
21	C. de las Tunas	68 36	28 24	58	Valle Río Blanco	69 05	29 23
22	Valle Hermoso	67 57	28 30	59	Q. de la Cortadera	68 24	29 24
23	Q. de los Llantenes	68 37	28 30	60	Q. Larga	69 02	29 24
24	A. Mal Paso	67 48	28 32	61	R. Yanzo-Q. La Flecha	68 37	29 25
25	R. Bonete	68 32	28 32	62	Dique Los Sauces	66 59	29 26
26	Q. de las Vacas	68 42	28 33	63	M. La Victoria	68 25	29 27
27	Q. Negro Peinado	67 47	28 36	64	Q. La Uschuta	68 26	29 27
28	R. del Peñón	68 39	28 37	65	Q. de la Rinconada	68 27	29 27
29	Alto R. Cachiyuyo	67 47	28 42	66	Q. Agua de la Zorra	68 25	29 27,5
30	Q. de Paimán	67 37	28 43	67	Q. El Taco	68 28	29 27,5
31	Q. La Cébila	66 22	28 47	68	C. Guandacol	68 28	29 28
32	C. Portezuelo	67 45	28 47	69	Po. La Zanja	67 41	29 29
33	El Tule	67 43	28 49	70	Q. Los Blanquitos	68 29	29 30
34	C. El Tocino	67 50	28 49	71	El Barreal	67 36	29 32
35	R. Achavil	67 45	28 50	72	C. del Medio	68 50	29 32
36	Las Trancas	67 47	28 50	73	C. Bola	68 23	29 34
37	R. Amarillo	67 35	28 54	74	Q. Colorada	68 58	29 34

Nº	Localidad	Coordenadas			Nº	Localidad	Coordenadas				
75	El Potrerillo	67	32	29	41	133	Chañar	65	58	30	32
76	Alto de las Lecheras	67	37	29	41	134	Valle Fértil W	67	51	30	37
77	Sur S. Brava	65	50	29	45	135	R. Francia	68	39	30	37
78	Vega de la Cueva	68	58	29	45	136	R. Olta	66	22	30	39
79	C. Col. de la Antigua	66	02	29	47	137	S. de Los Llanos	66	21	30	40
80	Q. Po. El Salto	68	40	29	47	138	S. Morada	68	31	30	41
81	Volcán	68	58	29	48	139	Chimenea	66	25	30	42
82	Q. Chigua Norte	69	04	29	48	140	Taco Payana	66	26	30	45
83	Q. Chigua	69	04	29	49	141	Tasa Cuna	65	18	30	46
84	El Ciénago	67	21	29	50	142	Solca	66	29	30	46
85	C. Colorado	68	49	29	50	143	Tuclame	65	18	30	47
86	Po. Los Chañares	67	46	29	51	144	Unquillal	66	23	30	47
87	Q. de Cortaderas	69	03	29	52	145	Loma Larga	66	32	30	47
88	Po. Sabajo	68	40	29	53	146	Total	66	19	30	48
89	Cerrillos Viejos	65	48	29	54	147	Malanzán	66	36	30	49
90	Los Colorados	67	05	29	54	148	R. Pulchán	66	43	30	51
91	Q. Chavela	69	04	29	54	149	E Anzulón	66	22	30	52
92	C. Vilgo	67	20	29	58	150	Agua de la Chilca	67	41	30	52
93	C. Pozo Hondo	67	27	29	58	151	S. Moquina	68	30	30	54
94	El Carrizal	67	33	29	58	152	Tosquea	66	43	30	59
95	P. P es I	68	22	29	58	153	Q. El Salto	69	17	31	15
96	Q. Malimán	69	05	29	58	154	El Pescadero	69	26	31	15
97	Q. Larga	67	27	29	59	155	Noquebes	66	40	31	16
98	Po. Trapiche	68	50	29	59	156	La Alumbreira	69	17	31	18
99	Las Torres	67	26	30	00	157	Chepes	66	35	31	20
100	Los Mogotes	67	02	30	01	158	Q. de Carrizal	67	29	31	20
101	Q. La Herradura	68	36	30	01	159	P. Salina Mascasín	66	58	31	23
102	R. de la Chilca	68	08	30	02	160	Chancaní	65	25	31	24
103	M. Las Mellizas	67	28	30	03	161	SE del Tambolar	69	01	31	27
104	Q. del Horno	68	36	30	03	162	R. San Juan	68	53	31	30
105	Pasleam	68	44	30	04	163	R. Seco Ancho	68	48	31	39
106	P. Be I Ax-1	68	12	30	05	164	Q. de Jejenes	68	37	31	44
107	Q. de la Peña	68	02	30	07	165	Q. de la Mina	68	38	31	47
108	Agua Hedionda	68	32	30	08	166	Cruz de Caña	68	38	31	48
109	Huaco	68	32	30	09	167	R. de la Virgencita	68	39	31	48
110	La Ciénaga	68	34	30	09	168	A. de las Cabeceras	69	20	31	49
111	Punta de Los Llanos	66	33	30	10	169	C. Valdivia	68	32	31	50
112	C. Blanco N-Mog.Tinaja	67	31	30	11	170	Q. de la Flecha	68	40	31	54
113	Nac. Q. El Peñón	67	53	30	11	171	El Puestito	68	45	31	55
114	Colina de Paganzo	67	18	30	13	172	S. de Guayaguas	67	13	31	57
115	Paso del Molle	67	37	30	13	173	Retamito	68	45	31	59
116	R. del Peñón	67	59	30	13	174	Pozo SJ PA 1	68	10	32	02
117	La Hedionda	66	29	30	14	175	R. del Agua	68	54	32	02
118	P. Be I (Las Sal.x-1)	68	28	30	17	176	S. de Ansilta	69	10	32	02
119	Loma de Los Piojos	68	45	30	19	177	Cn. de la Gloria	69	07	32	06
120	A. Seco	68	45	30	19	178	Q. Santa Clara	69	00	32	10
121	Chemical I	66	18	30	21	179	Agua Dorada	65	21	32	11
122	Chemical II	66	19	30	21	180	P. R2	68	40	32	14
123	P. Niquivil E x-1	68	35	30	23	181	P. R	68	38	32	19
124	Aguadita	66	22	30	24	182	C. Los Corrales	68	57	32	20
125	Q. Agua d.l.Calerita	66	21	30	27	183	Bajo de Velis	65	23	32	25
126	Las Moradas	67	54	30	27	184	Q. Agua de Jagüel	69	14	32	27
127	P. NV 1	68	36	30	27	185	Q. del Toro	68	58	32	29
128	P. 2	68	36,5	30	27	186	P. RbI Ax (bis)	68	46	32	35
129	P. 4	68	37,5	30	27	187	P. LM-1	68	38	32	42
130	P. 3	68	38	30	27,5	188	P. MC-2	68	22	32	55
131	Tama	66	31	30	29	189	La Estanzuela	65	09	32	57
132	Santa Bárbara	66	19	30	30	190	P. MC-1	68	18	32	58

Abreviaturas: S, sierra; R, río; C, cerro; M, mina; Cn, cordón; A, arroyo; Po, puesto; P, pozo.
Q, quebrada.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., J. L. Benedetto y J. A. Salfity, 1972. *El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas*. An. Acad. brasil. Cienc. 44 (Suplem.): 5-20.
- Aceñolaza, F. G., A. J. Toselli y A. Bernasconi, 1971. *La Precordillera de Jagüel, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural*. Acta geol. lilloana XI (14): 257-290.

- Amos, A. J., 1972. *Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 44 (Suplem.): 21-36.
- 1981. *Correlación de las Formaciones carbónicas y pérmicas marinas de Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 53 (2): 347-356.
- Amos, A. J. y R. A. Zardini, 1962. *Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (1-2): 47-83.
- Andrés, R. R. y O. Arrondo, 1974. *Acerca de la discordancia angular entre las Formaciones Guandacol y Tupe en la Sierra de Maz (Provincia de La Rioja)*. Ameghiniana XI (4): 373-378.
- Andrés, R. R., L. A. Spalletti y M. M. Mazzoni, 1975. *Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz (Paleozoico superior), Sierra de Maz, Provincia de La Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 247-273.
- Archangelsky, S., 1971. *Las taflofloras del Sistema Paganzo en la República Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 43 (Suplem.): 67-88.
- 1981. *Recientes avances en los conocimientos paleobotánicos y palinológicos del Carbónico y Pérmico en Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 53 (2): 375-384.
- Archangelsky, S., C. L. Azcuy, I. D. Pinto, C. R. González, M. M. Toigo, C. Rösler y R. H. Wagner, 1980. *The Carboniferous and Early Permian of the South American Gondwana area: a summary of biostratigraphic information*. II Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y I Congr. Latinoam. Paleont. Actas IV: 257-269.
- Arrondo, O. G., 1972. *Síntesis del conocimiento de las taflofloras del Paleozoico Superior de Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 44 (Suplem.): 37-50.
- Arrondo, O. G. y J. Scalabrini, 1973. *Contribución al conocimiento de dos perfiles detallados del Carbónico de las provincias de La Rioja y Catamarca y discusión sobre la distribución regional de la Formación Guandacol*. V Congr. Geol. Arg., Actas III: 57-70.
- Azcuy, C. L., 1975a. *Palinología estratigráfica de la cuenca de Paganzo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (1): 104-109.
- 1975 b. *Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la comarca de Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. I. Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas*. Ameghiniana XII (1): 1-69.
- Azcuy, C. L. y R. Jelin, 1980. *Las palinozonas del límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Paganzo*. II Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y I Congr. Latinoam. Paleont., Actas IV: 51-67.
- Azcuy, C. L., E. Linares, J. Morelli y S. Poma, 1980. *Algunas edades radimétricas de rocas basálticas asociadas a unidades litológicas del Paleozoico superior y Triásico de la Provincia de La Rioja*. UNESCO-PICG, Proy. 42, Bol. 3, Resúmenes.
- Azcuy, C. L. y J. Morelli, 1970 a. *Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo, Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 405-429.
- 1970 b. *The Paganzo Basin, tectonic and sedimentary characteristic of the Gondwana sequences in northwestern Argentina*. Second Gondw. Symp., Proceed. & Pap. (7): 241-247.
- 1981. *Correlation of stratigraphic units of the Paganzo Basin, Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 53 (2): 357-360.
- Azcuy, C. L., J. Morelli, D. A. Valencio y J. F. Vilas, 1979. *Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 243-256.
- Baldis, B. A., 1978. *Líneas de control estructural en las cuencas ordovícicas argentinas*. Acta geol. lilloana XIV (Suplem.): 11-14.
- 1980. *Control megaestructural de los distritos metalíferos en el noroeste argentino*. Cons. Rec. Min., Simp. Intern. Metal. Latinoam., IUGS, Publ. 5: 165-174. México.
- Baldis, B. A., J. G. Viramonte y J. A. Salfity, 1975. *Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central argentino y el borde austral de la Puna*. II Congr. Iberoam. Geol. Econ., IV: 25-44.
- Benedetto, J. L., 1976. *Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina)*. II Congr. Latinoam. Geol., Mem. II: 1009-1024.
- Bodenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba., Bol. XIX (1): 5-221.
- Borrello, A. V., 1956. *Recursos Minerales de la República Argentina. III. Combustibles Sólidos Minerales*. Mus. Arg. Cienc. Nat. Bern. Riv., Cienc. Geol. V.
- Bossi, G. E., R. R. Andrés y R. Leguizamón, 1982. *Algunas consideraciones estratigráficas y paleoambientales sobre las secuencias neopaleozoicas aflorantes en la cuesta de Huaco y Agua de la Peña (San Juan) y sierra de Maz (La Rioja)*. UNESCO-PICG, Proy. 42, Bol. 5.
- Bracciacini, O. I., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina*. Bol. Inform. Petroler. (Reimpres.), 146 pp.
- 1960. *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*. Petrotecnia X (6): 57-69.
- Camino, R., 1979. *Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. En Segundo Simp. Geología Regional Argentina (Coord. J. C. M. Turner). Acad. Nac. Cienc., I: 225-291.

- Criado, R. P., C. Mombrú y V. A. Ramos, 1981. *Estructura e interpretación tectónica*. En *Geología de la Provincia de San Luis*. VIII Congr. Geol. Arg., Relat.: 155-192.
- Cuerda, A. J., 1965. *Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz (Provincia de La Rioja)*. II Jorn. Geol. Arg., Actas III: 79-94.
- Cuerda, A. J., C. A. Cingolani, R. Varela y O. C. Schauer, 1979. *Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la sierra del Valle Fértil, Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2): 100-107.
- Cuerda, A. J. y G. Furque, 1981. *Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte I. Comarca del cerro La Chilca (Río Francia)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (2): 187-196.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher, R. Marocco, Cl. Martínez y P. Tomasi, 1980. *La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud structure et evolution d'un orogene intracratonique*. Geol. Rundschau 69 (1): 1-21.
- de Alba, E., 1979. *Sistema de Famatina*. En Segundo Simp. Geología Regional Argentina (Coord. J. C. M. Turner). Acad. Nac. Cienc., I: 349-395.
- Fidalgo, F., 1963. *Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo (Provincia de La Rioja)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (3-4): 139-152.
- Frenguelli, J., 1944. *Apuntes acerca del Paleozoico Superior del noroeste argentino*. Rev. Mus. La Plata (N.S.), Secc. Geol. II: 213-265.
- 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (N.S.), Secc. Geol. II: 313-376.
- 1949. *El perfil de La Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IV (4): 299-335.
- Furque, G., 1958. *El Gondwana Inferior de la Precordillera septentrional (Argentina)*. XX Congr. Geol. Intern., Comis. Gondw.: 237-256.
- Furque, G. y A. J. Cuerda, 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En Segundo Simp. Geología Regional Argentina (Coord. J. C. M. Turner). Acad. Nac. Cienc., I: 455-522.
- González, C. R., 1981. *El Paleozoico superior marino de la República Argentina, bioestratigrafía y paleoclimatología*. Ameghiniana XVIII (1-2): 51-65.
- González, R. R. y F. G. Aceñolaza, 1971. *La cuenca de deposición neopaleozoica-mesozoica del oeste de Argentina*. I Congr. Hispano Luso Amer. Geol. Econ., Anales, A-1-3: 629-643.
- González Bonorino, G., 1976. *Acerca de la existencia de la Protoprecordillera de Cuyo*. VI Congr. Geol. Arg., Actas I: 101-107.
- Hausen, H., 1921. *On the lithology and geological structure of the sierra de Umango area, province of La Rioja, Argentine Republic. A contribution of the knowledge of the subandean border of the structural element of the "Sierras Pampeanas"*. Acta Acad. Aboensis Math. et Phys. I (4): 1-139.
- Hünicken, M. A. y M. V. Pensa, 1980. *Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Formación Chancaní) y de las filitas (Formación La Mermela) del borde occidental de las sierras de Pocho y Guasapampa (Provincia de Córdoba, República Argentina)*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 53 (3-4): 255-286.
- Maisonave, H. M., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 14c, cerros Cuminchango, provincias de La Rioja y Catamarca*. Serv. Geol. Nac., Bol. 162.
- McBride, S. L., J. C. Caelles, A. H. Clark y E. Farrar, 1976. *Palaeozoic radiometric provinces in the Andean basement, latitudes 25°-30' S*. Earth & Plan. Sci. Lett. 29: 373-383.
- Mégard, F., B. Dalmayrac, G. Laubacher, R. Marocco, Cl. Martínez, J. Paredes y P. Tomasi, 1971. *La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats*. Cah. ORSTOM, sér. Géol. III (1): 5-43.
- Moya, M. C. y J. A. Salfity, 1982. *Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino*. V Congr. Latinoam. Geol., Actas III: 523-536.
- Ortiz, A. y J. J. Zambrano, 1981. *La provincia geológica Precordillera Oriental*. VIII Congr. Geol. Arg., Actas III: 59-74.
- Padula, E. y A. Mingramm, 1967. *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense*. III Jorn. Geol. Arg., Actas I: 291-331.
- Parker, G., 1974. *Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (1): 23-29.
- Polanski, J., 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. Eudeba, 216 pp.
- Ramos, E. D. y V. A. Ramos, 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VII Congr. Arg., Actas I: 771-786.
- Reyes, F. C., 1972. *On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina*. An. Acad. brasil. Cienc. 44 (Suplem.): 261-277.
- Rolleri, E. O. y B. A. Baldis, 1969. *Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera*. La Estrat. Gondw., Col. UICG, UNESCO-Cienc. Tierra 2: 1005-1024.
- Russo, A., S. Archangelsky y J. C. Gamero, 1980. *Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la llanura Chaco-pampeana, Argentina*. II Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y I Congr. Latinoam. Paleont., Actas IV: 157-173.

- Salfity, J. A. y S. A. Gorustovich, 1978. *Geología pregondwánica del centro-oeste sudamericano*. Acta geol. lilloana XIV (Suplem.): 39-41.
- 1981. *Paleogeografía del Carbónico en la cuenca de Paganzo, República Argentina*. Acta geol. lilloana XV (3): 23-26.
- Salfity, J. A., V. Marcón, S. A. Gorustovich y J. E. Arias, 1977. *Paleogeografía y estratigrafía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior), República Argentina*. UNESCO-PICG, Proy. 42, Bol. 2, Resúmenes.
- Scalabrini, J., 1972. *La cuenca del Río Blanco en el sector norte de la Precordillera argentina y su relación con las sedimentitas del "Grupo Paganzo"*. An. Acad. brasil. Cienc. 44 (Suplem.): 313-320.
- Scalabrini, J. y O. G. Arrondo, 1973. *Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del cerro Veladero y del río del Peñón (Precordillera de La Rioja)*. Rev. Mus. La Plata (N.S.), Secc. Geol. VIII: 257-279.
- Spalletti, L. A., 1979. *Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la sierra de Maz, La Rioja*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 53 (1-2): 167-202.
- Stipanovic, P. N. y J. F. Bonaparte, 1979. *Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (provincias de La Rioja y San Juan)*. En Segundo Simp. Geología Regional Argentina (Coord. J. C. M. Turner). Acad. Nac. Cienc., I: 523-575.
- Teruggi, M. E., R. R. Andrés, A. M. Iñiguez, J. P. Abait, M. M. Mazzoni y L. A. Spalletti, 1969. *Sedimentology of the Paganzo beds at cerro Guandacol, Province of La Rioja*. La estrat. Gondw., Col. UICG, UNESCO-Cienc. Tierra 2: 857-880.
- Turner, J. C. M., 1967. *Descripción geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil (Provincias de Catamarca y La Rioja)*. Serv. Geol. Nac., Bol. 106.
- Vásquez, J. R., R. A. Gorroño y J. Ivorra, 1981. *El Paleozoico superior en las Provincias de San Juan y La Rioja*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 89-98.
- Zambrano, J. J., en prensa. *Outline of the geology and hydrocarbons prospects of the Argentine territory and its continental shelf*. IV Congr. Latinoam. Geol.

Recibido: 24 de marzo, 1983.

Aceptado: 30 de noviembre, 1983

JOSE ANTONIO SALFITY

SERGIO ANTONIO GORUSTOVICH *

Universidad Nacional de Salta-CONICET
Buenos Aires 177,
4400 Salta

* Comisión Nacional de Energía Atómica y
Universidad Nacional de Salta.

PALEOGEOGRAFIA DE LA FORMACION ÑIRIHUAU Y SUS EQUIVALENTES EN LA REGION OCCIDENTAL DE NEUQUEN, RIO NEGRO Y CHUBUT

LUIS A. SPALLETTI

Resumen

La Formación Ñirihuau y equivalentes (Oligoceno) se ha depositado en una cuenca elongada en sentido meridiano, con un desarrollo superior a los 450 km. En el sector septentrional se profundiza progresivamente hacia el oeste y en el austral consiste en una depresión ovoidal de máxima profundidad en la región de Bariloche-Ñorquincó.

Por el tipo de facies se ha establecido la existencia de un dominio fluvial en el sector norte de la cuenca y en su borde oriental. En la zona del lago Nahuel Huapí el relleno es de tipo deltaico con secuencias constructivas y destructivas, y direcciones de progradación desde el norte, noroeste y este-noreste. Más al sur, se estableció un dominio transicional en el que alternan facies continentales (principalmente fluviales), litorales y marinas poco profundas, estas últimas originadas por dos pulsos transgresivos vinculados con periodos de elevado nivel del mar mundial; entre tanto, en la porción más occidental de la cuenca se ha definido un dominio circalitoral caracterizado por depósitos silicoclásticos de granulometría fina. Además se ha establecido la existencia de fenómenos volcánicos sincrónicos con la depositación tanto en el área sedimentaria como fuera de ella.

Se concluye que la Formación Ñirihuau se ha originado en una cubeta inestable emplazada en la zona de subducción de la placa sudamericana en estrecha asociación con su arco magmático. El episodio regresivo con el que culmina la sedimentación de la unidad —y que lleva a la continentalización de la cuenca— se considera vinculado con la brusca caída en el nivel marino mundial ocurrida en el Oligoceno y con el inicio del ascenso de la Cordillera Andina Patagónica.

Introducción

La presente contribución está destinada a efectuar un examen regional sobre las características de la Formación Ñirihuau y unidades equivalentes en los ámbitos de la Cordillera Norpatagónica, Cuenca de Ñirihuau Ñorquincó-Cushamen y regiones vecinas. La intención es la de integrar la información de superficie disponible sobre la unidad, procurar la correlación general de sus secciones y esbozar un cuadro de los procesos

Abstract

The depositional basin of Ñirihuau Formation and correlated units (Oligocene) extends north-south over 450 km. Its northern sector is a wide and wedge shaped depression that deepens to the south and west, while the southern sector is an ovoidal through reaching its maximum thickness of sediments in Bariloche-Ñorquincó area.

The northern sector of the basin as well as the eastern edge are mainly composed of coarse fluvial facies. In its deeper parts, the infill has a deltaic pattern, characterized by constructive and destructive sequences which prograded from the north, northwest and east-northeast. The deltaic facies grade to transitional facies to the south; the latest composed by alternances of fluvial with litoral and nearshore deposits related to two periods of high worldwide marine level. The southernmost sector of the basin has a typical offshore infill, represented by fine sandstones and shales. It was also established the existence of synchronic volcanic processes both in the sedimentary domain and in the non-depositional realm.

The Ñirihuau Formation has been deposited in an unstable basin located in the zone of influence of the sudamerican plate subduction zone and in close association with an active magmatic arc. The regressive episode registered towards the end of Ñirihuau Formation sedimentation seems to be related with both the sudden fall of worldwide marine level during the Oligocene and the beginning of the Cordillera de Los Andes rise.

que han llevado a la acumulación de sus materiales y de la paleogeografía de la región durante el lapso que demandó su formación.

Son numerosos los trabajos en los que se describen las características de secuencias correlacionables con la Formación Ñirihuau. A la vez, y a medida que se ha ido incrementando su conocimiento, se ha generado una frondosa nomenclatura formal que dificulta —al menos parcialmente— la formulación

de un cuadro general de los acontecimientos geológicos del intervalo Eoceno superior-Oligoceno de la región. Sin embargo, y afortunadamente, estudios de carácter regional y de síntesis, como los de Uliana (1978), González Bonorino (1979) y González Díaz y Nullo (1980) han avanzado en la integración de referencias dispersas y en la discusión de aspectos de alcance global.

Espesor y geometría de la cuenca sedimentaria

Como resultado del estudio de recopilación de los espesores de las secuencias locales

de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes (cuadro 1), se ha elaborado el plano isopáquico de la figura 1. A partir del mismo, puede inferirse que la unidad estudiada se ha depositado en una cuenca elongada en sentido meridiano, a lo largo de más de 450 km. La posición del cero resulta bastante difícil de definir, particularmente hacia la porción occidental en la que se pasa a territorio chileno; en cambio, el borde oriental de la cuenca de depositación ha podido marcarse, aunque en forma tentativa, con mayor seguridad, en especial en el sector más austral.

Dentro mismo del área de sedimentación se pueden encontrar —siempre desde el pun-

CUADRO 1. — Denominaciones formales y espesores de la unidad estudiada, según diversos autores y regiones.

Región	Autor	Denominación	Espesor
Copahue-Andacollo	Uliana (1978)	Estratos arroyo Carbón y arroyo Tábanos	400
Aluminé	Uliana (1978)	Estratos arroyo Carbón y arroyo Tábanos	400
Catan Lil	Leanza y Leanza (1979)	Formación Michihuau	100
Junín de Los Andes	Turner (1973)	Formación Lolog	450
Piedra del Aguila	Parker (1973) Uliana (1978)	Formación Michihuau Formación Michihuau	80
Paso Flores	Nullo (1979)	Formación Ñirihuau	∞ 100 ?
Bariloche-río Ñirihuau	González Bonorino (1973) Este trabajo	Formación Ñirihuau Formación Ñirihuau	2500 2000°
Ñorquincó-El Maitén	Cazau (1972-1980) Lizuaín (1976)	Formación Ñorquincó Formación Patagonia	∞ 1000
Cushamen	Cazau (1972-1980) Volkheimer (1964) y Volkheimer y Lage (1981)	Formación Ñorquincó Formación Ñorquincó: facies extraandina facies andina	1900 < 100° 800°
Cerro Piltriquitrón-Sierra Chata	González Díaz y Zubia (1980 a y b)	Formación Ñorquincó	
Cerro Plataforma	Lizuaín (1979)		300
El Bolsón	Diez y Zubia (1979-1981)	Formación Mallín Ahogado	650
Cerro Colorado (NO Chubut)	Sepúlveda y Viera (1980)	Sedimentitas de Lago Cisne	> 100
Epuayén	Miró (1967)	Formación Las Minas	280
Cholila-Epuayén	Miró (1967)	Formación Las Minas	120
Cholila	Cazau (1972-1980)	Formación Ñorquincó - Formación Rincón de Cholila	80-100
Río Foyel	González Bonorino (1944) Cazau (1972-1980) Bertels (1980) Diez y Zubia (1981) Este trabajo	Patagониense-Capas c/ Nothofagus Formación Rincón de Cholila Lutitas de río Foyel	> 150 600 600 > 1200 400-500°

° Espesores considerados en la elaboración del plano isopáquico.

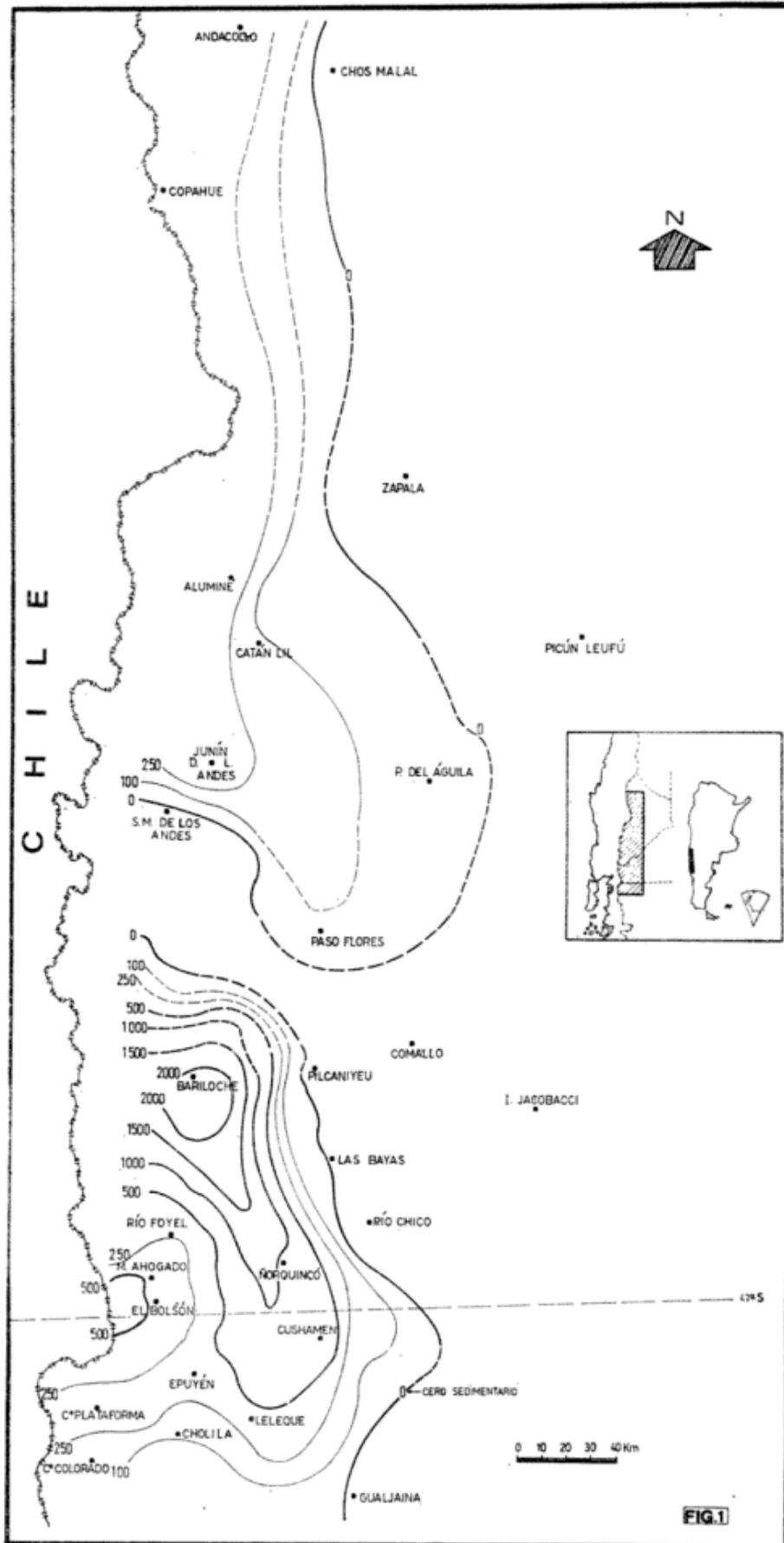


Fig. 1.—Plano isopáquico de la Formación Nirihuau y sus equivalentes en territorio argentino.

to de vista de los espesores— dos sectores (¿subcuencas?) bastante bien definidos. En el septentrional la cubeta tiene un diseño simple, aunque es probable que con altos topográficos interiores que —a la luz de los conocimientos existentes— resultan todavía difíciles de localizar. Esta porción de cuenca es poco potente, con no más de 400 m y por lo común menos de 100 m de sedimentitas, aunque se profundiza progresivamente hacia el oeste. Es así que ya en Chile, hacia la latitud de 38° S, Salinas (1981) ha estimado el espesor de la Formación Lolco en 2600 m. Por su borde austral, esta porción de la cuenca de depositación (subcuenca septentrional) muestra una notoria inflexión hacia el este (figura 1) a causa de la cual el área de sedimentación ocupa parte de la Comarca Norpatagónica (Piedra del Agui-lar y regiones vecinas).

