

# ESTUDIO COMPOSICIONAL DE PSEFITAS ACTUALES DE LA ARGENTINA Y SU SIGNIFICADO TECTONICO

LUIS SPALLETI, ADRIANA BLASI Y SERGIO MATHEOS

## Resumen

Se estudia la composición petrográfica de gravas fluviales, glaciales, lacustres y marinas costeras de la Argentina, con el objeto de evaluar la influencia del estilo tectónico de las áreas de aporte y de las cuencas de depositación.

Con el empleo de los diagramas ternarios, basados en la proporción de litoclastos plutónicos, volcánicos, sedimentarios y metamórficos, se ha podido determinar buen grado de correlación entre el carácter tectónico de las áreas de procedencia y la composición de las gravas. Las derivadas de orógenos reciclados son ricas en clastos sedimentarios y las procedentes de bloques continentales están constituidas principalmente por fragmentos plutónicos y metamórficos de alto grado. Las que fueron provistas por arcos magmáticos (Cordillera Patagónica) son tanto de composición plutónica-metamórfica como volcánica, dependiendo de la intensidad de la disección del arco en la zona de generación detrítica.

Las gravas de la Patagonia extraandina y de la costa atlántica, si bien han derivado de diversas áreas de aporte, son de composición vulcanítica como consecuencia del importante desarrollo de eventos volcánicos durante el Mesozoico y Cenozoico en toda la región.

Se efectúa además el análisis comparativo entre la composición y la posición de las psefitas en las cuencas deposicionales, estableciéndose diferencias en el tipo y proporción de constituyentes clásticos y el carácter proximal, intermedio y distal de los depósitos resultantes.

Se hace, por último, un examen crítico de la clasificación genético-composicional de psefitas, recomendándose la diferenciación de cinco tipos oligomicticos, de los que se destaca su vinculación con el tectonismo de las áreas de aporte.

## Abstract

Fluvial, glacial, lacustrine and marine (coastal) gravels from Argentina were examined petrographically in an attempt to evaluate the influence of the tectonic style of source areas and plate settings.

The obtained results are consistent with ternary patterns reported earlier for sands from magmatic arc, recycled orogen and continental block provenances. However, new ternary plots based on the proportions of plutonic, volcanic, sedimentary and metamorphic rock fragments are used to improve the definition of provenance fields.

There is a close correlation between composition and tectonic character of the source areas. Gravels derived from recycled orogens are rich in sedimentary fragments, while those from continental blocks are mainly plutonic and high-grade metamorphic. Gravels from magmatic arcs (Patagonian Cordillera) are either plutonic-metamorphic or volcanic, depending on the degree of dissection of the arc in the source area. The volcanic composition of gravels derived from varied tectonic source and deposited in the Patagonian Plateau and Atlantic Coast, are related to powerful Mesozoic and Cainozoic volcanic activity in Patagonia.

Proximal, intermediate and distal gravel deposits were recognized and discussed. The provenance and tectonic significance of several oligomictic gravel types (granglomerates, phylglomerates, volcglomerates, sedglomerates and quartzglomerates) were also considered in this contribution.

## Introducción

El presente trabajo tiene como finalidad analizar la composición de algunas psefitas

argentinas y evaluar su significado sedimentológico, particularmente en lo que hace a su relación con las características geotectónicas de las áreas de aporte de las cuencas deposicionales.

Tipo de depósito	Ubicación	Unidades madres de los detritos	Marco tectónico del área de aporte (seg. cuadro II)	Marco tectónico de la cuenca (seg. cuadro III)	Composición petrográfica porcentual de los clastos					N	
					P	Ma	Mb	V	C		S
Cenogimerados de Volcán	Cordillera Oriental	Grupo Mesón (Cámb.)	Órígeno reciclado	Intermontánea	-	-	1	-	95	4	3450
Río Sarmiento	Sistema de Famatina	F. Nunorco (Dev.), F. Negro Peinado (Ord.), vulcanitas paleozoicas	Bloque continental	Intracratónica	58	-	18	24	-	-	3000
Río San Antonio	Sierras Pampeanas de Córdoba	Compl. metamórfico y migmatítico. Granitos del Paleoz. inf. (Bato-lito de Achalal)	Bloque continental	Intracratónica	60	40	-	-	-	-	2000
Gravas Abra de la Ventana	Sierras Australes de Buenos Aires	Grupos Curamalal y Ventana (Paleoz. inf.)	Órígeno reciclado	Intracratónica	-	-	-	-	95	5	600
Río Barrancas	Cordillera Principal	Principalmente Basaltos Cenozoicos	Arco magmático disectado y órígeno reciclado	Retroarco	14	-	-	71	-	15	300
Río Colorado proximal	Cordillera Principal y Neuquén Extraandino	Basaltos cenozoicos, F. Aluminé (Trias.), F. Auca Pan (Terc.), F. Huechulafquen (Paleoz.?), principalmente	Arco magmático disectado y órígeno reciclado	Retroarco	14	-	-	77	-	9	400
Río Colorado medio	Idem anterior	Idem anterior	Arco magmático disectado y órígeno reciclado	Re.roarco	20	-	-	75	-	5	400
Rodados Patagónicos a) Proximales b) Intermedios c) Distales	Patagonia extraandina (entre ríos Negro y Colorado)	Principalmente unidades vulcanogénicas y plutónicas de Cordillera Patagónica y Neuquén Extraandino. Macizo Norpatagónico	Arco magmático disectado y bloque continental	Retroarco e intracratónica (tipo foreland)	3 17 -	- - -	- - -	96 82 99	- - -	1 1 1	3000
Lago Pellegrini	Patagonia extraandina	Basaltos cenozoicos, F. Aluminé (Trias.), F. Auca Pan (Terc.), F. Huechulafquen (Paleoz.?)	Arco magmático disectado y órígeno reciclado	Retroarco	2	-	-	96	-	2	1600
Isla Jabali	Litoral atlántico	Similar a Rodados Patagónicos	Arco magmático disectado, órígeno reciclado y bloque continental	Margen continental pasivo	1	-	-	96	-	3	---
Till pleistoceno entre 39° y 41° S	Piedemonte Cordillera Patagónica	Grupo Nahuel Huapi y basaltos (Terc.), F. CUSHAMEN (Paleoz.) y basaltos andinos (Cret. y Terc.)	Arco magmático disectado	Retroarco	26	12	-	62	-	-	---
Till Bariloche	Piedemonte Cordillera Patagónica	Idem anterior	Arco magmático disectado	Retroarco	8	3	-	70	-	19	118
Till Cerro San Lorenzo	Cordillera Patagónica austral	Complejo Monte San Lorenzo (Cret.-Terc.)	Arco magmático disectado	Retroarco	100	-	-	-	-	-	600
Río Oro	Cordillera Patagónica austral	Complejo Monte San Lorenzo, F. Río Lácteo (Paleoz.), G. Quemado (Jur.), Vulc. San Lorenzo (Cret.)	Arco magmático disectado	Retroarco	54	-	35	6	3	1	2400
Costa Lago Pueyrredón	Cordillera Patagónica austral	Idem anterior	Arco magmático disectado	Retroarco	35	-	54	8	2	1	800
Río de piedra Andersson	Islas Malvinas (Isla Soledad)	F. Puerto Stanley	Órígeno reciclado	Intracratónica	-	-	-	-	95	5	430

Referencias: P: clastos plutónicos; Ma: clastos metamórficos de alto rango; Mb: clastos metamórficos de bajo rango; V: clastos volcánicos y piroclásticos; C: clastos de cuarcitas; S: clastos de sedimentitas (excepto cuarcitas); N: Número total de determinaciones.

### Cuadro I: Caracteres generales de las gravas estudiadas.

Durante los últimos años se ha dado creciente importancia a la composición de las rocas clásticas. La mayoría de los trabajos se han concentrado al campo de las psamitas (Cf. Walton, 1977; Suttner y Basu, 1981) con énfasis entre la composición de los granos y la tectónica global (Graham et al., 1976; Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Suczek, 1979; Mack, 1982; Mack et al., 1983; Potter, 1985).

En este contexto, nuestra intención ha sido la de estudiar los caracteres de rocas psefíticas recientes o actuales y ponderar el significado geotectónico de su composición clástica. Al respecto, se ha asumido

que si bien no poseen tan amplia dispersión como las psamitas, son en muchos casos -por su mayor granulometría- más seguros y fáciles indicadores de la procedencia detrítica. Asimismo, la escasez de estudios referidos a los materiales psefíticos determina en algunas oportunidades una baja representatividad estadística; no obstante, la facilidad del reconocimiento megascópico de la composición a través de la identificación de los diferentes tipos de litoclastos, abre perspectivas muy favorables. Por otra parte, las epiclastitas gruesas están limitadas a agentes de transporte y deposición de alta energía, por lo que son más resistentes a las mezclas de aportes debidos a distintos procesos de movilización clásti-

ca. Finalmente, debe aceptarse que sus componentes mecánicos permanecen prácticamente sin cambios durante los procesos diagenéticos, por lo que el valor de la composición de las psefitas como indicador geológico en sucesiones antiguas tiene que ser debidamente ponderado.

#### Composición de las gravas estudiadas y su procedencia

En la Argentina son escasos los estudios sedimentológicos sistemáticos sobre gravas recientes y actuales. Con todo, se dispone de algunos ejemplos útiles para ilustrar las características composicionales en relación con las cuencas deposicionales y las áreas de aporte.

En el cuadro I pueden observarse los principales atributos de gravas pertenecientes a diversos ambientes sedimentarios. Se incluyen en él el till del Cerro San Lorenzo así como las gravas del río Oro y lago Pueyrredón (Spalletti, 1976), dos tills de la región de Bariloche (Rabassa y Aliotta, 1976), till pedemontano patagónico estudiado por Flint y Fidalgo (1963), Rodados Patagónicos (Fidalgo y Riggi, 1965; Cortelezzi y De Francesco, 1965; Cortelezzi et al., 1968; Calmels et al., 1969; Spalletti y Lluch, 1973), gravas del río Colorado (Blasi, 1984), del río San Antonio (Teruggi et al., 1978), del río Sarmiento (Teruggi et al., 1971), gravas aluviales de la Sierra de la Ventana (datos inéditos), de los ríos de piedra de las Islas Malvinas (Bellosi y Jalfin, 1984) y de los cenoglomerados de Volcán (Spalletti, 1972).

En el aspecto composicional se ha discriminado entre componentes plutónicos (esencialmente rocas graníticas y tonalíticas), metamorfitas de alto rango (migmatitas y gneises), metamorfitas de bajo rango (en general pizarras, filitas más metapelitas con efectos de contacto), vulcanitas (incluidas variedades básicas, intermedias y ácidas más piroclastitas) y sedimentarias (entre las que se reconocieron dos categorías: cuarcitas y otras variedades).

En cada caso se ha ubicado la procedencia de los materiales clásticos, con indicación de las unidades litoestratigráficas proveedoras y su eventual edad (cuadro I). Asimismo, se ha establecido el marco geotectónico al que pertenecen las regiones de afloramientos de rocas madres y el correspondiente a las cuencas de depositación, factores que pasaremos a considerar algo más detalladamente a continuación.

#### Marco geotectónico de las áreas de aporte

Son varios los autores que mostraron la relación entre el carácter geotectónico

de las áreas de procedencia y los rasgos composicionales de los materiales clásticos (Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Valloni, 1980). Sobre la base de estos estudios, se ha intentado establecer aquí el marco geotectónico de las zonas que aportaron el material clástico de las psefitas analizadas. Se ha podido definir procedencia desde orógenos reciclados, bloques continentales y arcos magmáticos (en el sentido de Dickinson y Suczek, *op. cit.*, cuadro II).

Se interpretan como orógenos reciclados a la Cordillera Oriental, a las Sierras Australes de Buenos Aires y a las sucesiones sedimentarias paleozoicas de las islas Malvinas. Por su parte, los bloques continentales son los de Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina, mientras que la procedencia de arco magmático disectado se asigna a la Cordillera Patagónica.

Además, en nuestro caso, existen aportes múltiples, como por ejemplo los de arco magmático disectado más bloque continental (Cordillera Patagónica y Macizo Norpatagónico) o el de arco magmático disectado más orógeno reciclado (Cordillera Norpatagónica, Cordillera Principal y Cuenca Neuquina, en el sentido de Digregorio y Uliana, 1980).

- 1.- Bloque Continental
  - A.- Interior cratónico
  - B.- Transicional
  - C.- Basamento elevado
- 2.- Arco Magmático
  - A.- No disectado
  - B.- Transicional
  - C.- Disectado
- 3.- Orógenos Reciclados
  - A.- Complejos de subducción
  - B.- Orógenos de colisión
  - C.- Cinturones plegados y corridos

#### Cuadro II. Clasificación tectónica de las áreas de aporte, según Dickinson y Zuczek (1979)

##### Margos geotectónicos de las áreas de acumulación

En comparación con las rocas psamíticas puede asumirse que las psefitas deben tener escasa dispersión respecto a las áreas de aporte. Dicha aseveración permite inducir que las cuencas de depositación psefítica aparecen en estrecha vinculación con el marco geotectónico que caracteriza a los asomos de rocas proveedoras, o bien que las psefitas caracterizan a los sectores más proximales de las cuencas deposicionales.

Con todo, en este estudio hemos podido apreciar que ello no siempre es así, ya que en algunos casos la dispersión pefítica es amplia y las vinculaciones con las zonas positivas o de generación detrítica resultan bastante más complejas.

Por esta última causa, ha parecido oportuno efectuar también el examen de las eventuales vinculaciones entre las pefitas y los tipos de cuencas deposicionales que las contienen.

Las áreas de acumulación de los materiales pefíticos estudiados pueden ser clasificadas desde el punto de vista tectónico, siguiendo el esquema ya clásico de Dickinson (1974, 1978), complementado por las más recientes propuestas de Bally y Snelson (1980), Miall (1981) y Maynard et al. (1982), (véase cuadro III).

En este estudio hemos discriminado entre pefitas acumuladas en cuencas de retroarco, en regiones de interplaca (cuencas Intracratónicas), de margen continental pasivo y probablemente también de tipo intermontáneo o de cuencas sucesorias (según Dickinson, 1978 y Bally y Snelson op. cit.).

Se consideraron depósitos de retroarco a aquéllos formados inmediatamente al este de la Cordillera Patagónica y que se presentan como sedimentos de origen glacial y fluvial proximal. Los de intraplaca o de cuencas intracratónicas son las gravas proximales de los ríos Sarmiento y San Antonio, los depósitos aluviales de la sierra de La Ventana y los ríos de piedra de las islas Malvinas. Por su parte, los cenoglomerados de Volcán, en la Cordillera Oriental, se consideran de cuencas intermontáneas o cuencas de fallamiento en una superestructura orogénica. Por su parte, las gravas en la isla Jabalí se atribuyen a cuenca de margen continental pasivo.

Debe notarse que -de acuerdo a las ideas de Dickinson (op. cit.)- el carácter geotectónico de la cuenca guarda a veces relación con el área de aporte. Tal el caso del arco magmático de la Cordillera Patagónica y las cuencas de retroarco al este de ella. En cambio, en otros ejemplos no se verifica dicha vinculación; así sucede con los orógenos reciclados de Ventana y Malvinas que aportan detritos a cuencas de tipo intracratónico, no relacionadas actualmente con la tectónica de margen y controladas seguramente por estructuras de "rifting" antiguas u otros fenómenos de intrapaca (Cf. Miall, op. cit.). En tal sentido, y siguiendo los conceptos vertidos por Mitchell y Reading (1978), podemos denominar a estas pefitas, emplazadas en un marco tectónico diferente al de sus rocas madres como sedimentos "antiguos".

En las unidades pefíticas de amplia

distribución se tiene un diseño más complejo en cuanto a las cuencas deposicionales. Así ocurre con los Rodados Patagónicos en el área extraandina, que abarcan tanto a sectores de retroarco como a típicas zonas intracratónicas (antepaís dislocado?, de Dickinson, 1978). Estos amplios ámbitos corresponderían al denominado antepaís (foreland) (en términos generales) de Dickinson (op. cit.) y Bally y Snelson (op. cit.); son además los que incluyen a la mayoría de las molasas y el sector continental de la Argentina entre la cordillera y el Atlántico es -según Miall (op. cit.)- uno de sus más conspicuos ejemplos.

### Los diagramas composicionales y la tectónica

Uno de los modos más claros de mostrar la relación entre composición y tectónica es por medio de triángulos mineralógicos-petrográficos.

Estos diagramas, de amplia aplicación en el campo de las rocas psamíticas, se basan en los tenores de los principales componentes clásticos, tales como cuarzo (mono y policristalino), feldespatos (totales, plagioclasas y potásicos) y líticos. En el caso de los litoclastos se dan diversas alternativas de agrupamiento según origen y grado de estabilidad (Cf. Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll y Suczek, 1979).

Las representaciones triangulares han sido empleadas también para definir los ámbitos tectónicos de acumulación. Maynard et al. (1982) y Yerino y Maynard (1984) han reconocido rasgos deposicionales en cuencas de diverso carácter sobre la base de diagramas QFL. Por otra parte, Maynard (1984) ha intentado emplear la composición de los feldespatos (confrontando la relación plagioclasa/feldespato total y el porcentaje de anortita) para discriminar entre tipos tectónicos de cuencas deposicionales.

A partir de toda esta información y en vista de la falta de estudios específicos, hemos creído conveniente construir diagramas composicionales ternarios de aplicación en el campo de las pefitas. La elaboración de diagramas propios para pefitas encuentra justificativo en el importante cambio composicional entre pefitas y las rocas de menor granulometría. En las que nos ocupa deben considerarse de un modo preferencial los fragmentos líticos sobre los cristalinicos.

De acuerdo a la composición de las gravas aquí estudiadas, se han construido los siguientes diagramas ternarios:

- 1.- PM-FS-V:  
plutónicos y metamórficos de alto grado;  
metamórficos de bajo grado y sedimen-

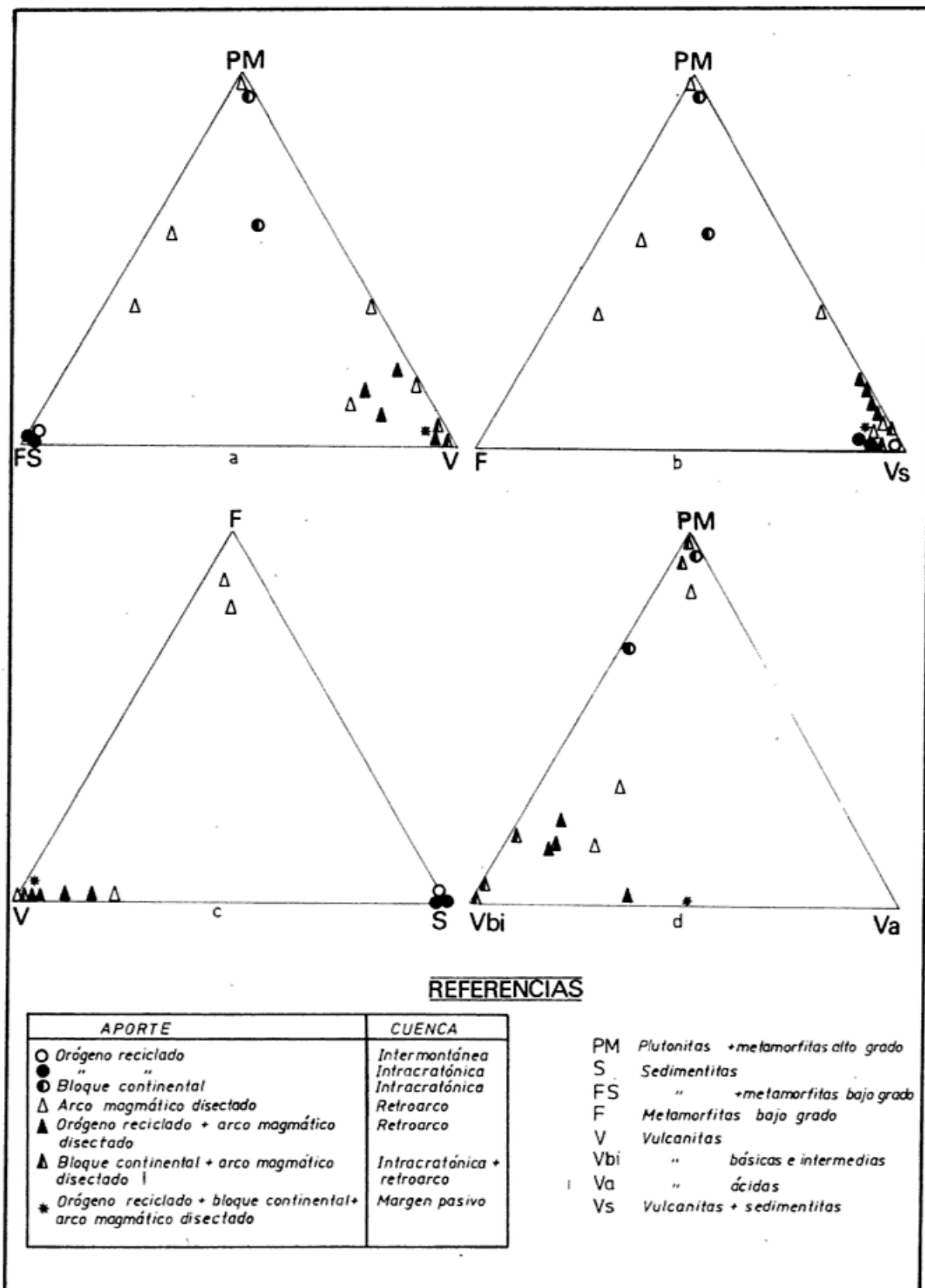


Figura 1

tarios; volcánicos. Este diagrama, que se muestra en la figura 1a es de índole general y tiende a diferenciar entre los materiales de origen cortical (en el vértice superior) y los de tipo supracortical (en la base), de acuerdo a los tradicionales conceptos de Pettijohn (1957).

2.- PM-F,VS:

plutónicos y metamórficos de alto grado; metamórficos de bajo grado; sedimentarios y volcánicos (figura 1b). En él, la discriminación tiene el mismo sentido que en el diagrama anterior, aunque en la base se han agrupado los volcánicos con los sedimentarios.

3.- F-V-S:

metamórficos de bajo grado; volcánicos; sedimentarios (figura 1c.). Se considera sólo a los clastos supracorticales, con eliminación de plutónicos y metamórficos de alto rango. En la base se ubica a los más superficiales.

4.- PM-V<sub>hi</sub>-V<sub>a</sub>:

plutónicos<sup>hi</sup> y metamórficos de alto grado; volcánicos intermedios y básicos; volcánicos ácidos (figura 1d.). En él se incluyen esencialmente ígneas, en la base las vulcanitas.

#### Discusión:

Los agrupamientos observados en los diagramas ternarios deben ser tomados con sumo cuidado y en forma provisoria, ya que el número de muestras es relativamente escaso y no cubre el espectro de posibilidades de formación de los depósitos psefticos. Con todo, se han podido apreciar rasgos muy interesantes en la distribución composicional que vale la pena comentar.

En primer término, se destaca buen grado de correlación entre algunas áreas de aporte y cuencas deposicionales. Consecuentemente, los materiales acumulados en posición tectónica similar a la de sus rocas madres pueden ser descriptos como sedimentos "modernos" en el sentido de Mitchell y Reading (1978). Así, las muestras procedentes de arco magmático disectado guardan estrecha vinculación con las áreas de acumulación de retroarco, aunque -en coincidencia con lo indicado por Dickinson (1974) y Potter (1985)- a estas cubetas también pertenecen pseftitas procedentes de arco más orógeno reciclado. Por su parte, los aportes de orógeno reciclado y de bloque continental se han circunscripto a pseftitas acumuladas en cuencas intracratónicas, más un caso atribuido a cuenca intermontánea.

Los depósitos ubicados en el ámbito de Patagonia extraandina son bastante más complejos en su procedencia, ya que los

aportes se deben a arco magmático disectado, bloque continental y en parte también a orógeno reciclado. Las áreas de acumulación, en tanto, corresponden a amplias cuencas del tipo de antepaís (foreland) (e intracratónicas) (véase Potter, op. cit.).

Por lo anteriormente mencionado, la distribución de puntos en los diagramas composicionales de la figura 1 puede, a priori, ser vinculada tanto al tectonismo de las zonas de aporte como al de las cuencas de depositación. Sin embargo, resulta evidente que la composición final de las gravas depende muy estrechamente de la constitución geológica de las áreas de procedencia. Gravitas monocomposicionales derivan de zonas positivas conformadas por un tipo litológico predominante, mientras que las policomposicionales se forman como resultado de la denudación de regiones con constitución más compleja o por la suma de aportes parciales desde diversas unidades geológicas.

En este estudio, las pseftitas derivadas de orógenos reciclados tienen composición poco variada y se ubican alrededor del vértice de los clásticos sedimentarios, (figura 1a., 1b. y 1c.). Es necesario destacar, empero, que aunque no se debe descartar la importancia en la provisión de detritos sedimentarios, los orógenos reciclados pueden también aportar toda una gama de materiales pétreos a la fracción clástica, por lo que debe esperarse que con el aumento de la información su distribución en los diagramas ternarios resulte mucho más amplia (Cf. Mack et al., 1983).

Los aportes desde bloques continentales tienden a emplazarse alrededor del vértice correspondiente a rocas plutónicas y metamórficas de alto rango (figuras 1a y 1b). Si bien pueden participar clastos de otras composiciones (metamórficos de bajo grado, sedimentarios y volcánicos) en la mayoría de los casos es lógico asumir el predominio de los aportes netamente corticales. Vale agregar, al respecto, que el carácter granudo de las rocas madres también ha sido destacado por Dickinson y Suczek (1979) y Potter (1985) al indicar que los bloques continentales proveen a las arenas cristaloclastos de cuarzo y feldespatos. Por otra parte, el diagrama de la figura 1d revela que en el caso de aporte desde bloques continentales, cuando se proveen detritos volcánicos su composición es de tipo intermedia y básica.

Las pseftitas derivadas exclusivamente de la Cordillera Patagónica (austral y parte de la septentrional), acumuladas en cuencas de retroarco, ocupan en los diagramas diversos campos. Por un lado, se encuentran aquéllas ricas en material plutónico y metamórfico, y por otro las constituidas por

detrito volcánico (figura 1a, 1b y 1c). Esta composición refleja a las claras características más salientes del arco magmático disectado del que derivan, con aporte de las partes más superficiales (material volcánico) y de las profundas (raíz cortical y plutones asociados). En este sentido, Dickinson y Suczek (op. cit.) han mostrado con claridad las diferencias entre aportes de arcos magmáticos no disectados y disectados, sobre la base de la abundancia de líticos volcánicos en los primeros. Algo similar ocurre en Patagonia, dado que en las zonas de influencia de arco magmático no disectado (volcanes pliocenos a actuales) la litología de las gravas es esencialmente volcánica, tal como ocurre, por ejemplo, con las gravas glaciales y fluvio-glaciales al pie del Tronador y del Lanín.