Por su parte, la porción sur de la cuenca tiene morfología más compleja. Su configuración es alargada en sentido norte-sur y relativamente estrecha. Uno de sus rasgos más peculiares es que en unos pocos kilómetros se pasa desde áreas de no depositación a zonas con más de 2000 m de sedimentitas (por ejemplo en la región del lago Nahuel orden de los 1000 m) se prolonga hacia el sur hasta las inmediaciones de Ñorquincó, para luego decrecer paulatinamente también hacia el sur y oeste. Por su geometría, esta subcuenca austral podría definirse como una depresión ovoidal con eje mayor en sentido norte-sur y notoria asimetría, ya que muestra pendiente pronunciada en su flanco oriental y más tendida en dirección al poniente (figura 1).

Por la distribución de espesores y también de facies sedimentarias, en algunos sitios de esta subcuenca parecen haber existido elevaciones constituidas por términos de la "Serie Andesítica" paleocena-eocena que proveyeron la mayor parte de los materiales extracuencales para la formación de buena parte de los componentes de la unidad que nos ocupa. No se descarta que estos altos topográficos hayan influido en la distribución de algunas facies (como la de ambiente marino) y perdido parcialmente su expresión positiva con posterioridad a la depositación de los términos más antiguos de la Formación Ñirihuau y equivalentes.

La zona de transición entre los sectores septentrional y austral de la cuenca se ubica en una faja de dirección este-oeste que coincide en forma aproximada con el para-

lelo de 41° S. Más exactamente, el tramo donde no se ha encontrado registro sedimentario de la unidad conforma un umbral arqueado que va por la Cordillera Patagónica Septentrional desde San Martín de Los Andes hasta la Sierra de Cuyín Manzano (al norte del lago Nahuel Huapí) y que luego pasa por el área de cabeceras y tramo superior del río Limay para alcanzar la región de Pilcaniyeu por el este (véase figura 1).

Características del relleno clástico de la cuenca

Los depósitos sedimentarios de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes están constituidos en su mayoría por detrito volcánico-clástico (derivado tanto de vulcanitas como de piroclastitas), con participación subordinada de sedimentitas piroclásticas primarias (tobas soldadas, tobas, lapillitas y brechas) y carbonáticas. Cabe destacar, asimismo, que se han identificado escasos niveles vulcaníticos intercalados entre los términos antes mencionados (Cf. González Bonorino y González Bonorino, 1978). Las características de los depósitos sedimentarios han sido sintetizadas por Cazau (1972, 1980), González Bonorino (1979) y González Díaz y Nullo (1980), entre otros.

En base a la información disponible y a datos propios se ha podido deducir que —desde el punto de vista genético— algunos sectores de la cuenca han sido formados por procesos sedimentarios relativamente simples, mientras que otros se caracterizan por una compleja interacción de fenómenos deposicionales. Al parecer, la mayor heterogeneidad paleoambiental coincide con las áreas de mayores espesores.

Con el fin de poseer una visión general de los procesos y paleoambientes de la unidad estudiada, y dada la mencionada complejidad de los mismos en vastos sectores de la cuenca, se ha creído conveniente establecer el concepto de *dominio sedimentario*. Un *dominio sedimentario* puede definirse como el paleoambiente o paleomegaambiente deposicional más representativo, por la escala de sus facies sedimentarias, de un determinado sector de la cuenca de depositación de una unidad estratigráfica. De tal forma, la porción en la que predominan facies sedimentarias interpretadas como de paleoambiente fluvial estará constituida por el dominio fluvial; aquella en la que se destacan, amén de otras, sucesiones correspon-

dientes a paleomegambientes deltaicos (secuencias progradantes granocrecientes marinas o lacustres en la base hasta fluviales en el techo, con facies de canales distributarios y complejos interdistributarios) será designada como dominio deltaico, y así sucesivamente. En la figura 2 se muestra la distribución regional de los dominios sedimentarios de la Formación Ñirihuau y equivalentes, aunque debe destacarse que los límites deben ser tomados con reserva, ya que por tratarse de conceptos interpretativos y a causa de la estrecha vinculación genéticas entre los distintos sectores de la cuenca, con relaciones transicionales y hasta interdigitadas de facies sedimentarias, el pasaje de dominio a dominio tiene neto carácter tentativo.

Como puede apreciarse (figura 2) toda la región septentrional de la cuenca (de Paso Flores hacia el norte) está constituida por el aquí llamado *dominio fluvial*. Este se caracteriza por secuencias sedimentarias volcánico-clásticas gruesas, en general poco potentes (Formaciones Lolog, Michuhua y sus equivalentes) y con espesores crecientes de este a oeste (véanse Turner, 1973; Parker, 1973; Uliana, 1978; Leanza y Leanza, 1979; Nullo, 1979). El relleno sedimentario pone en evidencia procesos de acumulación por la acción de corrientes vigorosas, con fuerte poder erosivo de un sustrato volcánico-piroclástico. Estos canales proximales alcanzaron seguramente a desarrollar una red de drenaje bastante bien integrada con avenamiento principalmente hacia el oeste, a partir de áreas positivas localizadas en el borde oriental de la cuenca y también en zonas elevadas intracuencales, o sea en sectores internos de la misma. Se aprecia además que a medida que se produjo el relleno volcánico-clástico, la energía de los agentes mermó en forma progresiva, de modo que se pasa de facies de fanglomerados y de ambiente fluvial anastomosado en la base a complejos fluviales de alta sinuosidad hacia el techo de las secuencias.

Cabe destacar que en su porción noroccidental esta cuenca tuvo también acumulación clástica eminentemente continental, ya que en Chile las formaciones Lolco (Salinas, *op. cit.*), Malla Malla y Río Pedregoso consisten en un conjunto de materiales volcánico-clásticos asociados con piroclastitas primarias, que sedimentaron bajo la influencia de ambientes fluviales y lacustres. Por su edad, estimada en Eoceno hasta Mioceno inferior-medio por los geólogos chilenos, correlacionan con las unidades aquí analizadas y mar-

can la continuidad de las facies estudiadas hacia el occidente, aunque en el vecino país se hallan representadas zonas más profundas de la cubeta y por ende se ha dado mayor participación de depósitos lacustres. Estos depósitos denotarían —según Ramos (1982)— la existencia de un período con nivel marino alto que ahogó parcialmente los sistemas fluviales y permitió el desarrollo de extensas áreas anegadas. El dominio fluvial también ha sido definido a lo largo de todo el borde oriental de la cuenca y a nuestro criterio alcanza cierto desarrollo areal en la región ubicada al este de Cushamen, donde Volkheimer (1964) describiera la “facies extraandina del Patagónico continental” (figura 2).

En una vasta región que tiene como área tipo a la comarca entre Bariloche y río Ñirihuau se ha establecido el *dominio deltaico*. Este dominio coincide ampliamente con la porción más profunda de la cuenca de deposición y su constitución litológica ha sido proporcionada en especial por González Bonorino (1973), González Bonorino y González Bonorino (1978) y Spalletti (1981). Si bien en esta región se ha inferido un variado conjunto de paleoambientes de sedimentación (Cf. Cazau, 1980; Spalletti, *op. cit.*), el rasgo más destacable es la existencia de episodios progradantes (constructivos) provocados por fuertes aportes de material volcánico-clástico, a los que se asociaron fenómenos retrogradantes en períodos con incremento en el ritmo de subsidencia de la cuenca o aumento de la influencia marina, todo bajo un marco de sedimentación mixta de carácter deltaico (Spalletti, *op. cit.*). En esta región, la actividad volcánica estuvo principalmente representada por la existencia de flujos piroclásticos y caídas de cenizas que originaron intercalaciones ignimbríticas y tobáceas en la columna deposicional (Spalletti, *op. cit.*; Spalletti *et al.*, 1982).

Para el dominio deltaico, las principales líneas de aporte de los materiales, y por ende las direcciones de progradación, se estima procedían desde el norte (drenaje fluvial), noroeste y este-noreste (zonas emergidas) (figura 2).

Si bien este dominio posee niveles recurrentes con influencia marina hasta llegar a franco ambiente litoral que no pasan más al norte y este de una línea entre Bariloche, Las Bayas y Ñorquincó, la porción más austral del área estudiada muestra tendencia a la participación más pareja y simultánea de depósitos sedimentarios continentales, li-

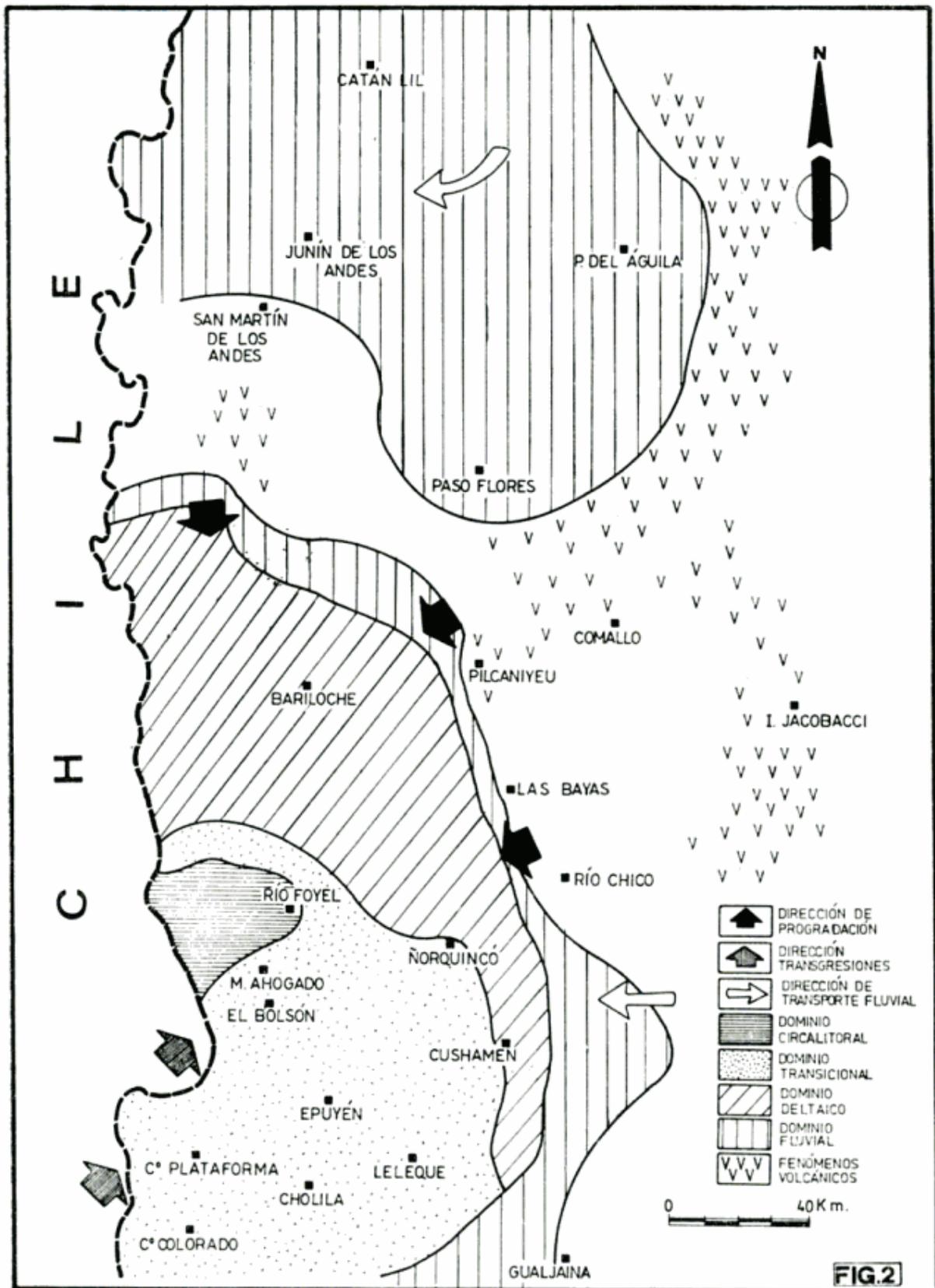


Fig. 2. — Distribución de los dominios sedimentarios de la Formación Ñirihuau y equivalentes.

torales y sublitorales. Este carácter es el que nos ha impulsado a definir el *dominio transicional* (figura 2), que —en alguna forma— ha quedado reflejado en las descripciones litoestratigráficas de Cazau (1972, 1980) y Diez y Zubia (1979), quienes discriminaron unidades marinas y continentales en las secuencias de la región (formaciones Rincón de Cholila y Ñorquincó el primero, y miembros Río Azul y Loma del Medio de la Formación Mallín Ahogado los segundos). Ciertos sectores de este dominio están caracterizados por depósitos continentales (cf. González Díaz y Zubia, 1980 a y b), en tanto que otros aparecen constituidos casi exclusivamente por sedimentitas de ambientes marino poco profundo y/o litoral (Formación Las Minas, Miró, 1967; Sedimentitas de Lago Cisne, Sepúlveda y Viera, 1980).

En numerosas localidades del dominio transicional donde se ha podido observar la base de la columna estratigráfica (Ñorquincó, región del Río Villegas, Cordón Oriental de El Maitén, Cordón Rivadavia) se aprecia que la sedimentación se inició con un potente y muy difundido fanglomerado que marca la abrupta generación de la cuenca de Ñirihuau sobre la "Serie Andesítica" paleocena-eocena y términos más antiguos. Inmediatamente por encima se ubican los niveles sedimentarios correspondientes a la primera ingresión de un mar pando de aguas cálidas (Bochino, 1971) con facies formadas esencialmente bajo la influencia del oleaje o de mareas tractivas. Más arriba, en forma transicional, se opera un pasaje a depósitos albuféricos-palustres y francamente fluviales con piroclásticas primarias sobre los que —en algunos sectores (Cf. Ramos, 1982)— reaparecen facies litorales y sublitorales de alta energía cinética. La sucesión termina con sedimentitas de ámbito continental, en esencia fluvial y piroclástico. Cabe destacar que tal como lo ilustrara Ramos (*op. cit.*) la presencia de dos pulsos transgresivos en la Formación Ñirihuau y equivalentes se detecta con mayor claridad en sectores intermedios de la cuenca, dado que hacia el este se hacen características las facies continentales de ambiente fluvial y hacia el oeste se presentan sedimentitas marinas formadas en condiciones de baja energía en una monótona columna litológica silicoclástica fina.

En lo que hace a las facies litorales y marinas del dominio transicional, se aprecia que su constitución es variada desde el pun-

to de vista granulométrico, ya que va desde psefitas hasta pelitas silicoclásticas, las últimas como intercalaciones (Diez y Zubia, 1979, 1981; Lizuain, 1979; Sepúlveda y Viera, *op. cit.*), y parecen formar secuencias retrogradantes con los depósitos litorales en la base y los sublitorales hacia el techo. Es necesario puntualizar que en algunos casos (Ñorquincó, El Bolsón) hemos encontrado que sedimentitas litorales y marinas poco profundas tienen composición carbonáticas (Spalletti y Blasi, en preparación).

El dominio transicional también tiene importante desarrollo hacia el oeste y sudoeste de la subcuenca austral, ya que en territorio chileno, en el valle de Futaleufú, la Formación La Cascada, descrita por Thiele *et al.* (1978) tiene litologías muy similares a las descritas más arriba y ha sido correlacionada con la unidad que nos ocupa por Ramos (*op. cit.*) en base a su fauna fósil.

Es oportuno consignar que en el dominio transicional los espesores están reducidos en comparación con los de áreas correspondientes al dominio deltaico (cf. Petersen y González Bonorino, 1947; también cuadro 1). Se deduce entonces que los fenómenos transgresivos no pudieron manifestarse con tanta claridad en los sectores más profundos de la cuenca; casi con seguridad el factor condicionante de este peculiar comportamiento de las facies ha sido el proceso de progradación deltaica que con su ritmo de sedimentación más intenso que el producido por avance marino inhibió la libre penetración de sus aguas hacia el este. Sólo en la zona donde la influencia de los deltas era despreciable o nula pudo producirse el registro sedimentario de ambientes litorales y sublitorales abiertos y sin mayor influencia continental.

Por último, en el ángulo occidental de la subcuenca austral, ha podido diferenciarse un *dominio circalitoral*, caracterizado por sedimentitas de mar afuera depositadas bajo condiciones de reducida energía cinética. Su distribución regional resulta bastante difícil de precisar; contribuyen a ello factores tales como la ubicación de su área de depositación en la actual región de altas cumbres de la cordillera, lo que implica —por un lado— la desaparición por erosión de parte de sus secciones y —por otro— la inaccesibilidad a eventuales exposiciones. Sin embargo, suponemos que el desarrollo de este dominio dentro de nuestro territorio es bastante limitado.

Además de algunas exposiciones de niveles pelíticos circalitorales como intercalacio-

nes en área correspondientes al dominio transicional, vale destacar que es en la tradicional localidad de Río Foyel donde la secuencia del dominio circalitoral aparece mejor representada (Cf. González Bonorino, 1944; Bertels, 1980). Por su ubicación, ésta parece ser la única región donde depósitos de franco ambiente de mar afuera alcanzaron a penetrar tan al este de la cuenca de sedimentación. Dado que el dominio circalitoral aparece asociado hacia el norte y sur con materiales de ambientes menos profundos, es probable que la zona del río Foyel haya sido —durante el Oligoceno— un área muy deprimida donde el mar se ubicaba en un engolfamiento y daba origen a un relleno sedimentario algo “atípico” en comparación con las facies que caracterizan al resto de la secuencia en territorio argentino. Es de destacar que en la región del río Foyel la sucesión de pelitas y psamitas muy finas volcánicas correlacionables con la Formación Ñirihuau y equivalentes alcanzan un desarrollo vertical del orden de los 400 a 500 m, por lo que se consideran algo excesivas las cifras mencionadas por otros autores (cuadro 1). Su disposición sobre depósitos continentales (Diez y Zubia, 1981) y la edad de la asociación faunística (Bertels, *op. cit.*) pueden denotar, además, que estas facies circalitorales corresponden al segundo pulso transgresivo que afectó la cuenca en estudio (Cf. Spalletti, 1981).

Debe puntualizarse, por último, que la distribución de sedimentitas marinas y transicionales que hemos encontrado para la cuenca de depositación de la Formación Ñirihuau y equivalentes no hace más que confirmar la vieja idea de Feruglio (1941), reciente-

mente reactualizada por Ramos (*op. cit.*), respecto al origen pacífico de las transgresiones oligocenas (figura 2).

En la figura 3 se muestra una sección en faja de la cuenca de depositación, con orientación sudoeste a noroeste. En ella puede apreciarse la relación general entre los principales tipos genéticos de sedimentitas. Así, se destaca la abundancia de depósitos de progradación deltaica en el sector más espeso de la unidad, en especial hacia su parte media; la presencia de al menos dos pulsos de avance marino hacia el interior de la cuenca (Cf. Spalletti, 1981; Diez y Zubia, 1981; Ramos, 1982) y una cierta tendencia general al ordenamiento regresivo, sobre todo hacia el final de la sedimentación de la unidad, que queda evidenciado por la ubicación preferencial de los depósitos continentales encima de los netamente marinos (González Bonorino, 1944; Diez y Zubia, 1979, 1981; González Díaz y Zubia, 1980 a; Spalletti, *op. cit.*). Además, hacia el sector occidental o sudoccidental de la cuenca se insinúa la presencia de un zócalo o umbral entre los ámbitos de depositación fluvial-transicional y las áreas marinas.

Fenómenos volcánicos

La Formación Ñirihuau muestra evidencias de actividad volcánica fragmentaria por medio de frecuentes depósitos de piroclásticas primarias (cf. González Bonorino, 1944, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981; Spalletti *et al.*, 1982). Sin embargo, la existencia de materiales lávicos es muy reducida; se limita a

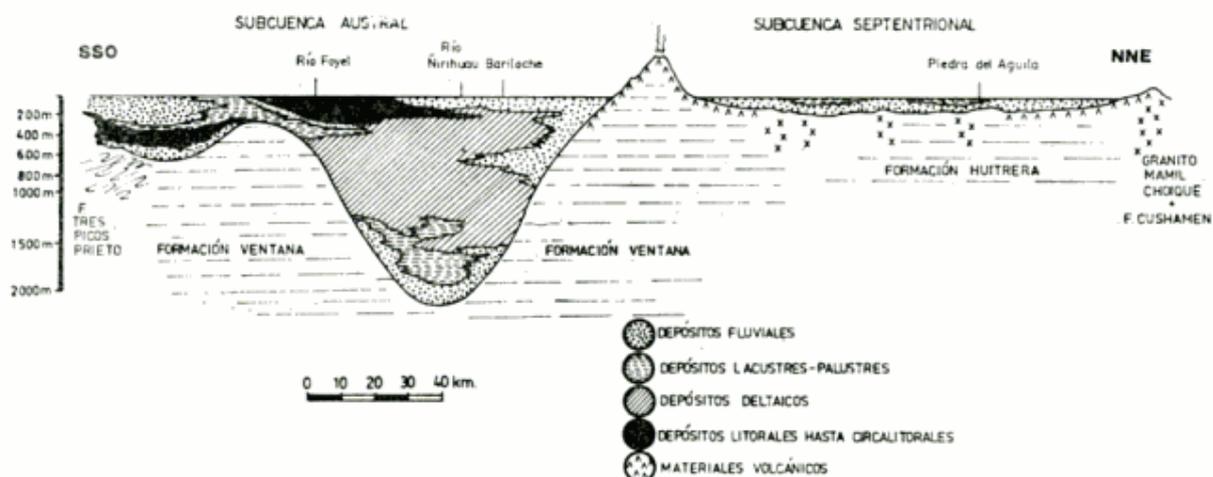


Fig. 3. — Sección esquemática de la Formación Ñirihuau y equivalentes y principales tipos de depósitos sedimentarios.

algunas coladas aisladas de rocas andesíticas y basálticas (González Bonorino y González Bonorino, *op. cit.*), y a cuerpos intrusivos de aparente naturaleza diabásica-gabroica (González Bonorino, 1973; González Díaz y Zúbia, 1980 a y b).

Una de las cuestiones que merece discusión es la concerniente a las posibilidades de generación de un registro litológico fuera de la cuenca sedimentaria de la Formación Ñirihuau y equivalentes, pero que —cronológicamente— pueda ser equiparado con ella. Es evidente que el potencial de preservación de materiales sedimentarios en zonas positivas es geológicamente nulo; no obstante, en el caso específico de unidades o secuencias vulcanogénicas, entendemos que en regiones externas a la cuenca sedimentaria puede darse la acumulación de materiales lávicos que están en mejores condiciones de ser conservados en el registro estratigráfico, siempre que el área de formación tenga topografía suave y los procesos de degradación sean de menor intensidad que los de acumulación volcánica. Sobre esta base, y con el análisis de la información disponible sobre el área y los resultados de nuestras investigaciones (Rapela *et al.*, 1983) hemos encontrado algunas evidencias que permiten alentar perspectivas favorables para la confirmación de la hipótesis planteada.

A nuestro entender, una de las zonas principales donde se ha dado un registro más o menos continuo de efusiones volcánicas se ubica al este de la cuenca de Ñirihuau-Ñorquincó-Cushamen y abarca el sector marginal serrano de la región antecordillerana más el borde occidental de la Comarca Norpatagónica (en el sentido de Stipanovic y Methol, 1980). Aquí se han reconocido coladas de rocas basálticas (Basalto O), generadas antes del inicio de la depositación de las tobas colloncurenses miocenas (Galli, 1969). Las mencionadas lavas han sido redefinidas por Rolleri *et al.* (1976) como Formación Cerro Petiso, con más de 200 m de espesor e identificadas en las regiones de Piedra del Aguila (Galli, *op. cit.*), Paso Limay (Rolleri *et al.*, *op. cit.*), Paso Flores (Nullo, 1979) y también Comallo (Rabassa, 1974). Para Nullo (*op. cit.*), la Formación Cerro Petiso puede estar comprendida entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior a medio, aunque una datación radimétrica ha provisto una edad miocena inferior (21 ± 2 m.a.); es decir que correlacionaría austadamente desde el punto de vista temporal con los depósitos sedimentarios de la Formación Ñirihuau y

equivalentes. No obstante, debemos consignar que Franchi y Page (1980) han señalado que es probable que basaltos asignados a esta unidad sean “el producto de diferentes efusiones acaecidas en el Cretácico superior, Eoceno y Mioceno”, a lo que podríamos agregar —casi con seguridad— el Oligoceno.

Al este del lago Nahuel Huapí y típicamente en la región de Pilcaniyeu, apoyado sobre términos volcánicos típicos de la “Serie Andesítica” paleocena-eocena se encuentra un conjunto de vulcanitas básicas mapeado en forma selectiva por Feruglio (1941) y denominado Basalto Rehuau (Reyhuau) por Dessanti (1972). Si bien el mismo Feruglio (*op. cit.*) y Rabassa (1974) opinan que estas vulcanitas pueden pertenecer a la “Serie Andesítica”, el segundo autor las ha correlacionado con términos pertenecientes a la Formación Cerro Petiso del norte de Comallo. Así también, una datación radimétrica de rocas mapeadas como pertenecientes a este conjunto y que aparecen al este del lago Nahuel Huapí (Feruglio, *op. cit.*; González Bonorino y González Bonorino, *op. cit.*) dio valores de 35 ± 3 m.a. (Rapela *et al.*, 1983), es decir pertenecientes al Oligoceno inferior. Además, fue correlacionada químicamente por estos últimos autores con las magmatitas que intruyen a la base de la Formación Ñirihuau en las inmediaciones de Bariloche. Cabe agregar, al respecto, que Ramos (1982) ha señalado que las vulcanitas basálticas entre Las Bayas y Pilcaniyeu, que sin dudas corresponden a las que aquí se mencionan, podrían llegar a tener edad oligocena. Por lo expuesto, se infiere que estos fenómenos volcánicos han ocurrido principalmente en la zona de borde oriental de la cuenca; sin embargo, también se habrían emplazado dentro de ella, en especial en su sector este, donde engranarían con los términos sedimentarios inferiores de la Formación Ñirihuau.

Más al naciente, en la región de Lipetrén-Ingeniero Jacobacci, Nullo (1978) y Coira (1979) describen a la Formación Cerro Cortado, constituida por rocas subvolcánicas básicas alcalinas, aunque con facies lávicas subordinadas (Nullo, *op. cit.*). Si bien una datación de 45 ± 5 m.a. las ubica en el Eoceno medio (Coira, *op. cit.*), el hecho que se haya probado su intrusividad respecto a la Formación Huitrera (“Serie Andesítica” extraandina) (Nullo, *op. cit.*), alienta la posibilidad de que el mencionado acontecimiento pueda ser concomitante con los procesos sedimentarios que nos ocupan y con las efusiones de vulcanitas básicas registradas en la

región de Piedra del Aguila, Paso Limay y zonas vecinas.

Otra de las áreas donde podrían darse fenómenos efusivos sincrónicos con la sedimentación es en la dorsal que separa las dos subcuencas deposicionales de la Formación Ñirihuau y equivalentes (figura 1). Si bien en la comarca que va desde San Martín de Los Andes hasta la Sierra de Cuyín Manzano (al norte del lago Nahuel Huapí) las evidencias de vulcanismo más joven que eoceno medio son —hasta el momento— menos seguras, dicha posibilidad no debería descartarse cuando se encaren nuevas investigaciones en la región. Con todo, se sospecha que la paleotopografía de ese sector era bastante irregular y tenía mayores desniveles, por lo que el potencial de conservación de las capas lávicas que eventualmente se hubiesen generado debe haber sido menor, en comparación con el área donde se acumularon las lavas de la Formación Cerro Petiso. Es oportuno mencionar que otro indicio de la existencia de un vulcanismo sincrónico con los procesos sedimentarios en el área al norte y noroeste del lago Nahuel Huapí, lo brinda la distribución de variedades litológicas y potencia de depósitos ignimbríticos (tobas soldadas y normales) intercalados en la Formación Ñirihuau, que sugieren emplazamiento de los centros efusivos hacia el noroeste de la región representada por el dominio deltaico (véase figura 2; cf. Spalletti, 1981; Spalletti *et al.*, 1982).

Aspectos tectosedimentarios

Si bien en los últimos tiempos se ha avanzado bastante en el conocimiento de los procesos deposicionales y diagenéticos de la Formación Ñirihuau (Spalletti, 1981; Spalletti e Iñiguez, 1981; Spalletti *et al.*, 1982), todavía no se ha dado un cuadro completo de los factores globales que determinaron su desenvolvimiento. En nuestra opinión, la deducción de los que controlaron los procesos deposicionales, la extensión y desarrollo vertical de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes no puede efectuarse independientemente de las unidades con las que aparece asociada. En especial, debe tenerse muy en cuenta la relación con la denominada "Serie Andesítica" paleocena-eocena, a la que sobreyace y con la que mantiene estrechos lazos estratigráficos y genéticos (cf. González Bonorino, 1973, Cazau 1972-1980, González Bonorino y González Bonorino 1978, Rapela *et al.*, 1983).

En lo que hace a la "Serie Andesítica", recientes contribuciones han provisto voluminosa información en cuanto a su petrogenesis y marco tectónico en el que se produjo su generación. Es conveniente, entonces, presentar a modo de breve resumen un cuadro de sus principales caracteres. Dalla Salda *et al.* (1981) dedujeron que la faja volcánica andina paleógena constituye un típico arco magmático calcoalcalino ensiálico de ambientes orogénicos que —según Ramos (1982)— estaría relacionado con procesos de subducción normal en el margen continental de la placa sudamericana. En un reciente trabajo, Rapela *et al.* (1983) han limitado cronológicamente a la "Serie Andesítica" entre el Paleoceno y el Eoceno, y destacaron que su evolución se hizo bajo un régimen de progresivo atenuamiento cortical, con zona de Benioff entre 200 y 140 km de profundidad. También han inferido que esta serie se formó bajo valores variables tanto del ángulo de inclinación de la zona de Benioff como de la profundidad de fusión en el plano de subducción. Desde el punto de vista regional, Ramos (*op. cit.*) ha reactualizado el concepto de facies extraandina y andina de la "Serie Andesítica" paleógena, introducido por Volkheimer (1964); la primera corresponde a la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1977), tiene reducido espesor, constitución volcánica bimodal basáltico-riolítica (Ramos, *op. cit.*, *sic*) y es interpretada como representante de un vulcanismo de retroarco (Ramos, *com. pers.*); entre tanto, la facies andina o de arco se asigna esencialmente a la Formación Ventana (González Bonorino, 1973) y se caracteriza por predominio de lavas y piroclastitas andesíticas, junto a términos basálticos y dacíticos, con un espesor entre 1000 y 3500 m. Rapela *et al.* (*op. cit.*) han coincidido en sentido amplio con este criterio, aunque a diferencia de Ramos, incluyen como perteneciente a la Formación Ventana a todo el conjunto que aparece entre la región de cabeceras del río Limay (Lago Nahuel Huapí) y lago Lolog, al que el citado autor incorporó a la "Serie Andesítica" extraandina.

Es en consecuencia evidente que la Formación Ñirihuau tuvo como sitio de acumulación una región orogénica en la que el principal aporte de materiales detríticos silicoclásticos se produjo por la actividad piroclástica y por la remoción de complejos volcánicos que constituyeron el arco magmático, más el aporte de rocas más antiguas elevadas por el cinturón orogénico. Tal como

lo indicaran Mitchell y Reading (1978), la gran abundancia de materiales volcánoclasticos y ceniza volcánica derivada tanto de la erosión del sustrato como de la directa actividad explosiva son caracteres de valor para la identificación de cuencas sedimentarias relacionadas con los arcos magmáticos en zonas de subducción.

En estas regiones Dickinson (1974) ha reconocido la existencia de diversas cuencas de depositación. Desde la zona de subducción en dirección al antepaís o región cratónica, los materiales sedimentarios pueden acumularse en la trinchera, en la cuenca de antearco, en las de intraarco y en las de trasarco o de retroarco. Durante los últimos años han habido esfuerzos de varios investigadores (Reading, 1972; Dickinson, *op. cit.*; Potter y Pettijohn, 1977) por caracterizar los tipos de depósitos sedimentarios que aparecen en cada una de estas cubetas, ya que las diversas cuencas pueden identificarse con cierta facilidad en complejos de subducción actuales, pero resulta bastante difícil definirlos en el pasado geológico, caso en el que obviamente las facies sedimentarias cobran importancia trascendental. Con todo, hasta el momento no parece seguro establecer un esquema general de facies para cada una de estas cubetas, ya que en cada caso es grande la cantidad de variables que influyen en la constitución y ordenamiento secuencial de los depósitos sedimentarios (cf. Tandon y Okada, 1982).

En lo que hace a la Formación Ñirihuau y sus equivalentes, debemos destacar que a nuestro criterio testimonia un fenómeno deposicional ligeramente posterior al máximo desarrollo del arco volcánico, representado en esencia por la subyacente "Serie Andesítica". Durante el Oligoceno, entonces, es probable que la actividad magmática póstuma de tipo arco se concentrara en el sector centro occidental de la región estudiada, más propiamente en las áreas elevadas que separan las dos subcuencas deposicionales. En cambio, hacia el borde oriental, los fenómenos volcánicos —manifestados por coladas básicas— se han originado por efusiones controladas por fisuras, con lavas muy fluidas emplazadas esencialmente en el ambiente del antepaís, que estuvo representado por la Comarca Norpatagónica. La actividad volcánica que produjo el conjunto de piroclastitas de la Formación Ñirihuau constituye una asociación cálcica (de acuerdo a Keith, 1978) que denota generación magmática con profundidad de la zona de Benioff menor a

100 km (Rapela *et al.*, 1983). Este vulcanismo cálcico es mucho más esporádico en comparación con el que le precediera y originara la "Serie Andesítica" paleocena-eocena (González Bonorino, 1973), hecho que sumado al bajo tenor de potasio de las piroclastitas (Spalletti *et al.*, 1982) permitió a Rapela *et al.* (*op. cit.*) deducir la existencia de bajos valores de inclinación de la zona de Benioff durante los tiempos de su acumulación.

Si se tiene en cuenta la relación entre la posición del arco magmático (cf. Rapela *et al.*, *op. cit.*; Ramos, 1982) y la distribución de los depósitos de la Formación Ñirihuau y equivalentes, puede deducirse que resulta muy aventurado asignar la cuenca de depositación a un tipo particular de cubeta tectónica. Así por ejemplo, los depósitos ubicados hacia el oeste pueden ser parte del borde externo de una cuenca de antearco, los que se sitúan en las áreas con máximo desarrollo de la "Serie Andesítica" podrían interpretarse como secuencias de intraarco, mientras que los emplazados hacia el este deben —sin dudas— asignarse a cuencas de trasarco. En nuestra opinión, un importante corolario que puede extraerse de esta observación es el de la integración o interconexión de medios deposicionales a través del cinturón orogénico, o si se quiere la vinculación o comunicación entre las diversas cubetas de depositación. Consideramos que esta posibilidad debe tenerse en cuenta en otros casos, ya que en numerosos trabajos y textos hay marcada tendencia a tratar independientemente a las cuencas deposicionales de estas regiones orogénicas.

No obstante, la mayor parte de la Formación Ñirihuau y equivalentes se ha depositado hacia el este del eje principal del arco magmático, es decir en dirección al antepaís. Si además de este factor, se toma en cuenta el carácter ensiálico de la cubeta, el importante espesor de su columna litológica y la interstratificación de facies formadas en ambientes fluviales, deltaicos, litorales y marinos, se puede encontrar una apretada coincidencia con los rasgos típicos de las cuencas de retroarco de Dickinson (*op. cit.*) (véase Spalletti e Iñiguez, 1981). En este sentido, son también sintomáticos los aportes volcánoclasticos y las secuencias granocrecientes progradantes —en términos generales— con pasaje desde depósitos marinos a continentales en sentido vertical.

Con respecto a la generación de la cuenca deposicional de la unidad en estudio debe-

mos destacar que la instauración de los fenómenos: sedimentarios se debió a los movimientos incaicos (cf. Spalletti, 1981), que quizás hayan tenido una expresión paleogeográfica mayor que la mencionada en el trabajo aludido. Recientemente, (Rapela *et al.*, 1983) hemos atribuido la formación de la cubeta a procesos de fracturación —acompañados por probable atenuamiento cortical— que provocaron la subsistencia de material litosférico, muy en especial de bloques de “Serie Andesítica” (Formación Ventana) algo hacia el este del eje del arco continental, y permitieron la acumulación de la potente pila sedimentaria analizada sobre más de 2500 m de vulcanitas y sedimentitas correspondientes a la mencionada “Serie Andesítica”. Se aprecia, además, que la subsidencia no afectó sólo al área del arco magmático, sino que hizo sentir sus efectos fuera de dicha zona, tal el caso de la región interna donde términos correlacionables con la Formación Ñirihuau se apoyan directamente sobre rocas graníticas (Thiele *et al.*, 1978).

Es nuestra idea que mecanismos de subsidencia habrían actuado —al menos— durante el Oligoceno, ya que se han considerado importantes factores determinantes de los cambios a nivel de diagénesis profunda que experimentó la Formación Ñirihuau bajo condiciones de flujo calórico excesivo (Spalletti e Iñíguez, *op. cit.*; Rapela *et al.*, *op. cit.*). A este respecto, la existencia de gradientes geotérmicos anormales en cuencas marginales ha sido asignada a fenómenos de extensión por Karig (1970) y Packham y Falvey (1971). No obstante, debemos consignar que otra alternativa podría ser la subsidencia por apilamiento tectónico que —según Ramos (com. pers.)— también conduciría a una activa subsidencia e incremento del flujo calórico.

El carácter del relleno sedimentario, con secuencias alocíclicas progradantes y retrogradantes (cf. Spalletti, 1981) permite deducir, por otra parte, que la cubeta se mantuvo inestable, sujeta a movimientos verticales y —probablemente— de extensión durante todo el tiempo que abarcó la generación de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes. En este sentido, y como lo indicaran Uliana y Dellapé (1981), no debe dejarse de lado la vinculación entre ciclos sedimentarios y episodios mundiales de variación en el nivel del mar, más si se considera que las oscilaciones de orden mayor pueden estar condicionadas por factores tectónicos. Recientemente, Ramos (*op. cit.*) ha vinculado las

pulsaciones marinas halladas en la Formación Ñirihuau con el climax de progresivas elevaciones eustáticas que —según la carta de Vail *et al.* (1977)— ocurrieron durante el Priaboniano (Eoceno tardío) y, principalmente, el intervalo Rupeliano (Oligoceno inferior)-Chattiano inferior (Oligoceno superior) (Spalletti, 1981).

En otro orden, la brusca caída en el nivel del mar ocurrida hacia los 30 m.a. (en el Chattiano), tiempo en el que experimentó una variación de más de 200 m (Vail *et al.*, *op. cit.*, fig. 6), más el hecho de que nunca más se alcanzó en la evolución oceánica el nivel del Rupeliano-Chattiano, pueden ser, junto al iniciado del ascenso de la cordillera patagónica, causas fundamentales en lo que hace a la definitiva continentalización de la región, fenómeno que ocurriera durante la depositación de los términos superiores de la Formación Ñirihuau (cf. Spalletti, 1981).

Conclusiones

1. Se ha establecido que la Formación Ñirihuau y equivalentes se depositaron en una cubeta elongada en sentido norte-sur de más de 450 km que puede dividirse en dos subcuencas, una septentrional poco potente que se exhonda progresivamente hacia el oeste y otra austral que conforma una profunda depresión ovoidal de notoria asimetría, con pronunciada pendiente en su flanco oriental.
2. Se han reconocido cuatro dominios sedimentarios definidos en base a facies y paleoambientes más representativos de cada sector de la cuenca. El dominio fluvial ocupa gran parte de la subcuenca septentrional y el bordo oriental de la subcuenca austral. El dominio deltaico, con secuencias pro y retrogradantes volcánicas se desarrolla en la porción más profunda de esta última subcuenca. El dominio transicional aparece en el sector sur y sudoccidental de la zona estudiada y se caracteriza por una sucesión de facies sublitorales, litorales y continentales, y dos pulsos de avance marino. Por último, el dominio circalitoral, con sucesiones de pelitas y psamitas muy finas, se halla bien documentado en la zona del río Foyel y representa un engolfamiento o penetración máxima del mar procedente del oeste en la cuenca de la Formación Ñirihuau y equivalentes.

3. En lo que hace a fenómenos volcánicos concomitantes con la sedimentación, se han reconocido —aparte de las intercalaciones dentro de la unidad— zonas con registros más o menos continuos de efusiones lávicas. Una de las más importantes se sitúa al este de la cuenca de depositación y está representada por sucesiones vulcanísticas básicas. Otra de las regiones sería la de la dorsal que separa las dos subcuencas sedimentarias de la formación estudiada.
4. La Formación Ñirihuau se acumuló en una región orogénica en la que el principal aporte de materiales detríticos silicoclásticos se produjo por actividad piroclástica y por la remoción de complejos volcánicos que constituyeron un arco magmático en el borde continental de la placa sudamericana.
5. El fenómeno deposicional ocurrió con posterioridad al máximo desarrollo de dicho arco volcánico. Las piroclastitas de la unidad denotan generación magmática con profundidad menor a 100 km y baja inclinación de la zona de Benioff.
6. Resulta difícil asignar la cuenca de depositación a un tipo particular de depresión tectónica, dado que según los sitios las facies se han acumulado en cuencas de antearco, de intraarco y de trasarco. No obstante, la mayor parte de la unidad se acumuló en una cuenca de retroarco.
7. La generación de la cubeta se vincula con los movimientos incaicos y se supone resulta de mecanismos de estructuración cortical que provocaron la subsidencia. No se descarta en ella la influencia de procesos de apilamiento tectónico.
8. El carácter de los depósitos y las secuencias alocíclicas pro y retrogradantes revelan la persistencia de la inestabilidad de la cuenca durante la sedimentación. Asimismo —en concordancia con otros autores— se supone que los fenómenos transgresivos estuvieron vinculados con períodos de elevado nivel marino mundial. La definitiva continentalización de la cuenca, que ocurrió durante la depositación de los términos superiores de la Formación Ñirihuau, se atribuye al ascenso de la cordillera patagónica y a la brusca caída del nivel del mar acaecida durante el Chattiano (Oligoceno superior).

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1980. *Foraminíferos (Protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas de Río Foyel (Oligoceno) de la cuenca de Ñirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina*. Ameghiniana 17 (1): 49-52.
- Bochino, A., 1971. *Algunos peces fósiles del denominado Patagoniano del oeste de Chubut, Argentina*. Ameghiniana 8 (1): 52-64.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca del Ñirihuau-Norquincó-Cushamen*. En Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 727-740.
- 1980. *Ibid.* En Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II: 1149-1171.
- Coira, B., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 168: 94 pp.
- Dalla Salda, L., M. Leguizamón, M. Mazzoni, J. Merodio, C. Rapela y L. Spalletti, 1981. *Características del vulcanismo paleogeno en la Cordillera Norpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 30' S, República Argentina*. Actas VIII Congr. Geol. Arg. III: 629-657.
- Dessanti, R., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales*. En: Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 655-687.
- Dickinson, W., 1974. *Plate tectonics and sedimentation*. En: Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 22: 1-27.
- Diez, O. y M. Zubia, 1979. *Informe preliminar de la Hoja 41 a, El Bolsón, Provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., inf. inédito 987.
- 1981. *Sinópsis estratigráfica de la región de "El Bolsón", Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (1): 19-28.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol. 200: 27-64.
- Franchi, M. y R. Page, 1980. *Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 35 (2): 208-229.
- Galli, C. A., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Aguila, Provincias de Neuquén y Río Negro*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 111, 67 pp.

- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b —Río Foyel— (Terr. Río Negro)*. Dir. Minas, Geol., Hidrogeol. Bol. 56, 124 pp.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao*. Dep. Rec. Nat. Energ., Fundac. Bariloche, Publ. 16, 53 pp.
- 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 34 (3): 184-202.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 33 (3): 175-210.
- González Díaz, E. y F. Nullo, 1980. *Cordillera neuquina*. En: Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II: 1099-1147.
- González Díaz, E. y M. Zubía, 1980a. *La "Serie del Piltriquitrón" de la Sierra Chata: su edad y la de sus plutonitas asociadas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 35 (2): 183-186.
- 1980b. *Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (= Formación Ñorquincó) en el cerro Piltriquitrón, suroeste de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 35 (2): 203-207.
- Karig, D., 1970. *Ridges and trenches of the Tonga-Kermadec island arc system*. J. Geophys. Res. 77: 239-254.
- Keith, S., 1978. *Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America*. Geology 6: 516-521.
- Leanza, A. y H. Leanza, 1979. *Descripción geológica de la Hoja 37 a, Catan Lil, Provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol. 169, 65 pp.
- Lizuaín, A., 1976. *Informe preliminar de la Hoja 42 ab, El Maitén, Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. inéd., Buenos Aires.
- 1979. *La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, Provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 34 (1): 69-72.
- Miro, R., 1967. *Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuypén*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 22 (3): 177-202.
- Mitchell, A. y H. Reading, 1978. *Sedimentation and tectonics*. En: Reading, H. (edit.): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Publ.: 439-476. Oxford.
- Nullo, F., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén, Provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 158, 88 pp.
- 1979. *Descripción geológica de la Hoja 39 c, Paso Flores, Provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 167, 70 pp.
- Packham, G. y D. Falvey, 1971. *An hypothesis for the formation of marginal seas in western Pacific*. Tectonophysics 11: 79-109.
- Parker, G. 1973. *Serie vulcanítica mesosilícica del sur del Neuquén, Provincia de Neuquén, República Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg. III: 279-291.
- Petersen, C. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 2 (3): 177-222.
- Potter, P. y F. Pettijohn, 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 425 pp. Springer.
- Rabassa, J., 1974. *Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina*. Dep. Rec. Nat. Energ., Fundac. Bariloche, Publ. 17, 128 pp.
- Ramos, V., 1982. *Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina)*. Actas III Congr. Geol. Chileno, A: 263-288.
- Rapela, C., L. Spalletti y J. Merodio, 1983. *Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. (en prensa).
- Ravazzoli, I. y F. Sesana, 1977. *Descripción geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, Provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 148: 1-71.
- Reading, H., 1972. *Global tectonics and the genesis of flysch successions*. 24º Intern. Cong., Montreal, 6: 59-66.
- Rolleri, E., M. Guichon, J. Rabassa y R. Scanavino, 1976. *Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y Paso Limay (Provincia del Neuquén y Río Negro)*. Actas VI Congr. Geol. Arg. I: 257-265.
- Salinas, P., 1981. *El Terciario lacustre del valle del Lolco (Formación Lolco)*. IX Región, Chile. Actas VIII Congr. Geol. Arg. III: 471-483.
- Sepúlveda, E. y R. Viera, 1980. *Geología y áreas de alteración en el Cerro Colorado y alrededores. Chubut noroccidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 35 (2): 195-202.
- Spalletti, L., 1981. *Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (3): 286-311.
- Spalletti, L. y A. Blasi, 1983. *Análisis composicional de las sedimentitas de la Formación Ñirihuau (en preparación)*.

- Spalletti, L. y A. Iníguez Rodríguez, 1981. *Significado geológico de los argilominerales y ceolitas en sedimentitas volcánicas terciarias (Formación Ñirihuau)*. Provincia de Río Negro. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (4): 358-371.
- Spalletti, L., J. Merodio y V. G. De Posadas, 1982. *Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclásticas de la Formación Ñirihuau*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 37 (1): 50-65.
- Stipančić, P. y E. Methol, 1980. *Comarca Norpatagónica*. En: Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba II: 1071-1097.
- Tandon, S. y H. Okada, 1982. *Collision orogenesis and the molasse record*. 11º Intern. Cong. Sediment., Abstracts: 37-38.
- Thiele, R., J. Castillo, R. Hein, G. Romero y M. Ulloa, 1978. *Geología del sector fronterizo de Chiloé continental entre los 43° 00' y 43° 45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 577-592.
- Turner, J., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37 ab, Junín de Los Andes, Provincia del Neuquén*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 138, 86 pp.
- Uliana, M., 1978. *Estratigrafía del Terciario*. En: Relatorio Geol. Rec. Nac. Neuquén. VII Congr. Geol. Arg.: 67-83.
- Uliana, M. y D. Dellape, 1981. *Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional)*. Actas VIII Congr. Geol. Arg. III: 673-711.
- Vail, P., R. Mitchum Jr. y S. Thompson, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: global cycles of relative changes of sea level*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 83-97.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Chubut entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W. y J. Lage, 1981. *Descripción geológica de la Hoja 42 e, "Cerro Mirador", Provincia de Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 181: 1-71.

Recibido: 24 de marzo, 1983.

Aceptado: 6 de diciembre, 1983

LUIS A. SPALLETTI

CONICET

Centro de investigaciones Geológicas

Calle 1 N° 644

1900 La Plata.

EVOLUCION MAGMATICA Y GEOTECTONICA DE LA "SERIE ANDESITICA" ANDINA (PALEOCENO-EOCENO) EN LA CORDILLERA NORPATAGONICA

CARLOS W. RAPELA, LUIS A. SPALLETTI y JULIO C. MERODIO

Resumen

La "Serie Andesítica" paleogena de la Patagonia occidental es un potente complejo volcánico-volcanoclástico policíclico, ensiálico, que se dispone en fajas o cinturones paralelos, mejor reconocidos desde los 40° 00' hasta los 43° 30' de latitud sur. Las lavas y piroclastitas de la faja más occidental o "Serie Andesítica" andina, que se tratan en este trabajo, son de naturaleza calcoalcalina y muestran un amplio espectro composicional, desde basaltos hasta riolitas (ignimbritas) de alto contenido en sílice y valores de medio a alto de K₂O. Facies lávicas de andesitas básicas y basaltos y lávico-piroclásticas tienen amplia distribución en el complejo, en tanto que facies explosivas de tipo ignimbritico y pliniano son exclusivas de algunos sectores (Bariloche, sierra de Cuyín Manzano, Pilcaniyeu). Estas facies fueron discutidas en el contexto de los ciclos magmáticos reconocidos por Rapela *et. al.* (1982) en el complejo paleogeno. Nuevas dataciones radimétricas (K-Ar) permitieron confirmar que la actividad volcánica dio comienzo al menos hacia el Paleoceno medio y se extendió, por más de 15 m. a., hasta el Eoceno medio.

La "Serie Andesítica" andina presenta un ritmo general en el que las asociaciones de rocas más básicas se hacen más abundantes hacia el techo de la Serie. Este ritmo está caracterizado además por un paulatino enriquecimiento en hierro hacia las secuencias más jóvenes. Además del ritmo general se han individualizado ritmos locales en algunas secuencias, en los que las rocas menos evolucionadas son las más jóvenes.

Dentro de un modelo de tectónica global y en base a relaciones K-h se infiere que la profundidad de la zona de Benioff durante el Paleoceno-Eoceno se encontraba entre 140 y 200 km. La consideración conjunta del vulcanismo Paleogeno, Oligoceno y Plioceno-Reciente sugiere que el ángulo de inclinación de la zona de Benioff en las latitudes estudiadas ha variado considerablemente con el tiempo, con una marcada horizontalización durante el Oligoceno.

Características geológicas, litológicas y geoquímicas sugieren a su vez que la evolución tectónica de la región durante el Paleoceno-Eoceno correspondió a un régimen de progresivo atenuamiento cortical. Este atenuamiento culminó con el fallamiento en bloques del arco magmático y la generación de cuencas que permitieron la sedimentación de potentes conjuntos volcanoclásticos en el Oligoceno (Formación Nirihuau). La expresión más marcada del atenuamiento cortical se evidenció en la zona de retroarco con la erupción de lavas alcalinas a partir del Eoceno medio.

Abstract

The Patagonian "Andesitic Series" is a polycyclic volcanic volcanoclastic complex (Rapela *et al.*, 1982) evolved along subparallel belts in the western continental margin of the South American plate. Geological, geochemical and tectonic characteristics of the westernmost belt of the "Andesitic Series", known as the "Andean Andesitic Series" (AAS) and better recognized between 40° 00' and 43° 30' SL, are described.

The volcanic rocks of the AAS are calc-alkaline and high K calc-alkaline series ranging in composition from basalt to rhyolite; but andesites are dominant. Lava flows of basalts and basic andesites besides pulsatory pyroclastic-lava flow facies are widely distributed, while high silica ignimbritic and explosive plinian facies are restricted to Bariloche, Pilcaniyeu and Sierra de Cuyín Manzano areas. The volume ratio of basic to intermediate and acidic members of the AAS increases with time while the sequences show progressive iron enrichment. In some sequences there are also local variations from acid-to-basic composition.

New K-Ar ages corroborate that the volcanic activity of the AAS started (at least) in the Middle Paleocene and lasted a protracted period of 15 m.y.

Paleosubduction geometries inferred from K-h relationships suggest that the probable depths of magma origin during the Paleocene-Eocene could be located around 140-200 km deep. Compositional variations of Oligocene and Pliocene-Recent volcanics of the same latitude also suggest a variable dip-variable-depth subduction regime with flattening of the subducting slab during the Oligocene. The magmatic evolution of the AAS seems to have occurred during a progressively extensional environment that ended with block faulting of the arc and development of the basins filled with thick volcanoclastic deposits in the Oligocene (Nirihuau Formation). As an indirect consequence of the subduction process, the regime developed alkaline lava series in the back-arc area (Middle Eocene to Recent).

Introducción

En el año 1981, Dalla Salda *et al.* desarrollaron un trabajo de alcance regional a los efectos de establecer características composicionales de la "Serie Andesítica" paleogena de la Cordillera Norpatagónica. El estudio puso de manifiesto la filiación calcoalcalina con alto contenido en alúmina del mencionado complejo. En un trabajo reciente, Rapela *et al.* (1982) mostraron particularidades de la estructura interna de esta serie volcánica en algunas localidades escogidas, demostrando asimismo la utilidad de elementos geoquímicamente inmóviles para una mejor definición de las tendencias calcoalcalinas encontradas. Establecieron, a su vez, en la "Serie Andesítica" dos ciclos magmáticos principales, el segundo de los cuales fue subdividido en tres tendencias (IIa, IIb, IIc).

Una de las finalidades de la presente contribución fue realizar el análisis comparativo entre las vulcanitas de la zona de San Martín de Los Andes con las de localidades vecinas a San Carlos de Bariloche, tratándose de establecer un esquema general de la evolución composicional de la "Serie Andesítica" paleogena y su comparación con la del vulcanismo andino reciente de la misma latitud. Dentro de este esquema se intenta discutir la probable profundidad de formación de los magmas paleógenos y la paleogeometría de la subducción.

Se presenta, además, el análisis isotópico K-Ar de 15 rocas volcánicas de la Cordillera Norpatagónica pertenecientes a las Formaciones Aluminé (?), Auca Pan, Ventana y Rancahué. Las edades del Terciario inferior son consideradas a la luz de los ciclos magmáticos y del esquema evolutivo general propuesto para la "Serie Andesítica".

Nomenclatura estratigráfica y características geológicas generales de la "Serie Andesítica"

La "Serie Andesítica" de la Cordillera Norpatagónica constituye un potente complejo volcanoclástico y volcánico policíclico (*cf.* Rapela *et al.*, 1982) de gran extensión areal. La denominación de "Serie Andesítica" introducida originalmente por Feruglio (1927) para el área cercana a Nahuel Huapi y extendida a otras comarcas por diferentes autores (*cf.* González Díaz y Nullo, 1980, para una revisión más detallada del desarrollo histórico de la nomenclatura estratigráfica) ha

sido profusamente utilizada en la literatura geológica argentina para denominar a las importantes formaciones vulcanogénicas del Terciario inferior en las zonas preandinas y andinas de la Patagonia. Este uso generalizado del término es común en la conversación informal de los geólogos argentinos que se ocupan de la región patagónica y aún en contribuciones recientes (por ejemplo Turco Greco y Haller, 1981; Ramos, 1982).

En la figura 1, donde se muestra la distribución areal de la "Serie Andesítica" paleocena-eocena, puede apreciarse que la misma está compuesta por dos fajas o cinturones volcánicos principales, con una amplitud en dirección este-oeste de unos 90 Km para el occidental y de alrededor de 70 Km para el oriental. Estos cordones principales se desarrollan paralelamente de sur a norte a partir de los 43°30' de latitud sur (*cf.* Pesce, 1979) hasta los 41°40' S (latitud aproximada de la localidad de Río Chico); a partir de dicha región, ambas fajas sufren una inflexión y toman un rumbo general NNO-SSE hasta adentrarse en territorio chileno entre los lagos Espejo y Lolog (véase figura 1).

La faja de rocas volcánicas ubicada más al este coincide ampliamente con términos asignados por Ravazzoli y Sesana (1977), Nullo (1978), Coira (1979) y Volkheimer y Lage (1981) a la Formación Huitrera, a la que Volkheimer (1964) caracterizara como facies extraandina de la "Serie Andesítica".

Por su parte, la "Serie Andesítica" andina ha recibido dos denominaciones formales de arraigo en la literatura geológica: Formación Auca Pan (Turner, 1965, 1973, 1976) y Formación Ventana (González Bonorino, 1973, 1979; González Bonorino y González Bonorino, 1978). En nuestro criterio, la unidad de mayor desarrollo areal es la Formación Ventana, a la que como corolario de las conclusiones alcanzadas en este trabajo extendemos en su límite más septentrional hasta la latitud del Lago Lolog (figura 1). Correlativamente, hemos preferido circunscribir la Formación Auca Pan a la zona de influencia de su localidad tipo.

En lo que hace a los afloramientos de la "Serie Andesítica" de las inmediaciones de Piedra del Aguila, mantenemos por el momento la denominación de Formación Santa Isabel (Parker, 1973) por carecer de elementos de correlación con las unidades definidas más al sur y al oeste.