La suma de aportes parciales desde distintas unidades o provincias geológicas, verificada en las gravas de la Patagonia extraandina, muestra claras tendencias al enriquecimiento en líticos volcánicos (figura 1a, 1b y 1c), con participación predominante de variedades básicas e intermedias, pero en algunos casos -especialmente en los más alejados de la zona cordillerana- también de vulcanitas ácidas (procedencia de arco magmático disectado y bloque continental).

Este incremento en el tenor de elementos vulcaníticos es, en apariencia, contrario al esperado, si se tiene en cuenta que los materiales derivados de la región cordillerana (o de arco) se van mezclando hacia el este con los provistos por un área eminentemente cratónica. No obstante, en el caso de la Patagonia extraandina el último de los aportes comprende un gran volumen de materiales volcánicos, básicos de las efusiones basálticas del Terciario y Cuaternario, y ácidos de las sucesiones volcánicas paleozoicas superiores, triásicas, jurásicas y también terciarias del Macizo Norpatagónico.

#### **Relación entre la procedencia y la posición de los depósitos pefíticos en la cuenca deposicional**

El presente estudio ha permitido encontrar algunas relaciones entre los aspectos composicionales y la distribución areal o regional de los materiales gravosos. En este sentido han podido encontrarse diferencias ponderables entre depósitos proximales, intermedios y distales.

Los depósitos proximales, como el till del cerro San Lorenzo, los cenoglomerados de Volcán o las gravas de la Sierra de la Ventana, constituyen pefitas monocomposicionales a oligomícticas (cuadro I) que han recibido el aporte desde afloramientos reducidos en sentido areal y formadas por un

sistema de drenaje de corto desarrollo; de allí que la provisión clástica se encuentre bastante restringida en cuanto a variedades composicionales. Particularmente, estas gravas constituyen depósitos de textura gruesa formados en regiones intermontáneas a periféricas respecto a los cordones elevados. Los ambientes deposicionales más conspicuos son los taludes subaéreos, conos de deyección, canales con red de drenaje tributaria del interior serrano, los glaciares proximales (de circo o de valle), y algunos abanicos aluviales y costas de lagos asociados a cadenas montañosas.

Los depósitos intermedios, como por ejemplo las gravas de los ríos Oro, San Antonio y Sarmiento, las del lago Pueyrredón y las de till pleistoceno de la región pedemontana patagónica, tienen tendencia a la composición polimíctica, debido a que el aporte está influenciado por la geología de cordones montañosos aledaños. Las áreas proveedoras de detritos poseen mayor extensión regional en comparación con la de los depósitos proximales y el transporte de los materiales resulta de redes de drenaje ampliamente desarrolladas.

En los sedimentos intermontanos no debe descartarse que la litología clástica quede también influenciada por procesos de abrasión diferencial y/o transporte selectivo. Los ambientes de depositación más comunes parecen ser las bajadas, deltas-abanicos, los ríos entrelazados, los glaciares pedemontanos y el litoral de lagos y mares vinculados con zonas montañosas.

Por último, los depósitos distales rara vez tienen -desde el punto de vista teórico- carácter pefítico, dado que son típicamente extraserranos y se encuentran distanciados de las áreas con fuertes desniveles. Sin embargo, en nuestro país, y especialmente en Patagonia, las pefitas distales resultan características. En este trabajo se han tomado como ejemplos las gravas del río Colorado (distal) y -en mayor medida- las de los Rodados Patagónicos fluviales y costaneros.

En los depósitos distales la procedencia es múltiple, con tendencia polimíctica. En la mayoría de los casos la composición es el producto de un efecto acumulado de los rasgos geológicos a lo largo de los cuales transcurre la red de distribución detrítica. Así, la influencia de los rasgos geológicos de las lejanas áreas de aporte se ve alterada por efectos abrasivos, de meteorización y transporte selectivo; también por la existencia de frecuentes contribuciones laterales que llevan -según Teruggi et al. (1971) Spalletti (1976)- a modificaciones sustanciales en las proporciones de los distintos componentes de las gravas. Por su complejidad, los depósitos distales se hacen com-

- 1.- Zonas de Extensión
  - A.- Rifts intracratónicos
  - B.- Aulacógenos
  - C.- Rifts intercontinentales (incluye a márgenes continentales pasivos)
- 2.- Zonas Activas
  - A.- Colisión Continental
    - i.- Cuencas oceánicas remanentes
    - ii.- Cuencas orogénicas tardías (incluye a cuencas periféricas).
  - B.- Zonas vinculadas con fallas de desplazamiento de rumbo
    - i.- Cuencas transtensionales (pull apart)
    - ii.- Depresiones de flanco
  - C.- Zonas relacionadas con subducción
    - i.- Arcos magmáticos de margen continental
      - a.- Cuencas de antearco
      - b.- Cuencas de retroarco y cuencas de antepaís (foreland)
      - c.- Cuencas intermontáneas, cuencas sucesorias
    - ii.- Arcos intraoceánicos
      - a.- Cuencas de antearco
      - b.- Cuencas de trasarco y cuencas marginales
- 3.- Zonas de intraplaca continental
  - Cuencas intracratónicas

**Cuadro III. Clasificación tectónica de cuencas deposicionales (según Maynard et al., 1982, ampliado y modificado)**

parables a los de granulometría psamítica, a nivel de su empleo como indicadores de procedencia.

Los agentes de depositación de gravas distales son esencialmente fluviales de alta sinuosidad, pedimentos distales, glaciares continentales y litorales, y litoral marino de alta pendiente.

**Tipos composicionales de psefitas y su valor interpretativo**

El vacío existente en el análisis composicional de rocas psefíticas no ha permitido estructurar intentos prolijos de sistematización con significado sedimentológico. Hoy en día se mantienen los conceptos originales de Pettijohn (1957) respecto a la nomenclatura básica de las psefitas extraformacionales (Cf. Teruggi, 1982).

Al respecto, la clasificación de Pettijohn admite algunos agregados, especialmente los aspectos composicionales, que pueden facilitar la definición de la procedencia de los materiales clásticos y, por ende, la interpretación del tectonismo de las zonas aportes y (eventualmente) de depositación.

Como se muestra en el cuadro IVa, y siguiendo las ideas originales de Pettijohn, las extrapsefitas se clasifican en orto y paraconglomerados (diamicfitas) de acuerdo al carácter de la matriz, arenítica en las primeras y wáckica en las segundas. Asimismo, aunque con un criterio más amplio y algo diferente al de Pettijohn (1957), cuando sus (feno)clastos pertenecen a un

mismo tipo composicional reciben la denominación de oligomícticos; entre tanto, en los casos en que la composición clástica resulta diversa se clasifican como polimícticos (petromícticos según Pettijohn, 1957).

Como se indicara en el capítulo anterior, las psefitas polimícticas son de procedencia compleja. En ocasiones pueden derivar de una única provincia geológica (como en los depósitos intermedios), mientras que en otras son el resultado de la suma de una serie de aportes parciales desde diversas unidades geológicas (psefitas distales). En raras oportunidades las psefitas proximales son polimícticas.

Por su parte, las psefitas oligomícticas responden generalmente a procedencias locales (depósitos gravosos proximales) o a aportes de unidades geológicas dominadas fuertemente por un tipo particular de material pétreo (véase cuadro I). En muchas de estas rocas la fácil definición de la roca madre permite inferir el carácter geotectónico de las áreas de provisión detrítica.

La sistemática moderna de rocas psamíticas, recomendada en numerosos textos sedimentológicos (Blatt et al., 1972; Pettijohn et al., 1972; Pettijohn, 1975), ha considerado la propuesta de Folk (1968) de introducir denominaciones definidas para los distintos tipos de areniscas líticas (filarenitas, volcarenitas, etc.). Con las rocas psefíticas oligomícticas puede seguirse el mismo criterio y definir una serie de tipos composicionales, que son los que se indican en el cuadro IVb.

Cuatro de estas variedades (granoglome-



rados, sedglomerados, filglomerados y volglomerados) pueden emplearse como importantes indicadores de procedencia y por ende del marco geotectónico del área de aporte. Al respecto, en el cuadro IVb se han consignado las diversas procedencias asignadas a las psefitas de nuestro país que se incluyen en el presente estudio.

En lo que atañe a los cuarzoglomerados la situación es algo más compleja. Es así, que estos tipos psefíticos se hallan constituidos esencialmente por fenoclastos policristalinos con significado sedimentológico dual, ya que pueden resultar indicativos tanto de rocas madre (Blatt, 1967; Folk, 1968; Young, 1976) como de estabilidad de la cuenca deposicional (Pettijohn et al., 1972; Young, op. cit.).

La procedencia de estos litoclastos es sumamente amplia. No obstante, los trabajos citados tienden a poner énfasis en los aportes metamórficos y plutónicos, dejando de lado una de las más importantes fuentes de provisión que son los granos policristalinos sedimentarios, en especial de psamitas cuarzosas (cuarcitas). A la vez, desde el punto de vista geotectónico, los individuos policristalinos silíceos se han supuesto derivados tanto de orógenos reciclados como de bloques continentales (Cf. Dickinson y Suczek, 1979).

Cualquiera sea la situación, megascópicamente resulta a veces muy difícil deducir el peso de la procedencia o de la estabilidad en los cuarzoglomerados. Con todo, un auxilio en este sentido puede ser brin-

a.- Clasificación descriptiva de psefitas epiclasticas extraformacionales (clastos y matriz extracuencales o terrígenos)

Tipo de matriz	Tipo de psefita	Variedades según fenoclastos		Caracteres diagnósticos
		Composición poco variada	Composición variada	
Arenítica	ORTOCONGLOMERADO	Oligomfítico	Polimfítico	Matriz arenítica, selección desde muy buena a moderada. Matriz abundante a muy escasa y puede faltar. Normalmente tendencia a contactos entre clastos, aunque no excluyente. Moderada a buena madurez textural. Presencia de cemento. Colores heredados variables y también pigmentación autígena.
Wáckica	PARACONGLOMERADO o DIAMICRITA PSEFITICA	Oligomfítico	Polimfítico	Matriz wáckica, selección pobre a mala. Matriz siempre abundante. Esqueleto quebrantado, matriz sostén. Madurez textural baja a moderada, la última cuando los clastos son policlásticos. Cemento escaso o nulo. Colores negros, grises y verdosos.

b.- Tipos de psefitas oligomfíticas

Procedencia	Tipo de psefita	Composición de los fenoclastos	Principales tectoprocedencias en la Argentina
Cortical	GRANOGLOMERADO	Líticos graníticos (s.l.), migmatíticos, gnéissicos (monofeldespato y monocuarzo)	Bloque continental (plataformas y también basamento elevado). Arco magmático disectado
Cortical-Supracortical	FILGLOMERADO	Líticos de pizarra, filita, esquisto. De metapelitas	Orógenos reciclados (cinturones plegados y corridos), arcos disectados y bloques continentales
Supracortical	VOLCLOMERADO	Líticos de vulcanitas y piroclastitas	Arco magmático (abundan cuando no disectado). Algunos bloques continentales.
Supracortical	SEDGLOMERADO	Líticos de sedimentitas (psamitas, conglomerados, calizas, pelitas silicificadas, etc.; excepto cuarcita)	Orógenos reciclados (cinturones plegados y corridos)
Variable (cortical a supracortical)	CUARZOGLOMERADO	Líticos de cuarcitas, ftanita, cuarzo de venas (metamórfico e ígneo), monocuarzo	Generalmente indeterminable por vía megascópica

Cuadro IV

dado por los rasgos texturales. Así, psefitas gruesas, moderadamente a poco maduras en textura deberán su carácter cuarzoso a la procedencia; por su parte, las más finas, mejor seleccionadas y redondeadas podrán atribuirse con preferencia a condiciones de alta estabilidad de las áreas de acumulación. Estas últimas son las que Pettijohn (op. cit.) y también Teruggi (1982) denominaron conglomerados oligomfíticos (ortocuarzíticos).

Conclusiones

1.- El estudio de los materiales psefíticos ha mostrado que la relación entre el marco geotectónico de las áreas de aporte

detrítico y las cuencas de depositación es variable, en algunos casos simple y directa, y en otros mucho más compleja.

2.- La composición final de materiales gravosos depende estrechamente de la constitución geológica de las áreas de procedencia.

3.- En coincidencia con las conclusiones obtenidas por Dickinson y Valloni (1980), Dickinson y Suczek (1979), Ingersoll y Suczek (1979) y Maynard et al., (1982) para sedimentitas psamíticas, las psefitas derivadas de orógenos reciclados poseen fenoclastos sedimentarios, las de bloques continentales son ricas en individuos corticales (plutónicos y metamórficos de alto grado) y

las de arco magmático disectado pueden tener predominio de clastos plutónicos-metamórficos o de naturaleza volcánica, según el grado de disección.

4.- Las psefitas de mezcla (como las patagónicas extraandinas), ricas en material volcánico, deben su composición a aportes múltiples desde arco magmático, orógeno reciclado y bloque continental.

5.- Por su posición en la cuenca se reconocen depósitos psefíticos proximales (con composición vinculada a una zona de aportes muy restringida), intermedios (con aporte más amplio desde un frente montañoso) y distales (con tendencia a aporte múltiple desde distintas unidades o provincias geológicas y cambios en la composición durante

el transporte).

6.- Con respecto a la sistemática de las psefitas, se da significación más precisa a los términos oligo y polimíctico de la clasificación original de Pettijohn. Se introducen, además, cinco variedades de psefitas oligomícticas y se discute su importancia en la definición de procedencia y marco geotectónico de las áreas de aporte.

#### Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento al Dr. Mario M. Mazzoni por la lectura crítica del manuscrito y las importantes sugerencias efectuadas.

#### Lista de trabajos citados en el texto

BALLY, A. y S. SNELSON, 1980. Realms of subsidence. En Miall, A. D. (Ed.) Facts and principles of world petroleum occurrence. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 6: 9-94, Ottawa.

BELLOSI, E. y G. JALFIN, 1984. Análisis morfométrico del río de piedra Andersson, Islas Malvinas, Argentina. II<sup>o</sup> Reun. Grupo Periglac. Argentino, *Anales, IANIGLA*: 19-36, San Juan.

BLASI, A., 1984. Estudio sedimentológico del río Colorado. *Inf. Prelim. Beca Perfec. CONICET (inéd.)*, La Plata.

BLATT, H., 1967. Original characteristics of clastic quartz grains. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 401-424, Tulsa.

\_\_\_\_\_, C. MIDDLETON y R. MURRAY, 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, 1-634, New Jersey.

CALMELS, A., S. ANDREOLI y L. ESPIZUA, 1969. Naturaleza petrográfica y morfométrica de los rodados patagónicos de la Isla Jabali, (provincia de Buenos Aires). IV<sup>o</sup> *Jorn. Geol. Arg., Actas*, I: 175-199, Buenos Aires.

CORTELEZZI, C. y F. DE FRANCESCO, 1965. Estudio de las gravas tehuelches en la región comprendida entre el río Colorado y el río Negro, desde la costa de la provincia de Buenos Aires hasta Choele Choele. II<sup>o</sup> *Jorn. Geol. Arg., Actas*, 6: 65-87, Tucumán.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y O. DE SALVO, 1968. Estudio de las gravas tehuelches en la región comprendida entre el río Colorado y el río Negro, desde la costa atlántica hasta la cordillera. III<sup>o</sup> *Jorn. Geol. Arg., Actas*, 3: 123-147, Buenos Aires.

DICKINSON, W. R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Public.*, 22, Tulsa.

\_\_\_\_\_, 1978. Plate tectonic evolution of sedimentary basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Educ. Course, Ser. 1*, Tulsa.

\_\_\_\_\_, y R. VALLONI, 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology* 8: 82-86, Boulder.

\_\_\_\_\_, y C. SUCZEK, 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2164-2182, Tulsa.

DIGREGORIO, J. y M. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En *Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc.*, II: 985-1033, Córdoba.

FIDALGO, F. y J. RIGGI, 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores, Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XX: 273-326, Buenos Aires.

FLINT, R. y F. FIDALGO, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. *Dir. Nac. Min. Geol., Bol.* 93, Buenos Aires.

FOLK, R., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Bookstore, Texas.

GRAHAM, S., R. INGERSOLL y W. DICKINSON, 1976. Common provenance of lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 620-632, Tulsa.

INGERSOLL, R. y C. SUCZEK, 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from the Nicobar and Bengal fans. *Deep Sea Drill. Proj. sites 211 and 218. Jour. Sed. Petrol.*, 49, 2, Tulsa.

MACK, G., 1982. Composition of Carboniferous sandstone in the Black Warrior Basin, Alabama: implications on plate tectonics setting. En Thomas, W., y Neathery, T. (Eds.) *Appalachian thrust belt in Alabama, Field Trip Guidebook. Geol. Soc. Am. Bull.*: 67-74, Boulder.

MACK, G., W. THOMAS y C. HORSEY, 1983. Composition of Carboniferous sandstones and tectonic framework of southern Appalachian, Ouachita Orogen. *Jour. Sed. Petrol.*, 53: 931-947, Tulsa.

MAYNARD, B., 1984. Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting. *Sedimentology* 31, 4: 493-501, Oxford.

MAYNARD, B., R. VALLONI y H. YU, 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. En Leggett, J. (Ed.) *trench and fore-arc sedimentation. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 10: 551-561, Nireland.

MIALL, A., 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. En Miall, A. (Ed.) *Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geol. Asoc. Canada, Spec. Paper.*, 23, Ottawa.

MITCHELL, A. y H. READING., 1978. Sedimentation and tectonics. En Reading, H. (Ed.). *Sedimentary environments and facies. Cap. 14: 439-476, Oxford.*

PETTIIJOHN, F. J., 1957. *Sedimentary rocks* (2<sup>o</sup> ed.). Harper and Row, New York.

\_\_\_\_\_, 1975. *Sedimentary rocks* (3<sup>o</sup> ed.). Harper and Row, 1-628, New York.

\_\_\_\_\_, P. POTTER y R. SIEVER, 1972. *Sand and Sandstone. Springer-Verlag*, 1-619, New York.

POTTER, P. E., 1985. South American modern beach sand and plate tectonics. *Nature*, 311, 5987: 645-648, Basingstoke.

RABASSA, J. y G. ALIOTTA, 1976. Sedimentología de dos tills superpuestos en San Carlos de Bariloche, Río Negro. *Asoc. Arg. Min. Petr. Sed., Rev.*, 7 (3-4): 47-62, Buenos Aires.

SPALLETTI, L., 1972. Sedimentología de los cenogenerados de Volcán (provincia de Jujuy). *Museo de La Plata, Rev. Sec. Geol.*, 8: 137-225, La Plata.

\_\_\_\_\_, 1976. Sedimentología de las gravas glaciales, fluviales y lacustres de la región del Cerro San Lorenzo. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXI: 241-259, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, y J. LLUCH, 1973. Estudio sedimentológico comparativo de los Rodados Patagónicos y del cordón psefítico del lago Pellegrini (provincia de Río Negro). *Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. Rev.*, 4: 105-141, Buenos Aires.

SUTTNER, L. y A. BASU, 1981. Climate and origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 1235-1246, Tulsa.

TERUGGI, M., 1982. *Diccionario sedimentológico, volumen I. Rocas clásticas y piroclásticas. Libart, Ed.*

Cient. Arg., Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, M. MAZZONI y L. SPALLETTI, 1971. Sedimentología de las gravas del río Sarmiento, (provincia de La Rioja). Museo de La Plata, Rev. Sec., Geol., 7: 77-146, La Plata.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1978. Sedimentología de las gravas del curso inferior del río San Antonio (provincia de Córdoba). Obra. Cent. Museo La Plata, 4: 1-22, La Plata.

WALTON, A., 1977. Petrology of volcanic sedimentary rocks, Vieja Group, southern Rim-Rock County Trans-Pecos, Texas. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 137-157, Tulsa.

YERINO, L. y J. MAYNARD, 1984. Petrography of modern marine sands from the Perú-Chile trench and adjacent areas. *Sedimentology* 31; 1: 83-89, Oxford.

YOUNG, S., 1976. Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 595-603, Tulsa.

Recibido: 3 de julio, 1985

Aceptado: 1 de setiembre, 1986

LUIS SPALLETTI

ADRIANA BLASI

SERGIO MATHEOS

Centro de Investigaciones Geológicas  
Universidad Nacional de La Plata  
CONICET y CIC, Buenos Aires,  
Calle 1 N° 644, (1900) La Plata

# ASPECTOS GEOHIDROLOGICOS DE LA REGION SUDORIENTAL DE TANDILIA - CUENCAS DE LOS AOS. VIVORATA, LAS BRUSQUITAS Y EL DURAZNO

EDUARDO E. KRUSE

## Resumen

Se analiza comparativamente el funcionamiento geohidrológico de las vertientes norte (cuenca superior del arroyo Vivoratá) y sur (cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno) situadas en el Sistema de Tandilia de la provincia de Buenos Aires.

Especial referencia merecen las aguas que circulan en las unidades hidrogeológicas con porosidad primaria (sedimentos cenozoicos) que se encuentran sobre el basamento hidrogeológico (rocas precámbricas y paleozoicas).

Las variaciones en los espesores de los sedimentos cenozoicos entre ambas vertientes originan algunos comportamientos diferenciales de las aguas subterráneas.

La morfología freática y las peculiaridades químicas de las aguas subterráneas, para el momento analizado, permiten verificar la incidencia de esos factores y además establecer su vinculación con los distintos procesos del ciclo hidrológico, en el que se destaca el rol de la infiltración.

## Abstract

This paper deals with the geohydrological behaviour of the northern (Vivoratá Creek) and southern slopes (Las Brusquitas and El Durazno Creek) of the Tandilia System, in the province of Buenos Aires.

The groundwater flow in the hydrogeological units with primary porosity (Cenozoic sediments) located over the hydrogeological basement (Precambrian and Paleozoic rocks) is specially described.

The thickness variations of the Cenozoic sediments between both slopes produce different behaviours in the groundwater.

Water table and hydrochemistry presently analyzed, confirm the influence of such factor. Moreover, they establish the relationship with the different processes of the hydrologic cycle, in which the infiltration plays an important role.

## Introducción

La zona analizada ocupa una franja del sector sudoriental de las sierras de Tandilia, que incluye la región periserrana relacionada, abarcando una superficie próxima a los 1200 km<sup>2</sup>. La posición en su parte media es equidistante con respecto a las ciudades de Mar del Plata y Balcarce, situadas a aproximadamente 30 km.

Desde el punto de vista hidrográfico incluye zonas a ambos lados de la divisoria principal de aguas superficiales; hacia el norte se encuentra la cuenca del arroyo Vivoratá y hacia el sur las cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno (figura 1).

La disposición regional de las sierras, junto a aspectos morfológicos, geológicos e hidrogeológicos determinan matices en los funcionamientos geohidrológicos de la región.

Con este trabajo se tiende a caracterizar comparativamente la incidencia de esos factores en el comportamiento de las aguas subterráneas.

### Caracterización fisiográfica y morfológica

El área comprende un sector de sierras, ámbitos periserranos y su transición hacia los de llanura, dentro de un relieve de poca

altura, ya que el valor máximo es próximo a los 300 m s.n.m. en la sierra de La Vigilancia (figura 1).

Las formas serranas son tabulares, presentando un pequeño sector cuspidal relativamente plano, con pendientes del 5 % y laderas abruptas con más del 20 %, en especial hacia el norte, noreste y noroeste.

En el ambiente pedemontano aparecen lomadas, que en la vertiente norte son redondeadas o alargadas en dirección noreste, con pendientes del orden de 2 a 3 % y se desarrollan entre 60 y 90 m s.n.m. Las ubicadas en la vertiente sur son más amplias y de formas irregulares, con escotaduras de distinta magnitud y mayor aislamiento; se elevan desde los 60 m s.n.m. hasta los 140 m s.n.m., con pendientes del orden de 2 %.

En la cuenca del arroyo Vivoratá se pasa transicionalmente del relieve de lomadas a un ámbito más llano, con pendientes regionales del orden de 0,2 a 0,3 %, mientras que hacia el sur (cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno) con valores entre 0,3 y 0,7 %, continúan ondulaciones muy suaves hasta casi la costa.

Sólo las partes más abruptas de las sierras, que ocupan menos del 4 % de la superficie tratada, representan sectores donde el escurrimiento superficial puede ser un fenómeno más destacable localmente, y por lo tanto se disipan las posibilidades de una mayor participación de ese escurrimiento a nivel regional.

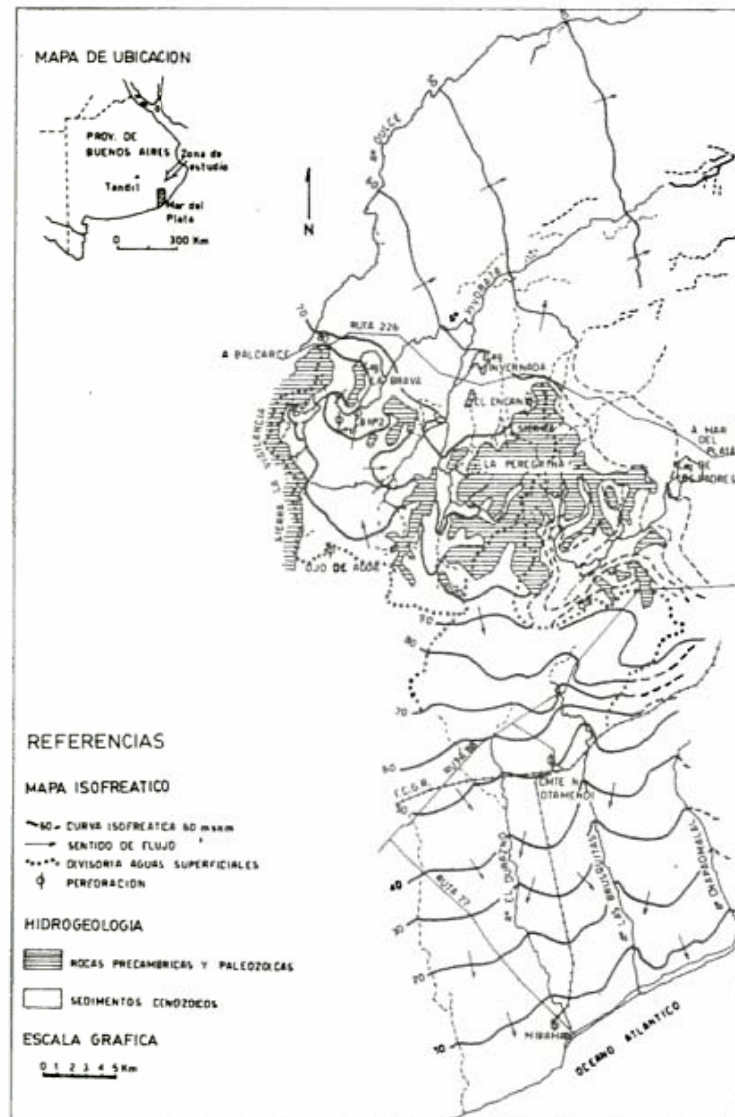


Figura 1: Mapa isofreático

## Hidrometeorología

El clima de la región es de tipo templado-húmedo según la clasificación de Köppen, y subhúmedo-húmedo, mesotermal sin deficiencia de agua de acuerdo a la de Thornthwaite. Lo cual establece la posibilidad que un caudal importante pueda constituirse en escurrimiento global, referido éste a la suma del superficial y subterráneo.

De acuerdo a la información existente el régimen pluviométrico es regular, con una participación modular del orden de los 800 mm/año (cuadro 1). La distribución mensual media es relativamente uniforme, siendo menos lluviosos los meses de invierno y más lluviosos los de verano, produciéndose el valor máximo en marzo.

La evapotranspiración, estimada mediante aquellas fórmulas que consideran como variable directa a la temperatura (valor anual medio entre 13 y 14° C), representa entre un 70 y 88 % de la precipitación (cuadro 1).

Localidad	Período	Precipitación	Evapotranspiración real		
			Thornthwaite	Turc	Coutagne
Cmte. N. Otamendi	1921-50	771 mm/año	—	—	—
Miramar	"	764 "	—	—	—
Vivoratá	"	796 "	—	—	—
Yraizoz (Miramar)	1950-79	826 "	—	—	—
Yraizoz (Miramar)	1970-79	877 "	734 mm/año	605 mm/año	600 mm/año
Mar del Plata	1901-60	809 "	709 "	572 "	567 "
La Copelina	1941-50	841 "	706 "	572 "	573 "
Balcarce	"	835 "	696 "	584 "	584 "

**Cuadro 1:** Valores de precipitación y evapotranspiración de algunas localidades ubicadas en el área y proximidades.

porcentaje del total del área (alrededor del 6 %), predominando rocas cuarcíticas. Se trata de rocas acúfugas, donde la fracturación, diaclasamiento y planos de estratificación permiten la circulación de agua.

Constituye un medio fuertemente anisotrópico, valorable en su conjunto únicamente a través de estimación de permeabilidades regionales, ya que puntualmente pueden existir desde permeabilidades extremadamente bajas (comunmente denominado impermeable) hasta altas donde el agua puede moverse en forma turbulenta en un medio supercapilar.

Su configuración en superficie (afloramientos, densidad de drenaje, manantiales) y su reflejo en el aporte subterráneo al medio poroso clástico adyacente que se deduce del mapa isofreático (figura 1), permite suponer que comparativamente estas

Si se realiza el balance hídrico con los datos mensuales de evapotranspiración según la fórmula de Thornthwaite, surge que los excesos de agua se producen en los meses de invierno y primavera, y como consecuencia de ello son mayores las posibilidades de recarga de las aguas subterráneas, a pesar de ser el período de menor precipitación.

## Caracterización hidrogeológica

Con la utilización del término hidrogeología se desea significar la incidencia de la geología en el régimen de las aguas subterráneas. De esta forma se pueden diferenciar en la región dos grandes unidades (figura 1):

1-Rocas precámbricas y paleozoicas ("basamento hidrogeológico")

2-Sedimentos cenozoicos

### Rocas precámbricas y paleozoicas

Sus afloramientos representan un pequeño

rocas presentan una capacidad de permeabilidad regional, que en términos relativos es de menor significación que la correspondiente a los sedimentos cenozoicos.

Las mayores áreas de afloramientos se encuentran en la cuenca del arroyo Vivoratá conformando las sierras. En cambio en la vertiente sur, las rocas afloran en restringidos sectores localizables en las partes altas de lomadas, en las medias e inclusive en los cauces de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno.

Las evidencias superficiales de la circulación local del agua subterránea están dadas fundamentalmente por la existencia de manantiales observables. Ellos presentan una mayor frecuencia y caudales en los sectores sur y sudoeste de las sierras La Peregrina y La Vigilancia, que podría indicar cierta influencia de la posición estructural de las rocas, que presentan una suave

inclinación en ese sentido.

Tapia (1937) al describir la tectónica de esta porción de las sierras de Tandilia indica que "el rasgo más saliente que presentan las cuarcitas y las relaciones de sus distintas hiladas aflorantes con las zonas hundidas, es el de la estructura de bloques". Desde el punto de vista hidrogeológico, interesa la posición relativa de los bloques, por constituir un medio heterogéneo entre las rocas del basamento hidrogeológico y los sedimentos cenozoicos. Las variaciones de los espesores de estos últimos, de acuerdo a la ubicación de los bloques producen diferencias de transmisividades y de las velocidades de escurrimiento consecuentes.

Escasas perforaciones permiten reconocer la posición de las rocas del "basamento hidrogeológico", siendo difícil prever con exactitud su profundidad. La perforación de la Dirección de Geología y Minería (D.N.G.M.) La Brava N° 2 las localizó a los 2 m s.n.m. y las N° 1 y 2 de Miramar (Buenos Aires) a los -170 m s.n.m. La escasa densidad de perforaciones no permite conocer con precisión la morfología del basamento. El mapa isofreático posibilita inferir la posición del mismo (figura 1), dado que refleja las variaciones de transmisividad de los sedimentos cenozoicos, que como se verá no presentan notables diferencias de permeabilidad. Por ello, en tales variaciones tendrían influencia fundamentalmente los distintos espesores que se desarrollan por encima del basamento.

Las perforaciones realizadas con fines geotécnicos en la sierra de La Vigilancia, de acuerdo con Mauriño et. al (1981), indican que sobre el basamento cristalino de composición gnéssica, se desarrollan aproximadamente 130 m de ortocuarcitas, donde los ensayos de permeabilidad evidencian coeficientes de  $4 \times 10^{-6}$  a  $1 \times 10^{-2}$  cm/seg que confirman la anisotropía señalada.

#### Sedimentos cenozoicos

Constituyen un medio poroso clástico, que de acuerdo a la información de subsuelo existente presentaría anisotropías locales, tanto verticales como areales, pero el conjunto regionalmente es homogéneo.

Por su influencia en las fases terrestres del ciclo hidrológico y particularmente en el comportamiento de las aguas subterráneas de la región es conveniente diferenciar: "sedimentos pampeanos" y "sedimentos eólicos (postpampeanos)".

**"Sedimentos pampeanos":** Se caracterizan por una litología limo-arenosa, con proporciones variables de carbonato de calcio en distintas disposiciones, que globalmente presentan una mediana permeabilidad. En su

perficie son sólo directamente observables en algunos cortes de caminos y canteras.

La explotación de agua subterránea en el área se realiza principalmente a partir de esta unidad, cuyo espesor en los sectores periserranos sería superior en la vertiente norte (mayor a 165 m en la perforación La Brava N° 1, mayor a 101 m en la Ojo de Agua, 88 m en La Brava N° 2, 60 m en Comandante N. Otamendi).

Ensayos de bombeo realizados en Otamendi y Miramar indican una permeabilidad del orden de 2 a 3 m/día.

La morfología freática (figura 1), dadas las semejanzas hidrometeorológicas e hidro-litológicas, podría sugerir las variaciones de espesores, los que resultan menores en la vertiente sur, donde los gradientes hídricos son superiores, y particularmente en los sectores donde la superficie freática presenta formas convexas, sin estar próximos a zonas de descarga.

El plano de discordancia erosiva de estos sedimentos sobre las cuarcitas se puede observar en algunos puntos de la vertiente sur, existiendo en ese contacto sedimentos fuertemente impregnados de carbonato de calcio, incluso bloques de la misma roca cuarcítica están afectados por éste.

**"Sedimentos eólicos" (postpampeanos):** Son depósitos arenolimosos, que presentan una permeabilidad mayor que los anteriores, y aumentan su importancia hidrogeológica localmente con el incremento de los espesores. Cubren gran parte del área, inclusive algunos sectores cuspidales de las sierras por encima de las rocas cuarcíticas.

Constituyen mantos dispuestos en discordancia erosiva sobre la base pampeana y/o las cuarcitas.

Sus espesores mayores se encuentran en la parte superior de la cuenca del arroyo Vivoratá; donde en general se los puede observar superando los 2 m, sin aparecer su base; en la perforación de la D.N.G.M. La Brava N° 1 se mencionan 16 m. Cuando se pasa al ámbito llano de este sector su espesor se reduce, siendo de alrededor de 50 cm o menores, por lo que cambia su rol hidrogeológico.

En la vertiente sur el promedio es de aproximadamente 1 m, pudiendo ser algo mayores en cabeceras o en las proximidades de la costa.

Estos sedimentos tienen influencia en los procesos del ciclo hidrológico, dado que por su capacidad de infiltración, la lluvia penetra rápidamente en el suelo escapando al escurrimiento superficial e incluso a la evaporación.

## Red de drenaje

La red de drenaje de la región se caracteriza por su textura gruesa (densidad de drenaje:  $0,3 \text{ km/km}^2$ ). En cabeceras el área que corresponde a la cuenca activa es amplia y delimitable en forma precisa (figura 1), pero a partir de los sectores medios gran parte de la zona resulta un área pasiva y sólo podría fijarse una angosta franja, que sigue paralela a los cursos, situación ésta que es más notoria en la vertiente norte.

Estas características son un indicio de un bajo índice de escurrimiento superficial.

En la vertiente norte (cuenca del arroyo Vivoratá) los sectores serranos presentan una mayor densidad de drenaje, debido especialmente a la mayor pendiente, que sugiere un relativo mayor escurrimiento superficial local. En las lomadas adosadas al frente serrano, pequeños cursos van convergiendo desde las partes altas hasta constituir uno principal, que luego de cierto recorrido se insume o desemboca en lagunas sin salida superficial (La Invernada, El Encanto), o en la laguna La Brava, donde algunos excesos pueden escurrir encauzadamente (Kruse, 1978).

En la vertiente sur, los arroyos Las Brusquitas y El Durazno reciben escasos tributarios. En cabeceras no existen cursos y pequeñas depresiones que con frecuencia tienen agua se ubican en las nacientes de ambos arroyos, que surgen como consecuencia de la saturación de la capacidad de almacenamiento subterráneo y afloramiento de la capa freática.

En ambas vertientes los arroyos principales resultan efluentes en relación a las aguas subterráneas desde sus cabeceras.

## Aguas subterráneas

### Aspectos hidrodinámicos

Las aguas subterráneas representan a un sistema continuo espacio-tiempo, cuyo régimen está directamente influenciado por las variaciones climáticas.

El mapa isofreático (figura 1) permite analizar la circulación de las aguas en los sedimentos cenozoicos (medio poroso clástico). La dirección general del flujo subterráneo se produce hacia el norte y noreste en la vertiente del arroyo Vivoratá, y hacia el sur en la de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno.

Es conveniente diferenciar un escurrimiento subterráneo local que descarga en los arroyos principales y otro escurrimiento regional originado por infiltración profunda.

El flujo local tiende a radial convergente

hacia los arroyos en la vertiente sur, donde además comparativamente es mayor la densidad de cursos efluentes, debido posiblemente a la colmatación del almacenamiento subterráneo.

En la vertiente norte, donde la convergencia está restringida a las vecindades del curso, los gradientes hídricos regionales son del orden de  $0,2 \%$  y  $0,1 \%$  en las zonas más llanas. En la vertiente sur son de aproximadamente  $0,3 \%$ , alcanzando  $0,5 \%$  en las lomadas de cabeceras (superficie freática con formas convexas) y en las zonas de descarga al mar y arroyos.

De los distintos factores que influyen en la morfología freática, se podría rescatar como de relevancia la existencia de un sistema con una mayor posibilidad de transmisión en la vertiente norte, vinculado con un mayor espesor del medio poroso clástico.

En la vertiente sur es posible una transmisividad regional menor, y en ello influiría la posición del medio fisurado a menor profundidad.

Todo ello sin olvidar la incidencia que también puede tener en las características enunciadas, la menor distancia que existe en la vertiente sur desde las cabeceras hasta la zona de descarga regional del sistema (mar).

Como simple estimación comparativa, a partir del mapa isofreático y del balance hidrológico se podría deducir la necesidad de una mayor transmisividad hacia el norte para evacuar el escurrimiento subterráneo regional y local. De acuerdo al gradiente hídrico y al ancho de la sección de escurrimiento (hasta la curva isofreática de  $40 \text{ m s.n.m.}$  en la cuenca del arroyo Vivoratá y hasta la de  $10 \text{ m s.n.m.}$  en la del arroyo Las Brusquitas y El Durazno), asumiendo una infiltración hipotética de  $50 \text{ mm/año}$  en toda la comarca, surge que se requerirían  $2500 \text{ m}^2/\text{d}$  para la vertiente norte y  $900 \text{ m}^2/\text{d}$  para la sur.

En esta última, localmente en Miramar, se debe destacar la existencia de datos de ensayos de bombeo que permiten caracterizar la parte superior de los sedimentos cenozoicos, y su extensión tentativa a todo el espesor, arrojaría valores de transmisividad próximos a  $600 \text{ m}^2/\text{d}$ .

La carencia de perforaciones en el "basamento hidrogeológico" (medio fisurado) no permite la verificación del movimiento de las aguas subterráneas. Sin embargo las formas de las curvas isofreáticas (figura 1) en las áreas de sedimentos cenozoicos muestran un paralelismo con los bordes de los afloramientos del basamento, lo cual significa aportes desde estas rocas hacia



el medio poroso clástico.

### Aspectos hidroquímicos

Las aguas subterráneas de la región presentan bajos contenidos salinos, oscilando el residuo seco entre 400 y 2000 mg/l.

De acuerdo a los datos relevados en el escurrimiento subterráneo local, las variaciones areales de algunos de los iones (figura 2) permiten establecer hipótesis acerca de la predominancia relativa de los procesos de infiltración, escurrimiento y evapotranspiración.

El cloruro se incrementa en el sentido de escurrimiento (entre 1 y 9 meq/l), ello sería producto del enriquecimiento por recorrido y la compensación que se origina por los volúmenes infiltrados. Si se considera que el medio se comporta como isotrópico desde el punto de vista hidroquímico, el agua que se infiltra en cabeceras progresi-

vamente aumenta su concentración como consecuencia de su mayor tiempo de contacto con el sedimento. Sin embargo la adición de agua de infiltración a través de toda el área produce una dilución y el aumento que se produce es pequeño en la dirección del movimiento del agua.

El bicarbonato es el anión predominante en la región; los valores menores (aproximadamente 6 meq/l) se localizan en zonas de las divisorias principales y en la mayor parte de las lomadas de la vertiente sur. En cambio en la vertiente norte las concentraciones en las lomadas se incrementan a valores superiores a 9 meq/l, para disminuir hacia la periferia.

En coincidencia con las áreas de bajo contenido de bicarbonatos se dan los mayores tenores de calcio (2-3 meq/l) que en estos casos es el catión dominante.

Estos comportamientos mostrarían varia-

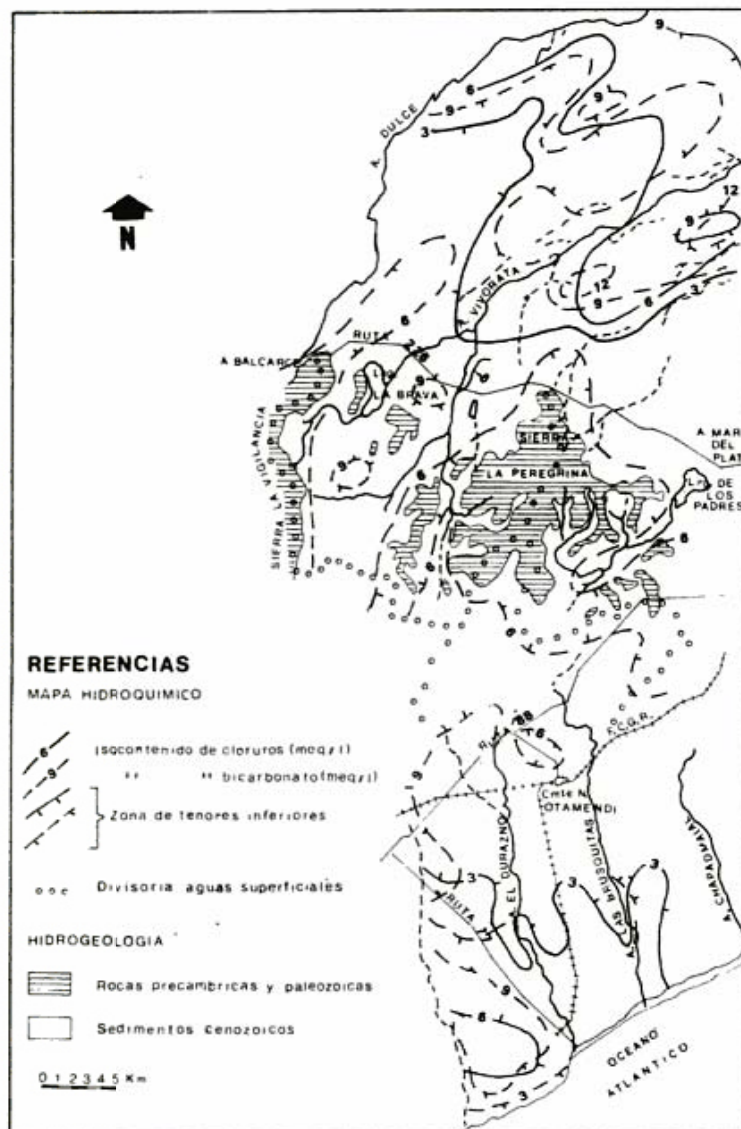


Figura 2: Mapa hidroquímico

ciones locales en la infiltración, que pueden estar dadas por los distintos espesores de sedimentos eólicos, y además la influencia del agua que circula por las rocas cuarcíticas e inclusive posiblemente alguna vinculación con el carbonato de calcio depositado en el contacto con los sedimentos pampeanos.

En los sectores más llanos el bicarbonato se incrementa progresivamente en el sentido de escurrimiento (figura 2), alcanzando máximos aislados de 11 meq/l en el sector sur y 18 meq/l en el norte. Considerando que la concentración del bicarbonato depende de la presencia del anhídrido carbónico que proviene fundamentalmente del suelo vegetal y de la atmósfera, el mencionado incremento es un trazador más que señala la importancia relativa de la infiltración.

Los tenores de sulfatos son muy bajos en toda la región, entre 0,2 y 0,4 meq/l, pudiendo llegar a máximos de hasta 1 meq/l, siendo sus variaciones areales saltuarias y posiblemente estén relacionadas con anisotropías en los sedimentos.

Las concentraciones de cloruro y bicarbonato podrían resultar trazadores útiles para una mejor comprensión del funcionamiento de las aguas subterráneas.

Al considerar en forma global la evolución areal surge que en la vertiente sur el incremento regional de cloruro es de 0,06 meq/l por km de recorrido y la de bicarbonato de 0,04 meq/l por km. En cambio, en la vertiente norte los valores son 0,14 meq/l por km y 0,12 meq/l por km, respectivamente.

Como existen análogas condiciones en la capacidad de infiltración regional, estas diferencias entre las dos vertientes podrían ser el reflejo de las distintas velocidades de escurrimiento, que se deducen de los gradientes hídricos correspondientes. La velocidad sería mayor hacia el sur, consecuentemente existiría un menor tiempo de contacto con los sedimentos y por ello resultaría inferior el aumento de cloruro.

A su vez el mayor tiempo de circulación en la vertiente norte da lugar a que, proporcionalmente los volúmenes infiltrados que escurran en un tiempo dado tengan una mayor posibilidad de adición del bicarbonato originado en los procesos de infiltración. Ello justificaría un incremento superior en los contenidos del anión en dicha vertiente.

#### Lista de trabajos citados en el texto

#### Balance hidrológico

Un balance hidrológico modular se puede plantear con los ingresos al sistema aportados por una pluviometría de aproximadamente 800 mm/año (cuadro 1).

El egreso por evapotranspiración representaría valores que estimativamente significan entre 70 y 38 % de la precipitación (cuadro 1).

El escurrimiento superficial es reducido. Según Marchetti (1968) para la región sudeste de la provincia de Buenos Aires, que incluye la vertiente sur del área analizada, el escurrimiento fluvial oscila entre 5 y 7 % de la precipitación. De acuerdo a Sala et al. (1977) en la cuenca del arroyo Grande significa un 4 %, encontrándose esta comarca próxima a la vertiente norte y con características físicas relativamente comparables (Kruse, 1979).

En ambos casos dicho escurrimiento incluye el escurrimiento superficial conjuntamente con el caudal básico de los arroyos, producto de la descarga del flujo local de las aguas subterráneas.

La consideración de las cifras mencionadas es una manifestación más de la importancia que adquiere la infiltración en el ciclo hidrológico de la región, que en sus mínimos valores superaría el 10 % de la precipitación.

#### Conclusiones

De la comparación de los dos sectores analizados se destaca en ambos la importancia de la infiltración regional que alimenta al escurrimiento subterráneo local y al escurrimiento subterráneo profundo.

Las variaciones locales existentes en las características físicas, morfología, fisiografía, hidrogeología, red de drenaje no resultan suficientemente contrastables como para detectar diferencias notables en la capacidad de infiltración regional entre una zona y otra.

Fundamentalmente a partir de la morfología freática se puede establecer una mayor transmisividad regional del medio poroso clástico en la vertiente norte, lo cual estaría directamente vinculado con el mayor espesor de los sedimentos cenozoicos.

Las características hidroquímicas, especialmente referidas a cloruro y bicarbonato permiten comprobar, además de la importancia de la infiltración, los cambios de velocidades en el escurrimiento subterráneo.

- KRUSE, E., 1978. Comportamiento geohidrológico de la Laguna La Brava, provincia de Buenos Aires. IIª Reunión Inf. del Cuaternario Bonaerense. CIC Buenos Aires: 41-44, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1979. Reconocimiento geohidrológico de la cuenca superior del arroyo Vivotatá. Informe final CONICET, La Plata.
- MARCHETTI, A., 1968. Estudio hidrológico de la zona sud de la provincia de Buenos Aires. Dir. Nac. de Geol. y Min., Carpeta 578, (inéd.), Buenos Aires.
- MAURINO, V., O. VARDE y R. SCANAVINO, 1981. Investigaciones geológicas y geotécnicas realizadas para el proyecto de una central hidroeléctrica de acumulación por bombeo. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 45-66, Buenos Aires.
- SALA, J. M., et al., 1977. Informe hidrológico preliminar del área periserrana de Balcarce. Convenio M.A.A. (Bs. As.)-Fac. Cs. Nat. (UNLP), (inéd.), La Plata.
- TAPIA, A., 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Dir. Nac. Min. y Geol., Bol. 43, Buenos Aires.

Recibido: 30 de julio, 1985

Aceptado: 20 de octubre, 1986

EDUARDO E. KRUSE

CONICET

Fac. Cs. Naturales y Museo  
(1900) La Plata

# ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA LOCALIDAD DE BARKER, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

MARCELO J. MANASSERO

## Resumen

En el presente trabajo se exponen los resultados obtenidos en el relevamiento estratigráfico-estructural del área ubicada al este de la localidad de Barker (provincia de Buenos Aires).

Se reconocieron siete unidades estratigráficas pelíticas que se denominaron informalmente según la composición de los argilominerales presentes. Estas unidades se describen en base a sus caracteres composicionales y texturales, geometrías, estructuras sedimentarias, paleocorrientes y trazas fósiles; y se realiza su correlación tentativa con otras descritas en las Sierras Septentrionales.

Se establecieron secuencias definidas para el área norte y para el área sur de la zona de estudio, requiriéndose mayor información para la integración de las mismas en una única columna estratigráfica para toda la región estudiada.

La estructura regional corresponde a la de un bloque elevado y basculado hacia el sur-suroeste. La columna sedimentaria actúa en forma solidaria disponiéndose como un homoclinal con un buzamiento de cinco grados. Fallas de expresión regional y local son características de este esquema regional.

Se plantean interrogantes acerca de la interpretación estratigráfica y estructural del área que se ve complicada por la extensa cubierta moderna que impide correlacionar unidades aún en áreas reducidas y que enmascara fallas locales.

## Abstract

In the present paper are presented the results of the geological mapping of an area placed in the eastern sector of the town of Barker (province of Buenos Aires).

Seven stratigraphic units were recognized and named informally. These units are described by their compositional and textural characters, geometries, sedimentary structures, paleocurrents and trace fossils. A tentative correlation of these units is done with others previously described in Sierras Septentrionales.

Two definite sequences were established towards the north and the south of the study area, but more information is needed integrate both of them. Some questions were risen about the stratigraphic and structural interpretation of the area. This fact is complicated by the extensive modern cover which difficult the correlation units of ten units and masks local faults.

## Naturaleza del trabajo

El estudio consiste en el carteo e interpretación geológica de una franja de terreno de aproximadamente dos kilómetros de ancho por 16 kilómetros de largo (traza de las secciones A-C, I-J y X-Y en la figura 2) con una posterior regionalización y control de campo de las unidades estratigráficas previamente reconocidas en un área mayor mediante fotointerpretación. El estudio se realizó en tres etapas, una de gabinete destinada a la recopilación bibliográfica, material cartográfico, fotoanálisis y fotointerpretación en base a los mosaicos

3780-29-3-4 y 3760-35-1-2 y a fotografías aéreas a escala 1:20.000 con las que se elaboró un plano geológico, otra de relevamiento geológico con tareas esencialmente de campo, y por último una etapa de laboratorio para el estudio de las muestras obtenidas por microscopía de corte delgado y análisis de la fracción fina por difracción de rayos X.