Cabe acotar, que los términos de "Serie Andesítica" andina y extrandina reactuali-

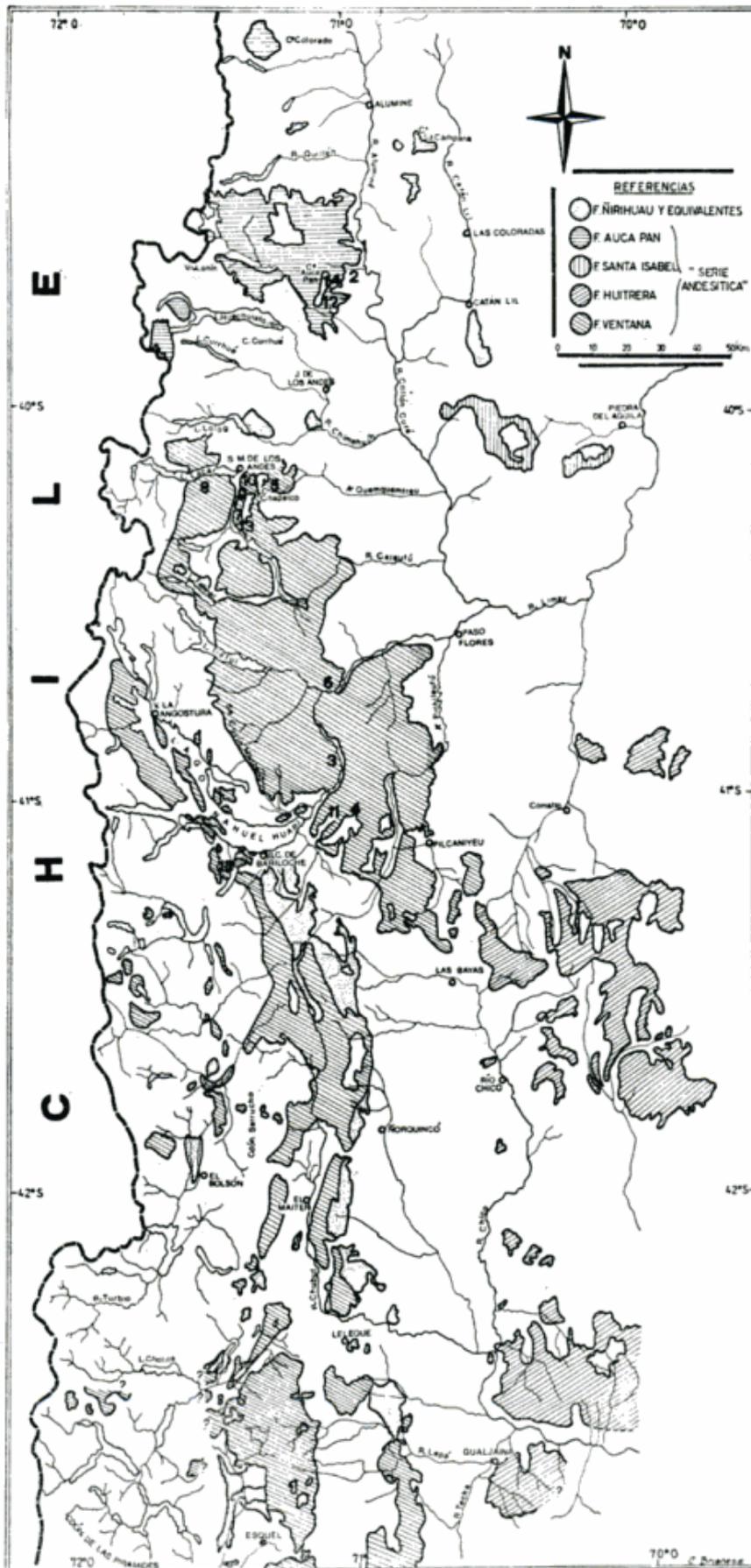


Fig. 1. — Distribución areal de la "Serie Andesítica" paleogena en la Cordillera Norpatagónica y comarcas vecinas. Compilación según Hojas Geológicas del Servicio Geológico Nacional y Geología Regional Argentina (Leanza, 1972; Turner, 1980). Las localidades donde se muestrearon vulcanitas datadas isotópicamente se encuentran numeradas en orden de edad decreciente y sus resultados se muestran en el cuadro II.

zados por Ramos (1982) se diferencian esencialmente, en nuestra opinión, por la escala vertical de las acumulaciones volcánicas y volcanoclásticas (*cf.* Volkheimer, *op. cit.*). Con todo, en la intención de establecer el grado de correlación entre ambas facies, nuestro grupo de trabajo se encuentra abocado al análisis composicional y geoquímico de las vulcanitas paleógenas de la Formación Huitrera.

Facies vulcanogénicas

En razón de los rápidos cambios laterales de facies en las formaciones volcánicas, el reconocimiento de grandes unidades o facies vulcanogénicas, de relativamente fácil identificación en el terreno, es adecuado para el mapeo y la comparación regional cuando la comarca volcánica resulta muy extendida.

Como puede apreciarse en el Cuadro I en la "Serie Andesítica" de la Cordillera Nordpatagónica se han reconocido cuatro facies vulcanogénicas principales: *facies plinianas*, *facies ignimbríticas*, *facies lávico-piroclásticas* y *fases lávicas*. En el potente segundo ciclo magmático de la región más austral (Bariloche-Cuyín Manzano), sucesión de facies en ese orden representan episodios volcánicos de edad decreciente.

Las facies plinianas e ignimbríticas han sido encontradas hasta el momento únicamente en la región austral, mientras que las facies lávico-piroclásticas y lávicas son comunes a ambas regiones. Facies lávicas compuestas de andesitas básicas y basaltos olivínicos constituyen los eventos volcánicos finales de ambas comarcas.

Es conveniente puntualizar que las cuatro facies vulcanogénicas reconocidas en la "Serie Andesítica" raramente se encuentran super-

CUADRO I. — *Facies vulcanogénicas de la "Serie Andesítica" paleógena en la Cordillera nordpatagónica.*

<i>Facies</i>	<i>Localidades típicas, ciclos composicionales y espesores estimativos</i>	<i>Litología dominante</i>
Facies Lávica	Cerro Chapelco. IIC. 800 m. Sección superior Cuyín Manzano. IIC. 180 m. Alto río Limay (sector Balsa Maroma) IIC. 135 m. Colada superior, cerro Ventana. IIC. 2 m.	Facies lávica compuesta de andesitas básicas, basaltos y cantidades muy subordinadas de andesitas ácidas. Máxima variación en el contenido de sílice (48-58 %). Los sectores medios y altos de esta facies, en las localidades estudiadas, llevan olivina, augita y ortopiroxenos como mafitos acompañantes, en tanto que los sectores basales con la misma litología carecen de olivina encontrándose asociaciones con augita y/o pigeonita.
Facies Lávica-Piroclástica	Sección inferior Cuyín Manzano IIB. 130 m. Sección austral cordón Chapelco y Quila Quina. IIB. 150 m. Sección inferior cerro Ventana. I. 220 m.	Complejo conjunto alternante de lavas y piroclásticas. Las facies lávicas —que incluyen vitrófiros varían en composición de basaltos a dacitas (ciclo IIB) o de andesitas ácidas a riolitas (ciclo I). Olivina + augita son los mafitos de las variedades básicas, en tanto que hornblenda ± biotita son comunes en andesitas ácidas y dacitas. Alternan en la secuencia brechas ignimbríticas dacíticas, autobrechas andesíticas, tobas y tobas soldadas con marcados procesos de alteración deutérica.
Facies Ignimbrítica	Sección superior del cerro Ventana. IIB. 150 m. Ignimbritas Mirador lago Traful. I. 180 m. Cerros Guanaco y Carmen de Villegas. I? 100 m.	Potente asociación de ignimbritas de composición riolítica (72-78 % SiO ₂) con textura felsítica afírica y marcada estructura fluidal y flámic. Se asocia a espesores menores de piroclásticas fluidales, brechas volcánicas, intercalaciones epiclásticas gruesas (en el cerro Ventana) y coladas de andesitas.
Facies Pliniana	Sección media del cerro Ventana. IIA. 400 m. Región distal río Traful. Confluencia. Valle Encantado. Río Limay. IIA? 300 m.	Predominan las brechas y aglomerados volcánicos asociados a piroclásticas soldadas de composición dacítica-riolítica (68-77 % SiO ₂), con porfirismo de feldespatos y mafitos poco abundantes (biotita-hornblenda) que alternan con sedimentitas gruesas de naturaleza volcanoclástica.

puestas en un único perfil estratigráfico. Son frecuentes los afloramientos compuestos por una única facies, como por ejemplo la ignimbrítica del cerro Guanaco (Facies ignimbrítica) o el perfil de Balsa Maroma en el río Limay y el cerro Chapelco (facies lávicas finales). En otros sectores están representadas las facies pliniana, ignimbrítica y lávico-piroclástica, en tanto que la lávica final está muy pobremente desarrollada (cerro Ventana). Por el contrario, otras secciones sólo muestran las facies lávico-piroclásticas y lávica final como únicos representantes, tal como ocurre en el perfil relevado en la sierra de Cuyín Manzano (Rapela *et al.*, 1982) y —como se indicara anteriormente— en la zona de San Martín de Los Andes. En lo que hace a las facies lávicas finales, merece mencionarse que hemos registrado un aumento considerable de su espesor desde el sur hacia el norte, con máxima potencia en el centro efusivo del cerro Chapelco.

Cabe destacarse, por último, que la presencia de las mismas facies vulcanogénicas en regiones distantes entre sí no puede de ningún modo emplearse como criterio de coetaneidad, dado que en campos volcánicos policíclicos como el de la "Serie Andesítica" la generación de cada facies pudo haberse dado a partir de centros volcánicos desvinculados o desde una misma cámara magmática, pero con recurrencia temporal de sus productos lávicos y piroclásticos. Un típico ejemplo de este fenómeno de recurrencia está mostrado en el cuadro I donde la facies ignimbrítica ha sido hallada tanto en secuencias que podrían corresponder al ciclo I como en otras que se asignan a la tendencia IIb del segundo ciclo magmático.

Caracteres composicionales del complejo volcánico paleogeno

Rapela *et al.* (*op. cit.*) en un estudio geoquímico-petroológico de detalle en perfiles verticales de la Formación Ventana reconocieron dos ciclos principales de actividad ígnea calcoalcalina. En el segundo ciclo, el mejor representado, se incluyeron tres tendencias (IIa, IIb y IIc) a partir de composiciones iniciales poco evolucionadas y en las que se observó que el fraccionamiento disminuyó con el tiempo, de modo que las rocas más jóvenes son las menos evolucionadas composicionalmente. Por tanto, los niveles estratigráficos más altos de la Formación Ventana (tendencia IIc) están constituidos por ande-

sitas básicas y basaltos con olivina, mineral exclusivo de este nivel. En las tendencias IIa y IIb y en el ciclo I el espectro composicional abarca, en general, desde andesitas hasta riolitas de alto contenido en sílice (77 %), en las que el fraccionamiento de minerales hidratados (hornblenda más biotita) ha desempeñado un rol importante. La presencia de tales minerales indica también alta presión de oxígeno durante el fraccionamiento.

Por otra parte, el estudio en detalle de la Formación Ventana en la región de San Martín de Los Andes se ha visto dificultada debido a una espesa cubierta boscosa en muchos sectores que sólo permite la presencia de afloramientos saltuarios de dificultosa correlación. Tal vez, las mejores exposiciones correspondan al cordón austral del Chapelco y al cerro Chapelco, que se consideran en este trabajo. En este sentido, y desde el punto de vista estratigráfico, es evidente que las rocas efusivas (facies lávica) que forman el cerro Chapelco (2394 m) se encuentran en una posición estratigráfica más alta respecto de la secuencia que forma el cordón austral del Chapelco (facies lávico-piroclástica) sobre la cual descansan. Esta circunstancia ha llevado a algunos autores a considerar a las vulcanitas del Chapelco como una unidad formacional desvinculada del magmatismo del Terciario inferior (Formación Chapelco, Martínez, 1958; Dessanti, 1972).

La comparación geoquímica que se discute a continuación está principalmente destinada a verificar la existencia y distribución de los ciclos magmáticos de Rapela *et al.* (*op. cit.*) en la región del Chapelco. Los datos empleados para esta última región han sido tomados de Dalla Salda *et al.* (1981), con las siguientes aclaraciones: a) en los diagramas en que intervienen elementos geoquímicamente móviles (Na_2O y K_2O , por ejemplo) se excluyeron las muestras en las que el contenido de agua ($\text{H}_2\text{O}^- + \text{H}_2\text{O}^+$) supera el 3,5 %; b) las determinaciones de Ti fueron repetidas según una modificación de la técnica a los fines de alcanzar mayor precisión (*cf.* Rapela *et al.*, *op. cit.*).

La figura 2 es un diagrama MFA en el que se ha marcado el límite discriminatorio entre series calcoalcalinas y toleíticas, el campo de las toleítas abisales, las tendencias evolutivas encontradas en la zona de Bariloche y Río Limay y las muestras de diferentes sectores de la región de San Martín de Los Andes (cordón y cerro Chapelco más Quila Quina). Puede observarse que las rocas de ambas regiones se encuentran netamente

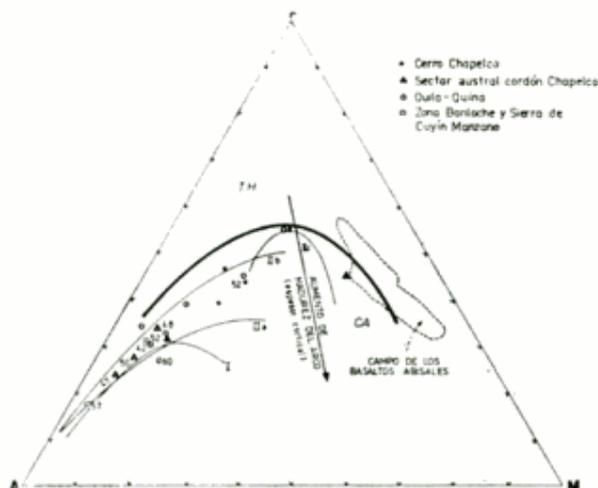


Fig. 2. — Diagrama M (MgO) - F (FeO + Fe₂O₃) - A (Na₂O + K₂O) de vulcanitas de la "Serie Andesítica" andina. El límite discriminatorio entre asociaciones toleíticas (TH) y calcoalcalinas (CA) es el propuesto por Irvine y Baragar (1971). El campo de los basaltos abisales oceánicos fue tomado de Bryan *et al.* (1977). El aumento del espesor cortical en relación a la composición de las series volcánicas se extrajo de Brown (1982).

dentro del campo calcoalcalino y que aún sus términos basálticos se sitúan fuera del campo de los basaltos abisales oceánicos. Respecto de los ciclos magmáticos diferenciados en la región más austral, se observa que la facies lávico-piroclástica y la facies lávica del área Quila Quina-Chapelco se asemejan a las tendencias IIb y IIc, respectivamente, de facies vulcanogénicas similares del potente segundo ciclo magmático. Faltan asimismo los extremos ácidos que caracterizan a las secciones basal y media de la zona de Bariloche y sierra de Cuyín Manzano.

Las relaciones entre dos elementos mayoritarios poco móviles en las rocas mencionadas se muestran en la figura 3, donde se han reconstruido las tendencias evolutivas de la región de Bariloche-Cuyín Manzano y se han marcado también los límites clasificatorios para rocas volcánicas en base a la abundancia de sílice (Gill, 1981). Se observa que las rocas de San Martín de Los Andes tienen un contenido de Ti en función de la sílice, superior al que fuera encontrado en el ciclo magmático I de la región más austral; dichos tenores equivalen esencialmente a rocas basálticas y andesíticas básicas, y por su distribución y extensión en el diagrama (hasta rocas dacíticas) pueden paralelizarse a las tendencias IIc y IIb.

En síntesis, una de las características más salientes de la Formación Ventana en su re-

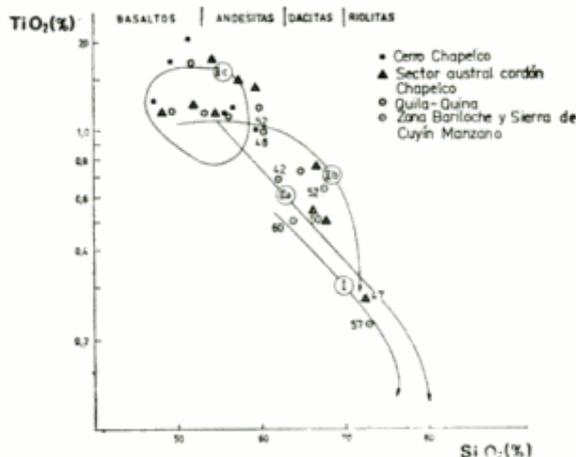


Fig. 3. — Diagrama TiO₂ - SiO₂ de las vulcanitas de la "Serie Andesítica" andina.

gión septentrional es que su extremo ácido es de composición dacítica y la sílice expresada sobre base anhidra raramente supera el 70 % como puede verse en la figura 4 y se mencionara anteriormente. No se han encontrado, además, las facies ignimbríticas riolíticas con alto contenido de SiO₂ (mayor del 75 %) que se hallan en la región más austral en la culminación de la tendencia IIa e inicio de la IIb, como así tampoco los equivalentes del ciclo magmático I de dicha comarca.

No obstante la semejanza general litológica y química entre las vulcanitas y piroclastitas de la región de San Martín de Los Andes con la sección superior de la Formación Ventana en Bariloche y Cuyín Manzano, el contenido de K₂O en función de la sílice muestra que las primeras tienen tenores promedios más elevados (fig. 4), por lo que puede considerárselas como típicas andesitas y dacitas con alto contenido en potasio

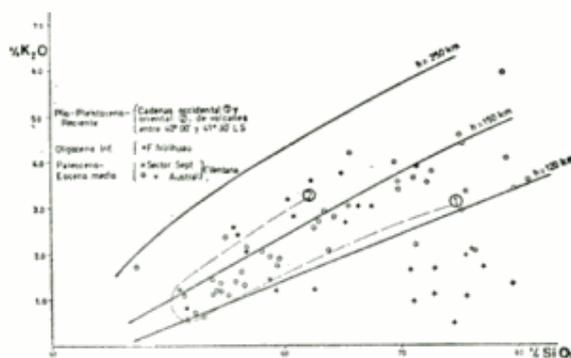


Fig. 4. — Diagrama K₂O - SiO₂ de las vulcanitas de la "Serie Andesítica" andina, de la Formación Niriuhau y del vulcanismo Plioceno a Reciente. Las curvas K-h pertenecen a Ninkovich y Hays (1972).

(*high-K andesites-dacites*) (cf. Gill, *op. cit.*; Ewart, 1982).

Una característica importante de la evolución composicional de la "Serie Andesítica" es que tomada en conjunto y aún admitiendo la recurrencia litológica vertical, la misma presenta un *ritmo general* en el que las asociaciones de rocas más básicas (andesitas básicas y basaltos) se hacen progresivamente más abundantes desde la base al techo de la serie y predominan en forma neta en las facies lávicas finales. Por el contrario, en los términos inferiores abundan las piroclásticas e ignimbritas dacíticas y riolíticas, con niveles de andesitas ácidas. Este orden general en la evolución litológica de la Formación Ventana fue advertido anteriormente, aunque expresado en forma menos explícita por otros autores que se ocuparon de su estudio geológico y petrográfico (Feruglio, 1941; Groeber, 1957; González Bonorino y González Bonorino, 1978). El *ritmo general* de la "Serie Andesítica", que se desarrolló en un prolongado período temporal de al menos 15 m.a. (ver sección siguiente) obedece evidentemente a complejas variaciones en el ambiente geotectónico de la generación y evolución magmática paleogena. Posibles interpretaciones sobre sus causales en el marco de la tectónica global se discuten en el capítulo final de este trabajo.

Dentro del ritmo general se han podido individualizar también en algunos casos *ritmos locales* ácido-básico en los que las rocas menos evolucionadas de una determinada tendencia son estratigráficamente las más modernas. Ejemplos de este tipo fueron detectados en el Ciclo I y en la tendencia IIb del ciclo II de la región austral (cf. Rapela *et al. op. cit.*). La progresión desde extremos ácidos a básicos es, por otra parte, la forma de comportamiento más común en las erupciones recientes del activo margen continental pacífico. En este sentido, Hildreth (1981) postula que el magma dentro de las cámaras de nivel alto se encuentra *composicionalmente zonado*, con líquidos riolíticos de alto contenido en sílice y volátiles en su parte superior y composiciones progresivamente más básicas hasta basálticas en la base (cf. Blake, 1981). El desagote por vulcanismo de estas cámaras, usualmente por su parte superior, con una mecánica que depende de las condiciones tectónicas y estructurales particulares, produciría las relaciones ácido a básico observadas en los ritmos locales.

Las características del ritmo general y los ritmos locales de la "Serie Andesítica" se

evidencian en la figura 2, donde se observa que además del predominio de rocas más básicas en las secuencias finales las tendencias muestran un progresivo enriquecimiento en hierro al hacerse más jóvenes.

Edades radimétricas

En el Cuadro II se presentan las edades radimétricas obtenidas en el INGEIS por el método K-Ar en roca total, consignándose el tipo litológico y localidades de muestreo. En la figura 1 se muestra la ubicación geográfica de los ejemplares datados.

a) Edades de la Formación Ventana entre San Carlos de Bariloche y San Martín de Los Andes

Como puede apreciarse en el Cuadro II, la mayoría de las determinaciones efectuadas se ubican en el intervalo que va desde los 60 ± 5 m.a. hasta los 42 ± 5 m.a.; dichos datos son coincidentes en sentido amplio con la opinión sobre la edad de la "Serie Andesítica" sustentada por la mayor parte de los investigadores que la han estudiado (cf. Dalla Salda *et al.*, 1981).

Es oportuno agregar que las rocas de la Formación Ventana de las inmediaciones de Bariloche y el río Limay se extienden en su edad radimétrica hasta los 60 m.a. (Fig. 5), hecho que sumado a determinaciones publicadas por González Bonorino (1979) y Gon-

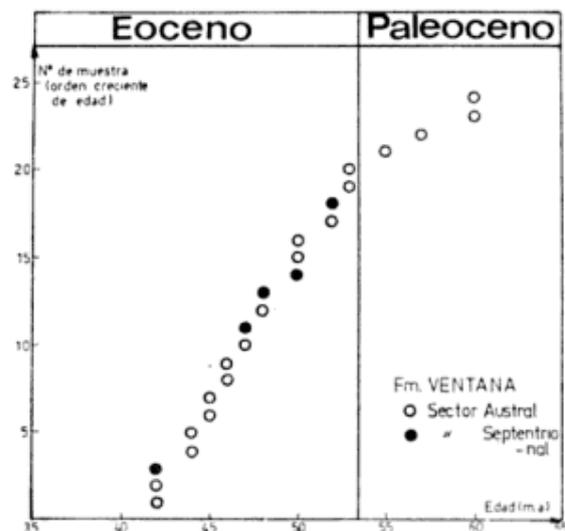


Fig. 5. — Distribución de edades radimétricas en la "Serie Andesítica" andina entre San Martín de Los Andes y San Carlos de Bariloche. Se incluyen datos de Rabassa (1974), González Díaz (1979) y González Bonorino (1979).

CUADRO 2. — Análisis isotópico K-Ar de vulcanitas de la Cordillera Nordpatagónica

Nº Muestra en el mapa	Nº de muestra	K %	$^{40}\text{Ar RAD} \times 10^{-10} \text{ mol/g}$	40 Ar % ATM	Edad (m.a.)	Tipo de roca	Ubicación
	3	2,87	3,029	25,1	60 ± 5	Dacita	Valle Encantado
	4	3,61	3,630	26,7	57 ± 5	Riolita (ignimbrita)	Cerro Guanaco
Zona Bariloche	5	1,83	1,670	35,8	52 ± 3	Andesita ácida	Cumbre cerro Chapelco
	6	2,59	2,349	24,2	52 ± 3	Dacita	Valle Encantado
	7	2,33	2,051	15,1	50 ± 2	Dacita	Sector austral cordón del Chapelco
	8	2,31	1,950	1,0	48 ± 3	Andesita ácida	Quila-Quina
San Martín de Los Andes	9	3,18	2,648	36,1	47 ± 5	Riolita	Sector austral cordón del Chapelco
	10	2,70	1,987	26,5	42 ± 5	Dacita	Quila-Quina
	11	0,77	0,477	68,1	35 ± 3	Andesita ácida	SE lago Nahuel Huapi
	13	2,90	1,380	68,9	27 ± 5	Dacita	Sector austral cordón del Chapelco
	15	1,36	0,264	81,5	11 ± 2	Andesita ácida	O lago Gutiérrez, falda cerro Catedral
	1	3,38	12,448	2,7	201 ± 10	Dacita	Zona Rancahué-Pilolil
	2	2,41	6,310	33,7	145 ± 10	Andesita ácida	Zona Pilolil-Cerro Bandera
Zona río Aluminé	12	1,22	0,694	23,6	33 ± 2	Andesita ácida	Zona Pilolil-Cerro Bandera
	14	1,29	0,455	29,8	20 ± 3	Basalto	Zona Pilolil-Cerro Bandera

zález Díaz (*op. cit.*), permite afirmar con cierto grado de seguridad que la actividad volcánica de la mencionada unidad dio comienzo al menos hacia el Paleoceno medio. Cabe consignar que las vulcanitas en la región al sur del lago Lácar ocupan un lapso entre 42 y 52 m.a. correspondiente al Eoceno (Fig. 5), que concuerda con datos radiométricos y la opinión sobre la edad de la "Serie Andesítica" sustentada por González Díaz (1979).

Los datos obtenidos han permitido deducir además que las vulcanitas ubicadas en el cerro Chapelco constituyen una facies predominantemente lávica de la Formación Ventana, por lo que —como se indicara anteriormente— se considera inadecuada la idea de Martínez (1958) y Dessanti (1972) de considerar a este conjunto como una entidad litoestratigráfica independiente.

Otra de las deducciones de importancia que emana del análisis radiométrico está vinculada a la extensión temporal de la actividad volcánica, que tuvo una magnitud superior a los 15 millones de años. De acuerdo a la escala presentada por Hildreth (1981), el lapso efusivo de la "Serie Andesítica" es inclusive mayor al de los grandes campos volcánicos que abarcan hasta 10^7 años. Esta afirmación se ha visto corroborada por la compleja evolución, policiclicidad y escala vertical de la unidad objeto de estudio. Debe hacerse notar, sin embargo, que la posibilidad sugerida por Rapela *et al.* (*op. cit.*) de que las facies lávicas finales de la "Serie Andesítica" hayan continuado hasta el Oligoceno inferior no ha sido confirmada con las nuevas dataciones, en las que facies lávico-piroclásticas y lávicas de la región septentrional y lávicas del río Limay (muestra RL-12, Cf. Cuadro II) muestran edades que varían desde el Eoceno inferior al Eoceno medio.

Si bien hasta el momento no es posible caracterizar en forma precisa desde el punto de vista geocronológico a los ciclos volcánicos reconocidos en la Formación Ventana (Rapela *et al.*, *op. cit.*), las determinaciones radiométricas permiten confirmar que el ciclo más joven y mejor representado (ciclo II) es sin duda Eoceno y muy probablemente se inicie en el Paleoceno. En lo que hace al Ciclo I, identificado en la base del cerro de la Ventana, si bien no se cuenta aún con datos de potasio-argón, es nuestra idea que no debe ser más joven que Paleoceno.

En el Cuadro II aparecen por separado tres determinaciones cuyas edades son más jóvenes que las del conjunto antes descripto.

Estas dataciones muestran en común un muy elevado porcentaje de argón atmosférico (superior al 60 %), por lo que las conclusiones basadas en estos valores deben ser tomadas con cierta precaución. Con todo, cabe agregar que la muestra B-4, situada en la región oriental del lago Nahuel Huapi y descripta como basalto de la Formación Ventana por González Bonorino y González Bonorino (1978), no puede ubicarse dentro de una sucesión continua ya que conforma afloramientos aislados. Químicamente muestra afinidades con el ciclo IIc, aunque con menor cantidad de potasio. Su edad oligocena inferior podría sugerir una vinculación con rocas de similar composición intruidas en la Formación Ñirihuau (cf. González Bonorino, 1973) que pertenecen a un episodio volcánico de menor edad. Por su lado, la vulcanita Xo (Cuadro II), ubicada en la costa oeste del lago Gutiérrez, puede reflejar en su edad radiométrica miocena un fenómeno térmico posterior a su formación, probablemente vinculado con procesos de deformación tectónica y/o con la intrusión de los granitos del cerro Catedral (Formación Coluco), que fueron datados por Toubes y Spikermann (1973). En este sentido, González Díaz (*op. cit.*) atribuyó al mismo fenómeno edades radiométricas de vulcanitas de la Formación Ventana que se encuentran en las zonas centro occidental y septentrional del lago Nahuel Huapi.

b) Determinaciones radiométricas en la región del río Aluminé

En total fueron datados cuatro ejemplares de vulcanitas. Dos de ellos (muestras 1 y 2, cuadro II, figura 1), ubicados entre la desembocadura del arroyo Rancahué y Pilolil, han dado edades de 201 ± 10 m.a. y 145 ± 10 m.a. Por su posición regional estas vulcanitas pertenecen a la Formación Aluminé (Turner, 1965, a y b), que se correlacionara originariamente con la Formación Choiyoi (Rolleri y Criado, 1969) (cf. Turner, 1973, 1976). En cuanto a la edad, se ha aceptado que este conjunto de vulcanitas y piroclásticas corresponde al Carniano, aunque más recientemente Leanza y Leanza (1979) lo han considerado Pérmico. En 1981 Cuerda *et al.*, han reconocido niveles con fósiles marinos del Jurásico inferior en una secuencia que atribuyen a la Formación Aluminé.