## Antecedentes

Se remite al lector a los trabajos de Antonioli (1969), Holmberg (1972), Teruggi y Kilmurray (1980); Bonhomme y Cingolani

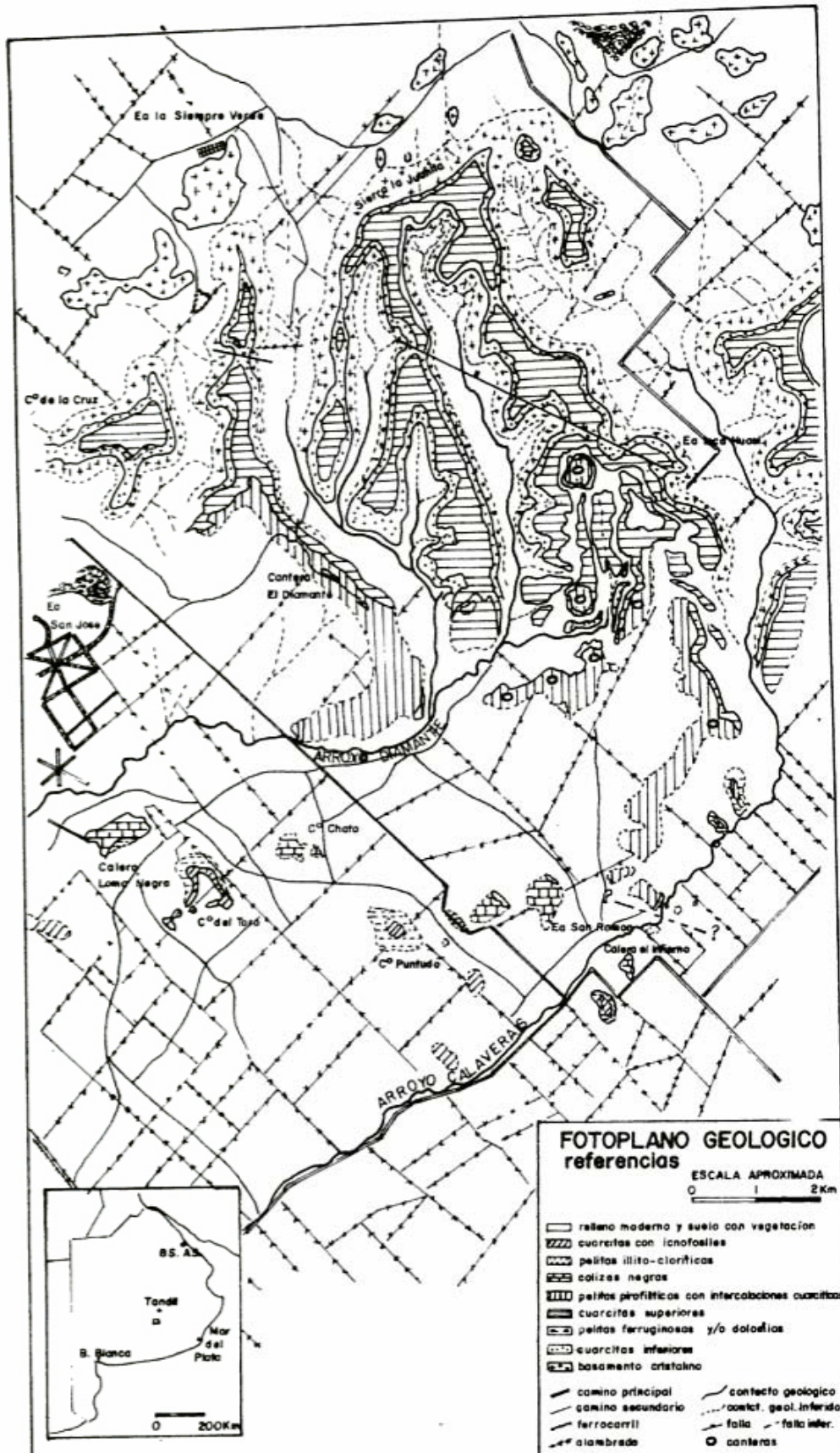


Figura 1

(1980), Zalba et al. (1982) y Spalletti y Del Valle (1984), quienes realizan una lista bibliográfica completa a la fecha de publicación de los respectivos trabajos.

#### Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo oriental del partido de Juárez (figura 1) en el límite con los partidos de Tandil y Necochea. Se ubica en el ámbito de las sierras de la Tinta o de Barker, que a su vez forman parte de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

#### Estratigrafía. Generalidades

##### Basamento cristalino

En la zona estudiada las rocas del basamento cristalino ígneo-metamórfico afloran al pie de las serranías meridionales y están compuestas fundamentalmente por migmatitas que según la composición y proporción del metasoma son tonalíticas micáceas o graníticas y granodioríticas. Existen en menor proporción cataclastitas, anfibolitas, esquistos, calizas cristalinas y cuerpos menores graníticos.

Estas rocas por similitud a las aflorantes en las sierras de Tandil pueden ser consideradas precámbricas ubicándose dentro del denominado Complejo Buenos Aires (Di Paola y Marchese, 1975).

En el cuadro I figuran los resultados del análisis por difracción de rayos X sobre muestras orientadas de los argilominerales producto de la meteorización de un granitoide muestreado en la ladera sur del cerro Siempre Verde, observándose que la illita es el mineral predominante, asociado con caolinita subordinada.

##### Cubierta sedimentaria

Inmediatamente por encima del basamento cristalino se presenta un escalón de cuarcitas que se denomina: **Ortocuarcitas inferiores**.

Con un espesor variable de 15 metros, de colores blanquecinos a rosado grisáceo, de grano medio, con estratificación tabular muy evidente; los estratos son de escala media (entre diez y treinta centímetros de espesor) y con estructuras entrecruzadas de tipo planar de bajo ángulo y en algunos casos pátinas ferruginosas.

La textura de estas rocas es compacta compuesta por cuarzo monocristalino (98 %); cuarzo policristalino (1 %) y zircón en proporciones de hasta 1 %. El cuarzo se presenta como clastos de tamaño de

250 a 500 micrones, límpidos, con escasas inclusiones dispuestas en planos paralelos y con crecimientos secundarios de sílice en continuidad óptica. La extinción es ondulante débil a moderada y los individuos son redondeados o subredondeados presentando contactos rectos, cóncavos y convexos.

Los análisis difractométricos de la fracción fina de las ortocuarcitas muestreadas figuran en el cuadro I con las denominaciones P4, EIV, EV. Así se aprecia que estas areniscas de gran madurez textural y composicional presentan en forma intersticial illita y caolinita en proporciones variables.

Estas rocas se depositan directamente sobre una superficie peneplanizada del basamento cristalino.

Este nivel de cuarcitas sería en base a lo expuesto equivalente a las cuarcitas inferiores de González Bonorino (1954) para el área de Sierras Bayas.

**Pelitas ferruginosas.**(Perfiles 1 y 2). Con una potencia aproximada de ocho metros, se encuentran intercaladas y facilitan, en forma regional, la separación de los bancos de las ortocuarcitas inferiores y superiores.

Esta unidad se refleja como un talud derrubial entre los dos escalones cuarcíticos, ha sido de difícil estudio en el campo debido al carácter restringido y aparentemente lenticular de los depósitos.

Son pelitas illíticas y caoliníticas con impurezas de cuarzo y abundantes cantidades de minerales de hierro que forman un complejo limonítico-hematítico de colores castaños oscuros (10 R 4/6 rojo) variable en zonas según el grado de hidratación del mineral ferrífero y a su concentración en bolsones.

Es llamativa la presencia de cristales euedrales de cuarzo, bien desarrollados y con tamaños variables de hasta quince centímetros, dispersos en la masa arcilítica y cuyo origen aún no ha sido explicado satisfactoriamente aunque podría suponerse originado en el aporte de soluciones hidrotermales silíceas y ferruginosas a estas pelitas, pese a no haberse observado en el campo a los cristales "in situ".

Otra alternativa podría ser la generación de estos cristales a partir de fenómenos de cristalización diagenéticos atribuibles a la gran fuerza de crecimiento de los cristales de cuarzo en un medio sedimentario rico en soluciones de sílice.

Este nivel de pelitas ocupa una misma posición estratigráfica que las dolomías descritas por Schauer y Venier (1967) en el cerro de La Cruz y a las arenitas silíceas amarillentas deleznales descritas

Procedencia	Muestra	ARGILOMINERALES					IMPUREZAS		
		Illita	Caolinita	Pirofilita	Clorita	Cuarzo	Feldespato	Calcita	
perfil 1	a	x				xx			
perfil 2	a	x	x						
perfil 2	b	x	xx						
perfil 3	a	xx				xxx			
perfil 4	a	x	x	xxx					
perfil 4	a	x	x	xx			x		
perfil 4	d	x				xxx	x		
perfil 4	e	x				xxx			
perfil 7	a	xxx	x		xx	xxx	xx		
perfil 7	f	xx			x	xxx	xx		
perfil 7	l	xx			x	xxx	xx		
perfil 5	a					xx		xxx	

#### Muestras Orientadas

perfil 5	b	x				xxx		xxx
perfil 6	a	x				xx		xxx
basamento	Cerro la Siempre Verde	xxx	x			xxx	xxx	
cuarc. inf.	p 21		x			xxx		
cuarc. inf.	E IV		xxx			xxx		
cuarc. inf.	E V	xx	x			xxx		
cuarc. sup.	p 38	x	xx			xxx		
cuarc. sup.	p 57	xx	xxx			xxx		
cuarc. sup.	E XIII	xx				xxx		
cuarc. perfil 4 base	c	xxx	xxx	x		xxx		
cuarc. perfil 4 techo	p 252	xxx				xxx		
Perfil 8	E XLIII	x	xxx			xxx		

Cuadro I

por Zalba (1978) en la cuchilla de las Aguilas.

**Ortocuarcitas superiores.** Con un espesor aproximado de 25 metros, estas ortocuarcitas, junto con las inferiores, conforman dos niveles claramente diferenciables cuando se los observa juntos en el campo aunque no se ha encontrado ninguna característica litológica esencial para individualizarlas.

Aparentemente la redondez de los individuos de cuarzo de las cuarcitas superiores es mayor, al igual que el número de contactos intergranulares en comparación con las cuarcitas inferiores (Zalba, 1978).

Presentan manchas amarillentas y rosadas en abundancia, por infiltración de óxidos de hierro (10 Y R 7/8 y 2,5 Y R 4/8 según Munsell Soil Color Chart).

Los análisis difractométricos de la fracción fina de estas ortocuarcitas figuran en el cuadro I con las denominaciones P38, P57 y EXIII.

Este nivel, en base a lo expuesto es equivalente a las cuarcitas superiores de González Bonorino (1954) para el área de Sierras Bayas.

**Pelitas pirofiliticas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas.** Esta unidad de aproximadamente veinte metros de espesor,

reconocida en las canteras de El Diamante (véase perfil 4 y foto 1) y Taglioretti (al este de la anterior y fuera de la faja mapeada) se encuentra integrada por una brecha de ftanita basal con matriz pelítica (ver perfiles 3 y 4) y pelitas rojo moradas pirofiliticas, sedosas y untuosas al tacto que hacia el techo se hacen progresivamente más gruesas con intercalaciones de bancos ortocuarcíticos.

Estas pelitas se encuentran suprayaciendo a las ortocuarcitas superiores aunque no se ha podido observar el contacto neto entre ambas unidades. Los clastos y nódulos de ftanita ponen en evidencia la existencia de una superficie de erosión y marcan un cambio brusco en el ambiente de deposición. Además, éstas brechas de ftanita se presentan sin base expuesta en algunos sectores aislados como bolsones o bloques que elevados mediante una tectónica ascensional de carácter local provocan una disturbación muy visible en la laminación de las pelitas suprayacentes.

Las pelitas rojo moradas con gran concentración de óxido de hierro de colores 10 R 4/8 y 10 R 2/2 composicionalmente se caracterizan por una gran abundancia de pirofilitas siendo menores las proporciones de illita y caolinita. Las impurezas de las arcillas más comunes son feldespato y hematita.





Estimaciones cuantitativas de la composición mineralógica en base a análisis por difracción de rayos X y análisis químicos (según Iniguez y Zalba, 1974) dan un promedio para estas pelitas de:

Caolinita: 30 %  
Illita: 10 %  
Pirofilita: 40 %  
Cuarzo: 5 %  
Hematita: 15 %

Hacia el techo sigue una secuencia rítmica de limolitas rojas y blancas (10 R 3/6 y 7,5 YR 8/1) con intercalaciones de areniscas cuarcíticas que presentan una abundancia de illita y material cuarzoso en todo el resto del perfil, aumentando en forma gradual el tamaño de grano la proporción de caolinita desde el techo de las arcillas rojo moradas hasta la base del último y más potente banco de ortocuarzitas blanquecinas (3 Y 8/1) macizas de grano fino y bien redondeadas en las cuales sólo se encuentra a la illita como único representante del grupo de los minerales de las arcillas.

Los argilominerales mencionados para este perfil (illita, caolinita y pirofilita) son de origen detrítico según estudios de Caillere e Iniguez (1967), Iniguez y Zalba (1974) y Zalba (1978 y 1981). Para otros autores la pirofilita y el cuarzo alojados en zonas de falla se originaron por procesos hidrotermales (Di Paola y Marchese, 1974); o por posibles fenómenos metamórficos leves (Bonhomme y Cingolani, 1980).

Esta unidad se correspondería al miembro inferior de la Formación Balcarce (Cámbrico-Ordovícico) descrito por Zalba et al., 1982 para el sector occidental de la localidad de Barker, siendo necesarios mayores estudios estratigráficos y estructurales que regionalmente corroboren la relación de esta unidad con el resto de las unidades que le suprayacen.

**Calizas negras.** (Perfiles 5 y 6). Entre la última unidad descrita y los afloramientos de calizas existe un área cubierta que no permite ver la relación que guardan ambas unidades entre sí.

Estos calcáreos de aproximadamente treinta metros de espesor presentan una estratificación conspicua en bancos macizos de color gris oscuro a casi negro (5 Y 2/2) y fractura concoidea.

Microscópicamente se trata de una roca de textura uniforme y grano muy fino (micrita). El aporte terrígeno ha sido escaso aunque se observan algunos bancos intercalados con material arcilloso illítico. No se pudo detectar en éstas rocas la

presencia de restos orgánicos de tamaño macroscópico ni microscópico.

En el techo de estos calcáreos se comprobó la presencia de una brecha de caliza en matriz psamítica descrita por Dalla Salda et al. (1972) en Villa Cacique. Se trata de una brecha de matriz psamítica amarillenta y clastos de calizas grises oscuras, pelitas arcillosas calcáreas y clastos de la misma brecha. Los fenoclastos son angulosos a subangulosos, con tamaños variables entre guijarro, guijón y bloques; disminuyendo su tamaño hacia el techo de este banco pséftico. El espesor del estrato es de aproximadamente tres metros.

Valencio, et al. (1980) correlacionan, en base a datos paleomagnéticos, las calizas aflorantes en la cantera El Infierno, de Barker, con las calizas de la cantera Cerro Negro, de Olavarría. Esta unidad sería equivalente a las calizas aflorantes en la zona de Olavarría en base a la similitud litológica y a dicha semejanza en edades magnéticas precámbricas.

**Relación estratigráfica de las calizas con el resto de la secuencia.** La mencionada unidad se halla restringida a una estrecha franja de terreno de rumbo este-oeste que une a las localidades de Villa Cacique con la cantera El Infierno. Su posición estratigráfica dentro de la secuencia presenta dos hipótesis alternativas.

a) Las calizas sin base expuestas continuarían en secuencia normal sobrepuestas a las pelitas pirofiliticas con intercalaciones de areniscas, y debido a su posición en el bloque alabeado o a posibles fallas directas de expresión regional, ocupan una posición topográfica más deprimida.

b) Estas calizas de posición topográfica inferior serían más antiguas que las mencionadas pelitas pirofiliticas para lo cual debemos suponer un acuñaamiento de las mismas hacia el norte con una exondación de la cubeta de depositación de los calcáreos hacia el sur. Esto explicaría la presencia de los calcáreos restringidos al estrecho "callejón" mencionado pero presupone a la vez un acuñaamiento total de los bancos de caliza en una distancia horizontal aproximada de 3 km lo que implica una paleopendiente regional de un grado sexagesimal, o de 2 %.

**Pelitas illito-cloríticas.** (Perfil 7). Afloran sin base expuesta y con un espesor aproximado de 5 m medidos en el corte del camino que une a la localidad de Barker con la cantera El Infierno (véase figura 1). Se apoyan sobre las brechas de calizas de matriz psamítica presentando colores rojos amarillentos (5 YR 6/8), rojos (2,5 YR 4/8) y grises (2,5 Y 7/2). Estas arcillitas son laminadas y presentan estratificación

SECCIONES GEOLOGICAS

ESCALA HORIZONTAL 0 300m  
ESCALA VERTICAL 0 100m

- REFERENCIAS litologicas
- cubierta moderna y suelo
  - colizas
  - brechas
  - pelitas
  - ortocuarcitas
  - basamento cristalino

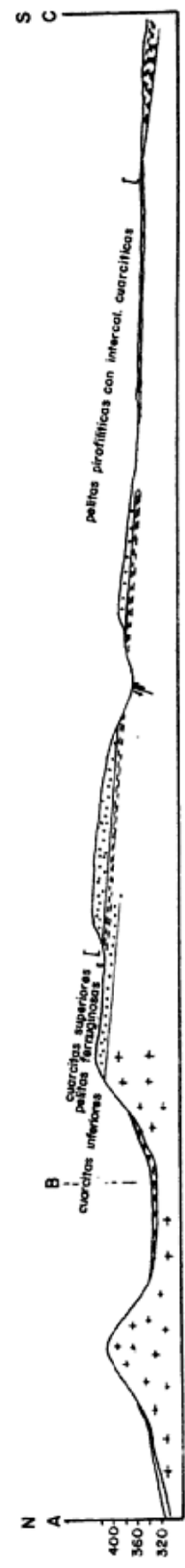
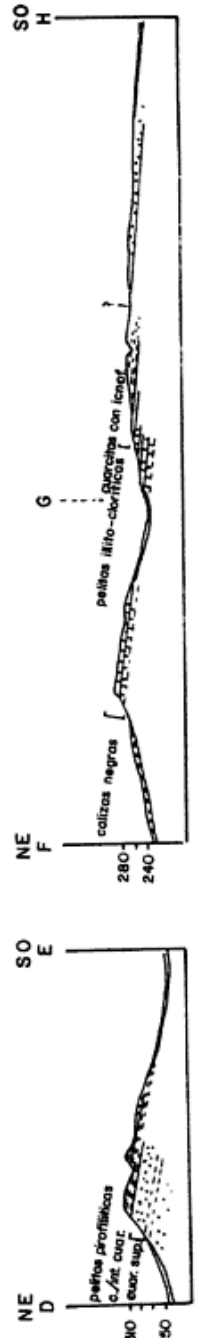


Figura 3

tabular. Composicionalmente presentan clorita e illita abundantes y caolinita escasa y las impurezas más comunes son feldespatos y cuarzo (cuadro 1).

Esta unidad ha sido correlacionada con las pelitas de la Formación Cerro Negro, de Olavarría, definida por Iníguez y Zalba (1974), y con las arcilitas gris oliva que suprayacen a las brechas de caliza en la cantera Loma Negra, de Barker (Zalba, 1981), en base a su posición relativa dentro de la secuencia y a sus semejanzas composicionales.

**Cuarcita con icnofósiles.** (Perfil 8). Aparecen coronando el cerro Puntudo (véase figura 7) sobre las pelitas illito-cloríticas y con un espesor aflorante de 15 metros. Son de colores blanquecinos a rosado grisáceo, con estratificación interna tangencial simple; dichas estructuras sedimentarias direccionales sugieren paleocorrientes dominantes que van hacia el oeste-noroeste.

Petrologicamente, estas ortocuarcitas son difíciles de diferenciar de las ortocuarcitas inferiores y superiores, aunque se comprobó mediante los análisis difractométricos para la fracción fina orientada de éstas cuarcitas, que las mismas muestran una gran abundancia de caolinita, siendo escasa la proporción de illita.

En el techo de ésta unidad se encontraron trazas de restos tubiformes de epirelieve negativo (fotos 2 y 3); se trata de pistas de ancho regular, bilobuladas y sin relleno, de traza curvada bien impresa en la roca; su longitud alcanza aproximadamente a sesenta centímetros siendo el ancho correspondiente de diez a veinticinco milímetros. Las marcas más profundas tienen una profundidad de unos cuatro milímetros.

Estas trazas corresponderían a *Roaultia* (Tromelin, 1877) o *Dydymaulichnus* (Young, 1972) con formas asociadas, como *Palaeophycus* (Hall, 1847). La asociación icnológica es difícil de insertar en taxones conocidos pero sus edades tentativas según Borello (1966) son:

**Palaeophycus:** Paleozoico de Europa y América.

**Roaultia:** Ordovícico de Europa y Africa del Norte.

Es de hacer notar que el término traza fósil, de clara connotación genética, alude en este caso a la actividad y traslación de anélidos marinos que ha quedado registrada en éstas cuarcitas.

Según la clasificación icnofacial de Seilacher (1967), estas trazas fósiles pertenecen a las icnofacies de *Cruziana* que corresponde a un nivel de energía moderado

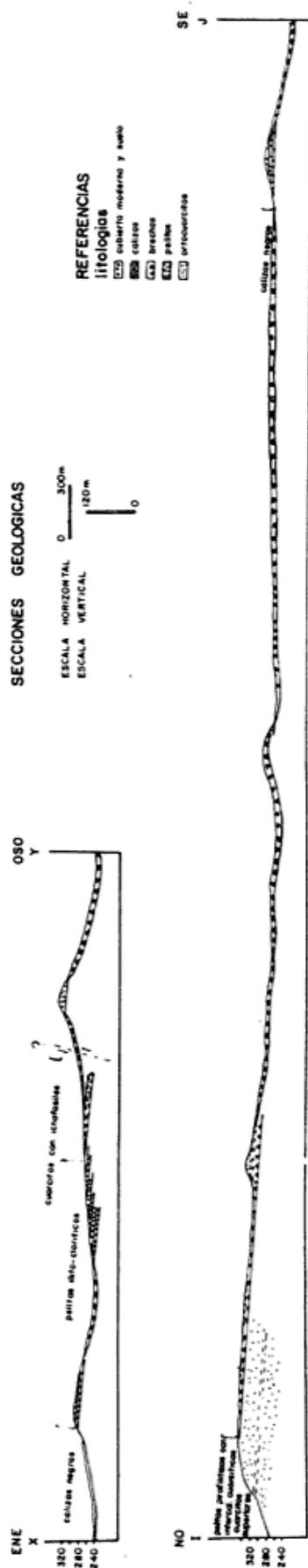


Figura 4

a bajo, en diversos subambientes de deposición acuáticos como estuarios, bahías, lagunas litorales, plataformas continentales y taludes de mares epíricos, Frey y Seilacher (1980).

Esta unidad, que para algunos autores representa meramente un nivel de cuarcitas adicional, en el mismo conjunto sedimentario, que evidencia una repetición cíclica de las condiciones de deposición y el aporte en la cuenca, podría constituir parte del conjunto sedimentario denominado por Amos et al. (1982) como Cuarcitas Balcarce de edad cambro-ordovícico. Pese a lo restringido de los afloramientos estudiados y a no haberse podido constatar la presencia de un conglomerado de base, esta hipótesis resulta interesante.

#### Estructura

Consideradas regionalmente, las sierras comprendidas en el área de estudio pertenecen a un típico sistema de montañas de bloque separadas por fallas de alto ángulo, alineadas según ellas y basculadas hacia el sur-suroeste. Constituyen un grupo independiente de las sierras de Tandil, las que se diferencian hacia el norte luego de una amplia depresión de tipo tectónico (Teruggi et al., 1975).

De acuerdo a Teruggi y Kilmurray (1975), el conjunto de fracturas se dan como consecuencia de reactivación de fallas regionales producto de la orogénesis Andica.

En el área de estudio la megaestructura regional se corresponde con lo expuesto anteriormente; se trata de un homoclinal constituido por la cubierta sedimentaria con un buzamiento promedio de aproximadamente 5 grados hacia el sur-suroeste. Este valor puede variar localmente por complicaciones tectónicas de dicha cubierta, por ejemplo, en las cercanías del abra meridional del cerro La Angélica. Donde una falla de carácter local ocasiona un resalto de algunos metros visibles en ambos escalones de cuarcitas, al norte y al sur de la mencionada abra.

La aparente sencillez de esta tectónica se complica por la presencia de fallas con rechazos de algunos metros que se evidencian, más que por la observación directa, por el estudio fotogeológico de las formas topográficas y rasgos hidrográficos.

1 - Falla inversa de alto ángulo con rumbo noroeste, de gran continuidad areal, atravesando los tres cordones meridianos que nacen a partir de la sierra de La Juanita.

2 - Falla de rumbo este, sobre el arroyo

Diamante, expresada como linealidad dentro de las anomalías del drenaje.

3 - Megafractura noreste en la cara norte de éstas sierras.

4 - Falla de rumbo oeste-noroeste, en el abra meridional del cerro La Angélica.

Montero (1951) menciona para el sector sureste de Barker la repetición de capas de cuarcitas por fallas de rumbo este-noreste - oeste-noroeste que forman una escarpa de falla en las cumbres de los cerros del Toro, Chato y Puntudo, localizándose en el bloque hundido la caliza de color gris oscuro (véase figura 1).

Villar Fabre (1956) confirma la existencia de dicha falla durante el relevamiento de la Hoja 33 q, Villa Cacique.

Maisterrena (1978); para la misma zona, interpreta que la caliza gris se ha preservado de la erosión al hallarse sobre un bloque deprimido o graben, siendo denudadas las cuarcitas aflorantes al norte. El rumbo de las fracturas sería aproximadamente paralelo al rumbo de las calizas.

En el desarrollo del presente trabajo no se pudo observar el contacto basal de las calizas. Tampoco se logró detectar y comprobar fehacientemente la presencia de la falla directa de rumbo este-sureste que generaría una escarpa evidenciada por las cuarcitas que coronan el cerro Puntudo, la traza de esta falla inferida correría entre los primeros afloramientos de las ortocuarcitas mapeadas al sur del trapecio que forma en planta el camino que conduce a Villa Cacique y las primeras estribaciones del cerro Puntudo, como se aprecia en el perfil X-Y (figura 4).

La hipótesis alternativa de la inexistencia de esta falla presupone un espesor neto de las cuarcitas del cerro Puntudo superior a los 80 metros y permitiría asegurar sin lugar a dudas, que dichas cuarcitas son más jóvenes que las cuarcitas aflorantes en el sector norte, lo cual sería coherente con la presencia de icnofósiles en dicha unidad y las paleocorrientes medidas que así lo sugieren.

Las diaclasas subverticales en el área relevada configuran sistemas con orientaciones predominantes según los dominios tectónicos B y C de Teruggi et al., (1973), siendo subordinado el dominio tectónico A.

Los rumbos de las diaclasas de las ortocuarcitas inferiores y superiores oscilan alrededor de los valores promedio de N220° y N320°; en cambio las ortocuarcitas con icnofósiles, los promedios para dichos rumbos de diaclasas son N265° y N175°.

**Interpretación genética de diaclasas:** Estos juegos de diaclasas visibles ya en las cuarcitas inferiores y especialmente marcadas en las cuarcitas superiores, con ángulos internos cercanos a los 90°, sugieren un empuje vertical dominante sobre el estiramiento y la compresión a lo largo de los planos de estratificación. El basamento habría levantado y fracturado a estas macizas rocas tabulares que respondieron rígidamente con un diaclasamiento conspicuo.

#### Análisis por difracción de rayos X

La identificación y evaluación semicuantitativa de los argilominerales presentes en los horizontes muestreados (ver perfiles en la figura 2) se realizó con un difractómetro marca Philips con radiaciones de cobre (1,54 Å), filtro de Ni; velocidad del goniómetro 2°/min, y velocidad del papel de 1200 mm/h.

Se determinó la composición y abundancia relativa de los minerales de las arcillas en 24 muestras de polvo por difracción de rayos X. La mitad de éste número de análisis se efectuó con preparaciones orientadas para la fracción fina de las muestras provenientes de las unidades cuarcíticas de la secuencia y del basamento cristalino.

Para obtener las muestras de polvo se realizó la molienda y disgregación de las mismas en un mortero hasta llegar a tener una granulometría de tamaño pelítico.

El cuadro I resume los datos obtenidos y el total de los difractogramas; en el mismo se ha utilizado la siguiente simbología:

XXX muy abundante  
XX abundante  
X escaso

#### Discusión y recomendaciones

Se fijó una columna estratigráfica para el área de afloramiento ubicada al norte de la cantera El Diamante.

Se estableció una secuencia definida en la zona sur de las cercanías de la estancia San Ramón.

El área de estudio ha sido postulada como la zona de superposición lateral de dos cuencas sedimentarias, lo que presupone dificultades para la diferenciación y caracterización de las unidades estatigráficas aflorantes, así como de los procesos deposicionales y estructurales actuantes. Pese a ello, una vez que el problema ha sido definitivamente identificado se ha dado un gran salto hacia su solución,

en nuestro caso podemos adelantar que dos son las incógnitas esenciales que se plantean en el área de estudio.

1 - Determinación fidedigna de la secuencia estratigráfica integrada para toda el área, para lo cual es de vital importancia establecer la relación estratigráfica de las pelitas pirofílicas con intercalaciones cuarcíticas con las calizas.

2 - Relación de contacto entre las pelitas pirofílicas con intercalaciones cuarcíticas con las cuarcitas superiores, si es que la primera unidad suprayace a la segunda en sucesión continua o bien marcan la posición de una nueva línea de costa con su registro en una discordancia erosiva, sería esta, entonces, una discordancia cartográfica sólo evidente por relevamientos regionales.

En cuanto a la relación estratigráfica de las calizas con las unidades estratigráficas reconocidas al norte del área mapeada, se destaca que en la interpretación geológica del perfil I-J se plantean dos alternati-

vas:

1) Considerar a toda la columna estratigráfica como una secuencia normal en la cual, las calizas son el término más alto para la reconstrucción de dicho perfil (Leveratto y Marchese, 1983), y que posibles fallas directas (?) de expresión regional y de cuya evidencia no se ha podido encontrar pruebas en el campo, ubiquen tectónicamente a las calizas en una posición topográfica más deprimida.

2) Que las calizas son más antiguas que las pelitas pirofílicas mapeadas en el sector septentrional.

#### Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a la Universidad Nacional de La Plata, al CONICET y a la Empresa Loma Negra C.I.A.S.A., quienes brindaron los medios necesarios para la realización del presente trabajo. Se agradece también, muy especialmente al Dr. Mario A. Iniguez Rodríguez por la lectura crítica del manuscrito.

#### Lista de trabajos citados en el texto

AMOS, A., B. S. QUARTINO y R. A. ZARDINI, 1972. El Grupo La Tinta, provincia de Buenos Aires, Argentina, Paleozoico o Precámbrico. XXV<sup>o</sup> Congr. Bras., An: 211-221, Sao Paulo.

BONHOMME, M. G. y C. CINGOLANI, 1980. Mineralogía y Geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV (4): 519-538, Buenos Aires.

BORELLO, A., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta. *Paleontografía Bonaerense, CIC, I*: 1-42, La Plata.

CAILLERE, S. y A. M. INIGUEZ RODRIGUEZ, 1967. Estudio mineralógico de La Tinta Formation argilleuse de la province de Buenos Aires. *Soc. Miner. Cristallog., Bull.*, 90: 246-251, París.

DALLA SALDA, L., M. GUICHON y C. W. RAPELA, 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el trecho de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Asoc. Min. Petro. y Sed., Rev.*, 3 (3-4): 133-134, Buenos Aires.

DI PAOLA, E. y H. MARCHESE, 1974. Relación entre la tecto-sedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Arg. Min. Petro. y Sed., Rev.*, 5 (3-4): 45-58, Buenos Aires.

FREY, R. y A. SEILACHER, 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13 (3): 183-207, Oslo.

GONZALEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, serie II*, 55: 5-37, La Plata.

INIGUEZ RODRIGUEZ, A. M. y P. E. ZALBA, 1974. Nuevo nivel de arcillitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, serie II*, 264: 95-100, La Plata.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1974. Geología de yacimientos de arcilla refractaria de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (3): 304-310, Buenos Aires.

LEVERATTO, M. A. y H. MARCHESE, 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de la sierra de La Tinta Barker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (2): 235-247, Buenos Aires.

MAISTERENA, E., 1978. Sobre la interpretación de la estructura de la cantera "El Infierno", en las cerca-

nías de Barker, provincia de Buenos Aires y su consecuencia en la interpretación estratigráfica y en el aprovechamiento de recursos minerales. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 157-169, Buenos Aires.

MARCHESE H., y E. DI PAOLA, 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (2): 161-179, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (1): 17-44, Buenos Aires.

MONTERO, C., 1951. Estudio geológico de la zona de Barker, partido de Juárez. Museo de Cs. Naturales, Univ. Nac. La Plata, tesis, (inéd.), La Plata.

SCHAUER, O. y H. VENIER, 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sierra de La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As., Notas*, 6, La Plata.

SELLEY, R. C., 1976. Medios sedimentarios antiguos. Hermann Blume Ediciones, Madrid.

SPALLETI, L. y A. DEL VALLE, 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia. Caracteres sedimentológicos y origen. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIX (3-4): 188-206, Buenos Aires.

TERUGGI, M. E. y J. KILMURRAY, 1975. Tandilia. *Relatorio de Geología, provincia de Buenos Aires, VI<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas I*: 55-77, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y L. DALLA SALDA, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX, (3): 265-276, Buenos Aires.

VALENCIO, D., A. SINITO y J. VILAS, 1980. Paleomagnetism of upper precambrian rocks of the La Tinta Formation. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1: 563-575.

VILLAR FABRE, J., 1956. Informe geológico de la Hoja 33q Villa Cacique, provincia de Buenos Aires. *Dir. Nac. Min. Geol., (inéd.)*, Buenos Aires.

ZALBA, P. E., 1978. Estudio Geológico y Mineralógico de los yacimientos de arcilla de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica. Museo de Cs. Nat. (Tesis), Univ. Nac. de La Plata (inéd.), La Plata.

\_\_\_\_\_, R. ANDREIS y F. LORENZO, 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientes de la secuencia basal eopaleozoica en la cuchilla de Las Águilas, Barker, provincia de Buenos Aires. V<sup>o</sup> Congr. Latin. de Geol., Actas, II: 389-409, Buenos Aires.

Recibido: 9 de agosto, 1985

Aceptado: 28 de agosto, 1986

MARCELO J. MANASSERO

C.I.G.  
Calle 1 N° 644,  
(1900) La Plata

---

### PRIMERA REUNION ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGIA

Entre los días 6 y 10 de octubre de 1986 se realizó en La Plata la Primera Reunión Argentina de Sedimentología. Este evento, que congregó a más de 200 geólogos y estudiantes de geología, fue auspiciado por la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, el CONICET y la CIC Buenos Aires.

El programa comprendió la exposición oral de 73 trabajos, cuyos resúmenes expandidos fueron publicados en un volumen de 274 páginas.

Se organizaron, además, las siguientes mesas redondas: Enseñanza de la Sedimentología, coordinada por los Dres. Renato Andreis y Gerardo Bossi; Estado actual y perspectivas de la Sedimentología en la Argentina, coordinada por el Dr. Gustavo González Bonorino, y La Sedimentología en el análisis de cuencas y su relación con la sismoestratigrafía, coordinada por el Dr. Gualter Chebli.

La Reunión se vió prestigiada por el aporte de reconocidos investigadores de la Sedimentología, como los Dres. Paul E. Potter, Harold G. Reading, Richard V. Fi-

sher, Vicente Gabaldón López y Peter Crimes.

Se pronunciaron tres conferencias: Estratigrafía volcanotectónica (R. Ficher), Trazas fósiles y facies (P. Crimes) y Configuración continental sudamericana, clima y procedencia de arenas costeras (R. Potter).

Por último, se concretaron dos viajes, intra y post-reunión, destinados a la observación de sucesiones sedimentarias cuaternarias de la región costera de Buenos Aires y las sedimentitas precámbricas y paleozoicas del sistema de Tandil.

La Segunda Reunión Argentina de Sedimentología se desarrollará durante 1988 en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires, bajo la coordinación del Dr. Renato R. Andreis.

Dr. Luis A. Spalletti

Coordinador Primera Reunión Argentina de Sedimentología

Centro de Investigaciones Geológicas  
La Plata

# EL BAJO HONDO: UNA CALDERA BASÁLTICA EN EL BORDE SUR DE LA MESETA DE SOMUNCURA, PROVINCIA DE CHUBUT

A. ARDOLINO Y D. DELPINO

## Resumen

Se establece la génesis volcánica del Bajo Hondo (42°15' L.S - 67°55' L.O, provincia de Chubut, Argentina).

La depresión circular de 4,8 km de diámetro se interpreta como una caldera volcánica generada durante el Plioceno.

La caldera se caracteriza por erupciones de piroclastos y coladas de composición basáltica. Los basaltos emitidos tienen la asociación olivino + plagioclasa + piroxeno como fenocristal y afinidades alcalinas.

Estas rocas se agrupan en el "Ciclo volcánico del Bajo Hondo".

La caldera, controlada por fracturas anulares concéntricas, se ha desarrollado adventiciamente y en una etapa póstuma del vulcanismo asociado al gran centro volcánico de la sierra de Talagapa, caracterizado éste por la emisión durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior de secuencias alternantes de flujos piroclásticos de composición traquítico-riolítica y coladas basálticas agrupadas en este trabajo dentro del "Ciclo volcánico de la Sierra de Talagapa".

## Abstract

The principal aim of this work is to establish the volcanic genesis of Bajo Hondo depression, which is located at 42°15' S.L. - 67°55' W.L. in Chubut province, Argentina.

This circular depression of 4,8 km of diameter is interpreted as volcanic caldera generated during late Pliocene time. Bajo Hondo caldera is related to eruptions of basaltic pyroclastics and lava flows through ring-fracture zones. The phenocryst assemblage in the basalts is olivine - plagioclase - piroxene, with alkaline affinities. The rocks from Bajo Hondo area have been grouped in this paper in the "Bajo Hondo volcanic cycle".

The Bajo Hondo caldera has been formed in the later volcanic stage of the large Talagapa-volcanic centre, which was active during late Oligocene-early-Miocene times erupting both (trachytic-rhyolitic) pyroclastic flows and basaltic lava flows.

## Introducción

El presente trabajo tiene por objeto establecer la génesis del Bajo Hondo (42°15' Lat. sur - 67°55' Long. Oeste) y su relación con la evolución geológica de la zona adyacente. Es parte de un proyecto que incluye el estudio de la estratigrafía y la reconstrucción vulcanológica de los centros volcánicos del sector sur de la meseta de Somuncurá, utilizando la información obtenida durante el relevamiento geológico regional realizado por el Servicio Geológico Nacional.

El Bajo Hondo es una depresión de forma circular de 4,8 km de diámetro

con un borde que sobresale entre 100 y 150 metros sobre el relieve circundante. En el interior de la depresión el desnivel entre el piso del "bajo" y las paredes que lo rodean es variable siendo de 300 metros en el sector occidental y sólo de 75 metros en el oriental.

Adentro, el drenaje es incipiente de tipo radial convergente, penetrando por el sector noroeste un curso de agua temporario que forma un pequeño cono aluvial. En el exterior es divergente bien desarrollado en dirección sudeste.

La génesis de las numerosas depresiones o "bajos sin salida" de la Patagonia ha sido objeto de discusión por varios autores,

entre los que merecen destacarse Frenguelli (1957), Methol, (1967) y Fidalgo (1972).

El primero de estos autores las clasificó de acuerdo a la inclinación de las paredes en Pfannen (declive suave) y Wannan (declive abrupto). La presencia de un borde elevado, aparta al Bajo Hondo de esta clasificación.

La posibilidad de que la depresión del Bajo Hondo fuera consecuencia de un impacto meteorítico fue considerada como hipótesis de trabajo. Ella fue descartada al reconocerse su carácter eminentemente volcánico y por la ausencia de elementos que caracterizan a una estructura de impacto señaladas por Dence (1972), Dietz (1972) y Theilen y Willige (1981). Merecen destacarse como elementos contrastantes que, en las estructuras de impacto los fragmentos vítreos tipo "bomba" formados por la fusión de la roca impactada constituyen un escaso porcentaje dentro del material detrítico "accidental" que rodea un cráter meteorítico. En el área circundante al Bajo Hondo, los eyectos constituyen voluminosas acumulaciones y son totalmente de carácter "esencial", motivo éste que llevó a descartar también el origen explosivo de la depresión (freatomagmatismo).

Por otra parte, aún insistiendo en que el impacto pudiera generar el volcanismo, las condiciones de presión y temperatura necesarias para producir fusión y promover la actividad ígnea solamente son alcanzadas en choques de grandes cuerpos que originan depresiones de mayor diámetro que el Bajo Hondo, (100-200 km) como ha sido sugerido para los cráteres de la Luna por Grieve y Head (1981).

El aspecto novedoso en el área de la meseta de Somuncurá es el descubrimiento de depresiones o "bajos sin salida" cuya génesis responde a procesos vinculados con el magmatismo. Precisamente una de ellas, constituye el objeto de este trabajo y es interpretada como una caldera generada por la acción combinada de mecanismos magmático-estructurales. Al Bajo Hondo se accede por al ruta provincial 4, tomando un desvío a la altura del cerro Las Huellas, entre las localidades de Telsen y Gan-Gan, que se dirige hacia la zona de El Guanaco (Talagapa).

### Marco Regional

La caldera del Bajo Hondo está situada sobre la ladera oriental de la sierra de Talagapa. Esta sierra es interpretada por los autores como un gran centro volcánico de forma elíptica de 25 km x 10 km, en cuyo interior se emplazan cuerpos

dómicos intrusivos y extrusivos asociados con gruesas coladas, ambos de composición traquítica (figura 1).

Rodeando la zona central, con mayor desarrollo hacia los sectores sur, este y noreste afloran secuencias alternantes de flujos piroclásticos ácidos y coladas lávicas básicas. Estas erupciones han sido controladas por fracturas que rodean el centro volcánico.

Una zona distensiva de dirección noroeste ha sido posiblemente responsable del crecimiento elongado de la zona central, del emplazamiento de los cuerpos intrusivos, y también ha controlado el ascenso del magma basáltico en el Bajo Hondo. Las efusiones acaecidas en este último lugar son póstumas en la historia vulcanológica de la sierra de Talagapa.

### Antecedentes

Los antecedentes sobre la geología del área son escasos. Solamente trabajos de índole regional realizados por uno de los autores Ardolino (1977, 1979, 1981) involucran la zona del Bajo Hondo. Nuñez et al. (1975), denominaron Formación Quiñelaf a vulcanitas, en general traquíticas, aflorantes en la Alta Sierra de Somuncurá. Ardolino (1981), adopta el término propuesto por Nuñez y colaboradores ampliando su constitución litológica, lo reubica temporalmente y lo extiende a los ámbitos de la sierra de Apas y de los Chacays. Distingue facies dentro de esta Formación. A la facies piroclástica le sigue cronológicamente una facies lávica ácida a mesosilícica, continuando una facies intrusiva y finalizando el ciclo con erupciones de lavas mesosilícicas a básicas.

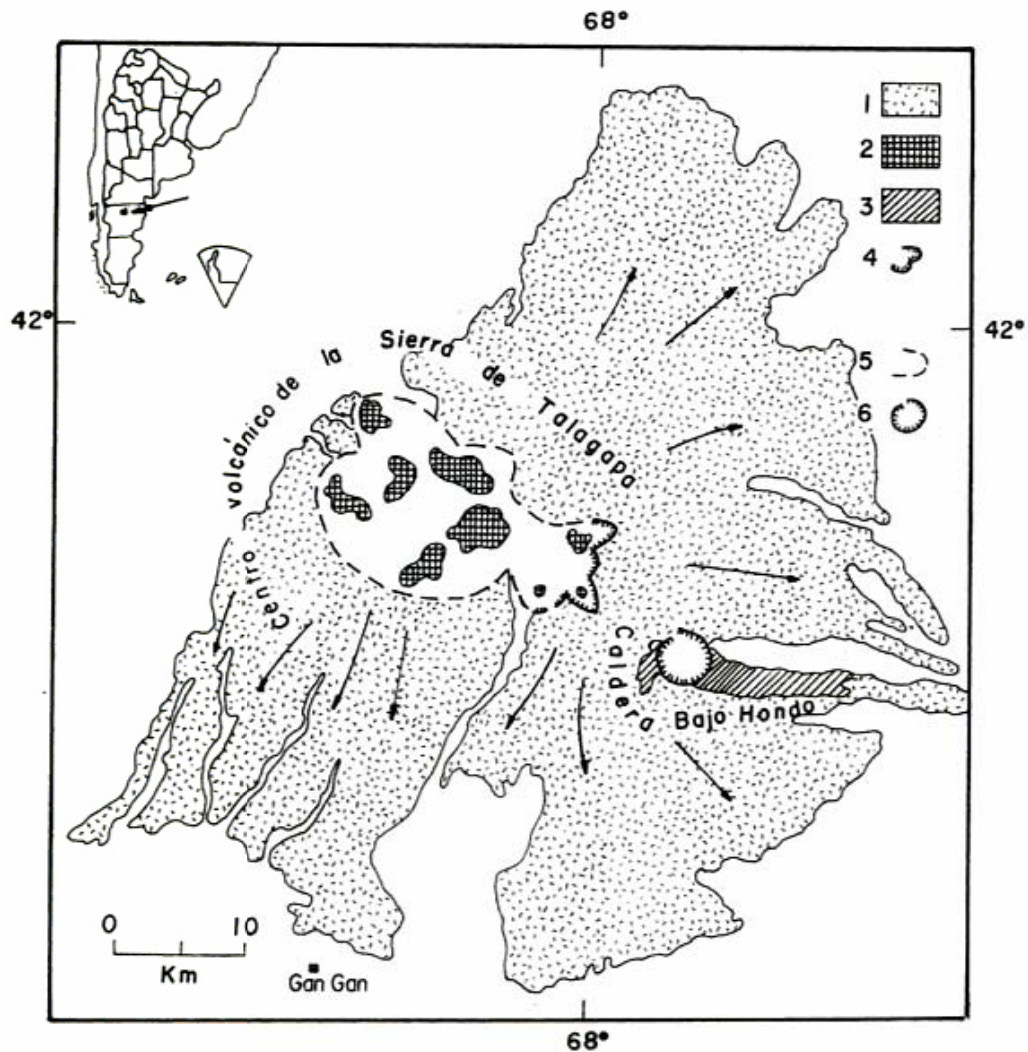
En ese mismo trabajo, se define la Formación Bajo Hondo, para englobar a los extensos afloramientos constituidos por una secuencia alternante de coladas basálticas y rocas volcanoclásticas de composición ácida que afloran en los alrededores del Bajo Hondo y que se extienden a ambos lados del meridiano de 68°.

Al determinarse que las rocas que constituyen la Formación Bajo Hondo se encuentran asociadas al gran centro volcánico ubicado en la sierra de Talagapa, el cual ha tenido una evolución similar a la señalada para la Formación Quiñelaf en otras áreas, se considera que la Formación Bajo Hondo es equivalente a una parte de la Formación Quiñelaf.

### Descripción de las unidades volcánicas

El conjunto volcanoclástico aflorante en la región puede ser dividido según





**Figura 1:** Marco geológico regional, mostrando la posición adventicia de la caldera Bajo Hondo respecto al centro volcánico de la Sierra de Talagapa. 1 y 2: Ciclo volcánico de la Sierra de Talagapa (Oligo-mioceno). 1- Flujos piroclásticos traquítico-riolítico y coladas basálticas. 2- Domos y coladas traquíticas. 3- Ciclo volcánico del Bajo Hondo (Plioceno) Piroclastitas y coladas basálticas. 4 y 5- Estructuras observables en el borde del centro volcánico de la Sierra de Talagapa. 4- Escarpas. 5- Fracturas. 6- Caldera Bajo Hondo.

su área de proveniencia y oportunidad de eyección en dos ciclos volcánicos.

El primero ha sido denominado "Ciclo de la Sierra de Talagapa", y está relacionado a los centros efusivos ubicados en la sierra del mismo nombre. Los productos eyectados en el área estudiada (figura 4) han seguido una dirección regional de oeste noroeste a este-sureste.

El segundo es el "Ciclo del Bajo Hondo", cuya evolución lleva a la formación de la caldera homónima. Las rocas correspondientes, piroclastitas, diques y coladas, todas de composición basáltica afloran en la zona del Bajo Hondo y se superponen a las eyectadas durante el primer ciclo.

#### Ciclo de la Sierra de Talagapa (pre caldera)

Las rocas que representan este ciclo han sido descritas por Ardolino (1979, 1981). Son secuencias volcánicas, que pueden resumirse en una alternancia de coladas basálticas con tobas y tobas lapillíticas eyectadas estas últimas en forma de flujos piroclásticos. El conjunto está intruído por pequeños cuerpos de composición fenotráfica.

En la zona de estudio, esta secuencia volcánica, incluye aproximadamente en su mitad superior, un depósito de un flujo piroclástico que hemos denominado "Ignimbrita Talagapa". Su litología y extensión areal, hacen de esta unidad un excelente

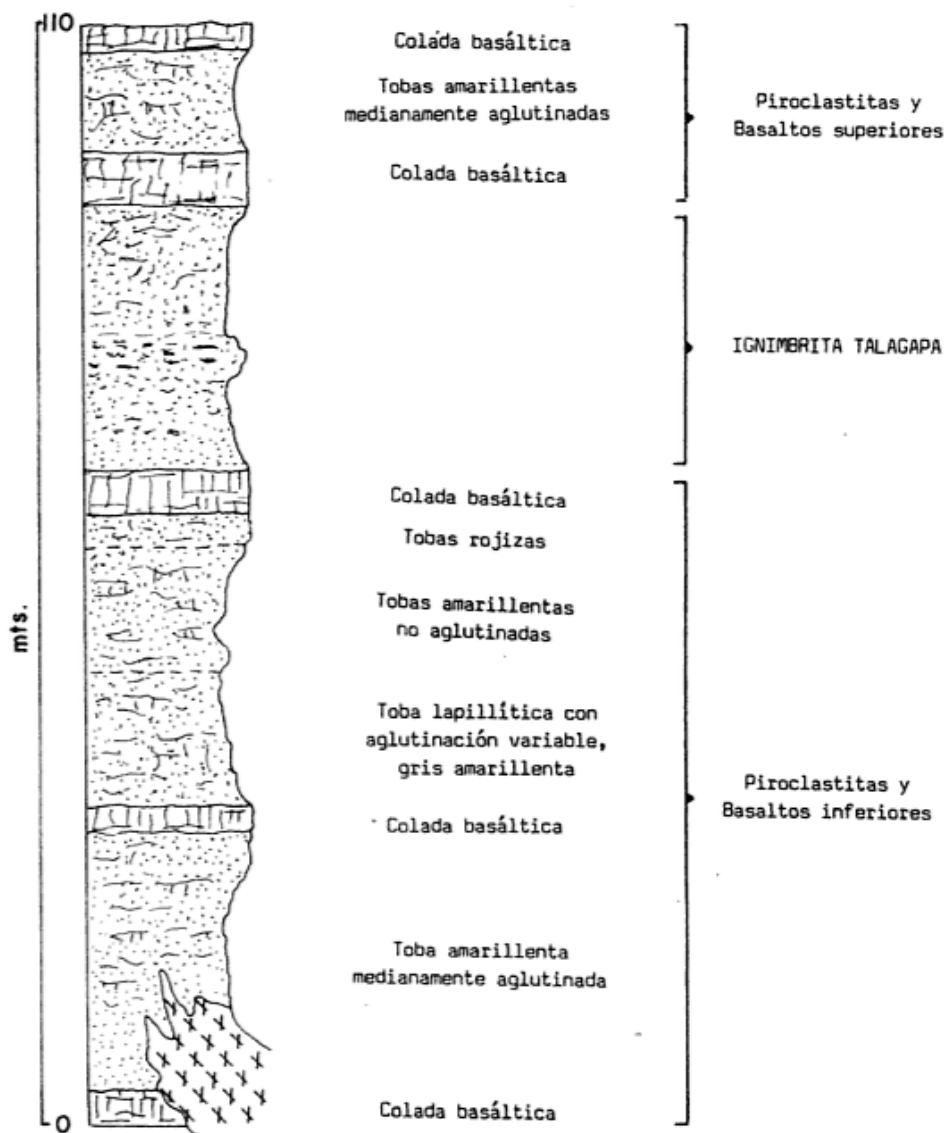


Figura 2: Perfil integrado de las rocas del Ciclo volcánico de la Sierra de Talagapa al norte del Bajo Hondo, zona de El Guanaco; A-A' en Fig. 4. (Ardolino, 1981).

banco guía, que fue tomado como referencia para dividir a la sucesión de rocas aflorantes. A aquellas ubicadas por debajo se las ha denominado "Piroclastitas y basaltos inferiores" y a las ubicadas por encima, "Piroclastitas y basaltos superiores".

Ambas secciones tienen características litológicas similares. Estas se resumen en la figura 2 que es un perfil de 110 metros de espesor realizado al norte del Bajo Hondo en la zona de "El Guanaco", por uno de los autores (A. A., 1981).

En el sector oriental de la zona estudiada, la Ignimbrita Talagapa, forma la parte basal de las "mesas" aisladas por la erosión que sobresalen 20 o 25 metros por sobre las "Piroclastitas y basaltos inferiores".

Una colada basáltica correspondiente a las Piroclastitas y basaltos superiores corona estas "mesas". Un afloramiento ubicado próximo a la bifurcación de caminos (véase figura 4, perfil CC') se ha elegido para realizar la descripción de esta unidad (figura 3). Al microscopio, según Cuchi (1979) el sector muy consolidado, C) en el perfil, es una roca de composición riolítica con texturas porfiroclásticas y vitroclásticas bandeadas.