Las edades radiométricas encontradas ponen de manifiesto la existencia de vulcanitas

ácidas e intermedias correspondientes al Triásico más alto y Jurásico en la región del río Aluminé. Las mismas sugieren la presencia en la mencionada región de términos equivalentes a la Formación Sañicó (Sañicolitense, Galli, 1969), unidad lávica correspondiente al Liásico. Asimismo, debería investigarse la posibilidad de extensión hasta el Jurásico superior de dicho evento volcánico en algunos sectores de la cuenca mesozoica.

En el área del cerro La Bandera se ha podido datar un ejemplar de basalto (muestra 14, cuadro II). Su ubicación (fig. 1) es próxima a un importante afloramiento asignado por Turner (1973) a la Formación Rancahué o Formación Palaoco (Leanza y Leanza, *op. cit.*) referida como Basalto I por Groeber (1929). Esta unidad ha sido equiparada a la base de la Formación Collón Curá o Chimehuín (Turner, *op. cit.*, Leanza y Leanza, *op. cit.*) y por lo tanto se la ha asignado al Mioceno, aunque González Díaz y Nullo (*op. cit.*) destacan que es posterior a dicha unidad y que su edad va del Mioceno superior al Plioceno inferior. Nuestra datación sugiere edad miocena para la Formación Rancahué o Palaoco, en coincidencia con los datos radimétricos publicados por Valencio *et al.* (1970).

Por último, la muestra 12 (cuadro II, fig. 1) corresponde a una andesita ácida asignable a la Formación Auca Pan y es la primera datación radimétrica de la unidad en las cercanías de su localidad típica. Su edad es sensiblemente menor (Oligoceno) en comparación con las vulcanitas de la Formación Ventana que aparecen en la zona de San Martín de Los Andes y en la región de Bariloche. Si bien hasta el momento se cuenta con esta única información radimétrica y resulta aventurado adelantar conclusiones, es recomendable investigar la posible existencia de un ciclo volcánico más joven que la "Serie Andesítica" Paleocena-Eocena en la región del río Aluminé y cerro Auca Pan, así como un eventual desplazamiento hacia el noreste de los centros de actividad volcánica durante el Paleogeno.

Generación de los magmas y espesor de la corteza

En el marco de la tectónica global y suponiendo configuraciones geométricas simples, creemos que los procesos de generación magmática vinculados con el vulcanismo de la "Serie Andesítica" son considerablemente

complejos e involucran posibles interacciones entre la corteza continental superior e inferior, la corteza oceánica, la parte inferior de la litósfera y la astenósfera. Es así que algunos magmas podrían originarse exclusivamente dentro de alguna de estas zonas (especialmente la corteza oceánica y/o la astenósfera) mientras que otros serían el resultado de mezclas de fundidos y/o contaminaciones producidas durante el ascenso de magmas profundos a través de la corteza continental.

Como se viera en un trabajo anterior (Rapela *et al.*, *op. cit.*) la marcada variabilidad litológica y la existencia de extensos y diversos procesos de fraccionamiento en la "Serie Andesítica" permiten deducir emplazamientos magmáticos a distintos niveles en una corteza continental de espesor considerable.

La "Serie Andesítica" muestra además características composicionales que sugieren que su evolución estuvo ligada a un régimen de progresivo atenuamiento cortical. En el diagrama MFA de la figura 2 puede apreciarse que los ciclos y tendencias magmáticas I, IIa, IIb y IIc se hacen sucesivamente más ricos en hierro, característica que —según Brown (1982)— revela un decrecimiento en el espesor de la corteza continental sobre la que se implantó el vulcanismo. Además, como se ha manifestado anteriormente, el predominio generalizado de términos básicos (andesitas básicas y basaltos) hacia la culminación del vulcanismo de la "Serie Andesítica" (*ritmo general*) puede explicarse por la mencionada tendencia al atenuamiento cortical. Al respecto, Harmon *et al.* (1981) y Thorpe *et al.* (1982) destacaron que en áreas del margen pacífico andino donde la corteza es delgada, los magmas surgen sin contaminaciones y la composición litológica es monótona (vulcanitas básicas), mientras que cuando ésta es potente se incrementa la posibilidad de cristalizaciones fraccionadas en cámaras corticales, así como la contaminación durante el ascenso, por lo que los productos volcánicos son de constitución más heterogénea.

La vinculación entre los fenómenos de subducción y la geoquímica de las asociaciones magmáticas ha sido analizada con intensidad durante los últimos tiempos. De esta forma se han llegado a determinar variaciones sistemáticas y repetitivas, similares en diferentes regiones, en la distribución de elementos mayoritarios, trazas y relaciones isotópicas de las series volcánicas formadas en márgenes continentales activos (*cf.* Gill,

1974, 1981) para una revisión de estos trabajos.

La relación entre el contenido de potasio de las lavas con la profundidad a la zona de Benioff (relaciones K-h) ha recibido considerable atención en las investigaciones de márgenes continentales activos. Su empleo ya generalizado está basado en el hecho de que rocas volcánicas de similar edad y de diferentes regiones han mostrado excelente grado de correlación entre el aumento del tenor de potasio (para un determinado tenor de sílice), la distancia desde el punto de efusión a la trinchera oceánica y la profundidad de la zona de Benioff (Dickinson y Hatherton, 1967; Ninkovich y Hays, 1972; Dickinson, 1975). Cabe agregar que el incremento de potasio hacia el este en el margen pacífico sudamericano fue encontrado por Vergara (1972) y Moreno Roa (1976) en vulcanitas pliocenas hasta actuales de Chile central y Chile entre los 40° y 41°30' S, respectivamente.

En la figura 4 se han representado las variaciones de K_2O y SiO_2 de la Formación Ventana, de las piroclastitas de la Formación Ñirihuau (Spalletti *et al.*, 1982) y de las vulcanitas con edades oligocenas (cuadro II); además se muestran las tendencias encontradas para el vulcanismo plio-pleistoceno reciente chileno-argentino situado a la misma latitud (Moreno Roa, *op. cit.*). La figura se completó con la representación de las profundidades de la zona de Benioff inferidas a partir de la proporción de K_2O vs SiO_2 (Ninkovich y Hays, *op. cit.*).

Una primera conclusión que puede extraerse de la figura 4 es que las rocas pertenecientes a la Formación Ventana ocupan un campo que permite inferir la profundidad de la zona de Benioff aproximadamente entre 140 y 200 Km, típica de asociaciones calcoalcalinas. Dicho rango de profundidades es similar al que se encuentra analizando el contenido de K_2O para 57,5 % de SiO_2 (Keith, 1978), ya que tenores variables entre 1,3 % y 2,7 % del índice $K_{57,5}$ sugieren que la zona sísmica se hallaba entre unos 130 y 240 Km. Como fuera manifestado anteriormente, en la región septentrional (San Martín de Los Andes) las vulcanitas tienen contenidos de potasio que en promedio resultan superiores a los de las que aparecen en la zona de Bariloche. Esta variación norte-sur en el contenido de potasio que también fuera detectada en el vulcanismo de arco plioceno a actual de la región andina patagónica (Moreno Roa, *op. cit.*), podría

atribuirse a dos distintos fenómenos. Una primera alternativa es que tales variaciones reflejen cambios en sentido transversal al arco magmático, de modo que las vulcanitas formadas en la zona más septentrional se habrían originado en regiones más alejadas de la trinchera oceánica; esta alternativa implica asumir una orientación de la zona de subducción paralela al rumbo local del arco magmático que, como se manifestara anteriormente, tiene sentido NNO-SSE. La segunda opción es considerar a los cambios en el contenido de potasio como variaciones sistemáticas a lo largo del rumbo del arco magmático, las que deberían atribuirse esencialmente a fenómenos de segmentación, a cambios en el espesor de la corteza continental (*cf.* Gill, 1981), y/o variaciones en la inclinación de la Zona de Benioff.

En este último sentido y como se indicara anteriormente, uno de los rasgos más salientes de la "Serie Andesítica" está dado por el cambio de rumbo de las fajas de afloramientos, con una zona de inflexión a la latitud de 41°40' S. Es nuestra opinión que dicho curvamiento podría estar controlado por estructuras más antiguas que no sólo habrían afectado a este complejo terciario sino también a otras unidades, como ser el batolito cretácico andino y las magmatitas miocenas que adoptan en la zona —según González Díaz y Valvano (1979, fig. 1)— similar orientación. En tal sentido, se ha determinado (Oyarzún y Frutos, 1980) que arcos magmáticos paleozoicos de la misma latitud se disponen también con rumbo NNO-SSE. En nuestro criterio, el arco paleozoico que controla la inflexión de la "Serie Andesítica" está representado en buena parte por el magmatismo paleozoico superior hasta triásico del Macizo Norpatagónico que constituye la estructura basamental más dominante a esas latitudes.

Paleogeometría y evolución temporal de la subducción

Como mencionáramos en otra contribución (*cf.* Dalla Salda, *et al.*, *op. cit.*) la faja vulcanítica andina paleogena constituye un típico arco magmático ensiálico. El aquí descrito como cinturón volcánico occidental representaría el borde frontal más cercano a la trinchera del citado arco calcoalcalino paleogeno, ya que, al oeste de las provincias de Chubut y Río Negro —en territorio chi-

leno— no se conocen afloramientos de vulcanitas equivalentes a la Formación Ventana.

En lo que hace a la paleogeometría de la subducción y su evolución temporal, se ha establecido la influencia de dos parámetros esenciales, que son el ángulo de inclinación de la zona de Benioff (AIB) y la profundidad de fusión en el plano de subducción (PFS). A este respecto Keith (*op. cit.*) ha desarrollado —en un modelo de subducción simple en función del tiempo— cuatro alternativas principales: a) AIB constante, PFS constante; b) AIB constante, PFS variable; c) AIB variable, PFS constante; d) AIB variable, PFS variable.

El análisis de conjunto de la información geoquímica provista por las vulcanitas cenozoicas ha permitido deducir que la evolución composicional del vulcanismo desde el Terciario inferior al reciente entre los 40° y 41°30' S se ha desarrollado como producto de una subducción con ángulo de inclinación de la zona de Benioff (AIB) variable con el tiempo.

Como fuera establecido en otra contribución (Spalletti *et al.*, *op. cit.*), las piroclásticas e ignimbritas de la Formación Nirihuau (Oligoceno) que sobreyacen a la "Serie Andesítica" en la región de Bariloche tienen un contenido de $K_{57,5}$ variable entre 0,75 y 1,1, considerablemente inferior al de la Formación Ventana (ver fig. 4), por lo que podría considerarse que constituyen una asociación de tipo cálcica en el sentido de Keith (*op. cit.*), y que durante su generación la profundidad de la zona de Benioff fue inferior a los 100 Km. Por el contrario, el vulcanismo más reciente estudiado por Moreno Roa (*op. cit.*), pone en evidencia el desarrollo de un nuevo ciclo magmático posterior al Oligoceno que surgió como producto del empinamiento de la zona de subducción.

Por otra parte, la existencia de más de un cinturón volcánico en la "Serie Andesítica" y la presencia de importantes variaciones verticales en el carácter geoquímico de la serie volcánica aún en los mismos perfiles, nos permiten suponer que la evolución del vulcanismo se ha desarrollado bajo un régimen de AIB variable y PFS variable (caso "d" de Keith, *op. cit.*). Con todo, nuestros estudios no han proporcionado elementos que indiquen el sentido de variación del ángulo de inclinación de la zona sísmica durante el Paleoceno-Eoceno.

En síntesis, el estudio realizado ha permitido demostrar que en la región andina y preandina patagónica se ha producido una

evolución desde un cinturón geoquímico con contenido variable, entre mediano y alto de K_2O , que coincide con el intenso vulcanismo paleoceno-eoceno de la "Serie Andesítica", hasta llegar a un vulcanismo cálcico que se ha dado en forma mucho más esporádica y que aparece intercalado en una secuencia eminentemente volcanoclástica de edad oligocena (Formación Nirihuau). Este importante decrecimiento en el ritmo de la efusividad, dentro del grupo Nahuel Huapi, coincidente con la merma en el tenor de potasio, es también atribuible a la baja inclinación de la zona de Benioff, en un comportamiento similar al que hallaran Barazangi e Isacks (1976) para las efusiones cuaternarias de los Andes Sudamericanos afectados por la subducción de la placa de Nazca.

El modelo regional tectovolcánico vinculado con la "Serie Andesítica" puede completarse al analizar los fenómenos magmáticos que ocurrieron en las zonas más externas al arco magmático. En este sentido, Baker *et al.* (1981) al estudiar las vulcanitas cretácicas-cenozoicas del plateau patagónico, han definido la existencia de un magmatismo temprano toleítico de retroarco, al que siguen lavas decididamente alcalinas desarrolladas en un régimen extensional que puede representar un "rifting" cortical incipiente en ambiente de trasarco, como respuesta indirecta a la subducción. Tal cambio composicional ocurrió entre 43 y 56 m.a. (Baker *et al.*, *op. cit.*).

Al respecto cabe mencionar el hallazgo de rocas alcalinas (tescheníticas) al oeste del Macizo Norpatagónico o sea al este del arco representado por la "Serie Andesítica" (Formación Cerro Cortado, Nullo, 1978); dichas rocas fueron datadas por Coira (1979) en 45 ± 5 m.a. En nuestra opinión la Formación Cerro Cortado podría indicar la presencia de un cinturón geoquímico alcalino oriental que sería la expresión más marcada —en la zona de antepaís— del atenuamiento cortical evidenciado al analizar el ritmo litológico y geoquímico general de la "Serie Andesítica".

En este contexto, en la propia zona del arco magmático y más específicamente hacia su sector oriental el fenómeno de estructuración permitió la acumulación de una muy potente pila sedimentaria de la Formación Nirihuau sobre más de 2500 m de vulcanitas y sedimentitas correspondientes a la "Serie Andesítica". Este sería un importante factor condicionante (causante de excesivo flujo calórico) de los cambios diage-

néticos que afectaron a la secuencia volcánico-volcanoclástica de la Formación Ñirihuau (cf. Spalletti e Iñiguez, 1981)*.

Conclusiones

La "Serie Andesítica" consiste en un potente complejo volcánico-volcanoclástico policíclico que se dispone en dos fajas o cinturones principales desarrollados paralelamente de sur a norte y sufren una inflexión hacia el NNO a los 41°40'S. El cinturón occidental o "Serie Andesítica" andina coincide con los afloramientos de la Formación Ventana, mientras que el oriental ("Serie Andesítica" extrandina) está constituido por términos asignables a la Formación Huitrera. Se ha establecido que la "Serie Andesítica" andina fue un arco magmático ensiálico, con lavas de naturaleza calcoalcalina de alto contenido en alúmina y contenidos de medio a alto de K₂O.

La presente contribución ha permitido extraer las siguientes conclusiones respecto de este complejo vulcanismo:

1. Se han reconocido en base a las asociaciones litológicas cuatro facies vulcanogénicas principales: pliniana, ignimbrítica, lávico-piroclástica y lávica. Las dos primeras se encuentran sólo en la región austral. Las distintas facies rara vez se hallan superpuestas en un mismo perfil y poseen carácter repetitivo, por lo que no deben usarse como criterio de correlación o coetaneidad. Se ha determinado que la facies lávica final (andesitas básicas y basaltos con olivina) muestra aumento notable de espesor de sur a norte y alcanza máxima expresión en el centro efusivo del cerro Chapelco.
2. En la región de San Martín de Los Andes han sido reconocidas las tendencias finales (b y c) del ciclo magmático II de Rapela *et al.* (*op. cit.*). Las vulcanitas de dicha región presentan, no obstante, tenores promedio más elevados de potasio que los de la región austral.
3. El conjunto de la "Serie Andesítica" muestra composicionalmente un ritmo general en el que las asociaciones de

rocas más básicas se hacen en forma progresiva más abundante hacia el techo, con neto predominio en las facies lávicas finales de andesitas básicas y basaltos. Este ritmo general está caracterizado además por paulatino enriquecimiento en hierro hacia los estratos más jóvenes.

4. Además del ritmo general se han individualizado ritmos locales dentro de algunas tendencias, en los que las rocas menos evolucionadas son siempre las más jóvenes. Dichos ritmos locales podrían atribuirse al desagote progresivo de cámaras magmáticas composicionalmente zonadas.
5. Las dataciones radimétricas de la Formación Ventana permitieron deducir que la actividad volcánica dio comienzo al menos hacia el Paleoceno medio y se extendió, por más de 15 m.a., hasta alcanzar el Eoceno medio. Por el momento, las dataciones paleocenas se restringen a la región de Bariloche-Cuyín Manzano, donde fueron identificados los ciclos magmáticos I y II; en cambio, en la zona de San Martín de Los Andes (ciclos IIb y IIc) las edades radimétricas no son más antiguas que Eoceno. En la región de Aluminé se dató como Mioceno una vulcanita correspondiente a la Formación Rancahué; otra, perteneciente a la Formación Auca Pan, dio edad oligocena; dos muestras correspondientes a la Formación Aluminé van desde el Triásico superior hasta el Jurásico.
6. Las características composicionales evolutivas y temporales de la "Serie Andesítica" indican emplazamientos magmáticos a distintos niveles en una litósfera de espesor considerable. En la generación magmática se supone la intervención de materiales corticales siálicos y oceánicos, así como astenosféricos.
7. La evolución geológica y composicional de la región durante el Paleoceno-Eoceno estuvo ligada a un régimen de progresivo atenuamiento cortical. Uno de sus efectos principales fue el de la generación del ritmo general, desde ácido a básico, detectado en la "Serie Andesítica". Asimismo, la expresión más marcada de este atenuamiento cortical queda reflejada por la formación de lavas alcalinas eocenas en el antepaís.

* Otra alternativa válida es explicar la generación de la cuenca de Ñirihuau a partir de fenómenos de apilamiento tectónico, que también provocarían incrementos en el flujo calórico (Ramos, com. pers.).

8. Desde el punto de vista de la tectónica global y en base a las relaciones K-h se infirió que la profundidad de la zona de Benioff durante el Paleoceno-Eoceno se encontraba entre 140 y 200 Km, típica para la formación de asociaciones calcoalcalinas.
9. El incremento de potasio detectado de sur a norte en la Formación Ventana podría atribuirse a cambios en sentido transversal al arco magmático si se asume una variación en la orientación de la zona de subducción (con rumbo NNO-SSE), o bien a cambios sistemáticos a lo largo del arco atribuibles a segmentación, variaciones en el espesor de la corteza continental y/o cambios locales en la inclinación de la zona de Benioff.
10. Se ha inferido que la "Serie Andesítica" se ha formado bajo un régimen de ángulo de inclinación de la zona de Benioff variable y profundidad de fusión en el plano de subducción también variable. Se determinó además que durante el Oli-

goceno la profundidad de la zona de Benioff se redujo a menos de 100 Km y que su inclinación tuvo menor magnitud. Uno de los efectos de esta disposición fue el decrecimiento de la efusividad en la Formación Nirihuau. Posteriormente, se estima que la zona sísmica se encontró nuevamente con un ángulo de inclinación más empinado que provocó la reactivación de los fenómenos volcánicos en la región patagónica.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con fondos provenientes de subsidios otorgados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Los autores agradecen al INGEIS las determinaciones radimétricas llevadas a cabo. Desean asimismo expresar su reconocimiento a los Dres. Luis H. Dalla Salda y Víctor A. Ramos por la lectura crítica del original y las sugerencias aportadas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Baker, P. E., W. J. Rea, J. Skarmeta, R. Caminos y D. C. Rex, 1981. *Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S*. Phil Trans. Royal Soc. London, 303: 105-149.
- Barazangi, M. y B. Isacks, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. Geology 4: 686-692.
- Blake, S., 1981. *Eruptions from zoned magma chambers*. J. Geol. Soc. London, 138: 281-287.
- Brown, G. C., 1982. *Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs*. En *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, Ed. Thorpe, R.: 437-461. J. Wiley-Chichester.
- Bryan, W. B., G. Thompson, F. A. Frey, J. S. Dickey y S. Roy, 1977. *Petrology and geochemistry of basement rocks recovered on Leg. 37, DSDP*. Inic. Rept. Deep. Sea Drill. Proj. 37: 695-703.
- Coira, B. L., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 40d. Ingeniero Jacobacci*. Ser. Geol. Nac. Bol. 168: 94 pp.
- Cuerda, A. J., O. C. Schauer y A. Sunesen, 1981. *Afloramientos fosilíferos de la Formación Aluminé, en el sector de Rahué, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (4): 329-332.
- Dalla Salda, L., M. Leguizamón, M. Mazzoni, J. Merodio, C. Rapela y L. Spalletti, 1981. *Características del vulcanismo paleogeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 20' S*. VIII Congr. Geol. Arg. Actas III: 629-657.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes patagónicos septentrionales*. En *Geol. Reg. Argentina*, Ed.: Leanza, A.: 655-697. Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Dickinson, W. R., 1975. *Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs*. Geology 3: 53-56.
- Dickinson, W. R. y T. Hatherton, 1967. *Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific*. Science, 157: 801-803.
- Ewart, A., 1982. *The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range*. En *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, Ed. Thorpe, R.: 25-87. J. Wiley-Chichester.
- Feruglio, E., 1927. *Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud de Nahuel Huapi*. Bol. Inf. Petrol. Bs. As. 4: 111-119.
- 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol. 200: 27-64.

- Galli, C. A., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila*, Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 111: 67 pp.
- Gill, J. B., 1974. *Magma*. En *Yearbook of Technology*: 271-273. McGraw Hill, N. York.
- 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer: 390 pp. Berlín.
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Depart. Rec. Nat. y Energ., Fund. Bariloche, Publ. 16: 53 pp.
- 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 34 (3): 184-202.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 33 (3): 175-210.
- González Díaz, E., 1979. *La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 34 (2): 113-124.
- González Díaz y F. Nullo, 1980. *Cordillera neuquina*. En *Geol. Reg. Argentina II*, Ed. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 1099-1147.
- González Díaz, E. y J. Valvano, 1979. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapí y el lago Traful (provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg. Actas I: 228-242.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Publ. 58. Buenos Aires.
- 1957. *Geología de la región de Traful y de sus alrededores*. Dir. Nac. Geol. y Min. Buenos Aires (inédito).
- Harmon, R. S., R. S. Thorpe y P. W. Francis, 1981. *Petrogenesis of Andean Andesites from combined O-Sr isotope relationship*. Nature 290: 396-399.
- Hildreth, W., 1981. *Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism* J. Geophys. Res. 86: 10153-10192.
- Irvine, T. N. y W. R. A. Baragar, 1971. *A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., 8: 523-548.
- Keith, S. B., 1978. *Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America*. Geology 6: 516-521.
- Leanza, A. F. y H. A. Leanza, 1979. *Descripción geológica de la Hoja 37c, Catan Lil*. Serv. Geol. Nac. Bol. 169: 65 pp.
- (Ed.), 1972. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 861 pp.
- Martínez, C. G., 1958. *Informe geológico de las Cartas San Martín de los Andes y Hua-Hum*. Secr. Ejerc. Dir. Gral. Ing. Buenos Aires (inédito).
- Moreno Roa, H., 1976. *The Upper Cenozoic volcanism in the Andes of southern Chile (from 40° 00' to 41° 30' S.L.)*. En Proc. Symp. Andean and Antarctic Volcan. Problems. Santitago: 143-171.
- Ninkovich, D. y J. D. Hays. 1972. *Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes*. Earth Planet. Sci. Letters 16: 331-345.
- Nullo, E., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén*. Serv. Geol. Nac. Bol. 158: 88 pp.
- Oyarzún, J. y J. Frutos, 1980. *Metallogenesis and porphyry ore deposits of the Andes (Southeastern Pacific Region)*, 26 Cong. Geol. Intern. Col. Min. Res.: 16 pp.
- Parker, G., 1973. *Serie vulcanítica mesosilícica del sur del Neuquén, provincia de Neuquén, República Argentina*. V Congr. Geol. Arg., Actas III: 270-292.
- Pesce, A., 1979. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 33° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas, provincia del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 256-272.
- Rabassa, J., 1974. *Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina*. Depart. Rec. Nat. y Energ.: Fund. Bariloche, Publ. 17: 128 pp.
- Ramos, V. A., 1982. *Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina)*. III Congr. Geol. Chile, 1982 I: A262-A288. Concepción.
- Rapela, C. W., L. A. Spalletti, J. C. Merodio y E. Aragón, 1982. *Estudio geoquímico y petrológico del vulcanismo paleogeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la Sierra de Cuyín Manzano, Provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina*. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas III: 567-584. Argentina.
- Ravazzoli, I. y F. L. Sesana, 1977. *Descripción geológica de la Hoja 41c Río Chico*. Serv. Geol. Nac., Bol. 148: 71 pp.
- Rolleri, E. O. y P. Criado Roqué. 1969. *Geología de la Provincia de Mendoza*. IV Jorn. Geol. Arg., Actas II: 1-46.
- Spalletti, L. y A. M. Iñiguez, 1981. *Significado geológico de los argilominerales y ceolitas de sedimentitas volcanoclásticas terciarias (Formación Niriuhau) Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 36 (4): 358-371.
- Spalletti, L., J. C. Merodio y V. G. de Posadas, 1982. *Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclastitas de la Formación Niriuhau*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 37 (1): 50-65.

- Thorpe, R. S., P. W. Francis, M. Hammill y M. C. W. Baker, 1982. *The Andes. En Andesites: orogenic andesites and related rocks*, Ed. Thorpe, R.: 187-205. J. Wiley. Chichester.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikermann, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 28 (4): 382-396.
- Turco Greco, E. y M. Haller, 1981. *La "Serie Andesítica" eocena a la latitud del río Corintos*. VIII Congr. Geol. Arg., Actas III: 539-551.
- Turner, J. C. M., 1965a. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Prov. del Neuquén)*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 44: 5-51.
- 1965 b. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 20 (2): 153-164.
- 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37 ab, Junín de los Andes*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 138: 86 pp.
- 1976. *Descripción geológica de la Hoja 36 a, Aluminé*, Serv. Geol. Nac., Bol. 145: 79 pp.
- (Coord.), 1980. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II, 1717 pp.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer, 1970. *Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén*. IV Jorn. Geol. Arg. II: 397-415.
- Vergara, M., 1972. *Note on the zonation of the Upper Cenozoic volcanism of the Andean Area of central-south Chile and Argentina*. Conf. on Solid Earth Probl., Bs. As., Intern, Upper Mantle Project 2: 381-397.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W. y J. Lage, 1981. *Descripción geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador*. Serv. Geol. Nac., Bol. 181: 71 pp.

Recibido: 24 de marzo, 1983.

Aceptado: 6 de diciembre, 1983.

C. W. RAPELA *

L. A. SPALLETTI *

J. M. MERODIO

Centro de Investigaciones Geológicas.
Calle 1 N° 644 - 1900 La Plata

* Carrera Investigador CONICET

NOTAS BREVES

NUEVO AFLORAMIENTO DE NEFELINITA OLIVINICA:
ESTANCIA GUASTA, SIERRA DE CORDOBA

CARLOS E. GORDILLO, ENRIQUE LINARES y CARLOS O. DAZIANO

Introducción

Los "basaltos nefelínicos", actualmente clasificados como nefelinitas olivínicas, son conocidos desde hace mucho tiempo en el sur de la provincia de Córdoba (Pandolfi, 1943) y en la de San Luis en Las Chacras (Pastore y González, 1954). Estos "basaltos nefelínicos" fueron considerados, hasta hace poco, de edad cuartaria en base a relaciones de campo poco claras.

Recientemente estas rocas fueron reestudiadas por Valencio *et al.* (1980), López y Solá (1981) y Cortezzi *et al.* (1981). Las dataciones potasio argón citadas por dichos autores para estas rocas arrojan edades entre 85 ± 5 m.a. y 59 ± 5 m.a. (Cretácico superior a Paleoceno). Estas últimas dataciones han planteado el problema de que si dichas vulcanitas son comagmáticas con los basaltos del Grupo Sierra de Los Cóndores del Cretácico inferior (Gordillo y Lencinas, 1967), o constituyen una provincia petrográfica independiente de menor edad.

Uno de los autores (C.O.D.) encontró, hace poco, dos diques diferentes de nefelinita olivínica que intruyen al granito de Achala en las localidades de estancia Guasta (coordenadas Gauss-Krüger X = 6.534.240; Y = 3.607.760) y Ciénaga Grande (X = 6.520.580; Y = 3.607.080) figuras 1 y 2. El primero de ellos está parcialmente expuesto en una faja de 50 m de largo por 7 m de ancho y está completamente fresco. El segundo dique está alterado y no se presta para el estudio químico.

En la presente nota (Contribución N° 66 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente del CONICET) se da a conocer la petrografía, el quimismo y la datación potasio-argón de la nefelinita de estancia Guasta. Además se han calculado las normas Rittmann y C.I.P.W. de las nefelinitas olivínicas del área de Chaján analizadas en Pandolfi (*op. cit.*), con

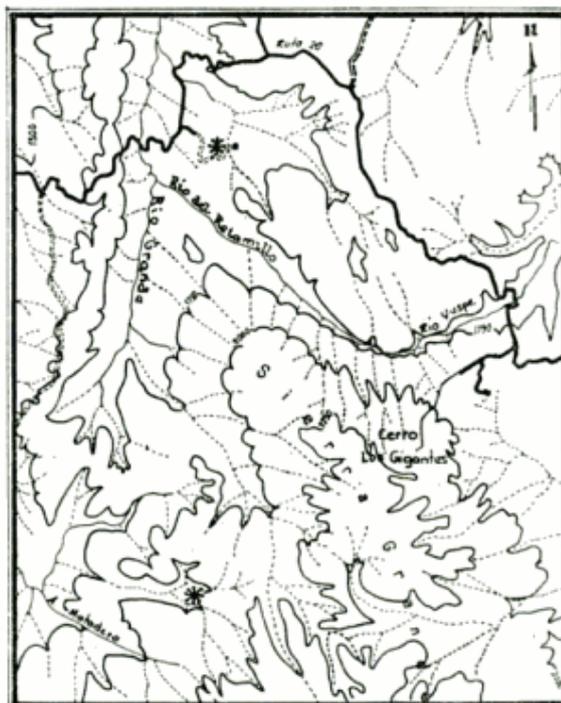
el fin de establecer dentro de este grupo, relaciones petrográficas más precisas que las descripciones microscópicas convencionales.