Contiene cristaloclastos de cuarzo, sanidina, oligoclasa y augita. Los litoclastos son de basaltos, andesitas, pumicitas. La matriz es fragmentosa, teñida con óxidos de hierro (limonitas), con desvitrificación incipiente y abundantes cristales de minera-

les opacos. Un hecho destacable en este nivel es la presencia de tallos de plantas de variados tamaños, alcanzando algunos 50 cm de longitud por 1 cm de diámetro. Esto indica una temperatura relativamente baja de emplazamiento para este flujo. La Ignimbrita Talagapa representa un flujo piroclástico que ha alcanzado su máximo grado de aglutinación y la mayor deformación de sus componentes aproximadamente en la parte central del depósito.

La secuencia lávico-piroclástica que hemos denominado "Ciclo de la Sierra de Talagapa" representa un amplio período eruptivo con intervalos de calma. Estos tiempos de reposo volcánico están indicados por la intercalación de tufo-psamitas con estratificación entrecruzada y laminación que denotan el retrabajamiento de los depósitos de los flujos piroclásticos bajo un régimen álcuo; niveles de paleosuelos y los restos vegetales encontrados en la Ignimbrita Talagapa.

Se interpreta el perfil de la figura 2 como la superposición de cuatro épocas eruptivas, cada una de ellas representada por emisiones de flujos piroclásticos de composición traquítico-riolítica y erupciones póstumas de coladas traquibasálticas y basálticas.

Son características generales de los depósitos correspondientes a este ciclo:

- a) La distribución periférica alrededor del centro volcánico de la sierra de Talagapa.
- b) El bajo ángulo de buzamiento de los flujos a partir de dicho centro.
- c) La recurrencia composicional de los materiales eyectados, ácido en la base y básico en el techo de cada unidad, fenómeno que ha sido observado frecuentemente en la evolución de grandes calderas volcánicas.
- d) La existencia en algunos sectores de escarpas, y de fisuras arqueadas inferidas por la ubicación de conductos extrusivos.
- e) La localización de cuerpos dómicos controlados por la zona de extensión, lo que ha sido reconocido en centros volcánicos similares como una consecuencia del "domamiento o resurgencia".

De acuerdo a lo expresado parecería que el centro volcánico de la Sierra de Talagapa habría evolucionado como un "centro ignimbrítico" similar a los descritos por Baker (1981) en los Andes del norte de Argentina, Chile, Bolivia y Perú, los que tienen edad Cenozoico superior.

## Edad

Las rocas del "Ciclo de la Sierra de Talagapa" apoyan sobre la Formación Somún Curá (Ardolino, 1981), que engloba los basaltos oligocenos de la meseta homónima.

Una datación de una roca basáltica perteneciente a las "Piroclastitas y basaltos inferiores", extraída a diez kilómetros al este del Bajo Hondo, tiene una edad de  $25 \pm 2$  Ma (Ardolino, 1981).

Otras dos dataciones, procedentes de las coladas estratigráficamente más elevadas del "Ciclo de la Sierra de Talagapa", al noroeste del Bajo Hondo, Puestos Faustino Mesa y Aniceto Ciganda, ubicados sobre el meridiano de  $68^\circ$ , dieron respectivamente  $19 \pm 1$  y  $20 \pm 1$  Ma (Ardolino, op. cit.). Por lo tanto, estas erupciones habrían ocurrido dentro de un intervalo de 6 millones de años en el lapso Oligoceno superior-Mioceno inferior.

## Ciclo del Bajo Hondo (Formación de la caldera)

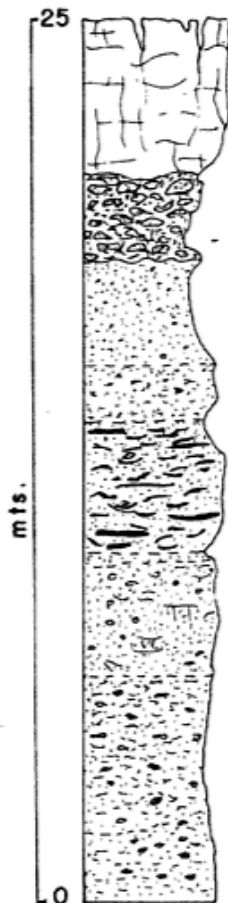
Se incluye dentro de este ciclo a rocas piroclásticas, intrusivas y lavas de composición básica que han sido emitidas desde el Bajo Hondo. Representan un período efusivo que se ha desarrollado adventiciamente al gran centro volcánico de la sierra de Talagapa.

El material piroclástico eruptado ha generado un cordón anular que morfológicamente constituye una forma cerrada del relieve, con una zona deprimida en su interior. A nivel del piso de la depresión y formando otro anillo concéntrico de menor diámetro se ubican pequeños conos piroclásticos. Estos disímiles emplazamientos fueron tomados desde el punto de vista descriptivo para dividir a las rocas del Ciclo del Bajo Hondo en aquellas ubicadas en el borde y fuera de la depresión y aquellas ubicadas en su interior.

## Rocas del borde y fuera de la depresión (Pre-colapso)

Son secuencias lávicas y piroclásticas intruídas por un sistema de diques, aproximadamente verticales que en planta configuran anillos concéntricos (diques anulares), de composición basáltica (figura 4).

Las primeras coladas tienen entre 5 y 7 metros de espesor, y se han derramado hacia el este, siguiendo la pendiente regional, por espacio de 11 kilómetros (figura 4, referencia 5). Su superficie es blocosa y escoriácea volviéndose maciza hacia la base. Sobre ella es común observar algunos bajos de unos 100 metros de diá-



- g) Basalto  
Zona central y superior masiva, color gris oscuro, disyunción columnar grosera.
- f) Sector basal de la colada basáltica. Bloque y lapillis escoriáceos cementados con carbonato de calcio.
- e) Lapilli cinéreo pardo rojizo. Vitroclastos pumíceos, y cristaloclastos de feldespatos.
- d) Lapillita tobácea, roja. Medianamente aglutinada. Cristaloclastos de feldespatos y vitroclastos pumíceos.
- c) Ignimbrita riolítica, muy consolidada, con lenticulas vítreas (fiames) de 2 mm. Tallos de plantas en la base.
- b) Lapillita tobácea rojiza. Vitroclastos; cristaloclastos de feldespato y cuarzo; litoclastos de rocas volcánicas ácidas.
- a) Lapilli cinéreo gris claro. Vitroclastos pumíceos; cristaloclastos de feldespato y anfíbol.

**Figura 3:** Perfil de la Ignimbrita Talagapa, próximo a la bifurcación de caminos que se dirigen al Bajo Hondo. Ubicación: C-C' en Figura 4 (Ardolino, 1981).

metro, alineados en el sentido del flujo, que se interpretan como túneles de lava desmoronados.

Rodean el Bajo Hondo aglomerados lapillíticos de alrededor de 120 metros de espesor (figura 4, referencia 6). Sobre el sector sur y oeste, están formando parte de la pared interior, apoyando sobre la Ignimbrita Talagapa, mientras que en el sector norte y este forman lomadas de cimas redondeadas. Los piroclastos más abundantes de estos depósitos son bombas de color morado, muy angulosas, escoriáceas, fusiformes, cuyo tamaño varía entre 7 y 13 centímetros.

Sobre estas últimas piroclastitas, hacia el oeste, se ubica una colada basáltica con similares características a las del borde oriental. Se ha derramado contra la pendiente regional por lo que impedida su fluencia ha adquirido un espesor entre 25 y 30 metros (figura 4, referencia 7).

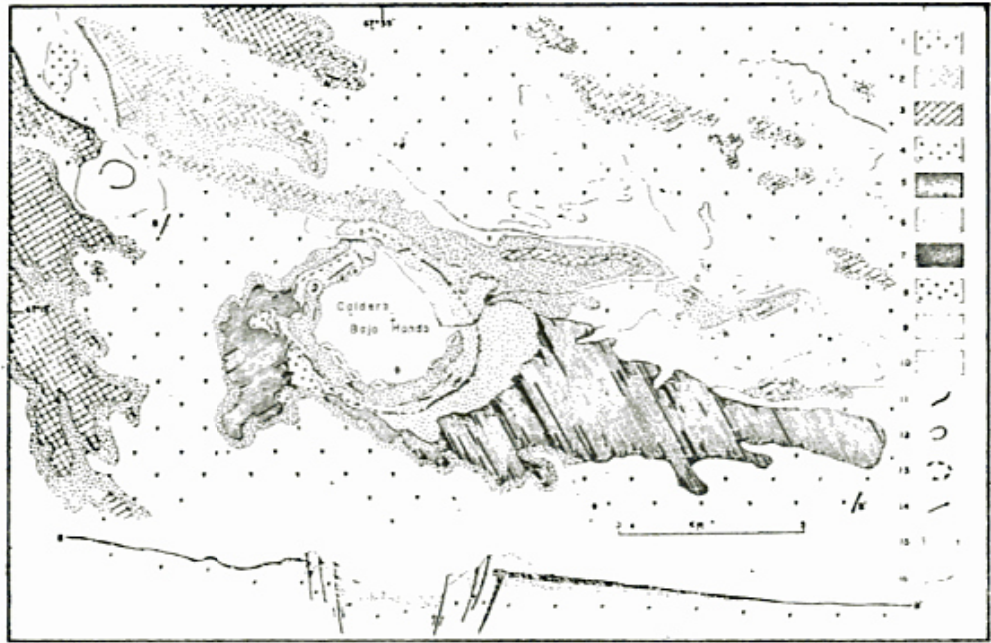
Asociados con esta colada basáltica, en el sector occidental, hay conos formados por brechas lapillíticas, que constituyen

el punto topográfico más alto de la pared que rodea al Bajo (figura 4, referencia 8).

Los diques son de reducido espesor, de 1 a 2 metros, de disposición casi vertical y de una continuidad longitudinal de 100 metros como máximo. En el mapa, a los fines de su representación, se ha unido a algunos de ellos en un solo trazo. Macroscópicamente, no difieren de las otras rocas basálticas, aunque tienen un moteado rojizo debido a la alteración de los fenocristales de olivino.

#### Rocas del interior de la depresión (Post-colapso)

En el interior de la depresión, se emplazan rocas piroclásticas que forman otro cordón anular (figura 4, referencia 9). Son lomadas redondeadas que en general no sobresalen más de 25 metros por sobre el piso del bajo. Una excepción es el cono piroclástico que se recuesta sobre la pared oeste, de 150 metros de altura. La erosión ha desmantelado parte de su



**Figura 4: CICLO VOLCANICO DE LA SIERRA DE TALAGAPA (Pre Caldera).** 1: Piroclastitas y Basaltos inferiores. 2: Ignimbrita Talagapa. 3: Piroclastitas y Basaltos superiores. 4: Intrusivos traquíticos.

**CICLO VOLCANICO DEL BAJO HONDO (Formación de la Caldera - Unidades pre-colapso)** 5: Colada basáltica. 6: Piroclastitas. 7: Coladas basálticas. 8: Piroclastitas. (Unidades post-colapso) 9: Piroclastitas. 10: Reciente. 11: Diques. 12: Cono piroclástico. 13: Borde de la Caldera. 14: Dirección de flujo. 15: Trazas de perfiles. 16: Huella.

sector oriental, lo que permite una visión de su estructura interna. Las capas de piroclastos buzan periclinamente a partir del centro de emisión entre  $30^\circ$  y  $35^\circ$ .

El sector inferior del cono está formado por lapillitas brechosas (de color rojo morado) donde alternan niveles medianamente aglutinados y muy aglutinados. Se destaca una gran abundancia de bombas volcánicas de formas variadas, fusiformes, en tronco de árbol, con superficies cordadas, con grietas de contracción y burbujas, y una característica costra vítrea.

En la parte superior del cono abundan las brechas volcánicas bien aglutinadas de color oscuro con bombas de forma irregular, escoriáceas y bloques macizos angulosos de hasta 3 metros de diámetro.

Otros diques, de disposición anular, de similares características a los que afectan el borde exterior del bajo, intruyen estas piroclastitas.

#### Características petrográficas del Ciclo del Bajo Hondo

Las rocas<sup>1</sup> del Ciclo volcánico del Bajo Hondo son clasificadas modalmente como fenobasaltos, siguiendo la clasificación propuesta por el I.U.G.S., en Teruggi, (1980).

Tienen estructura amigdaloides, estando

las amígdalas de aproximadamente un milímetro de diámetro rellenas por carbonatos de estructura coliforme. Son afíricos pues la proporción de fenocristales no supera el 10 %. La asociación de fenocristales es olivino, plagioclasa y piroxeno. El tamaño de los cristales varía entre 1 y 4 milímetros.

**Olivino:** Una característica destacable de los fenocristales de olivino es que disminuyen gradualmente su tamaño hasta pasar a formar parte de la pasta. Los mayores tienen su parte central transformada en minerales de hábito micáceo, de bajo relieve y alta birrefringencia y los márgenes alterados a iddingsita, de color pardo rojizo. A medida que el tamaño de los cristales disminuye, esta última alteración se extiende a la totalidad del cristal. Las típicas fracturas curvas están rellenas por minerales opacos, los que también rodean los márgenes cristalinos.

**Plagioclasa:** La composición promedio de los fenocristales (An 52 %, labradorita). La mayoría de ellos presentan zonación normal, con fenómenos de resorción magmática en los bordes y corrosión intensa en el centro del cristal, seguido por crecimiento de plagioclasa en equilibrio con la pasta, fenómeno que también se da en los bordes de los cristales. Algunos presentan su núcleo fresco, la zona intermedia alterada, y un borde externo recrís-

talizado.

**Piroxeno:** Es de composición augítica, pleocroico, de verde claro a rosado. Los cristales están zonados y sus bordes presentan resorción magmática. Tienen estructura en "reloj de arena", que limita sectores con diferentes grados de intensidad en el pleocroísmo. Esto indica un relativo enriquecimiento en  $TiO_2$ , de las zonas de mayor absorción, fenómeno ya señalado por varios autores, Smith y Carmichael, (1969), Strong (1969), y Lopez Ruiz (1970-1971).

Las pastas presentan tres tipos de texturas: Intergranulares en las coladas, subofíticas en los diques, e hialopíliticas en los piroclastos.

Están formadas por tablillas de andesina (An 43 %), de 0,1 a 0,5 mm de tamaño. En ocasiones, presentan en las inmediaciones de los fenocristales, una orientación paralela a la superficie de estos, dado por fenómenos de flujo. También se observan cristales de augita verde clara, pleocroica; olivina totalmente alterada a iddingsita y abundantes gránulos de minerales opacos.

En los piroclastos, las tablillas de plagioclasas presentan estructuras de enfriamiento rápido. Los cristales son esqueléticos, en una base vítrea pardo rojiza, rica en gránulos de minerales opacos.

En los diques, se encuentran largos cristales de ilmenita y titanomagnetita, mientras que la analcima ocupa los intersticios, entre los cristales de plagioclasa.

De las características microscópicas del conjunto de rocas involucradas en el "Ciclo del Bajo Hondo", se puede destacar lo siguiente:

a) Existencia de un desequilibrio termal y composicional producido por zonaciones verticales de temperatura en la cámara magmática. Este fenómeno se pone en evidencia a través de los "saltos" en las variaciones composicionales de las plagioclasas y también por la coexistencia de cristales alterados y frescos, en una misma muestra.

b) Los caracteres petrográficos de los piroxenos, que indican alto contenido de Ti y la presencia de abundante ilmenita, titanomagnetita y analcima, en las últimas etapas de la cristalización, indica una filiación alcalina para estas rocas, lo que deberá ser confirmado con análisis geoquímicos.

#### Edad

Las rocas correspondientes al Ciclo del Bajo Hondo se apoyan sobre aquellas

procedentes del centro volcánico de la sierra de Talagapa, cuyas edades más jóvenes corresponden al Mioceno inferior. De acuerdo a ello podrían ser asignadas a eventos volcánicos póstumos del "Ciclo volcánico de la sierra de Talagapa" ocurridos también en el Mioceno. Sin embargo, la buena conservación de los rasgos morfológicos, tanto en las piroclastitas como en las coladas, sugerirían asignarlas a algún episodio volcánico más reciente.

Yllañez y Lema (1979), mencionan en la zona de la sierra de Telsen, intrusiones basálticas alojadas en fracturas anulares. Por sus relaciones de campo estos autores consideraron a este episodio como de carácter póstumo para el ciclo volcánico registrado en la región. La edad, de  $3 \pm 2$  Ma, algo dudosa por un contenido de calcita en la roca, fue de cualquier manera tenido en cuenta para fechar tentativamente el emplazamiento de las intrusiones. Esta edad coincidiría con erupciones básicas ocurridas en la zona de Los Menucos ( $2 \pm 0,15$  Ma), cuyos centros se encontrarían en la meseta de Somuncurá. (Cortelezzi y Dirac, 1969). Por lo tanto se podrían correlacionar las erupciones póstumas que dieron origen a la cañada del Bajo Hondo con las ocurridas en Telsen y en la zona de Los Menucos y otorgarle provisoriamente una edad Pliocena.

#### Etapas de desarrollo de la caldera

La evolución de la caldera del Bajo Hondo puede ser resumida en cuatro etapas, volcánico-estructurales, (Smith y Baily, 1968) (Figura 5).

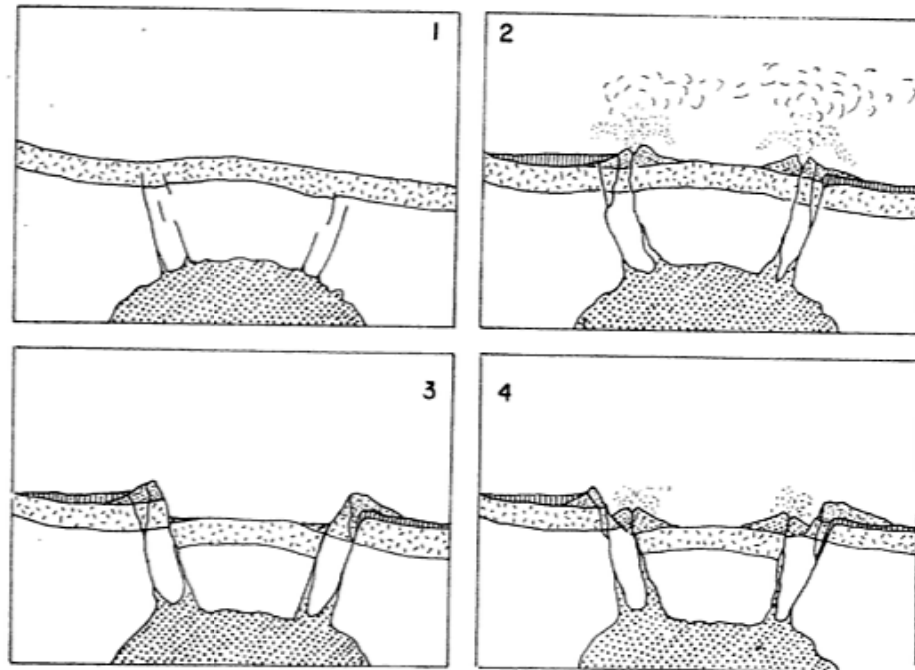
#### Etapa I: Generación de las fracturas anulares.

El ascenso de un cuerpo magmático hasta niveles muy cercanos a la superficie, produjo con su empuje el levantamiento hacia arriba del techo de la roca de caja. Se generaron de esta forma un sistema de fracturas que en planta configuran un complejo anillado circular concéntrico.

La zona de falla anular tiene un ancho de unos 750 metros en promedio y un radio máximo de 2000 metros con centro en el Bajo Hondo.

El magma se ha inyectado a través de ellas de modo que podemos inferirlas a partir de la configuración de los diques anulares que las rellenaron. Las fracturas son casi verticales, aunque algunas inclinan levemente hacia el exterior.

Esta zona de fracturas ha controlado la futura evolución de los eventos efusivos que llevaron al colapso de la estructura.



**Figura 5:** Etapas volcánico-estructurales que marcaron la evolución de la Caldera Bajo Hondo. 1- Generación de las fracturas anulares por el ascenso del magma hasta niveles cercanos a la superficie. 2- Erupción de flujos lávicos y construcción de conos piroclásticos, a través de las fracturas (lavas y piroclastitas Pre-colapso). 3- Colapso del bloque cilíndrico debido al vaciamiento de la cámara magmática y parcial retiro de la lava. 4- Nuevas efusiones piroclásticas dentro de la caldera. (Piroclastitas post-colapso).

**Etapa II: Eventos volcánicos (lavas y piroclastitas pre-colapso)**

Las primeras efusiones se produjeron en el sector oriental a partir de las fisuras exteriores, y consistieron en un episodio lávico basáltico de amplia extensión areal, conjuntamente con voluminosas erupciones piroclásticas de la misma composición.

El carácter recurrente de las efusiones produjo nuevamente un episodio lávico comparable en volumen al primero, pero de menor extensión areal, que culminó nuevamente con piroclastitas. Precisamente, un cono piroclástico de este episodio constituye en el sector occidental el punto topográfico más alto del borde de la caldera.

**Etapa III: Colapso**

A los eventos volcánicos de la etapa II siguió un acontecimiento estructural de singular importancia. Debido al vaciamiento rápido de la cámara magmática por las efusiones y también por un parcial retiro de la columna magmática, el bloque cilíndrico central quedó sin sustentación y se hundió siguiendo el sistema de fallas interiores. El cono piroclástico de mayor

altura ubicado en el sector occidental ha sido seccionado en su borde este a causa del colapso.

**Etapa IV: Nuevo evento volcánico (piroclastitas post-colapso)**

El hundimiento del bloque central dejó abiertas las fisuras laterales que lo limitan, las que sirvieron para la eyección de los productos piroclásticos que caracterizan a esta cuarta etapa. Se formaron pequeños conos a lo largo de la fisura interna, algunos coalescentes, constituyendo una figura anular en el borde interno de la caldera.

La actividad finalizó con la intrusión de diques, los que atraviesan el anillo piroclástico interior. Los diques ubicados hacia el exterior pueden haberse emplazado con anterioridad, posiblemente como culminación de la etapa II.

**Discusión**

La caldera del Bajo Hondo está emparentada con aquellas calderas asociadas a erupciones de magma basáltico. Su carácter local y adventicio condicionan la evolución y dificultan la asignación a algún

tipo específico de la clasificación de Mc Birney y Williams (1969).

El vaciamiento de la cámara magmática por la efusión a través de fisuras circunferenciales recuerdan a las tipo Galápagos, con la diferencia que allí el colapso se produce en la cima de un gran volcán basáltico en escudo durante los últimos estadios de su crecimiento. Efusiones circunferenciales se producen también en las tipo "Glencoe", aunque en este caso, el hundimiento es concomitante con la salida de la lava y produce su acumulación en las cuencas resultantes. De este modo los productos de efusión estarían limitados por la zona de diques anulares.

El desarrollo de piroclastos en efusiones de tipo basáltico recuerdan a los que se producen en los últimos estadios del desarrollo de los volcanes hawaianos, que se caracterizan por la efusión de basaltos y conos de escoria de composición alcalina en la zona de las calderas.

Han sido sugeridos dos mecanismos principales que pueden producir el colapso:

A) Remoción del soporte del techo de la cámara magmática por drenaje del magma.

B) Hundimiento del suprayacente bloque más pesado en el magma y desplazamiento de éste hacia arriba.

El análisis de la distribución areal de las rocas que fluyeron desde Bajo Hondo nos permite inferir que el colapso ha sido producido por una pérdida de sustentación de la parte superior de la roca de caja luego del vaciamiento de la cámara magmática. Dos procesos han coadyuvado para este vaciamiento: 1) las efusiones mismas, condujeron a una remoción parcial, que se vio completada por 2) parciales retiros del magma dentro de la cámara.

Este segundo punto se vería apoyado por las intermitentes efusiones de material piroclástico de la misma composición de las lavas acompañantes. Esto ha sido explicado por una extrema vesiculación del magma por disminución de la presión en la parte alta de la cámara a causa de la retirada interna del magma.

También el cálculo del volumen del material eyectado relacionado al volumen del colapso de la caldera, aún teniendo en cuenta un considerable error en las estimaciones, conduce a pensar en una remoción interna del magma. Las observaciones realizadas nos han permitido calcular que aproximadamente la estructura ha colapsado alrededor de 75 metros, lo que da un volumen de la depresión generada de unos 0,52 km<sup>3</sup>. El volumen total de los productos efusivos medidos es de alrede-

dor de 0,43 km<sup>3</sup>, pero pensamos que es aún menor si tenemos en cuenta el estado sin expandir del magma en reservorio. Habría que sumar el material involucrado en los diques pero aún así persiste una considerable diferencia entre el volumen colapsado y el eyectado.

Esta discrepancia, que acontece en muchas calderas del mundo, parece ser más la regla que la excepción, y se la ha tratado de explicar hipotetizando gran cantidad de diques o sills, o materiales piroclásticos finos no computados desplazados a grandes distancias, etc., pero aún así dichos materiales no alcanzan a equilibrar esa diferencia. Ultimamente, se ha sugerido que el "déficit" es producido por la remoción interna bajo la superficie de aporte del magma hacia otros sectores.

Descartamos el hundimiento paulatino tipo "cauldron" al mismo tiempo que se producen las efusiones, dada la disposición exterior de éstas a la caldera. Por el contrario, podría sospecharse que la zona central, antes del hundimiento podría haber estado algo elevada a causa del domamiento producido por la presencia de una cámara magmática a niveles superficiales. La colada occidental, de la misma composición y volumen que la oriental, habría visto impedida su fluencia y se habría "estancado" entre la pendiente regional y el contrafuerte constituido por el antiguo domo, creciendo en espesor hasta llegar a los 25 metros. En cambio la colada occidental se ha derramado libremente por más de 11 kilómetros, desarrollando un espesor medio de unos 5 metros.

## Conclusiones

- El Bajo Hondo se aparta por sus características y génesis de la mayoría de las cuencas y depresiones existentes en la región, constituyendo la expresión topográfica de una caldera volcánica.
- Las efusiones se han emitido a través de fisuras anulares, las que a su vez limitan el bloque colapsado.
- El carácter de las efusiones fue lávico-piroclástico de composición basáltica, con filiación alcalina.
- El hundimiento se produjo al perder el techo de la cámara magmática su sostén.
- El vaciamiento habría sido causado por las efusiones y parcial retirada interna del magma.
- Se descarta una supuesta vinculación de la depresión a un fenómeno de impacto o explosivo.
- Se lo vincula a las manifestaciones



volcánicas que en mayor medida ocurrieron hacia el oeste, con centro en la sierra de Talagapa, constituyendo en consecuencia efusiones de tipo adventicio o parásito. Estas efusiones, serían las últimas que habrían acaecido en el enorme aparato volcánico de Talagapa. La disposición de la vía lateral y su conexión con los conductos centrales estaría controlado por una zona de extensión de dirección noroeste.

- El colapso habría ocurrido en el Plioceno.

#### Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a la licenciada Marcela Remezal por su colaboración en los trabajos de campaña y al Servicio Geológico Nacional por haber hecho posible la ejecución de este trabajo y autorizado su publicación.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- ARDOLINO, A. A., 1977. Informe preliminar de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia de Chubut. *Serv. Geol. Nac., Inf. 1138*, (inéd.), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1979. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia de Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1981. El vulcanismo cenozoico del borde sur-oriental de la meseta de Somún Curá, provincia de Chubut. *VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas*, VII: 7-23, Buenos Aires.
- BAKER, M. C. W., 1981. The nature and distribution of upper cenozoic ignimbrites centres in the Central Andes. *Journal of volcanol. and Geoth. Research*, VII, Nº 2-4: 293-315.
- CORTELEZZI, C. R. y M. DIRAC, 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. *IVº Jorn. Geol. Arg., Actas*, II: 95-100, Buenos Aires.
- CUCCHI, R., 1979. Descripción petrográfica de muestras de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia de Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- DENCE, M. R., 1972. The nature and significance of terrestrial impact structures. *XXIV Intern. Geol. Cong. Sec.*, 15: 77-89, Montreal.
- DIETZ, S., 1972. Shatter cones (Shock fractures in Astroblemes). *XXIVº Int. Geol. Cong. Sec.*, 15: 112-118, Montreal.
- FIDALGO, F., 1973. Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. *Vº Congr. Geol. Arg., Actas*, V: 123-137, Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1957. El glaciario cuaternario. B-Los bajos sin salida. *Geografía de la República Argentina II (Tercera parte)*. Soc. Arg. de Est. Geogr., GAEA: 190-192, Buenos Aires.
- GRIEVE, A. F. y J. W. H. HEAD., 1981. Impact Cratering. A geological process in the planets. *Episodes*, 2: 3-9, Ottawa.
- ILLANÉZ, E. y H. A. LEMA, 1979. Estructuras anulares y geología del noreste de Telsen, provincia de Chubut. *VIIº Congr. Geol. Arg.*, (Neuquén), *Actas*, I: 445-454, Buenos Aires.
- LOPEZ RUIZ, J., 1970. Sobre la génesis de las augitas zonadas y con estructura en "reloj de arena". *Estudios Geol.*, 26: 237-243, Madrid.
- \_\_\_\_\_, 1971. Variación química en las titanogaugitas con estructura en "reloj de arena" de pegmatoides de Lanzarote, Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 27: 415-418, Madrid.
- MC BIRNEY, A. R. y H. WILLIAMS, 1969. A new look at the classification of calderas (Abst.). *Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Int. Symposium in Volcanoes and their roots*, Oxford Univ., *Supplementary abstracts*.
- METHOL, E. J., 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "Pequeños Bajos sin salida". *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXII (4): 295-271, Buenos Aires.
- NUÑEZ, E., E. W. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, J. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. *IIº Congr. Iberoam. de Geol. Econ.*, IV, 247-266, Buenos Aires.
- SMITH, R. L. y R. A. BAILEY, 1968. Resurgent cauldrons. En *Studies in Volcanology*, R. Coats, R. Hay y Ch. Anderson (Eds.). *Geol. Soc. Am., Mem.* 116: 613-662.
- SMITH, A. y I. CARMICHAEL, 1969. Quaternary trachybasalts from Southeastern California. *Amer. Mineral.*, 54: 909-923, Washington.
- STRONG, D., 1969. Formation of the hourglass structure in augite. *Mineral Mag.*, 37: 472-479, Londres.
- TERUGGI, M. E., 1980. Clasificación de las rocas ígneas. *Colec. Cienc. de la Tierra. Edit. Cient. Librart, Estudios I*: 1-34, Buenos Aires.
- THEILER, W. y B. WILLIGE, 1981. The Araguinha impact structure Central Brazil. *Revista Brasileira de geociencias*, II, 2: 91-97, Sao Paulo.

Recibido: 10 de octubre, 1985

Aceptado: 27 de octubre, 1986

ALBERTO ARDOLINO

DANIEL DELPINO

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires.

## NOTAS BREVES

# LOS DOMOS RIOLITICOS JURASICOS DE LOS CERROS LACIAR, MORO, BAGUALES Y LA PAVA, DEPARTAMENTO DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

PATRICIA SRUOGA Y MIGUEL A. PALMA

## Introducción

Se da a conocer la existencia en el sector costero del Macizo del Deseado, de rocas pertenecientes al Grupo Bahía Laura de composición fenoríolítica (Teruggi, 1980) en facies lávicas, cuya expresión topográfica corresponde a estructuras dómicas.

La presencia de este tipo de estructuras con sus rocas clásicas asociadas es de suma importancia para el conocimiento de la evolución del magmatismo jurásico en esta región anorogénica.

La presencia de domos riolíticos íntimamente vinculados con las facies fragmentarias mantiformes (ignimbritas y tobas), arrojan luz sobre la indeterminación estratigráfica que ha caracterizado a esta secuencia.

La presente contribución se originó a través del estudio que sobre el vulcanismo jurásico está realizando uno de los autores (P. Sruoga), conjuntamente con las tareas de relevamiento regular del territorio argentino que lleva a cabo el Servicio Geológico Nacional.

## Domos riolíticos

El mapa geológico de la figura 1 muestra la ubicación de los domos riolíticos.

**Cerro Laciár:** La expresión morfológica de este cerro no es estrictamente dómica, su flanco occidental posee una pendiente muy suave, mientras que el oriental muestra un relieve más abrupto.

A escala megascópica presenta fluidalidad en forma de bandeamiento medianamente grueso; localmente estas líneas de fluidalidad sufren agudas inflexiones, observándose en ciertos sectores inclinaciones de hasta 20° hacia afuera del cuerpo. En la parte superior del domo se observa fluidalidad realizada por cambios de color y distorsión de su paralelismo en el contacto con clastos de autobrecha de reducidas dimensiones (foto 4).

Petrográficamente se trata de una riolita biotítica fluidal, porfírica, de color violáceo. Presenta fenocristales de feldespato potásico (sanidina?) muy alterados y en ciertos casos reemplazados por mosaicos cuarzosos, los cuales suelen estar asociados a biotita, generando una textura glomeroporfírica. Esta última especie es relativamente abundante, parcialmente resorbida y con inclusiones de zircón. Como fases accesorias se presentan magnetita y hematita. La pasta es cripto a microfelsítica, con parches o nidos cuarzosos.

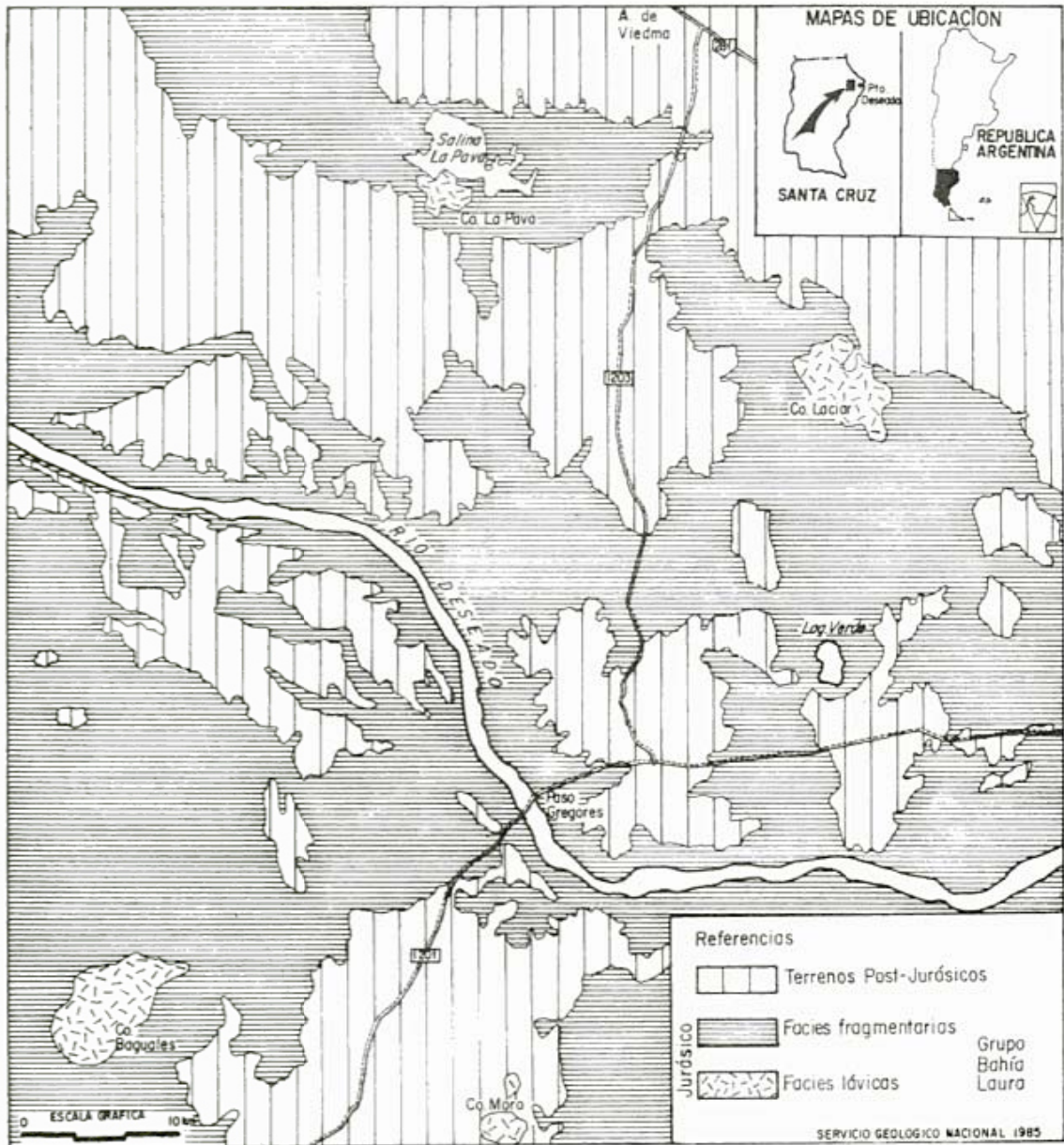
**Cerro Moro:** Constituido por una riolita fluidal, intensamente silicificada. Posee un relieve ligeramente asimétrico, estando acentuado su relieve por la extensa meseta de rodados que lo circunda (foto 1).

La fluidalidad de este cuerpo posee inclinación variable y son frecuentes los diseños contorsionados, destacándose en todos los casos la continuidad lateral de los filetes de flujo (foto 2).

La parte superior del cuerpo está compuesta por una brecha autoclástica integrada por clastos riolíticos, fluidales y angulosos, cuyo tamaño varía entre pocos centímetros y 1,50 metros inmersos en una pasta igualmente fluidal (foto 3). Esta brecha volcánica autoclástica, formada por fragmentación de una lava sólida a semisólida (Teruggi et al., 1978) sería equivalente a las brechas de flujo (flow-breccias) de Iddings (1909, en Teruggi et al., 1978) y Fisher (1960).

Hacia el norte del cerro afloran riolitas petrográficamente similares a las que conforman el cuerpo del cerro Moro, con fluidalidad más apretada en detalle, asociándose en los niveles más bajos a brechas volcánicas con clastos vítreos y riolíticos. Estas riolitas constituirían coladas intercaladas entre los flujos ignimbríticos.

Megascópicamente la riolita es de color



**Figura 1:** Mapa geológico de la comarca al sur de Antonio de Viedma, mostrando la distribución de la secuencia volcanoclástica del Grupo Bahía Laura con sus facies lávicas asociadas (según Palma, 1984).

gris verdoso, presentando fluidalidad conspicua; es porfírica, con escasos fenocristales de cuarzo y feldespato, estos últimos totalmente reemplazados por un agregado pulverulento blanco, producto de alteración.

El examen óptico revela una leucoriolita prácticamente afírica; la pasta es microfelsítica, estando el feldespato cubierto por pátinas arcillosas y sericíticas. Todo el conjunto aparece surcado por líneas de fluidalidad de color más oscuro, destacándose la ausencia de minerales máficos y accesorios.

La silicificación que caracteriza a este

cuerpo se manifiesta en forma de pequeños nódulos de colores blancos, y en venas. La existencia de hierro en los fluidos silíceos favoreció la precipitación de depósitos coloidales vetiformes de color rojizo y negro; las vetas poseen un espesor de 5 a 10 centímetros y es frecuente encontrar rodados de este material de hasta 45 centímetros de diámetro al pie del cerro.

**Cerro Baguales:** Constituye la mayor elevación de la zona (278 m s.n.m.), tratándose de un cuerpo litológicamente muy homogéneo, compuesto por riolitas porfíricas de color rosado. Presenta escasos fenocristales

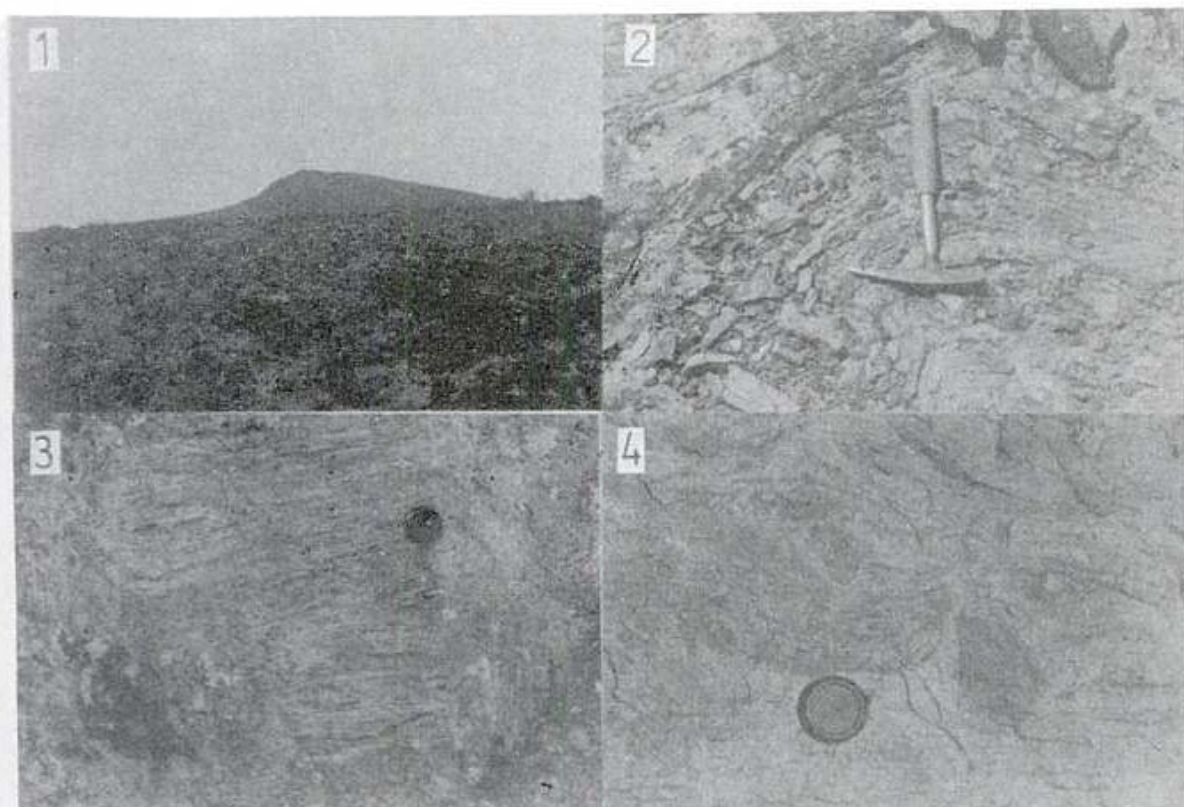


Foto 1: Cerro Moro; Foto 2: Cerro Moro. Fluidalidad en el faldeo sur. Foto 3: Cerro Moro. Autobrecha. Foto 4: Cerro Laciár. Fluidalidad contorsionada.

de cuarzo, los cuales exhiben fenómenos de corrosión y engolfamiento, inmersos en una pasta criptofelsítica.

La fluidalidad se manifiesta en todo el cuerpo con inclinación variable, siendo subvertical hacia la parte superior.

**Cerro La Pava:** Corresponde a un cuarto cuerpo cónico dentro de la comarca (foto 6), con características similares a los anteriormente descritos.

#### Asociación volcániclastica-lávica del cerro Laciár:

Como ejemplo de la relación de campo que muestran las diversas facies constitutivas del Grupo Bahía Laura en la región, se esquematiza un perfil del cerro Laciár (figura 2 y foto).

En la base del domo afloran tobas varicolores deleznales (II). Inmediatamente por encima se dispone un manto de vitrófiro (III) de aspecto lustroso, textura fuertemente eutaxítica hasta pseudofluidal. Se trata de una ignimbrita cristalina, portando abundantes fenocristales de cuarzo, sanidina y plagioclasa.

A continuación se encuentran tobas rojizas soldadas (IV), devitrificadas, sin variación petrográfica modal con respecto al vitrófiro infrayacente. Se destaca un aumento relativo en el contenido de litoclastos.

La asociación descrita integra una unidad de enfriamiento ignimbrítica de tipo simple (Smith, 1960), incompleta, pudiéndose reconocer tres zonas: una inferior (II) de bajo a nulo soldamiento, una media (III) con soldamiento denso, y una superior (IV) con moderado a alto grado de soldamiento).

Las riolitas biotíticas del cerro Laciár constituyen los productos terminales de un vulcanismo esencialmente ignimbrítico, debido a un incremento relativo en la viscosidad del magma por degasificación progresiva.

#### Caracteres petrográficos y clasificación:

Se resumen en el siguiente cuadro:

#### Discusión

Los domos en estudio no exhiben características concluyentes que permiten asig-

NW

SE

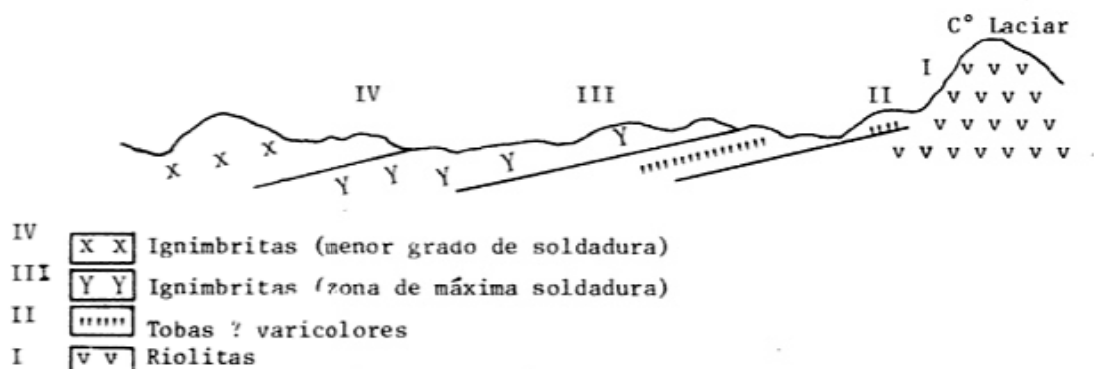


Figura 2: Perfil esquemático del cerro Laciár.

narlos a un tipo determinado: domo tapón, exógeno o endógeno (Williams, 1932). Por ejemplo, no poseen vestigios de corteza más antigua en su parte superior, ni exfoliación catafilar producto de fluidalidad concéntrica, rasgos éstos que atestiguan un crecimiento de tipo endógeno.

La fluidalidad de los mismos no obedece a un patrón determinado, tendiendo a subvertical en el centro e inclinándose hacia afuera en la periferia, pero las variaciones son frecuentes y son comunes las inflexiones fuertes.

La presencia de brechas autoclásticas estaría indicando fuertes tensiones superficiales, las cuales podrían ser atribuidas a un mecanismo de crecimiento exógeno por efusión de un magma muy viscoso y empuje interno. Además, la presencia de mineralización silíceá y hematítica indica una importante acción hidrotermal, favorecida por la fracturación debida al tipo de emplazamiento.

De cualquier manera, la localización de estos cuerpos riolíticos permite inferir la presencia de conductos magmáticos sellados, lo cual coincide con la expiración del vulcanismo mesojurásico en la comarca. Esto deberá ser sustentado por futuras dataciones radimétricas. Es importante mencionar al respecto, que las edades dadas

a conocer por Spalletti et al. (1982) para rocas del Grupo Bahía Laura en la zona de San Julián, son consistentes con el hecho de considerar un episodio lávico-riolítico póstumo.

Los autores del presente trabajo reconocen a esta facies lávica como elemento constitutivo de la Formación Chon-Aike, conjuntamente con la facies fragmentario-ignimbríticas asociadas.

Es interesante destacar que las dificultades que ofrece la Formación La Matilde (facies piroclástico-epiclásticas) para su identificación en la región, surgen a consecuencia de la recurrencia e interdigitación de los términos piroclásticos de la Formación Chon-Aike (Sruoga y Palma, 1984), haciendo impreciso el reconocimiento de esta unidad.

Por último, se puntualiza que la identificación de estos centros eruptivos en posición no alineada, así como también la eventual localización de otros centros de emisión cogenéticos, constituye el punto de partida para elaborar un modelo volcanogénico global que permita interpretar la generación del extenso plateau riolítico-ignimbrítico del Macizo del Deseado, en un marco de extensión cortical (Uliana et al., 1985) para tiempos mesojurásicos.

	Z pasta	Z fenocristales	Fenocristales				Comp. sanidina	Clasificación Sreckeisen(1967)
			cuarzo	san.	plag.	biotita		
C° Laciár	91,3	8,65	--	5,97	--	2,67	Or <sub>75</sub>	riolita alcalina
C° Baguales	95,4	4,6	3,9	0,7	--	--	--	riolita
C° Moro	99	1	1	--	--	--	--	riolita

Figura 3: Caracteres petrográficos y clasificación.

## Lista de trabajos citados en el texto

- FISHER, R. V., 1960. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 72, 9: 1409-1914, New York.
- PALMA, M. A., 1984. Descripción geológica de la hoja 53 g-h, Rfo Deseado, provincia de Santa Cruz. *Ser. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- SMITH, R. L., 1960. Zones and zonal variations in welded ash flows. *Geol. Survey Prof. Paper 354-F*: 149-159, Washington.
- SPALLETTI, L. A., M. A. INIGUEZ RODRIGUEZ y M. MAZZONI, 1982. Edades radimétricas de piroclásticas y vulcanitas del Grupo Bahfa Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (4): 483-485, Buenos Aires.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1984. La Formación Chon-Aike en su área clásica de afloramientos. IX<sup>o</sup> *Congr. Geol. Arg., Actas*, III: 171-184, Buenos Aires.
- STRECKEISEN, A., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. J. Miner. Abh.*, 107: 144-240, Stuttgart.
- TERUGGI, M. E., M. MAZZONI, L. A. SPALLETTI y R. ANDREIS, 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B*, 5, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980. Clasificación de las rocas ígneas. *Col. Cien. de la Tierra*, 1, Ed. Librart, Buenos Aires.
- ULIANA, M., K. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásica en el extremo meridional de Sudamérica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XI (3-4): 231-253, Buenos Aires.
- WILLIAMS, H., 1932. The history and character of volcanis domes. *Bull. of Dep. of Geol. Soc.*, 21 (5): 51-146, California.

Recibido: 23 de agosto, 1985

Aceptado: 31 de octubre, 1985

PATRICIA SRUOGA

CONICET

Secretaría de Minería

Av. Santa Fe 1548, 12<sup>o</sup> p.

1060 Buenos Aires

MIGUEL A. PALMA

Servicio Geológico Nacional

Av. Santa Fe 1548, 13<sup>o</sup> p.

1060 Buenos Aires

Univ. Nac. de La Plata

# HALLAZGO DE FOSILES DEL ORDOVICICO EN EL GRUPO VILLAVICENCIO, EN LA PRECORDILLERA DE MENDOZA

EDDY LAVANDAIO

Esta comunicación tiene por objeto dar a conocer el hallazgo de fósiles ordovícicos en dos localidades cercanas a la estancia Villavicencio, en la provincia de Mendoza.

La citada estancia se ubica unos 40 km al noroeste de la ciudad de Mendoza, en la margen sur de la quebrada de Canota. Se accede por la ex-ruta nacional 7 (actualmente ruta provincial a Uspallata) sobre la que se recorren unos 35 km de camino pavimentado, y luego se toma una huella para automotores, en regular estado, que conduce a la estancia.

Anteriormente ya se habían descubierto fósiles en la zona pero estos últimos hallazgos, sumados a las relaciones observadas entre los estratos aflorantes, permiten establecer la edad del Grupo Villavicencio en su localidad típica.

Las nuevas localidades fosilíferas, que se indican en el plano adjunto (simplificado del de Harrington, 1941), son:

## 1. Risco Colorado

Se ubica unos 500 m al sur de la estancia Villavicencio. Allí en la falda noroeste del risco, dentro de un conjunto subvertical de pizarras y areniscas finamente estratificadas (en una sucesión rítmica tipo flysch) de color gris verdoso oscuro, se intercala un banco de lutitas carbonosas negras, de menos de un metro de espesor, con concreciones de baritina incluídas. Las lutitas negras contienen una fauna de graptolites, mal conservada, que fue descrita por la Dra. G. Blasco de Nullo de la siguiente manera:

*Climacograptus* sp.  
*Glyptograptus* sp.  
*Orthograptus* sp.

La edad de esta fauna es incierta dentro de límites que pueden abarcar desde el Ordovícico hasta la base del Silúrico.

## 2. Filo al oeste de la Mina Victoria

Se ubica unos 150 m al oeste de la parte mas alta de la mina Victoria (baritina). Allí, en un corto trecho, se encuentran cuatro bancos de lutitas carbonosas negras, de uno a tres metros de espesor, con concreciones de baritina incluídas, intercalados en una sucesión, fuertemente inclinada al noroeste, de pizarras y areniscas finamente estratificadas (estratificación rítmica, tipo flysch).

En una de estas intercalaciones (la tercera desde la mina Victoria hacia el noreste) se hallaron graptolites bien conservados que fueron descritos de esta forma por la Dra. G. Blasco de Nullo:

*Climacograptus* aff. *C. bicornis*  
*Diplograptus*? sp.  
*Glyptograptus* sp.  
*Orthograptus* spp.

La edad asignada por la citada investigadora es Caradociano inferior l.s.

## Marco geológico

Las dos localidades fosilíferas se encuentran dentro del conjunto sedimentario descrito como "sedimentos paleozoicos" por Harrington (1941), con un espesor aflorante de varios miles de metros y una posición de tipo homoclinal, de fuerte inclinación al noroeste. Esta inclinación corresponde a un vuelco general del conjunto dado que todas las secuencias gradadas desde conglomerados hasta lutitas indican que la edad crece desde el noroeste hacia el sudeste.

En 1971, Harrington denominó a este



Figura 1: Mapa de ubicación

conjunto Grupo Villavicencio -Facies normal o típica- asignándole una posible edad devónica.