Nefelinita olivínica de estancia Guasta

Petrografía (Roca espécimen N° 2541)

Roca de color gris oscuro, ligeramente verdoso y de grano fino. A simple vista se distinguen abundantes cristales de olivina y

PLANO DE UBICACION ~ AFLORAMIENTOS



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.
Escala 1:200.000
Egualdistancia: 250 m.

Fig. 1. — Ubicación del afloramiento de estancia Guasta.

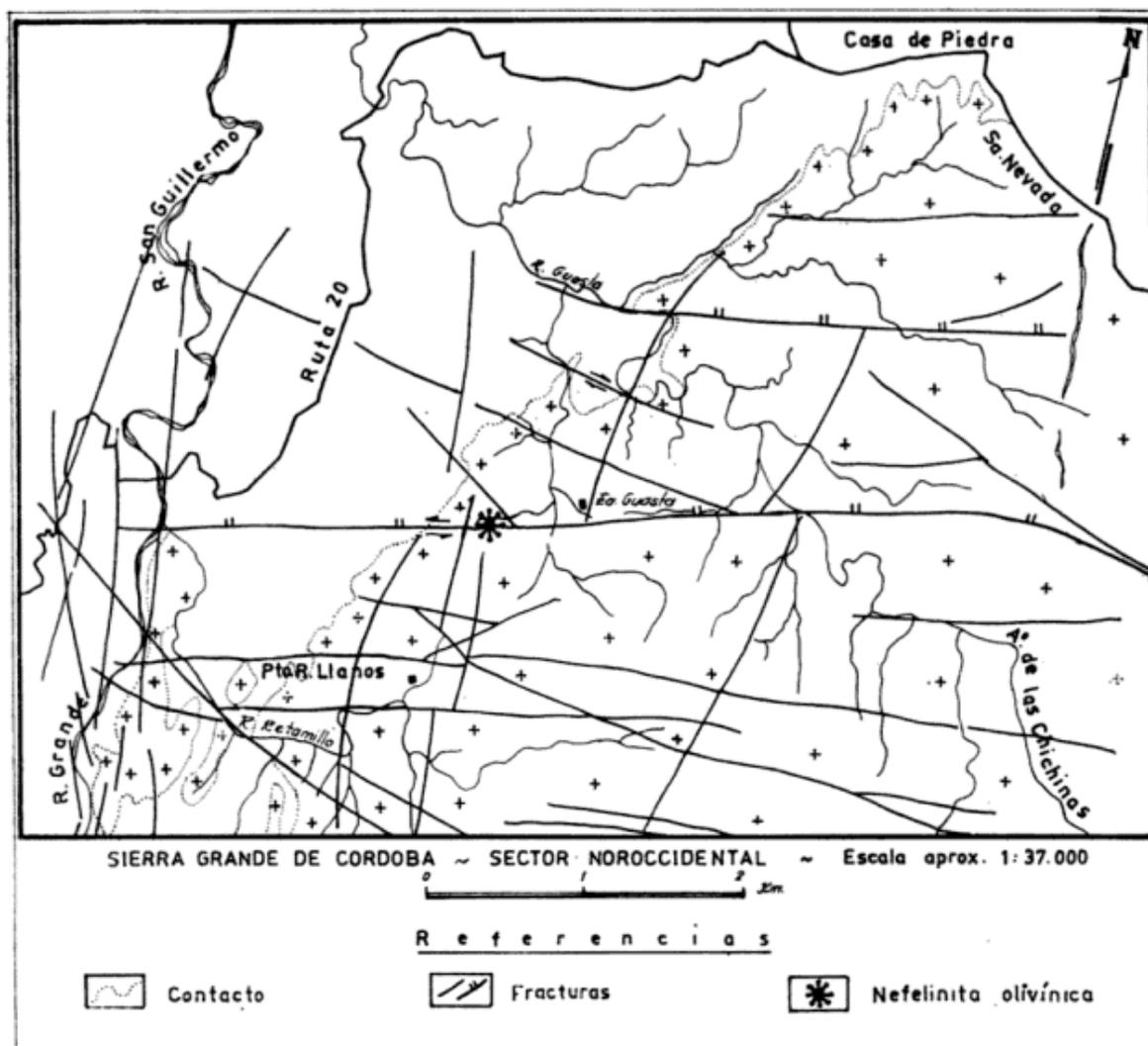


Fig. 2. — Ubicación del afloramiento de Ciénaga Grande.

escasas amígdalas de 1 a 3 mm de natrolita. Su peso específico es de 3,061 (a 4° C). Su textura es microporfírica, compuesta por aproximadamente 25 % de fenocristales de olivina, algunos pocos xenocristales de microclino, generalmente rodeados por una corona de vidrio pardo o resorbidos en un agregado débilmente birrefringente (sanidina?) que incluye en su seno relictos de microclino fresco. No se ven xenocristales de cuarzo ni de plagioclasa. Se observan escasos cristales rectangulares de melilita y ocasionalmente microamígdalas de natrolita.

La pasta es de grano fino y está compuesta por abundantes microlitos de piroxeno contenidos en una base intersticial de nefelina con algunos parches de vidrio. El accesorio más notable es la perofskita en cristales pequeños de color pardo. Son frecuentes también laminillas y placas exago-

nales de biotita titanada, en partes asociada con una clorita verde. De los accesorios comunes se observan agujas de apatita y granos pequeños de magnetita.

Petroquímica

El análisis químico de la roca analizada, se presenta en el Cuadro N° 1.

La clasificación de la vulcanita de estancia Guasta y las del área de Chaján (Pandolfi, 1943) se hizo sobre la base del análisis químico, utilizando el método propuesto por Rittmann (1973) para calcular la asociación mineral estable (Cuadro N° 2) con la cual se ubica la roca en la clasificación de Streckeisen. Se incluye, además, la norma C.I.P.W. (Cuadro N° 3) como complemento de la norma Rittmann, haciendo notar

CUADRO 1. — Composición química de la nefelinita de estancia Guasta, provincia de Córdoba (Roca N° 2541).

SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Fe O %	Mn O %	Mg O %
39,37	3,70	8,67	4,48	6,23	0,14	16,72
Ca O %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	—	TOTAL
11,45	2,41	2,00	1,68	3,12	—	99,97

que las diferencias entre sí son normales y se acentúan en las rocas subsaturadas debido a que se basan en principios de cálculo distintos. Con todos los datos obtenidos se pueden establecer las siguientes conclusiones:

Las rocas de Chaján y estancia Guasta son ultrabásicas (SiO₂ menor de 40 %) y modalmente contienen minerales subsaturados: olivina, nefelina, melilita y perofskita. De acuerdo con su composición normativa deben clasificarse como fononefelinitas y nefelinitas.

Las rocas de Chaján contienen menos MgO que las de estancia Guasta, lo que se traduce en menor cantidad de olivina normativa, pero mucho más Na₂O, lo que produce en Chaján una cantidad aproximada de 30 % de nefelina normativa, si se tienen en cuenta que la kalsilita (nefelina de potasio) forma parte de la nefelina modal. Igual cantidad de nefelina se obtiene en la norma C.I.P.W. si se considera que el potasio de la leucita normativa está en realidad contenido en la nefelina modal.

Aunque en la norma C.I.P.W. no se cal-

cula la melilita, su presencia está claramente indicada por el par acmita + silicato cálcico. Pero la cantidad de melilita normativa es siempre mucho mayor que la modal, lo que hace sospechar que buena parte de ella está oculta en la pasta junto con la nefelina.

La petrografía de las rocas de estancia Guasta y cerro La Piedra (Chaján) evidencian incorporación de xenocristales de la roca de caja, lo que produjo una contaminación del magma original. Este fenómeno se produce después que cristalizaron los mafitos y accesorios tempranos, los que permanecen en equilibrio metaestable con la fracción leucocrática tardía, que se acidifica por el aporte xenolítico. La roca resultante ya no es tan subsaturada en sílice como para producir melilita y perofskita en la norma Rittmann, apareciendo, por el sistema de cálculo empleado, sanidina y plagioclasa.

La petrografía y el quimismo de la nefelinita olivínica de estancia Guasta es semejante a las rocas de Chaján y muy probablemente pertenece al mismo ciclo volcánico.

CUADRO 2. — Norma Rittmann (en volumen por ciento) de las nefelinitas olivínicas.

Mineral	N°	1	2	3	4	5
Sanidina		7,1	6,5	—	—	—
Bytownita		3,6	2,4	—	—	—
Nefelina		12,5	27,8	24,4	23,3	21,9
Leucita		3,8	—	—	—	—
Kalsilita		—	—	8,7	8,7	10,1
Clinopiroxeno		41,9	46,3	32,3	25,5	34,4
Olivina		25,7	12,7	11,7	13,2	11,0
Melilita		—	—	16,2	22,2	15,3
Magnetita		1,3	1,7	3,6	3,3	3,6
Perofskita		—	—	1,0	1,2	0,9
Apatita		4,1	2,5	2,2	2,6	2,8
Indice de color		73	63	67	68	68

CUADRO 3. — Norma C.I.P.W. (en peso por ciento) de las nefelinitas olivínicas.

Mineral	Nº	1	2	3	4	5
Ortoclasa		5,56	6,67	—	—	—
Albita		—	1,57	—	—	—
Anortita		6,95	4,17	—	—	—
Leucita		4,80	—	11,77	12,64	13,95
Nefelina		11,08	25,28	22,44	21,58	20,45
Acmita		—	—	3,70	6,47	1,39
Diópsido		30,18	32,93	25,49	15,99	28,67
Olivina		20,69	8,92	12,43	16,98	10,90
Silicato cálcico		—	—	5,16	10,32	4,64
Magnetita		6,50	6,50	7,42	5,10	8,82
Ilmenita		6,99	6,84	5,47	5,16	5,17
Apatita		4,03	2,69	2,02	2,69	2,69

Procedencia de las rocas analizadas de Cuadros Nº 2 y 3

- Nº 1. Fononefelinita olivínica. Estancia Guasta (Roca 2541). Analista C. E. Gordillo.
- cN 2. Fononefelinita olivínica. Cerro La Piedra, Chaján. En Pandolfi, 1943.
- Nº 3. Nefelinita melilítica olivínica. Cerro La Garrapata, Chaján. En Pandolfi *op. cit.*
- Nº 4. Nefelinita melilítica olivínica. Cerro La Leoncita, Chaján. En Pandolfi *op. cit.*
- Nº 5. Nefelinita melilítica olivínica. Cerro Madera. En Pandolfi, *op. cit.*

Datación potasio-argón

La datación radimétrica por el método potasio-argón se efectuó siguiendo las técnicas analíticas descritas por Linares *et. al.* (1973).

Los resultados hallados sobre dicha muestra son los siguientes:

K : 1,61 % $K^{40} : 4,810 \cdot 10^{-8}$ mol/g
 $^{40}\text{Ar rad.} = 1,550 \cdot 10^{-10}$ mol/g
 $^{40}\text{Ar atom.} = 33,8$ % Edad: 55 ± 2 m.a.

Esta edad indica que el basalto nefelínico de la estancia Guasta, es de edad paleocena, confirmando la existencia de manifestaciones volcánicas en el intervalo 55-60 m.a., como ya fue señalado en estudios anteriores realizados por Linares y Valencio (1974) en el área del dique Los Molinos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cortelezzi, C. R., L. Traversa y R. Paulicevic, 1981. *Estudio petrológico y ensayos físicos de las rocas alcalinas del sur de las provincias de Córdoba y San Luis*, VII Cong. Geol. Arg., San Luis, 4, 885-901.
- Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1967. *Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de los Cóndores - Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, XLVI, I, 73-108, Córdoba.
- Linares, E., K. Kawashita y L. Kleiner, 1973. *Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el laboratorio de INGEIS*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 133-146.
- Linares, E. y D. Valencio, 1974. *Edades potasio-argón y paleomagnetismo de los diques traquibasálticos del río de los Molinos, Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX, (3): 341-348.
- López, M. G. y P. Sola, 1981. *Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes - Chaján, provincias de San Luis y Córdoba*. VIII Cong. Geol. Arg., San Luis, 4, 967-978.
- Pandolfi, C. L. de, 1943. *Estudio petrográfico y bosquejo geológico de la región de Chaján, Córdoba*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 54, Buenos Aires.
- Pastore, F. y R. González, 1954. *Descripción Geológica de la Hoja 23g San Francisco (San Luis)*. Dir. Nac. Min., Bol. 80, Buenos Aires.

- Rittmann, A., 1973. *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- Valencio, D., M. G. López, P. Sola y G. Villani, 1980. *El significado geológico de los resultados del estudio paleomagnético de vulcanitas alcalinas de las provincias de San Luis y Córdoba*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3)*: 340-347. Buenos Aires.

Recibido: 22 de diciembre, 1982.

Aceptado: 4 de agosto, 1983.

CARLOS E. GORDILLO

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Universidad Nacional de Córdoba
Av. Díaz Vélez
5000, Córdoba.

ENRIQUE LINARES

INGEIS

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

CARLOS O. DAZIANO

Comisión Nacional de Energía Atómica.
Av. Libertador Gral. San Martín 8250
Buenos Aires

PRIMER ENCUENTRO DE LIMNOLOGOS ARGENTINOS

9 y 10 de marzo de 1984

La Plata - Argentina

Objetivos:

- 1) Constitución definitiva de la Asociación Argentina de Limnología, aprobación de sus estatutos y elección de la Comisión Directiva.
- 2) Incrementar el conocimiento mutuo de quienes realizan en nuestro país tareas en el campo de la Limnología.

Informes:

Instituto de Limnología Dr. Raúl A. Ringuelet
Sección Ictiología
Calle 43 N° 417 - Dpto. A
1900 La Plata
Argentina

GEOLOGIA DEL SECTOR DEL CERRO CUCHE PROVINCIA DEL CHUBUT

HUGO DANIEL PEZZUCHI y AKIRA TAKIGAWA

La zona se encuentra ubicada en el departamento Futaleufú, provincia del Chubut y comprende el faldeo sur y sudoriental del cerro Cuche. El acceso se puede realizar por la ruta provincial n° 17, distando 30 Km aproximadamente al oeste de la localidad de Tecka.

En la presente contribución se destaca la existencia de una nueva localidad fosilífera para el ámbito provincial, integrada por elementos de edad jurásica (Liásico).

Geológicamente, se reconocieron rocas que corresponderían a la Formación Arroyo Cajón del Jurásico-Cretácico inferior (Pesce, 1979, a), las que se presentan instruidas por cuerpos de tipo granítico-riolítico-diorítico, incluidos en el Grupo Lago General Vintter, Palena (Pesce, 1979, b), de edad cretácica superior.

Dentro de la Formación Arroyo Cajón (Pesce, *op. cit.*) se reconocieron niveles psamíticos de grano fino a medio, macizos, compactos, de color gris claro que intercalan con pelitas (limonitas), margas, calizas y conglomerados. En los estratos pelítico-calcareos se recolectaron restos de trigonias, otros bivalvos y corales de edad jurásica; la presencia de *Myophorella sp.*, *Pecten cf. textorius* y *Cardinia sp.* indicaría una edad liásica (Dra. M. de Mariñelarena, com. epist.). Dicho material como se mencionara proviene de lentes limolítico-calcareas, de potencia variable (1-3 metros) que alternan subordinándose con psamitas en el tramo superior de esta secuencia.

Las calizas se distribuyen acompañando a las pelitas, en las proximidades de la base de los mantos de lava y/o piroclástitas de tipo andesítico. Estas calizas constituyen estratos de un metro de espesor, que en su conjunto no sobrepasan los veinte metros, con

un recorrido de quinientos metros, son de color gris oscuro a pardo negruzco.

En aquellos sectores donde han sufrido la acción térmica, las rocas calcáreas presentan una estructura equicristalina de grano fino, con venillas de calcita.

Los niveles arcillosos que se intercalan con las psamitas, son de color gris oscuro a pardo grisáceo, siendo su espesor variable, desde unos pocos decímetros hasta veinte metros. Lentes de conglomerados se disponen además sobre porciones areniscosas de grano grueso, y se hallan compuestos por clastos bien redondeados de tamaño mediano de cuarcitas y rocas de tipo granítico.

Los estratos muestran en general, un rumfelsificación, debido a la acción de los diferentes cuerpos intrusivos de carácter mesosilícico a ácido presentes.

Hacia arriba, estratigráficamente, se disponen mantos lávicos y de piroclástitas, principalmente de tipo andesítico. Las lavas son de color verde claro hasta oscuro, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda visibles a simple vista. Se intercalan además tobas y brechas tobáceas de color verde a morado rojizo, conteniendo algunas fracciones de la secuencia tobácea trozos de cuarzo. Estas rocas se presentan cloritizadas y epidotizadas; en las andesitas se observa alteración propilítica.

El espesor total de esta secuencia, si bien no fue determinado exactamente, ya que no aflora su base, podría estimarse en unos 1.200 metros.

Los estratos muestran en general, un rumbo Noroeste-Sudeste, con buzamientos variables entre 25° y 50°.

Estas rocas son referidas aquí a tiempos jurásicos (Liásico) y podrían correlacionarse tentativamente con la Formación Lago La

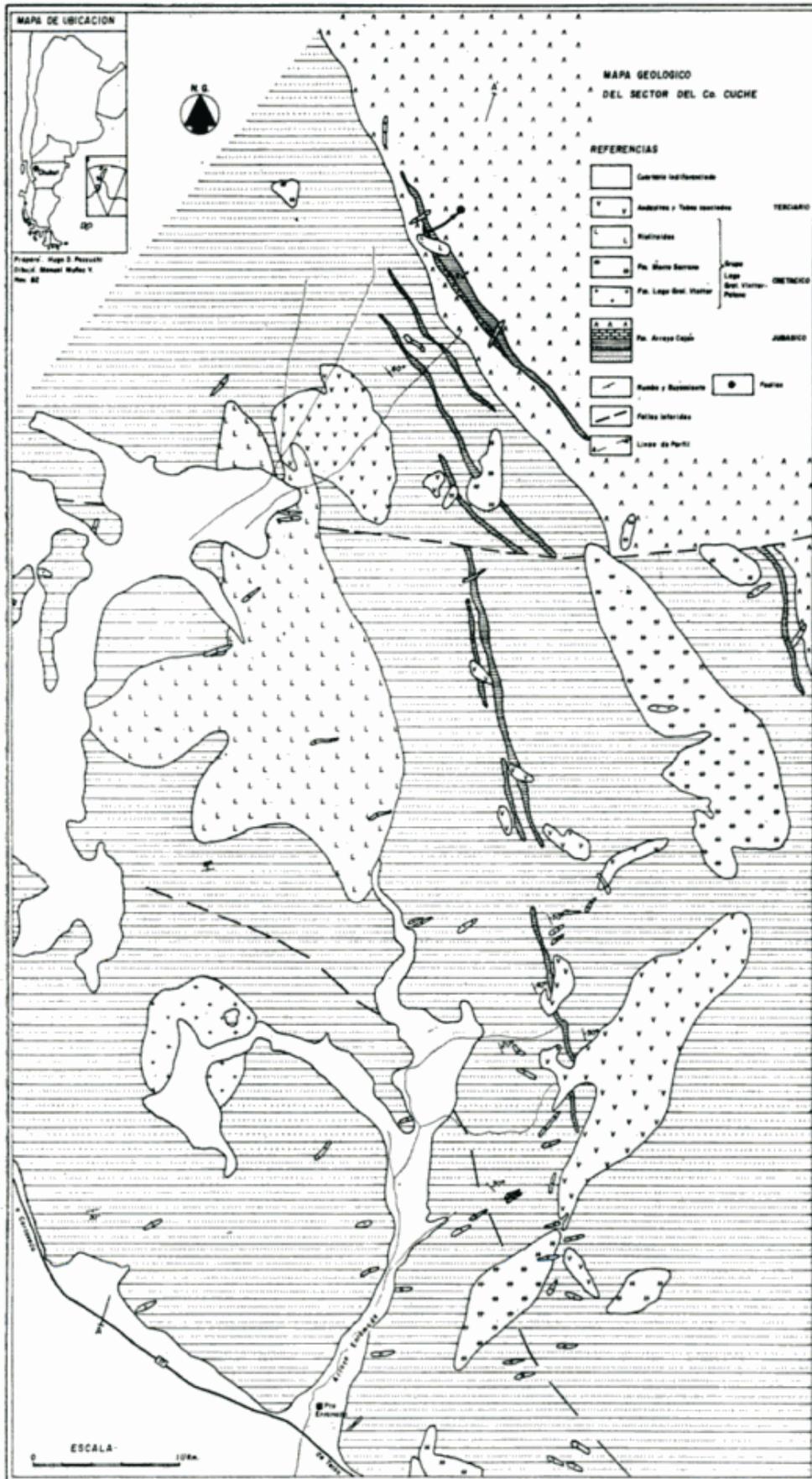


Figura 1

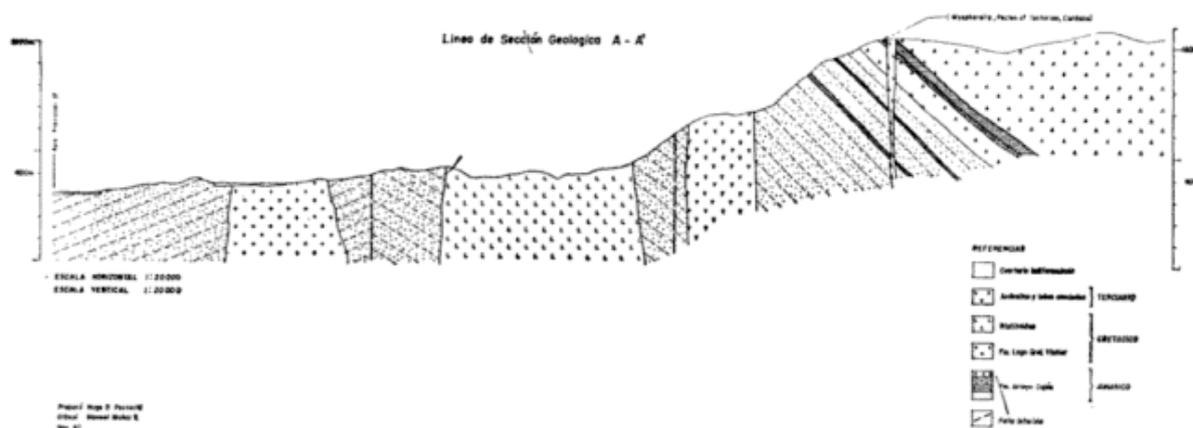


Figura 2

Plata, aunque se deja constancia que éstos fueron referidos al Jurásico medio para un sector ubicado al sur de esta zona.

Distintos cuerpos de composición granítico-diorítica intruyen esta Formación precedente, en forma de stocks, diques y filones capa.

Estas rocas se hallan compuestas por una gran variedad litológica, se incluyen en el Grupo Lago General Vintter-Palena (Pesce, *op. cit.*), atribuida al Cretácico superior. Siguiendo a dicho autor, tendríamos aquí la Formación Lago General Vintter (Pesce, *op. cit.*), representada por granitos biotíticos, con abundante biotita, anfíbol y feldespato potásico visibles macroscópicamente; la biotita se halla alterada parcialmente en clorita. Es posible observar también la existencia de xenolitos de composición "diorítica".

Dentro de este grupo se incluye además, la Formación Morro Serrano (Pesce, 1978) de composición diorítica.

En el caso de los cuerpos (stocks, diques) de tipo pórfido son de color gris verdoso, con plagioclasas y máficos, silicificados y alterados en parte a clorita y epidoto. Los cuerpos dioríticos son de color gris verdos, de textura homogénea, de grano fino a medio, con máficos, plagioclasa, cuarzo y feldespato y alcalino en determinación de roca de mano.

Los diques presentan distintos arrumbamientos, por ejemplo se midieron valores N 30° - 65 E y/o N 80° E subvertical.

También se incluye en este Grupo, cuer-

pos de riolitas y pórfidos riolíticos, de color verde a gris, con grandes fenocristales de cuarzo y plagioclasa, con biotita y anfíbol subordinado. Presenta variaciones litofaciales a pórfido granítico, diorita cuarzosa y en aquellos sectores donde ha sufrido una fuerte turmalinización y silificación, el pórfido constituye un material muy alterado que no permite reconocer la roca original.

Una datación radimétrica Rb/Sr sobre roca total de una muestra de granodiorita de esta zona arrojó una edad de 101 ± 5 m.a. (Toubes y Spikerman, 1976); mientras que para la Formación Morro Serrano (Pesce, *op. cit.*) una datación de una muestra proveniente de un stock en el Cordón de las Tobas, aportó una edad de 78 ± 4 m.a. (Pesce, 1979).

Por todo lo expuesto, con referencia a la edad de este plutonismo, sobre la base de las dataciones referidas se lo asigna al Cenomaniaco hasta Santoniano. Completan este cuadro mantos de andesitas y tobas asociadas del Terciario (¿Eoceno?) y los extensos depósitos de origen glacial, fluvioglacial, niveles aterrizados, depósitos de talud y aluviales del Cuaternario indiferenciados.

Agradecimientos

Los autores agradecen a las autoridades del Servicio Minero Nacional por la autorización para difundir este trabajo, como asimismo a la Dra. M. P. de Mariñelarena por la determinación del material fosilífero.

Lista de trabajos citados en el texto

- Pesce, A. H., 1976. *Informe preliminar de la Hoja 45a. Lago General Vintter*. Ser. Geol. Nac. Inf. inédito. Buenos Aires.
- 1979 a. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 43° y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas*. VII Cong. Geol. Arg., I: 257-270. Buenos Aires.
- 1979 b. *El Plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, Rep. Arg.* IV Cong. Geol. Latinoam. Trinidad-Tobago.
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los Lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut*. I Cong. Geol. Chileno I (A): 43-64. Santiago.
- 1979. *El Vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica*. VII Cong. Geol. Arg., I: 423-435. Buenos Aires.
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Aein, G. Romero y M. Ulloa, 1979. *Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' de latitud sur, Chiloé (Comunas de Futaleufú y Palena)*. VII Cong. Geol. Arg., I: 577-591. Buenos Aires.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikerman, 1973. *Algunas edades K-Ar y Rb-Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII: 382-396. Buenos Aires.

Recibido: 22 de diciembre, 1982

Aceptado: 3 de octubre, 1983

HUGO DANIEL PEZZUCHI

Plan Patagonia Comahue

Servicio Minero Nacional

CC 607, 9000 Comodoro Rivadavia

AKIRA TAKIGAWA

Misión Japonesa

LA POSICION ESTRATIGRAFICA Y EDAD DEL CONGLOMERADO ATRIBUIDO A LA FORMACION DEL SALTO. RIO SAN JUAN PROVINCIA DE SAN JUAN

HORACIO L. F. SESSAREGO

El conglomerado verde-morado que aflora en la margen del río San Juan, entre las quebradas de los Km. 111 y 114 del camino San Juan-Calingasta ha sido ubicado por algunos autores tanto en el Carbónico como en el Pérmico. Esta unidad fue considerada últimamente como miembro basal de la Formación Del Salto según Quartino, Zardini y Amos (1971). Estas breves líneas tienen por objeto proponer una reubicación estratigráfica más precisa de este conglomerado, sobre la base de las observaciones realizadas en la margen norte del río San Juan.

Este trabajo es una contribución al Proyecto N° 42 "Paleozoico superior de Sud América y sus límites", IUGS-UNESCO.

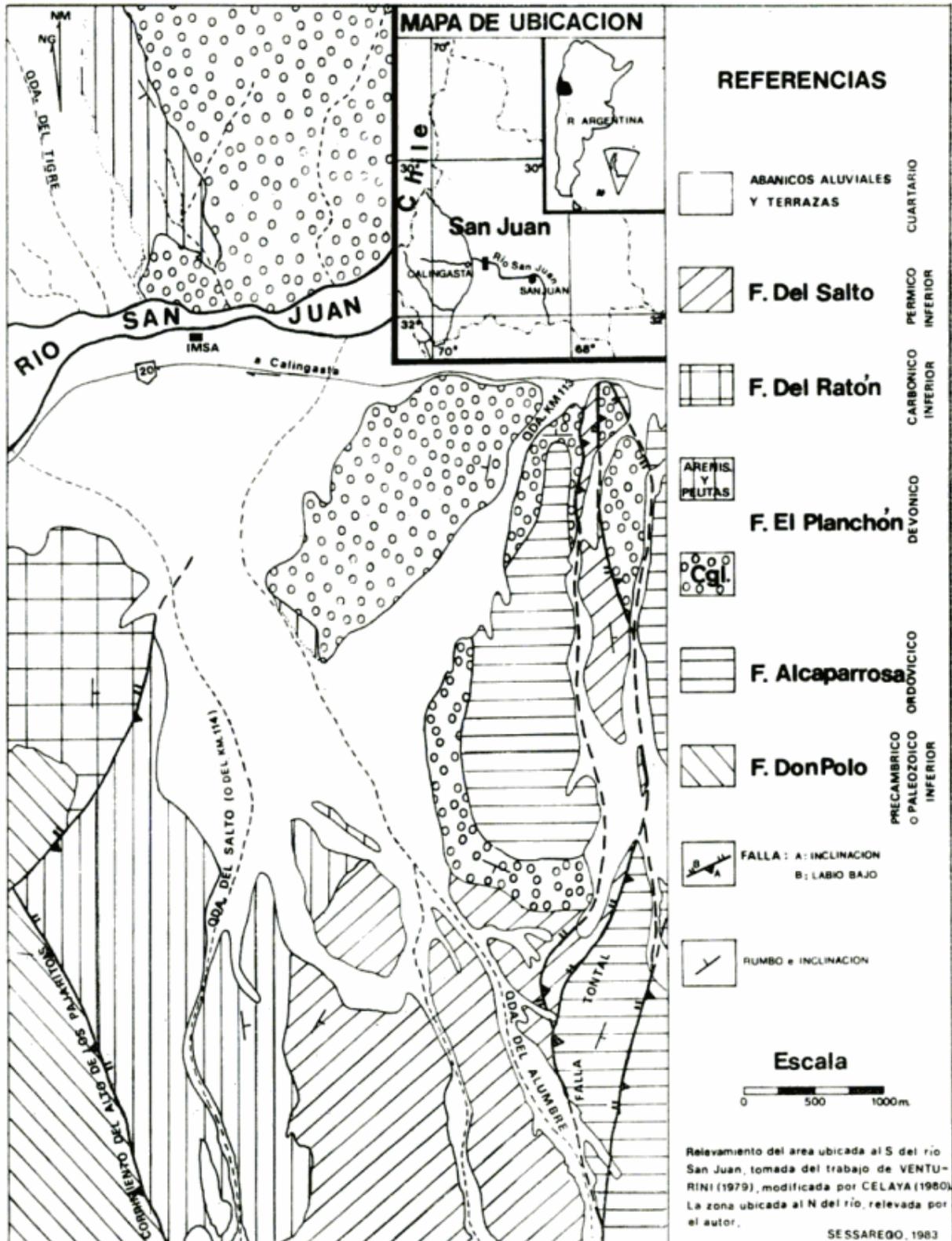
Litológicamente se trata de un conglomerado polimíctico morado o gris verdoso, con estructuras primarias muy poco evidentes y pobremente seleccionado. Los clastos son subredondeados a redondeados y ocupan más del 60 % del total de la roca; predominan los de rocas básicas (80 %), y en menor proporción areniscas y pelitas verde oscuras. Quartino *et al.* (1971) y Manceñido (1973) mencionan también "bochones de lavas almohadillas con poco transporte". La matriz es arenosa de grano mediano a fino bastante abundante. Este conglomerado, con clastos de rocas básicas, no debe confundirse con el conglomerado de la Formación Del Ratón que posee clastos de rocas ácidas y es de edad Carbónica inferior.

Antecedentes

Estas psefitas fueron tratadas en forma directa o indirecta por varios autores, quienes les adjudicaron diversas denominaciones, edades y orígenes. Es muy probable que es-

tos conglomerados hayan sido incluidos dentro de los Estratos de Paganzo" por Stappenbeck (1910), en el "Carbónico y Pérmico del Sistema de Gondwana" por Du Toit (1927), y en las "morenas pérmicas" por Tapia y Rigal (1933). Groeber (1943) en su mapa geológico de la provincia de San Juan los señala como "Permo carbonífero". Por su parte, Heim (1952), al referirse a los "Conglomerados de la Quebrada del Salto", menciona ciertos "conglomerados duros verde-morados" a los que se inclinó a considerar permocarbónicos o pérmicos por correlación con otros depósitos similares del río Huaco y del valle de Los Patos. Rolleri y Baldi (1969) en su esquema paleogeográfico incluyen estas psefitas dentro de los "Depósitos de Plataforma del Carbónico superior (Grupo Pituil)".

En 1969 Kerlleñevich un plano de esta zona en el cual los conglomerados verde-morados figuran bajo la traza de "Devónico en general", el cual no describe. En el mismo trabajo también define la "Formación Churupati" a la que asigna al "Devónico medio-inferior?". Posteriormente esta autora (1978 y 1981) dio a conocer dos mapas de la misma zona donde estos conglomerados verdemorados son señalados como Formación Churupati, refiriéndola al "meso-neodevónico" en el último de estos. En ninguno de estos trabajos estos depósitos psefíticos son mencionados taxativamente y, sobre de sus planos, es indudable que dicha autora los considera junto con la "Formación Churupati". Con respecto a esta unidad, Quartino *et al.* (1971: 33) y Manceñido (1973: 238) ya han señalado que tal denominación es un sinónimo inválido de la Formación Del Ratón, la cual tiene una edad Carbónica inferior en función de su flora.



Bosquejo geológico del área ubicada a la altura del km 114 del camino San Juan-Calingasta

En su monografía sobre la región Barreal-Calingasta, Quartino *et al.* (1971) denominaron Formación Del Salto a un paquete sedimentario que aflora al sur de la ruta N° 20, en las quebradas del Salto y del Alumbre. Estos autores la subdividieron en 6 miembros y la refirieron al Carbónico medio por similitud litológica con la Formación Majaditas y con el Grupo San Eduardo, ya que no podían precisar a qué edad correspondía dentro del Carbónico. Señalan también que una de las características más notables del conjunto es la presencia de un espesor de "diamictitas" en la base ("Miembro 1"), con clastos compuestos principalmente por rocas volcánicas básicas, que son similares a las rocas básicas intercaladas en la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) (p. 34). Se destaca que los autores mencionados segregaron a este conglomerado verde-morado de la Formación Del Ratón (Carbónico inferior), incluyéndolo como miembro basal de la Formación Del Salto. Esta ubicación estratigráfica difiere de la dada hasta ese entonces por otros autores para este conglomerado (Tapia y Rigal, *op. cit.*; Heim, *op. cit.*; Kerlleñevich, 1978 y 1981).

Las relaciones estratigráficas de estos depósitos psefíticos no quedaban realmente claras en su zona tipo. Próximo al camino San Juan-Calingasta y al este de la quebrada del Alumbre, los conglomerados se apoyan sobre las rocas básicas de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y desaparecen por acuñamiento hacia el suroeste. De esta manera en la confluencia de las quebradas del Salto y del Alumbre, el "Miembro 2" de la Formación Del Salto aparece en discordancia directamente sobre la Formación El Planchón (Devónico, Quartino *et al.*, 1971).

Como la ubicación estratigráfica resultaba sumamente difícil, dadas las características litológicas que presentan en general los depósitos del Carbónico medio y superior en el valle Calingasta-Uspallata, Quartino *et al.* (1971) se inclinaron a incluir a estos conglomerados dentro de la Formación Del Salto.

Observaciones al norte del río San Juan

Pocos metros al este de la quebrada del Tigre y próximo a su desembocadura en el río San Juan (ver plano), se puede observar bancos alternantes de areniscas y pelitas par-do grisáceas e intercalaciones de conglomerados polimícticos lentiformes, que sin duda pertenecen a la Formación El Planchón, so-

breyaciendo concordantemente a los conglomerados verde-morados (sin duda este es el Miembro diamíctico basal de la Formación Del Salto según Quartino *et al.*, 1971). La presencia de este conglomerado verde-morado ya fue citada anteriormente, en esta zona, por Malagrino (1981). El contacto entre los conglomerados verde-morados y las areniscas y pelitas suprayacentes es neto. Además, es interesante señalar que las lentes conglomerádicas intercaladas en las areniscas y pelitas disminuyen en potencia y en ancho aflorante, así como también el tamaño de sus clastos, a medida que se sube estratigráficamente (o en este caso hacia el oeste).

Por otra parte sólo se conocían afloramientos de la Formación El Planchón al sur del río San Juan. Esta unidad fue asignada al Devónico sobre la base de la asociación de braquiópodos citados por Kerlleñevich (1967) al oeste de la Quebrada del Salto. La base de la Formación El Planchón era en esta zona y hasta ese entonces desconocida, ya que los estratos inferiores están suprimidos por fallas que la ponen en contacto anormal con la Formación Don Polo (Precámbrico o Paleozoico inferior) y Del Ratón (Carbónico inferior) (según los esquemas de Quartino *et al.*, 1971 y Venturini, 1980).

Conclusiones

Por lo expuesto, y sobre la base de las evidencias aportadas, los depósitos psefíticos considerados hasta ahora miembro basal de la Formación Del Salto, pertenecen en realidad a los tramos inferiores de la Formación El Planchón. Su edad precarbónica, más precisamente devónica, está avalada en que éstos se encuentran estratigráficamente por debajo de las sedimentitas portadoras de la fauna mencionada por Kerlleñevich (1967).

Se desprende además, que el "Miembro 2" de Quartino *et al.* (1971) es la unidad más antigua de la Formación Del Salto, la cual tiene una edad pérmica inferior atestiguada por la fauna hallada por encima de la discordancia angular que media entre ésta y la Formación El Planchón (Manceñido *et al.*, 1974 y 1976 a-b; Amos, 1981).

Esta conclusión modifica sustancialmente el esquema estratigráfico vigente para esta zona.

La edad devónica de este conjunto de conglomerados verde-morados, formados casi exclusivamente por clastos de lavas almohadilladas (*pillow lava*), cambia considerable-

mente el esquema paleogeográfico y paleoambiental de este período en este sector de la Precordillera. Sin duda que conglomerados idénticos o similar composición no se conocen en otros puntos de la Precordillera sanjuanina (Baldis, 1975 y Baldis *et al.*, 1975). Es posible que estos conglomerados provengan de la Formación Alcaparrosa, sin descartar la posibilidad que el aporte corresponda a otro ciclo magmático básico del Paleozoico inferior precordillerano.

Agradecimientos

En primer lugar agradezco muy especialmente al profesor Dr. Arturo J. Amos, por su valioso asesoramiento y orientaciones en todas las etapas de la confección de este trabajo. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo financiero para las tareas de campo (subsidio N° 10.360/82).

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., 1981. *Correlación de las Formaciones Carbónicas y Pérmicas Marinas de Argentina*. An. Acad. bras. Cienc., 53 (2): 21-36, Río de Janeiro.
- Baldis, B. A., 1975. *El Devónico inferior en la Precordillera central. Parte 1: Estratigrafía*. Asoc. Geol. Arg., Aev., xxx (1): 53-58, Buenos Aires.
- Baldis, B. A. y R. M. Sarudiansky, 1975. *El Devónico del Noroeste de la Precordillera Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., (4): 301-330, Buenos Aires.
- Du Toit, D., 1927. *A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution*, by F. R. Cowper Reed. Carnegie Inst. Wash.: 1-158, Washington.
- Groeber, P., 1943. *Mapa geológico de la Provincia de San Juan*, Com. Nac. de Clim., Aguas Minerales.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, en los ríos San Juan, Jachal y Huaco*. Asoc. Geol. Arg., Rev., vii (1): 11-70. Buenos Aires
- Kerleñevich, S. C., 1967. *Hallazgo del Devónico marino en la zona de Calingasta, provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., xxii (4): 291-294. Buenos Aires.
- 1969. *La edad de los "conglomerados morados" supuestamente pérmicos de la quebrada Nueva, Precordillera de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., xxiv (3): 269-275. Buenos Aires.
- 1978. *El Carbónico marino en la zona de Carlingasta-Precordillera de San Juan*. Act. 2ª Congr. Pal. y Bioestr. y 1er. Congr. Latinoamer. Paleont., 1: 69-80. Buenos Aires.
- 1981. *El Ordovícico en la zona de Carlingasta-Precordillera de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., xxxvi (4): 372-379. Buenos Aires.
- Malagrino, A., 1981. *La Falla Tontal al N del río San Juan entre los km vvd y vvc de la Ruta Nacional N° vj, Provincia de San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura. Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. Buenos Aires.
- Manceñido, M. O., 1973. *La Fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte 1: Introducción y estratigrafía*. Ameghiniana x (3): 153-235. Buenos Aires.
- Manceñido, M. O. y N. Sabattini, 1974. *La Fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte 2. Gastrópoda*. Ameghiniana x (4): 326-338. Buenos Aires.
- Manceñido, M. O., C. R. González y S. E. Damborenea, 1976a. *La Fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte 3. Bivalvia 1*. Ameghiniana ||| (1): 65-84. Buenos Aires.
- 1976b. *La Fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte 4. Bivalvia 2*. Ameghiniana xiii (2): 85-106. Buenos Aires.
- Quartino, B. J., R. A. Zardini y A. J. Amos, 1971. *Estudio y exploración de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Monografía 1. Buenos Aires.
- Rolleri, E. y B. A. Baldis, 1969. *Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera*. Gondwana Strat. Symp. Buenos Aires. UNESCO Earth Sci. 2: 1005-1024. París.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral y Min. 4 (3): 1-87. Buenos Aires.
- Tapia, A. y R. Rigal, 1933. *Lugar favorable para el empotramiento de un dique de embalse en el curso superior del río San Juan. "Las Juntas"*. Bol. Dir. Min. Geol. (35): 1-15. Buenos Aires.
- Venturini, R. E., 1980. *Estratigrafía y estructura de la Formación El Planchón (Devónico) en la quebrada del km. 114. San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., xxxv (4): 570-572. Buenos Aires

Recibido: 17 de junio, 1983.

Aceptado: 14 de diciembre, 1983.

CONICET

Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Pabellón 2, 1er. piso, Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

ZEIL, W., 1979. THE ANDES. A geological Review. *Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde*. 13, pp. 260, 143 fig., 7 pl. Gebruder Borntraeger, Berlín.

Existen casos de publicaciones o libros que se editan en el exterior y que se refieren a temas sudamericanos que son prácticamente desconocidos para quienes habitan este continente. Un ejemplo de ello lo constituye la obra que publicara el Dr. Werner Zeil, de la Universidad Técnica de Berlín, y que se refiere a la cadena andina "... desde Colombia hasta el Cabo de Hornos...", tal como ambiciosamente lo anuncia en el texto.

Quienes hemos tenido oportunidad de analizar este libro comprobamos que el mismo ha sido diagramado de excelente calidad. Está encuadernado con tapas duras enteladas, impreso en papel ilustración, detalle que permite un buen logro de las fotografías de paisajes andinos y de determinadas estructuras geológicas. Tiene mapas generales de varios países en hojas plegadas (p.e. Ecuador, Perú, etcétera) y numerosos esquemas de detalles, tablas estratigráficas y composicionales. El texto en su totalidad está escrito en inglés.

Una obra de síntesis como se anuncia en sus primeras páginas sería de una gran utilidad para la comunidad geológica latinoamericana pero, puede afirmarse, lamentablemente es escasamente conocida por parte de quienes podrían ser sus primeros consumidores. Es de destacar, a manera de ejemplo, que revisando las actas del 5º Congreso Latinoamericana de Geología (son 4 tomos y casi dos centenas de trabajos) hemos comprobado solo una cita sobre esta publicación, detalle de por sí elocuente de la poca incidencia que el mismo tiene en la conceptualización geológica sudamericana.

Tal vez el factor más importante que afecta la circulación de este trabajo lo constituye el hecho de que no ha sido publicado en idioma español (el tercer idioma del mundo después del mandarín y el inglés), aunque no debe descartarse que las reales imposibilidades que tenemos los geólogos latinoamericanos para proveernos de textos de origen extranjero. Esta circunstancia es lamentable por cuanto dicho libro brinda una importante información sobre los acontecimientos eruptivos cenozoicos, sobre los cuales el Dr. Zeil ha incursionado personalmente.

El texto se inicia con un análisis general de la relación corteza/manto en distintas latitudes de los Andes tomando en cuenta datos de tipo geológico y geofísico. Luego pasa a efectuar un análisis de las plutonitas fanerozoicas y fundamentalmente todo lo referente al vulcanismo mesozoico-cenozoico. La exposición sobre rocas metamórficas y sedimentarias presenta una secuencia descriptiva que se inicia en el estudio del "basamento" de los Andes para luego estudiar las cuencas de sedimentación paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. En este aspecto puede criticarse lo escasamente lineal del relato como asimismo la ausencia de interpretaciones paleogeográficas que podrían dar una mayor claridad a la exposición.

Pasa luego a estudiar aspectos de tectónica general y de geodinámica planeando sus interpretaciones en lo que llama "sección norte" que incluye a Venezuela, Colombia y Ecuador, diferenciable de la "Central" y "Sur" que toma al resto de los países andinos. Los datos obtenidos le permiten realizar una serie de consideraciones sobre el modelo genético andino teniendo en cuenta conceptos de tectónica global. Finaliza el libro con una sumaria revisión de los yacimientos minerales presentes en Sudamérica y una bibliografía discriminada por países.

Entre las críticas que pueden efectuarse está el hecho de haber creado nombres poco fundamentados como es el de "Cordillera Exo-Oriental" para incluir en él a partes de la Cordillera Oriental de Bolivia y gran parte de las Sierras Pampeanas de Argentina. También tiene escasa consistencia haber prolongado a las Sierras Subandinas hasta la ciudad de La Rioja; ilustrar como "Cordillera Occidental" a la Cordillera Patagónica u obviar a la Fueguina. Todo ello es indicativo de lo poco que se tuvo en cuenta la abundante bibliografía argentino-chilena que existe sobre el particular.

Tampoco queremos dejar pasar por alto una expresión que utiliza en la introducción donde dicho autor hace una muy poco afortunada expresión al señalar que el conocimiento geológico de los Andes de la actualidad es comparable con el que se tenía de Europa o Norteamérica al final del siglo pasado. Esta afirmación no sólo es falsa sino que hasta podríamos calificarla de superficial. Sin lugar a dudas que, no habiendo

mala intención de por medio, nos pone de manifiesto las falencias informativas que tuvo dicho autor para concretar su síntesis. No haber podido aprehender la extensa literatura geológica que se escribe anualmente en español no es un cargo de mayor importancia. Sabemos que las publicaciones latinoamericanas son altamente demostrativas de una comunidad sumamente activa, interesada en los problemas regionales y que no debe ser dejada de lado. Bien sabemos que la etapa de los Stelzner, Bodenbender o Steinman ya han pasado y que hoy son los geólogos latinoamericanos quienes están dando las pautas que rigen la interpretación geológico-regional. La participación de geólogos extranjeros, como el Dr. Zeil, es bienvenida aunque no deba dejar de reconocerse que ella sólo será supletoria ubicada en temas específicos y subordinados.

DR. FLORENCIO G. ACEÑOLAZA

Paleoreconstruction of the Continents. Editores: M. W. McElhinny y D. A. Valencio. Geodynamic Series, Vol. 2. American Geophysical Union (Washington) y Geological Society of America (Boulder, Colorado), U.S.A., 1981.

Este volumen corresponde al Informe Final del Grupo de Trabajo 10, Global Syntheses and Paleoreconstruction, del International Geodynamics Program auspiciado por la Inter-Union Commission on Geodynamics. El Grupo de Trabajo 10 fue presidido por el Ing. Daniel A. Valencio y su actividad se desarrolló durante la totalidad de la década del 70. Los artículos que lo integran representan por lo tanto una síntesis de los avances en el conocimiento de la distribución de continentes y océanos a lo largo del tiempo geológico, así como otras evidencias que permiten la reconstrucción de la configuración de la superficie de la Tierra, alcanzados durante la década en que estuvo en vigencia este programa. Asimismo se plantean y analizan los problemas que aún quedan por resolver, como el alcance en el tiempo de los procesos geodinámicos postulados por la teoría de tectónica de placas y la forma de la superficie terrestre durante el Precámbrico.

Los editores han reunido un total de 18 artículos, redactados por especialistas en cada tema, que tratan sobre la distribución de las placas en el Paleozoico, movimientos

horizontales de la litósfera, movimientos de las placas asociados a terremotos, vulcanismo, gradientes geotérmicos y la morfología del suelo oceánico y cinturones orogénicos. También se analizan los aportes que brindan la paleontología, paleoclimatología y estudios paleogeográficos al conocimiento de los desplazamientos de bloques continentales, especialmente aquellos que tuvieron lugar antes del Mesozoico.

En resumen, se trata de una obra que plantea el estado actual del conocimiento en cuanto a la pasada configuración de la superficie terrestre la que será, sin duda, de gran utilidad a todos los estudiosos de las ciencias de la tierra.

LIC. JOSÉ MENDÍA

Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, Volume I. Edited by Jorge Rabassa. 168 páginas, 38 fotos e ilustraciones, 1983.

Ha aparecido el primer volumen de esta publicación científica de carácter anual relacionada con problemas del Cuaternario de Sudamérica, y con un fuerte énfasis en los enfoques paleoclimáticos y paleoambientales. El conocimiento de esta época geológica en Sudamérica había permanecido restringido a investigaciones aisladas llevadas a cabo por investigadores locales y unos pocos científicos y exploradores europeos y norteamericanos. El objetivo de esta publicación es contribuir hacia una mejor correlación de los eventos ambientales de Sudamérica y sus episodios endógenos, con sus equivalentes en otras partes del mundo. El continente sudamericano se extiende a lo largo de 7700 km de climas y ecosistemas altamente variados. La existencia de fascinantes fauna y flora fósiles y aún vivientes; ecosistemas y paisajes únicos: neotectónica; vulcanismo; distribución de desiertos y forestas húmedos; la existencia de rasgos glaciales y terrazas marinos, tanto como glaciales tropicales y subantárticos, determinan en conjunto un contexto maravilloso. La información provista conduce a un claro entendimiento de los episodios climáticos, geológicos y ecológicos de los eventos cuaternarios de Sudamérica y la península antártica.

Contenido

Carl Czozon Caldenius and the Swedish work on Quaternary geology in Argentina.

(J. Lundqvist, Univ. Stockholm, Sweden); Quaternary palynology of Chile (C. J. Heusser, New York Univ., USA); Geology and palaeontology of Pleistocene sediments at Punta Hermengo area (Miramar, Province of Buenos Aires, Argentina): Some palaeoclimatic aspects (E. P. Tonni & F. Fidalgo, Univ. Nac. de la Plata, Argentina); Evidences of sea oscillations of the Late Quaternary in Río Grande do Sul, Brazil, provided by palynological studies (M. L. Lorscheitter, Univ. Fed. do Río Grande do Sul, Porto Alegre); Fluctuations of some glaciers in the Upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina (D. R. Cobos & J. A. Boninsegna, IANIGLA-CONICET, Mendoza); Pollen analysis of Gruta del Indio (H. L. D'Antoni, Univ. Nac., Mar del Plata, Argentina) (M. Quattrocchio, R. Schillizzi & A. Pietro, Univ. Nac. del Sur, Bahía

Blanca); Museo de La Plata Radiocarbon Measurements I (A. J. Figini, R. A. Huarte, G. J. Gómez, J. E. Carbonari & A. Zubiaga, Univ. Nac. de la Plata & Consejo Nac. Invest. Científicas y Técn., Argentina); The utility of a glacier inventory to developing countries such as Bolivia (E. Jordan, Hannover Techn. Univ., Germany); Radiocarbon chronology of a tephra layer in Río Trafal Vallery, Province of Neuquén, Argentina (E. A. Crivelli Montero & M. J. Silveira, Univ. Buenos Aires, Argentina); Las Buitreras Cave and the palaeoenvironments of the Río Gallegos valley, Province of Santa Cruz, Argentina (A. C. Sanguinetti de Bórmida & L. A. Borrero, Univ. Buenos Aires, Argentina).

A. A. Balkema Publishers. P.O. Box 1675, 3000 BR Rotterdam, Holanda.

DR. VÍCTOR A. RAMOS

27° CONGRESO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA

Moscú, 4 al 14 de Agosto de 1984

Información general:

Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1° Piso, Buenos Aires

Información para viajeros:

Turismo Mundial, Sarmiento 557, Buenos Aires

Información cultural:

S.A.R.C.U., Rivadavia 4266, Buenos Aires

SIMPOSIO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA Y CONSTRUCCIONES SUBTERRANEAS

El simposio, celebrado en Lisboa, durante los días 12 a 15 de setiembre de 1983, contó con el patrocinio de la International Association of Engineering Geology y fue organizado por la Sociedad Portuguesa de Geotécnica y el Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil.

Las sesiones se llevaron a cabo en las dependencias del Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil, el cual cuenta con amplias salas para reuniones y un Auditorio que resultó sumamente adecuado al fin previsto.

Presidió tan importante evento internacional el Profesor Dr. Ricardo Oliveira, el que mereció el más cálido elogio por la organización del simposio, habiendo dado pruebas de un inusitado despliegue personal durante los días de la celebración del mismo, así como durante las excursiones de trabajo realizadas.

Se desarrollaron durante el Simposio tres temas, habiéndose presentado alrededor de sesenta trabajos.

El primer tema "Estudios de geología aplicada a la ingeniería para túneles y otras estructuras subterráneas" (Reconocimiento - Métodos de prospección y ensayos - Métodos para el estudio de estructuras subterráneas en suelos y macizos rocosos - Descripción de algunos casos particulares), tuvo por relatores generales a G. Giudicini y C. Nieble, de Brasil y contó como panelistas con A. García Yagué, de España y a I. A. Parabutchev, de la U.R.S.S. Fueron presentados unos treinta trabajos habiéndose expuesto sólo dieciséis.

El segundo tema: "Sistemas de clasificación - Proyectos de estructuras subterráneas basados en los mismos" (Introducción de nuevos sistemas de clasificación y discusión de los sistemas de clasificación existentes), tuvo por Relator General al Dr. W. R. Dearman, de Gran Bretaña y como panelistas a Z. T. Bieniaski y a N. Barton de los EE.UU., habiéndose presentado ocho trabajos y expuesto sólo seis.

Finalmente el tema tercero versó sobre: "El aporte de la geología ingenieril para el dimensionamiento de las estructuras subterráneas y la elección de los métodos de

construcción". Su implicancia durante la construcción, Elaboración de documentos contractuales y seguros". Este tema tuvo como Relator General al Dr. C. O. Morfeldt y como panelistas a O. Egger, de Suiza y a A. Millies Lacroix, de Francia. Se analizaron dieciocho trabajos correspondientes a este tema y se expusieron sólo doce.

La totalidad de los trabajos publicados completan el primer tomo, mientras que el segundo compila los informes de los Relatores Generales y de los panelistas de los tres temas considerados. Finalmente un tercer tomo compendiará las discusiones de los trabajos y las consultas y a la vez incluirá algunos trabajos presentados ulteriormente.

El autor de la presente nota presidió una de las sesiones técnicas correspondientes al Tema I actuando como vicepresidente el Ing. A. F. Silveira, de Portugal.

Merece señalarse que la República Argentina en este Simposio estuvo representada por cuatro delegados asistentes; uno de los cuales presentó un trabajo en colaboración en las sesiones del Tema III.

Con antelación al Simposio se reunió el Consejo de la International Association of Engineering Geology, habiendo concurrido el suscripto en su calidad de Vicepresidente por el área de América del Sur y de Presidente del futuro Quinto Congreso Internacional de Geología Aplicada a la Ingeniería. Durante la reunión fue presentado por el Secretario del Comité Ejecutivo del Quinto Congreso, Lic. Carlos A. Di Salvo, el temario propuesto y el cronograma previsto para el mismo, el cual se realizará en Buenos Aires entre los días 20 y 25 de octubre de 1986.

El temario fue sometido a debate y aprobado por el Consejo, estipulándose la realización simultánea de dos Coloquios.

Finalizado el Simposio se realizaron dos excursiones técnicas de tres días, una cubriendo el área situada al Norte de Lisboa y otra el sector Sur de Portugal.

En ambas excursiones se alternaron visitas técnicas a diversas obras hidráulicas realizadas, o en curso de ejecución e incluso

en proyecto con la de valiosos monumentos arquitectónicos, algunos de estilo gótico manuelino de señalada antigüedad como la Catedral de Bathalla y el Hotel de Buçao; así como lugares y villas históricas de cálido sabor medieval como Obidós, o bien ruinas romanas tales como las de Conimbriga.

Entre las obras visitadas merecen destacarse las Presas de Aguieira y Raiva, sobre el río Mondego y la de Fronhas, sobre el río Alba.

Cabe señalar que el Simposio tuvo un lucido brillo, tanto por los temas planteados, la importancia de los trabajos presentados, como por la atención recibida durante todas las jornadas, mereciendo el elogio más encomiable los integrantes del Comité de Organización, tan magníficamente representados por su Presidente el Profesor D. Ricardo Oliveira.

DR. HORACIO VÍCTOR RIMOLDI

SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE "VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL CUATERNARIO TARDIO Y EVOLUCION COSTERA" Y REUNION DE CAMPO "PLANICIE COSTERA BONAERENSE-COSTA NORDPATAGONICA"

Se realizará del 30 de setiembre al 6 de octubre de 1984 en Mar del Plata un Simposio Internacional sobre "Variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario tardío y evolución costera", auspiciado por el Proyecto 200 del Programa Internacional de Correlación Geológica (IGGP), la Comisión de Línea de Costa de INQUA (Subcomisión americana) y el grupo de trabajo argentino del Proyecto 200.

Los tópicos principales del Simposio son:

1. Variaciones del nivel del mar del Cuaternario tardío: métodos y resultados.
2. Tendencias modernas del nivel del mar y desarrollo costero.
3. Evidencias históricas y arqueológicas de variaciones de la línea de costa.
4. Aspectos aplicados de la investigación costera.

Los días 4 y 5 se realizarán excursiones a la laguna Mar Chiquita y costa sur de Mar del Plata.

Durante el Simposio tendrá lugar la reunión anual del Proyecto 200 del IGGP: "Correlaciones del nivel del mar y sus aplicaciones". Este proyecto constituye la reformulación del antiguo Proyecto 61: "Variaciones del nivel del mar durante el último hemicycleo de glacial", donde se han agregado los aspectos aplicados al problema del au-

mento mundial del nivel del mar. Se aceptarán trabajos en castellano, inglés, francés y portugués.

Al finalizar el simposio internacional, se realizará del 7 al 12 de octubre una Reunión de Campo "Planicie costera bonaerense-Costa Nordpatagónica", auspiciada por la Comisión de Línea de Costa de INQUA (Subcomisión de las Américas). El itinerario de esta reunión será: Mar del Plata-Bahía Blanca (Planicie costera pampeana, depósitos loessicos; geología y dinámica costera), BB-Viedma (Marismas costeras; formas y depósitos marinos cuaternarios), Viedma-San Antonio Oeste (Terrazas fluviales del Río Negro; pedimentos y depósitos de grava; Puerto de San Antonio Este, depósitos marinos pleistocénicos y holocénicos), Bahía de San Antonio (Planicies de marea y marismas; bancos intertidales; pedimentos y bajos), SAO-BB (por Río Colorado) (Plateau patagónico; valles de los ríos Negro y Colorado; depósitos cólicos holocénicos) y BB-Mar del Plata.

Para más información —tanto del Simposio como de la Reunión de Campo— dirigirse a:

DR. ENRIQUE J. SCHNACK
Centro de Geología de Costas
Casilla 722, Correo Central
7600 — Mar del Plata

PRIMERAS JORNADAS NACIONALES DE ESTUDIANTES DE GEOLOGIA

En la ciudad de San Juan, entre los días 6 y 9 de octubre de 1983 se realizaron las Primeras Jornadas Nacionales de Estudiantes de Geología, organizadas por un grupo de alumnos de la Universidad Nacional de San Juan.

Nos reunimos estudiantes de Geología de todo el país, participando delegaciones de San Luis, Catamarca, Córdoba, Río IV, Tucumán, Santa Rosa (La Pampa), Buenos Aires, La Plata y Bahía Blanca y también participó una delegación de Montevideo (Uruguay).

El objeto de estas primeras jornadas fue formar un órgano que nos representara y discutir temas de nuestro interés, que fueron propuestos por las diferentes delegaciones, a saber:

1. — Fomento del desarrollo y conocimiento de las ciencias geológicas, llevando y promoviendo al alcance de la comunidad y a los estudiantes secundarios el conocimiento de la geología.

2. — Intercambio de información entre las distintas facultades, entre los docentes, con las empresas, formando centros de acopio de datos, registrando trabajos de investi-

gación, de tesis, publicaciones, congresos, simposios, cursos, etc.

3. — Registro de empresas, reparticiones o instituciones que posibiliten y faciliten trabajos de licenciatura y doctorado, prácticas de campo y de laboratorio, cursos de especialización, becas, etc.

4. — Planes de estudio y dictado de la carrera, llegando a la conclusión que se hace necesario la unificación del ciclo básico y establecer un número mínimo de materias para el ciclo superior.

5. — Consejo permanente de estudiantes de geología y futuras jornadas de estudiantes de geología: se formó un consejo provisorio que pasará a ser permanente luego de la aprobación del estatuto, con un delegado en cada facultad y la comisión directiva en el lugar sede de las próximas jornadas.

Con respecto a las jornadas, serán anuales y las próximas serán latinoamericanas a celebrarse en San Luis en setiembre de 1984.

MARÍA ELENA PALACIOS

Delegada ante el Consejo Provisorio C.E.G. - Universidad del Sur.

**FIFTH INTERNATIONAL CONGRESS OF INTERNATIONAL
ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGISTS
BUENOS AIRES, 20 AL 25 DE OCTUBRE DE 1986**

**Organizado por: Asociación Argentina de
Geología Aplicada a la Ingeniería
(ASAGAI)**

TEMARIO

1. Investigaciones geológico ingenieriles de macizos rocosos para obras civiles y explotaciones mineras.
 - Prospección geológica y geofísica de macizos. Correlación de resultados.
 - Clasificaciones geomecánicas. Aplicaciones prácticas.
 - Excavaciones superficiales y subterráneas de grandes dimensiones. Problemas de tensiones.
 - Técnicas de ensayo y exploración para equipos tuneleros.
 - Auscultación de macizos rocosos, nuevas técnicas y resultados.
 2. Problemas de Geología Ingenieril relativos a fundaciones y excavaciones en rocas débiles.
 - Prospección geológica y geofísica de rocas débiles. Características y clasificación.
 - Fundaciones, drenaje o impermeabilización de rocas débiles.
 - Excavaciones subterráneas.
 - Comportamiento de zonas estructurales de debilidad y su tratamiento.
 - Dinámica y Tectónica.
 3. Aspectos de Geología Ingenieril relativos a fundaciones en suelos.
 - Suelos colapsibles y expansivos.
 - Suelos lateríticos y residuales.
 - Licuación de suelos y problemas dinámicos.
 - Estabilización de suelos.
 4. Problemas de Geología Ingenieril relacionados con Aprovechamientos hidráulicos e hidroeléctricos.
 - Condicionantes geomorfológicas, geológicas y estructurales en la implantación de obras.
 - Deslizamientos y estanqueidad en cuencas de embalse artificiales.
 - Metodologías de estudio en problemas sismotectónicos.
 - Presas de embalse en valles de llanura. Control de inundaciones.
 - Materiales de construcción: suelos y rocas.
 5. La Geología Ingenieril en el desarrollo de obras viales, ferroviarias, costeras y estructuras "off shore".
 - Prospección geológica y geofísica en la selección de trazados.
 - Fundaciones de viaductos, terraplenes puentes, puentes y estabilidad y socavación de terraplenes.
 - Erosión y sedimentación en obras portuarias. Dragado y refulado.
 - Materiales de construcción: suelos y rocas.
 6. Aspectos de Geología Ingenieril en la planificación ambiental y en áreas urbanas.
 - Elaboración de cartas geotécnicas.
 - Banco de datos de sondeos y ensayos.
 - Excavaciones y canalizaciones en medios urbanos.
 - Obras subterráneas.
 - Problemas derivados de la explotación intensiva de acuíferos.
- Coloquio A: La Geología Ingenieril en los Aprovechamientos de Ingeniería Geotérmica.
- Coloquio B: La Geología Ingenieril en relación con las obras conexas de deshechos nucleares.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Las tareas desarrolladas en la C. D. a lo largo de este período, se han visto encaminadas hacia el fortalecimiento económico, intelectual y cultural de la Institución; se ha consolidado la presencia de la Asociación en el ámbito propio, tanto a nivel nacional como internacional, apoyando jornadas y conferencias y organizando variados cursos, y se han tendido los mecanismos necesarios para la difusión de la geología en el nivel medio de la enseñanza.

Asimismo fue preocupación de esta Comisión Directiva el incremento de manera sustancial del número de nuevos miembros Benefactores, Protectores y Adherentes o Activos.

A continuación, y para información del asociado, se reseñan sintéticamente algunas de esas actividades.

Conferencias

En relación al día del geólogo, se organizaron una serie de conferencias en el Salón Gral. Belgrano de YPF. En la ocasión el Doctor Roberto Caminos expuso sobre "Evolución del conocimiento de la geología argentina durante los últimos cuatro lustros". Por su parte otro ex presidente de esta Asociación, el Doctor Horacio H. Camacho disertó sobre los "Avances en el campo de la bioestratigrafía argentina en el último cuarto de siglo". No menos interesante fueron los trabajos de los Doctores Enrique Mainardi y Jorge Cuomo que versaron sobre "El desarrollo de la exploración de hidrocarburos en la República Argentina" y "La geología aplicada a la economía minera: su historia y su futuro" respectivamente. Asimismo bajo el título de "Ciclo de conferencias y debate. Política minera, petrolera y energética. Opinan los partidos", el Consejo Superior Profesional de Geología, con el auspicio de esta Asociación, organizó varias jornadas en las cuales fueron invitados a disertar diversos representantes de los partidos políticos a fin de conocer ampliamente los criterios de cada uno sobre el tema. Es así que disertaron el Doctor Conrado Storani (U.C.R., Mov. de Renov. y Cambio); el Ingeniero Herminio Sbarra

(P.J.); el Doctor Antonio Tróccoli (U.C.R., Línea Nacional); el Ingeniero Pedro Gortari (M.I.D.) y el Ingeniero Horacio Zubiri (P.I.).

Cursos de actualización

Del 6 al 10 de junio de 1983, el Doctor Mario Mazzoni dictó el curso "Procesos y depósitos del vulcanismo fragmentario". El gran interés despertado por este curso de actualización se vio reflejado en el alto número de inscriptos en el mismo. Asimismo, en los meses de Agosto y Octubre del mismo año se dictó el curso "Temas de Geología" dirigido a profesores de geografía del nivel medio de enseñanza. Una prueba de la gran aceptación recibida fue la necesidad de realizar en forma inmediata otro curso similar. Los cursos estuvieron bajo la dirección del Dr. Norberto Malumián y fueron dictados por los doctores Alberto Lago, Héctor H. García, Emilio F. González Díaz y Víctor A. Ramos.

Presencia de la Asociación en Reuniones Científicas

Siguiendo con la política iniciada en gestiones anteriores, esta Asociación se hizo presente en el Primer Congreso Provincial de Geotecnología realizado en la ciudad de Córdoba entre el 6 y el 8 de Mayo. Nuestra presencia fue bien acogida como queda demostrada por el gran número de colegas y estudiantes que se acercaron a nuestros paneles exhibidores a fin de adquirir publicaciones y concretar su incorporación a la Asociación.

Apoyo a la organización de congresos

La institución continuó —y continúa en la actualidad— con un decidido apoyo a la realización del IX Congreso Geológico Argentino a desarrollarse entre el 5 y el 9 de Noviembre del corriente año en la ciudad de San Carlos de Bariloche. Asimismo, auspició la realización del II Congreso Nacional de Geología Económica realizado entre el 6 y el 9 de Octubre de 1983 en la ciudad de San Juan.

Homenajes

Con la presencia de su Secretario y del delegado de la provincia de Mendoza, la Asociación Geológica Argentina rindió homenaje al Doctor Luis Putalivo frente al refugio que lleva su nombre, en la cordillera de los Andes al cumplirse el 30º aniversario de su trágica desaparición mientras desarrollaba tareas profesionales. Asimismo nuestro Presidente participó del homenaje que, en ocasión del Congreso Provincial de Geotecnología, se rindió a los desaparecidos miembros de la Academia Nacional de Ciencias, en la Plazoleta de los Geólogos, en el yacimiento "Los Gigantes" en la Sierra Grande.

La Asociación hizo entrega de medallas recordatorias a seis destacados profesionales en virtud del reconocimiento de la grande y amplia tarea que vienen desarrollando en beneficio de nuestra institución. En la ocasión fueron galardonados el Doctor Víctor Ramos, el Ingeniero Daniel Valencio, el Doctor Carlos Urien, el Licenciado Jorge Vázquez, el Doctor Albert Carozzi y el Licenciado Juan Ploszkiewicz.

Relación con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas

Los contactos iniciados durante la gestión anterior fueron intensificados manteniendo nuevas entrevistas con el Secretario General de IUGS, Doctor Christian Weber y con el Vice Presidente para Sud América, Profesor F. F. de Almeida. Las reuniones permitieron concretar la realización de un curso de especialización a cargo de expertos de nivel internacional. De manera semejante se estrecharon las relaciones con el editor del órgano de la Unión, la revista EPISODES.

Publicaciones

Dentro del espectro de las Publicaciones Especiales se editó el Tomo II del Catálogo de Trabajos Publicados y Catálogo de edades radiométricas (Serie B, Didáctica y Complementaria) nº 9 y 10 respectivamente. Por su parte fue puesta en venta el nº 11 de la misma Serie, "Modelos Depositionales Carbonáticos" del Doctor Albert Carozzi.

Distribución de la Revista

La distribución de la revista y de las publicaciones especiales se realizan diligente-

mente a través de nuestros delegados y medios postales. Por su parte, la firma Fernando García Cambeiro, de Cochabamba 244 (1050), Buenos Aires, se encarga de la distribución de la revista en el extranjero y de la venta a los asociados. La publicación en algunos boletines extranjeros de la nómina disponible de nuestras ediciones y el eco recibido es un indicio de que la campaña iniciada para la difusión del quehacer geológico argentino en el exterior está dando sus frutos.

Encuesta sobre actividad profesional

Conjuntamente con la Asociación Paleontológica Argentina, se realizó una encuesta destinada a difundir la actividad profesional de los geólogos y paleontólogos de nuestro país. La cantidad de respuestas recibidas permite suponer que la iniciativa tuvo una buena recepción en la comunidad. Así y todo, seguimos insistiendo a que nos hagan llegar los temas de trabajos y las direcciones de aquellos investigadores que por una u otra causa no hayan respondido a nuestro primer llamado, a fin de poder completar en forma eficaz un fichero destinado a consulta. La Asociación está estudiando la creación de nuevos servicios para sus asociados por lo que esta información resultaría de gran utilidad para la comunidad geológica toda.

Movimiento societario

Ingresaron 194 socios activos y 231 adherentes. Por su parte, se registraron 80 bajas así diferenciadas: 55 socios activos, 21 adherentes y 4 activos por fallecimiento. Cabe remarcar que los 55 socios activos y 20 adherentes fueron dados de baja por mora (Art. 11 inc. b del Estatuto de la Asociación). Es importante tomar conciencia de que el principal activo de la Institución son los socios y que sin ellos se desvirtúa el fondo de la Asociación. Son los socios quienes aportan los conocimientos que dan vida a la Asociación y, por ende, quienes conforman la columna vertebral de Nuestra Institución.

Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica

A partir del mes de Setiembre ha reiniciado sus actividades bajo la Presidencia del Doctor E. Rolleri. El objetivo prioritario es

el de presentar un nuevo Código Estratigráfico, tarea que se está llevando a cabo en la actualidad.

Proyectos

En colaboración con el Consejo Superior Profesional de Geología se está estudiando la posibilidad de incluir dentro del ámbito del IX Congreso Argentino una serie de debates sobre la educación y enseñanza de la Geología en los niveles medio y superior. Por otra parte se estima probable la creación de subcomisiones a fin de agilizar el movimiento interno y externo de la Asociación por lo que la ayuda de los asociados será de inestimable valor.

Nuevos Miembros Honorarios

El día 1° de setiembre de 1983, en el acto de homenaje al Dr. Tomás Suero recordaron su figura los doctores Edgardo Rolleri y Pedro Criado Roque al cumplirse el vigésimo aniversario de su desaparición.

En la oportunidad fueron entregados los diplomas que los acreditan como nuevos Miembros Honorarios de la Asociación Geológica Argentina a los doctores Roberto L. Caminos, Pedro Criado Roque, Enrique Linares, Rosendo Pascual, Juvenal Zambrano y al ingeniero Daniel A. Valencio. La designación de estos destacados colegas contó con el beneplácito unánime de los socios presentes.

FE DE ERRATAS

J. KOSTADINOFF, tomo XXXVIII (2): 280-282, 1983:

Donde dice (pág. 280):

“El trabajo de Yrigoyen (1975) sugiere en el borde austral de la cuenca del Salado un escalonamiento de fallas más ancho que en el borde austral de la cuenca del Salado un escalonamiento de fallas más ancho que en el borde N de la cuenca.”

Debe decir:

“El trabajo de Yrigoyen (1975) sugiere, en el borde austral de la cuenca del Salado un escalonamiento de fallas más ancho que en el borde norte.”

En página 280:

Debajo del diagrama superior debe incluirse el epígrafe:

Perfil AA'. Residual magnético entre Santa Clara del Mar y Arroyo Grande.

Debajo del diagrama inferior debe incluirse el epígrafe:

Perfil BB'. Residual magnético entre Ruta 11 y el meridiano 57° 11'.

En página 281:

Debajo del mapa debe llevar el epígrafe:

Figura 1. — Mapa de ubicación.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645 - Piso 1º - 1006 Buenos Aires - Argentina

COMISION DIRECTIVA

(1981 - 1983)

Presidente DR. GUALTER A. CHEBLI
Vicepresidente ... DR. CARLOS A. CINGOLANI
Secretario DR. MIGUEL J. HALLER
Tesorero LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI
Vocales LIC. JUAN V. PLOZKIEWICZ
LIC. EDUARDO ESPISUA
DR. JORGE CANGINI
Vocales suplentes .DRA. MILKA K. DE BRODTKORB
DR. LUIS SPALLETTI
DR. EDUARDO OLIVERO

COMISION DIRECTIVA

(1983 - 1985)

PresidenteDR. FRANCISCO E. NULLO
Vicepresidente ...DR. CARLOS A. CINGOLANI
SecretarioLIC. EDUARDO ESPISUA
Tesorero LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI
VocalesLIC. ROBERTO PAGE
LIC. GABRIEL PANDO
DR. MARIO MAZZONI
Vocales suplentes .LIC. RAÚL DE BARRIO
LIC. MARCOS MOZETIC
LIC. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO NULLO
Coordinadores: LIC. JUAN V. PLOZKIEWICZ
LIC. GRACIELA MARÍN

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. VÍCTOR A. RAMOS
Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN
LIC. JULIO LAGE

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI
DR. HORACIO CAMACHO
DR. ROBERTO CAMINOS
DR. GUALTER A. CHEBLI
DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ
DR. CARLOS GORDILLO
DR. ENRIQUE LINARES
DR. NORBERTO MALUMIÁN
DR. FRANCISCO E. NULLO
DR. MARIO TERUGGI
DR. MARCELO YRIGOYEN

Miembros Honorarios

DR. PABLO GROEBER †
DR. JUAN KEIDEL †
DR. JOAQUÍN FRENGUELLI †
DR. FRANCO PASTORE †
DR. ANGEL V. BORRELLO †
DRA. EDELMIRA MÓRTOLA †
DR. ARMANDO F. LEANZA †
DR. HORACIO J. HARRINGTON †
DR. JORGE POLANSKI †
DR. CARLOS STORNI †
DR. RICHARD FOSTER FLINT †
DR. OSVALDO BRACACCINI †
DR. PERCY QUENSEL †
DR. JUAN C. M. TURNER †
DR. RAÚL N. DESSANTI †
DR. CARLOS GORDILLO
DR. ALBERTO MINGRAMM
DR. BERNABÉ J. QUARTINO
DR. EDGARDO ROLLERI
DR. PEDRO STIPANICIC
DR. MARCELO YRIGOYEN
DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
ING. VICTORIO ANGELELLI
DR. HORACIO CAMACHO
DRA. PIERINA PASOTTI
DR. EMILIANO APARICIO
DR. ENRIQUE DE ALBA
DR. MARIO E. TERUGGI
DR. ROBERTO L. CAMINOS
DR. PEDRO CRIADO ROQUE
DR. ENRIQUE LINARES
DR. ROSENDO PASCUAL
ING. DANIEL A. VALENCIO
DR. JEAN CLAUDE VICENTE
DR. JUVENAL J. ZAMBRANO

Miembros Correspondientes

DR. ARNOLDO HEIM †
DR. LUCIANO JACQUES DE MORAES †
DR. ABEL HERRERO DUCLOUX †
ING. JORGE MUÑOZ CRISTI †
DR. ENRIQUE GERTH †
DR. GUILLERMO ZULOAGA
ING. HÉCTOR FLORES WILLIAMS
ING. CARLOS RUIZ FULLER
DR. RODOLFO MÉNDEZ ALZOLA
DR. UMBERTO CORDANI
DR. JAN CLAUDE VICENTE
DR. IAN DALZIEL

Miembros Benefactores

COMISIÓN NACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA
CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS
COMISIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES
SUBSECRETARÍA DE ESTADO DE MINERÍA
YACIMIENTOS PETROLÍFEROS FISCALES
QUITRAL-Co S.A.I.C.
Cía. TOTAL AUSTRAL
SHELL HYDROCARBONS S. V.

Miembros Protectores

ARGENTINA CITIES SERVICE EXPLORATION, INC.
BOROQUÍMICA S.A.M.I.C.A.F.
BRIDAS S.A.P.I.C.
COMPAÑÍA DE INVESTIGACIONES GEOFÍSICAS
(PROC. SCHLUMBERGER) S. A.
COMPAÑÍA NAVIERA PÉREZ COMPANC S.A.C.F.I.
MINERA FORESTAL AGROPECUARIA
DRESSER ATLAS ARGENTINA S.A.M.P.I.C.
DIRECCIÓN GENERAL DE FABRICACIONES MILITARES
ESSO S. A. PETROLERA ARGENTINA
HIERRO PATAGÓNICO DE SIERRA GRANDE S. A. MIN.
OCCIDENTAL DE ARGENTINA, INC.
PLUSPETROL S. A.
SOC. MINERA PIRQUITAS PICCETTI & Cía. S. A.
TECHINT S.A.C.I.
TIPSA TÉCNICA IND. Y COM. PETROLERA S.C.A.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XXXVIII

BERGMANN, FEDERICO A. J., Incidencia de la facies metamórfica en la versatilidad carbo-química del mineral de Río Turbio (provincia de Santa Cruz)	201
BERGMANN, FEDERICO A. J., Influencia de la estructura mineral en el poder coquizante de los carbones	421
BOND, MARIANO Y MARÍA G. VUCETICH, <i>Indalecia grandensis</i> Gen. et sp. Nov. del Eoceno temprano del noroeste argentino, tipo de una nueva Subfamilia de los Adianthidae (Mammalia, Litopterna)	107
BONORINO, A. G. Y G. T. ALVAREZ, Comportamiento y caracterización hidráulica del acuífero superficial, en la colonia San Adolfo, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires	175
BUSCHIAZZO, DANIEL E. Y NORMAN PEINEMANN, Suelos sódicos de las Sierras Australes	101
BUSTEROS, ALICIA G. Y OMAR R. LAPIDO, Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz	427
CUERDA, ALFREDO Y GUILLERMO FURQUE, Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II - Quebrada La Dehesa	381
CUERDA, ALFREDO, RICARDO VARELA Y ADRIÁN M. IÑIGUEZ, Secuencia salífera en el Terciario de Nikizanga, sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan	412
DANGAVS, NAURIS V., Geología del complejo lagunar Salado Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires	161
DRISTAS, JORGE A., Petrología de una metariorita en la sierra del Tigre, Tandilia	192
FIDALGO, FRANCISCO Y OMAR R. MARTÍNEZ, Algunas características morfológicas dentro del partido de La Plata (provincia de Buenos Aires)	263
GALLISKY, MIGUEL A., Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I. El Basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi	209
GALLISKY, MIGUEL A., Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. II. Geología de sus pegmatitas	340
GONZÁLEZ, OSVALDO E., Geología, alteración hidrotermal y edad del cerro Tebequicho,, departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca	49
JALFIN, GUILLERMO A. Y EDUARDO S. BELLOSI, Análisis estratigráfico de la Formación Bahía Choiseul, Pérmico de la isla Soledad, Islas Malvinas, Argentina ...	248
KERLENEVIC, SARA C., Análisis estadístico de la relación: tipo de suelo - densidad de la red de avenamiento en la provincia de Entre Ríos	307
KIELBOWICZ, ANA A., DIANA I. RONCHI Y NÉSTOR H. STACH, Foraminíferos y ostrá-codos valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia austral	313
KOSTADINOFF, JOSÉ, Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación este de Tandilia	3
LEVERATTO, MIGUEL A. Y HUMBERTO G. MARCHESI, Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique-arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires	235
LÓPEZ GAMUNDI, OSCAR R., Modelo de sedimentación glacialmarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan	60
MARCUZZI, JORGE J., Los vertisoles de la localidad de Saucelito, provincia de Salta	289
MASTTANDREA, OTTO, HÉCTOR LEANZA, CARLOS HUGO Y CARLOS OBLITAS, Fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario inferior), provincia del Chubut	185
MAZZONI, MARIO, Depósitos volcánoclasticos holocenos de fondos lacustres	84
POTHE DE BALDIS, ELBA D., BRUNO BALDIS Y JORGE CUOMO, Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental ...	73
QUATOCCHIO, MIRTA E. Y WOLFGANG VOLKHEIMER, Datos palinológicos de la Formación Picún Leufú (Jurásico inferior) en su localidad tipo, provincia del Neuquén. Parte I: especies marinas	34
RAMOS, VÍCTOR A. Y MIGUEL A. PALMA, Las lutitas pizarreñas fosilíferas del cerro Dedo y su evolución tectónica; lago La Plata, provincia del Chubut	148
RAPELA, CARLOS W., LUIS A. SPALLETTI Y JULIO C. MERODIO, Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera Nordpatagónica	469

ROSSI DE GARCÍA, ELSA, Insectos fósiles de la Formación Ventana (Eoceno), provincia del Neuquén	17
SALFITTY, JOSÉ A. Y SERGIO GORUSTOVICH, Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior)	437
SINTO, ANA M., MARÍA S. ALONSO Y GUILLERMO L. AMBROSINI, Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte III. Brazo Campanario, lago Nahuel Huapi	225
SORIA, MIGUEL F., Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza	299
SPALLETTI, LUIS A., Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut	454
TOSELLI, ALEJANDRO J. Y J. N. DE TOSELLI, Controles del metamorfismo y deformación en las parametamorfitas de las cumbres de San Javier	137
TOUBES SPINELLI, ROBERTO O., Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan	405
VALENCIO, DANIEL A. Y MARÍA J. ORGEIRA, La magnoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires: Parte II	24
WEILER, NILDA E., Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, provincia de Buenos Aires	392

Notas breves

ANTELO PÉREZ, BELARMINO, Formación Pescado (Río Iruya, Salta), su edad y correlación	118
BASTIAS, HUGO, JUAN A. BARALDO Y LUIS H. PINA, Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan	498
GORDILLO, CARLOS E., ENRIQUE LINARES Y CARLOS O. DAZIANO, Nuevo afloramiento de nefelina olivínica; estancia Guasta, sierra de Córdoba	485
KOSTADINOFF, JOSÉ, Anomalías magnéticas en el área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires	280
MALAGNINO, EDUARDO, EDUARDO OLIVERO, CARLOS A. RENALDI Y JUAN P. SPIKERMANN, Depósitos glaciares del Grupo de Islas James Ross, Antártida	120
PEZZUCHI, HUGO DANIEL Y AKIRA TAKIGANA, Geología del sector del cerro Cuche, provincia del Chubut	90
ROSSI DE GARCÍA, ELSA Y REGINA LEVY, El género <i>Neopycnodonte</i> Stenzel (Mollusca, Ostreina) en la República Argentina	283
SESSAREGO, H. L., La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación del Salto, río San Juan, provincia de San Juan	494

Resúmenes

DALLA SALDA, LUIS, The Precambrian geology of El Cristo, southern Tandilia region, Argentina	126
FIDALGO, FRANCISCO Y EDUARDO P. TONNI, The Holocene in Argentina, South America	126

Homenajes

DR. FEDERICO AHLFELD	127
----------------------------	-----

Nota Necrológica

LIC. OSVALDO DIEZ	286
GEÓL. NELI URIBE	128

COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS	135 y 498
----------------------------------	-----------

CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN	505
--------------------------------	-----

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letrógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 × 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

EL NUMERO 3-4 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 11 DE
MAYO DE 1984 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

El presente número ha sido financiado en parte con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos (agotado).

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976. E. Linares.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N° 10 CATALOGOS DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. IV. Años 1979-1980 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. III. Años 1977-1978. E. Linares.
- N° 11 MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS, Albert V. Carozzi.

Serie C - Reimpresiones

- N° 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70. P. Groeber.

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVIII - N^{os}. 3-4

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

Los vertisoles de la localidad de Saucelito, provincia de Salta JORGE J. MARCUZZI	289
Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza MIGUEL F. SORIA	299
Análisis estadístico de la relación: tipo de suelo - densidad de la red de avenamiento en la provincia de Entre Ríos SARA C. KERLLENEVIC	307
Foraminíferos y ostrácodos valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia austral ANA A. KIELBOWICZ, DIANA I. RONCHI Y NÉSTOR H. STACH	313
Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. II. Geología de sus pegmatitas MIGUEL ANGEL GALLISKI	340
Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II - Quebrada La Deheza ALFREDO CUERDA Y GUILLERMO FURQUE	381
Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, provincia de Buenos Aires NILDA E. WEILER	392
Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan ROBERTO O. TOUBES SPINELLI	405
Secuencia salifera en el Terciario de Nikizanga, sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan ALFREDO CUERDA, RICARDO VARELA Y ADRIÁN M. IÑIGUEZ	412
Influencia de la estructura mineral en el poder coquizante de los carbones FEDERICO A. J. BERGMANN	421
Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz ALICIA G. BUSTEROS Y OMAR R. LAPIDO	427
Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior) JOSÉ A. SALFITTY Y SERGIO GORUSTOVICH	437
Paleogeografía de la Formación Nirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut LUIS A. SPALLETTI	454
Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera Nordpatagónica CARLOS W. RAPELA, LUIS A. SPALLETTI Y JULIO C. MERODIO	469
<i>Notas breves</i>	
Nuevo afloramiento de nefelina olivínica: estancia Guasta, sierra de Córdoba CARLOS E. GORJILLO, ENRIQUE LINARES Y CARLOS O. DAZIANO	485
Geología del sector del cerro Cucho, provincia del Chubut HUGO DANIEL PEZZUCHI Y AKIRA TAKIGAWA	490
La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación del Salto, Río San Juan, provincia de San Juan H. L. SESSAREGO	494
Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan HUGO BASTIAS, JUAN A. BARALDO Y LUIS H. PINA	498
<i>Comentarios bibliográficos</i>	498
<i>Simposios</i>	501

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.