Los hallazgos fosilíferos se ubican, respectivamente, al sudeste (estratigráficamente arriba) y al noroeste (abajo) de una conocida faja de lutitas negras con abundante baritina, de rumbo noreste y espesor variable entre 20 y 100 m, dentro de la que se encuentran las minas Don Manuel, Ramoncito, Pirucha y Victoria. Esta faja fue objeto de detalladas descripciones hechas por Cuerda (1963), Etcheverry et al. (1983), Lavandaio (1984) y Alfaro y Fernández (1985). Sobre ella hay que destacar que:

- Forma parte de la secuencia sedimentaria descrita por Harrington en 1941. Cuerda, en 1963, concretó el primer hallazgo fosilífero y llamó la atención sobre su relación normal con las pizarras tenidas como devónicas.
- Los fósiles que contiene son caradocianos y la unidad portadora ha sido correlacionada con la Formación Empozada

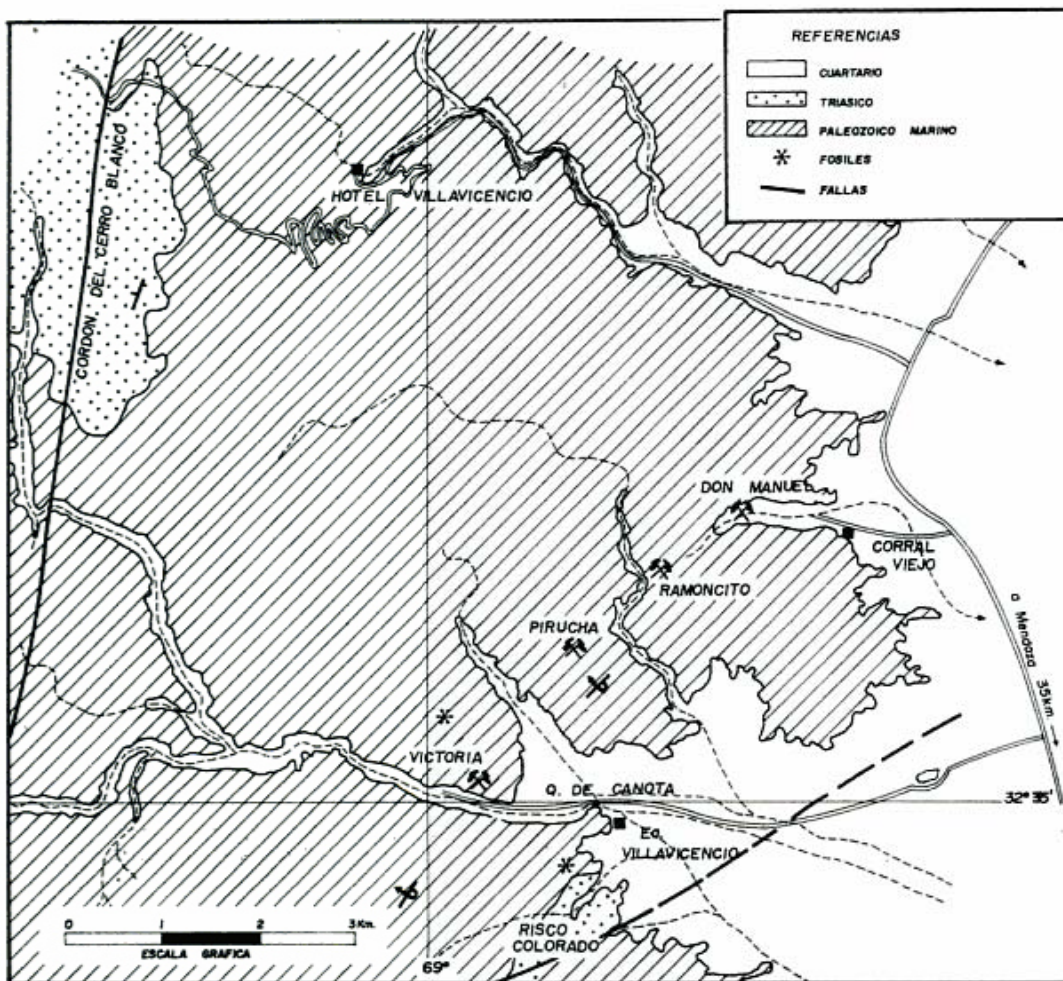


Figura 2: Mapa geológico



(Etcheverry et al., 1983, Lavandaio, 1984, y Alfaro y Fernández, 1985).

- En su techo hay una discordancia erosiva, especialmente visible entre las minas Ramoncito y Pirucha, relacionada por Etcheverry et al. (1983) a los movimientos oclóyicos y guandacólicos del esquema de Furque y Cuerda (1982).
- En la base, el contacto con los otros estratos es tectónico en las minas Don Manuel, Ramoncito y Pirucha (Cuerda, 1963, y Etcheverry et al., 1983) y aparentemente normal en la mina Victoria (Lavandaio, 1984).

#### Conclusiones preliminares

Si bien habrá que seguir trabajando en este tema para obtener conclusiones definitivas, a la fecha se puede adelantar que:

- Las lutitas fosilíferas se encuentran intercaladas normalmente dentro de la sucesión sedimentaria que Harrington

describió en 1941 y posteriormente denominó Grupo Villavicencio - Facies normal o típica (1971).

- Si los bancos están intercalados normalmente, su edad es también asignable, con ciertos límites, a los estratos infra y suprayacentes. Esto permitiría ubicar, en principio, en el Ordovícico superior a esta parte del Grupo Villavicencio.
- La discordancia que en las minas Pirucha y Ramoncito afecta a las lutitas con baritina del Caradociano, y que Etcheverry et al. (1983) atribuyeron a los movimientos guandacólicos, podría correlacionarse, quizá, con la fase Villicúmica definida por Baldis et al. (1982) para la parte oriental de la Precordillera sanjuanina. De cualquier manera, habrá que tener en cuenta esta discordancia para la futura redefinición estratigráfica del Grupo Villavicencio y una asignación de edades más precisas a sus partes componentes.

#### Lista de trabajos citados en el texto

ALFARO, M. y R. FERNANDEZ, 1985. Una graptofauna del Ordovícico superior (Caradociano) de estancia Canota, provincia de Mendoza. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 63-67, Buenos Aires.

BALDIS, B., M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Vº Congr. Latinoam. de Geol. IV: 399-445, Buenos Aires.

CUERDA, A., 1963. La mina de Baritina Don Manuel. *Rev. Minería*, 7: 27-29, Buenos Aires.

ETCHEVERRY, R., R. FERNANDEZ, I. SCHALAMUK, M. BRODTKORB y S. AMETRANO, 1983. El distrito barfítico de Canota, provincia de Mendoza. IIº Congr. Nac. Geol. Econ., II, Actas 2: 699-682, San Juan.

FURQUE, G. y A. CUERDA, 1982. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del Oeste Argentino. Vº Congr. Latinoam. de Geol., I: 191-200, Buenos Aires.

HARRINGTON, H., 1941. Investigaciones Geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. *D.N.M.G., Bol. N° 49*, 55 pág., Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22c, Rambián. *D.N.G.M. Bol. N° 114*, 87 pág., Buenos Aires.

LAVANDAIO, E., 1984. Perfil esquemático del Grupo Villavicencio entre el Cordón del Cerro Blanco y la Estancia Villavicencio, provincia de Mendoza. *D.N.M.G., (inéd.)*, Buenos Aires.

Recibido: 25 de enero, 1985

Aceptado: 29 de setiembre, 1986

EDDY LAVANDAIO

Dirección Nacional de Promoción Minera  
C. C. 803, 5500 Mendoza

# NUEVAS EVIDENCIAS DEL ENGLAZAMIENTO PLIOCENO- PLEISTOCENO INFERIOR EN LOS ANDES PATAGONICOS SEPTENTRIONALES: CERRO TRONADOR, RIO NEGRO

JORGE RABASSA, EDWARD B. EVENSON Y GEORGE C. STEPHENS

## Introducción

Bloques y guijarros pulidos y con estrías glaciales han sido hallados recientemente incluidos en coladas de lava, torrentes de barro volcánico y lahares integrantes de la Formación Tronador (Dessanti 1972). Esta formación comprende además un gran número de lavas basálticas y andesíticas y su edad ha sido asignada al Mioceno por González Bonorino (1976), al Plioceno por Greco (1975) y al Pleistoceno inferior por Dessanti (1972). Ljüngner (1931) y Larsson (1940) atribuyen también esta unidad al Pleistoceno.

Una colada basáltica de la Formación Tronador, que se interpreta asociada con las unidades portadoras de estos clastos glaciales, ha proporcionado una edad K-Ar preliminar de  $3,2 \pm 2,0$  Ma.

En varias localidades, Larsson (1940) y los presentes autores han identificado, asimismo, pavimentos estriados glaciares desarrollados sobre las rocas granodioríticas (Formación Los Machis) que constituyen parcialmente el sustrato sobre el cual se asienta el volcán.

Estos hallazgos son evidencia adicional para la existencia de glaciares pre-pleistocenos en la Cordillera de los Andes, como ha sido demostrado en forma exhaustiva por los trabajos de John Mercer (Mercer, 1976, 1983; Mercer y Sutter 1981) en Patagonia Austral, (en algunos casos siguiendo información publicada previamente por Ferruglio (1949), y recientemente, de Clapperon (1979 y 1981) en Bolivia).

Se discuten en esta nota la naturaleza, edad y significado de estas evidencias glaciares.

## Localidades estudiadas

El cerro Tronador (3556 m s.n.m.; lat.  $42^{\circ}07'S$ ; long.  $71^{\circ}50'W$ ; figura 1) es uno de los picos más elevados de los Andes Patagónicos Septentrionales. Es un antiguo estrato-volcán, extinto, fuertemente erosionado por acción glacial, que se yergue claramente sobre la línea de nieve regional (i.e., 1800-2000 m s.n.m.; Rabassa et al. 1978 y 1980). A consecuencia de ello, aún hoy sobreviven casi  $40 \text{ km}^2$  de importantes glaciares y campos de nieve permanente (Rabassa et al. 1978, Rabassa, 1981), los cuales habrían existido probablemente durante, si no la totalidad, gran parte del Cuaternario.

El cerro Tronador es un rasgo volcánico construccional construido sobre una superficie erosiva de edad terciaria, cuya concordancia de cumbres se encuentra alrededor de los 2200 m s.n.m. (Rabassa 1979).

De esta manera debe destacarse que la intercepción en el pasado con la línea de nieve climática habría sido función, probablemente, tanto del crecimiento mismo del volcán como de la elevación tectónica de los Andes, el descenso climático de la línea de nieve regional durante los períodos glaciares o la combinación de estos procesos.

La Formación Tronador (Ljüngner, 1931; Larsson, 1940; Dessanti 1972; Greco, 1975) está compuesta por más de 2000 m de basaltos, andesitas, ignimbritas riolíticas, aglomerados, brechas volcánicas, torrentes de barro volcánico y lahares.

En varias localidades estas unidades piroclásticas están interestratificadas con coladas basálticas, en capas simples de más



Figura 1: Mapa de ubicación

de 50 m de espesor, que muestran ejemplos notables de estratificación cruzada torrencial de escala gigantesca (Pampa Linda, cerro Los Empedrados).

Hemos interpretado estas capas como flujos de surgencia basal (*base surge beds*). Algunas de estas unidades podrían haberse originado como erupciones subglaciales; si el volcán hubiera estado entonces cubierto por hielo y/o nieve, enormes masas de agua se habrían incorporado a las coladas básicas, como resultado de fusión súbita en contacto con las lavas en erupción.

Las coladas inferiores de la Formación Tronador rellenan valles preexistentes, elaborados sobre las rocas metasedimentarias mesozoicas y las granodioritas cretácicas infrayacentes. El tamaño y relaciones geomorfológicas de estos valles antiguos, y el hallazgo de superficies estriadas y pulidas debajo de las coladas indujo a Willis (1914), Ljungner (1931) y Larsson (1940: 214, y otras citas) a interpretarlas como valles esculpidos glacialmente. Estos autores consideraron a esta unidad volcánica como "Interglacial", opinión basada en estas interpretaciones paleogeomorfológicas.

González Bonorino (1976) estimó la edad de este volcán como miocena, en tanto Ljungner (1931) y Larsson (1940) la conside-

raron cuaternaria. Greco (1975) la asignó al Plioceno mientras que Dessanti (1972) lo hizo al Pleistoceno inferior, basándose en la morfología fuertemente erosionada por los glaciares de la cumbre y laderas del volcán.

Esta opinión fue luego apoyada por una datación por K-Ar de  $3,2 \pm 2,0$  Ma (AK N° 0334 INGEIS 1977; González Díaz y Nullo 1980). Existen también otros dos fechados mucho más jóvenes (AK N° 0332,  $0,18 \pm 0,18$  Ma; AK N° 0333,  $0,34 \pm 0,2$  Ma), obtenidos en rocas procedentes de la ladera sur del volcán. Aunque los colectores de las muestras no indican su ubicación precisa, en la documentación disponible, existe la posibilidad que correspondan a rocas coetáneas de las que conforman Pico Volcánico, un cono de ceniza parasítico más joven que el cono principal y el cual fuera construido por erupciones más recientes que aquéllas que integran el cerro Tronador. Las rocas podrían proceder asimismo de la Formación Tronador, en cuyo caso las edades obtenidas deberían ser consideradas como mínimas para el episodio volcánico principal.

Agradecemos al Dr. E. F. González Díaz habernos facilitado los datos pertinentes a estas dataciones radimétricas.

Las evidencias encontradas por nosotros son compatibles y complementarias de aquéllas presentadas por Larsson (1940). Se trata de pavimentos glaciares y clastos de variado tamaño, pulidos y estriados por acción glacial en ambos casos.

El conjunto basal de la Formación Tronador, integrado por basaltos, andesitas, tobas y aglomerados volcánicos, recubre un paisaje fuertemente disectado, observándose los paleovalles en las abruptas laderas de las cabeceras de los Glaciares Río Manso y Castaño Overo y en la "Garganta del Diablo", entre otras localidades (véase Larsson 1940).

En el valle de "Garganta del Diablo", (1200 m s.n.m.) agua arriba de la Hostería de Jerman, hemos hallado un pavimento glaciario pulido y estriado, en algunos sectores con surcos de hasta 1-2 cm de profundidad, desarrollado sobre el sustrato granodiorítico. La dirección de las estrías es, en promedio, noroeste-sudeste, coincidente con observaciones de Larsson (1940: 224) en el valle del glaciar Alerce. Este pavimento continúa por debajo de las lavas basales de la Formación Tronador; en un afloramiento, está cubierto por areniscas tobáceas lapillíticas negras. No debe confundirse entonces este rasgo glacial antiguo con otras superficies de idéntico origen pero de génesis muy reciente, probablemente de edad Nahuel Huapi o aún holocena, que son muy frecuentes sobre la roca de base

del lugar.

Algunas de las capas basales de la Formación Tronador en esta localidad están integradas por diamictitas volcánicas, con grandes bloques de origen piroclástico y bloques y guijarros de origen glacial, redondeados, pulidos y estriados, inmersos en una matrix tobácea. Se trata de rocas formadas por torrentes de barro volcánico y lahares, que escurrieron sobre un relieve glaciario, bien disectado, con abundante material clástico de ese origen, incorporado al material en movimiento.

En las cabeceras del río Alerce y otras localidades, las capas de tipo lahar son masivas, pobremente estratificadas, y yacen discordantemente sobre granodioritas cretácicas.

Algunos clastos graníticos han sido incorporados también aquí (1350 m s.n.m.) al torrente de barro.

A lo largo del valle del río Castaño Overo (puente de peatones; 1100 m s.n.m.) la sección lahárica tiene varios cientos de metros de espesor y contiene capas finamente estratificadas.

En las cercanías del cono del glaciar Castaño Overo, los lahares son frecuentes en esta formación. Aparecen a 1300 m s.n.m. en capas bien estratificadas, intercaladas con brechas volcánicas y tefras. En el valle del glaciar Río Manso y en Pampa Linda, estas unidades afloran con notables espesores entre 1400-1800 m s.n.m.

Clastos estriados han sido identificados en varios bloques, erosionados por el glaciar Río Manso en afloramientos de la Formación Tronador y redepositados en las morenas neoglaciales de la Pequeña Edad del Hielo (Rabassa et al., 1978 y 1984) o aún en tránsito como parte de la cubierta detritica supraglacial (Meglioli, 1985).

Algunos de estos bloques tienen hasta 10-15 m de diámetro, lo cual favorece la preservación de las estructuras sedimentarias internas de los lahares, con guijarros y bloques en una matrix vitroclástica de origen piroclástico (i.e., ceniza, lapilli, pumicita). Estas características litológicas han sido conservadas a pesar de la textura parcialmente consolidada de estas rocas, debido al transporte supraglacial y su posterior depositación como till de ablación en las morenas laterales de este glaciar. De esta manera, no se observa evidencia de escurrimiento glaciario reciente sobre estos bloques.

Los clastos estriados son guijarros y bloques bien redondeados, conformados y pulidos de hasta 300 mm de diámetro en la morena del glaciar Río Manso y más de 1000 mm en la cascada de la "Garganta

del Diablo". Su composición varía desde granodioritas y otras rocas del sustrato pre-volcán, hasta andesitas y basandesitas de grano fino; algunas de ellas exhiben fenocristales de plagioclasa en parte vítrea. Estas últimas rocas han sido cuidadosamente descriptas por Larsson (1940).

Las estrías aparecen sobre superficies pulidas y facetadas de los clastos mayores, de indudable origen glacial. Estas estrías son muy angostas, paralelas a sub-paralelas, alargadas (3-5 cm) y profundamente incididas. Estos clastos facetados y estriados podrían haber sido generados solamente por abrasión en un ambiente subglacial. La harina de roca producida por atrición podría ser la fuente de la arcilla azul grisácea que es abundante en la matrix de estas mixtitas tan peculiares.

Las superficies pulidas y estriadas bien desarrolladas que aparecen expuestas continúan claramente por debajo de la matrix volcánica, indicando así un origen relacionado a un ciclo glacial previo y no a la abrasión subsecuente de la superficie de los clastos durante el transporte glaciario holoceno. Los clastos incluidos en estas mismas diamictitas, pero originados directamente por la actividad piroclástica, no están pulidos ni estriados y exhiben solamente sus formas irregulares originales, usualmente con superficies escoriáceas y vesiculares.

#### Interpretación y conclusiones

Estos clastos glaciales estriados se interpretan como incorporados en torrentes de barro volcánico, lahares y coladas de lava que se deslizaron sobre la superficie pre-existente (morena de fondo y/o till alojado) de un paisaje englazado. La preservación excelente de estas superficies estriadas muestra también que: (i) el transporte durante el proceso de torrente de barro fue muy corto o bien dentro de un flujo muy viscoso, o ambas cosas a la vez, y (ii) las superficies no meteorizadas sugieren que habría tenido lugar un lapso relativamente breve, entre la génesis sub-glacial y su incorporación al torrente de barro.

Una muestra de la matrix de una unidad rica en arcillas ha sido analizada en busca de polen por el Dr. Calvin Heusser (New York University; com. pers. a JR, 1983) con resultado negativo. A pesar de ello se continúa con estudios adicionales.

En suma, estos clastos estriados son interpretados como parte de la cubierta sedimentaria de un valle glaciario en el cual torrentes de barro volcánico, lahares y coladas de lava se expandieron cerca de  $3,2 \pm 2,0$  Ma atrás, englobando guijarros y bloques sueltos de los depósitos glaciales elaborados en el sustrato rocoso pre-volcán.

Así, el episodio glaciario responsable de la génesis de estos clastos habría tenido lugar no mucho antes de los torrentes de barro y las erupciones, probablemente en el Plioceno.

Mercer (1976: 134) indicó que no existen datos disponibles sobre glaciaciones en Patagonia entre 3,5 y 2,1 Ma. Ciesielky (1982) presentó datos del Atlántico Sudoccidental (Banco Maurice Ewing) con evidencias de glaciación entre 3,9 y 3,0 Ma, un largo período interglacial entre 2,8 y 2,43 Ma y una débil glaciación entre 2,43 y 2,13 Ma.

Recientemente, Mercer (1983) sugirió que la escasez de glaciaciones conocidas para el Hemisferio Sur entre 3,5 y 2,1 Ma indica que las glaciaciones anteriores a esta fecha fueron eventos raros separados por intervalos no-glaciales. Así, este autor consideró que el registro conocido en la actualidad no sería incompleto, sino en cambio una expresión adecuada del diseño recurrente de las glaciaciones.

Esta opinión ha sido discutida por Clapperton (1983) quien enfatizó que se necesita más trabajo de campo, particularmente en Patagonia, antes que este modelo pueda ser aceptado.

Aunque no podemos asegurar todavía la edad exacta ni aún siquiera la fecha mínima del episodio glaciario que generó estos clastos estriados y los pavimentos pulidos, hay evidencia suficiente para sugerir que, en algún momento cercano a 3,2±2,0 Ma (o aún antes de esta fecha), los glaciares de esta región andino-patagónica, ya existían y probablemente se extendían por encima y por fuera de la máxima posición Neoglacial de los glaciares actuales.

La cota en que ha sido hallado el pavimento estriado (1200 m s.n.m.) plantea notables interrogantes sobre cuál habría sido la morfología y drenaje de la cobertura glacial responsable de su génesis. Asimismo, una datación más precisa de las unidades volcánicas portadoras de estas evidencias y por ende, la obtención de fechados mínimos para estos episodios glaciares, se encuentra actualmente en desarrollo por el Dr. John Sutter (U.S. Geological Survey). Ello, permitirá establecer una cronología detallada y las posibles correlaciones entre estas evidencias de glaciación y los polémicos "Rodados Patagónicos" (Fidalgo y Riggi 1965; Mercer, 1976), el Drift Pichileufú (Flint y Fidalgo, 1964) y el registro oceánico del Atlántico Meridional (Ciesielski 1982).

#### Lista de trabajos citados en el texto

- CIESIELSKI, P., 1982. The Maurice Ewing Bank of the Falkland (Malvinas) Plateau: Late Miocene-Holocene depositional and erosional history and its palaeoenvironmental implications. *Antarctic Geoscience*, p. 165, Univ. Wisconsin.
- CLAPPERTON, CH., 1979. Glaciation in Bolivia before 3,27 Myr. *Nature*, 277: 375-377, London.
- \_\_\_\_\_, 1981. Quaternary glaciations in the Cordillera Blanca, Peru and the Cordillera Real, Bolivia; in: Memoria 1ª Seminario Cuaternario Colombia. *Revista CIAF*, 6: 93-11, Bogotá.
- \_\_\_\_\_, 1983. The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2: 83-155.
- DESSANTI, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales; in: *Geología Regional Argentina*, A. Leanza, ed. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 655-688, Córdoba.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. YPF, Tomo 3, 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.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXV (4): 430-443, Buenos Aires.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. *Dir. Nac. Geol. y Min., Bol.* 93, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1976. Geología del Valle del Río Manso Superior. *Fundación Bariloche (inéd.)*. Citado en: *Anales Parques Nacionales*, vol. 14, 1978.
- GONZALEZ DIAZ, E. F. y F. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina in: *Geología Regional Argentina*, A. Leanza (ed.). *Acad. Nac. Cienc.*, 2: 1099-1145, Córdoba.
- GRECO, R., 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador. *Dir. Nac. Geol. Min., (inéd.)*, Buenos Aires.
- INGEIS, 1977. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. II Años 1974-1976. E. Linares (ed.). *Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B*, 4, Buenos Aires.
- LARSSON, W., 1941. Petrology of Interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 28: 194-405, Uppsala.
- LJUNGNER, E., 1983. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 23: 204-242, Uppsala.
- MEGLIOLI, A., 1985. Procesos actuales de sedimentación glaciogénica y geoformas asociadas en el Glaciar Río Manso, Parque Nacional Nahuel Huapi, Río Negro. *Univ. Nac. de San Juan, Dep. de Geol., Tesis de licenciatura*, (inéd.), San Juan.
- MERCER, J. H., 1976. Glacial geology of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- \_\_\_\_\_, 1983. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 11: 99-132, Amsterdam.
- \_\_\_\_\_, y J. SUTTER, 1981. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: Implications for global ice sheet history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38: 185-206.
- RABASSA, J., 1979. Mapa geomorfológico de la cuenca de río Manso superior. *Univ. Nac. del Comahue, Publicaciones de la Facultad de Humanidades*, 4: 1-28, Neuquén.
- \_\_\_\_\_, 1981. Inventario de glaciares y cuerpos de nieve en los Andes Patagónicos Septentrionales. VIIIº *Congr. Geol. Arg., Actas*, 4: 109-122, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, S. RUBULIS y J. SUAREZ, 1978. Los glaciares del Monte Tronador, Parque Nacional Nahuel Huapi. *Anales de Parques Nacionales*, 14: 261-316.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y A. BRANDANI, 1980. East-West and North-south snow-line gradients in the Northern Patagonia Andes, Argentina. World glacier Inventory, Proceedings of the Riederalp Workshops. Intern. Assoc. Scientific Hydrology Publications, 126: 1-10, Cambridge.

\_\_\_\_\_, A. BRANDANI, J. BONINSEGNA y D. COBOS, 1984. Cronología de la "Pequeña Edad del Hielo" en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, Cerro Tronador. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 624-639, Buenos Aires.

WILLIS, B., 1914. El norte de la Patagonia. Min. de Obras Públ., Rep. Arg., Buenos Aires.

Recibido: 3 de julio, 1986

Aceptado: 8 de octubre, 1986

JORGE RABASSA

CADIC

C.C. 92, 9410 Ushuaia, Argentina

EDWARD B. EVENSON

Lehigh University, Department of Geology,  
Bethlehem PA 18015, USA

GEORGE C. STEPHENS

George University, Department of Geology,  
Washington DC 22205, USA

# REINTERPRETACION GEOLOGICA DE LA FAJA ULTRABASICA Y EL BLOQUE DE ALTO GRADO DE METAMORFISMO, SIERRA DE FIAMBALA, PROVINCIA DE CATAMARCA

LUISA MARIA VILLAR Y ROBERT G. COLEMAN

## Antecedentes

La zona de interés aflora a 30 km al noreste de Tinogasta, provincia de Catamarca. Sus características geológicas fueron descritas por Villar, Godeas y Segal (1978), Villar (1982), Villar, Segal y Godeas (1983). En estos trabajos se emitieron interpretaciones ligeramente distintas entre sí. En la publicación impresa en las actas del VII<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino la geología fue concebida como: una escama de alto grado de metamorfismo, elevada por fallas, cruzada por una zona de dislocación profunda (falla de tipo fundamental) que permitió el emplazamiento del cinturón ultrabásico. La falla separa dos subzonas de granulitas clasificadas según el criterio de Winkler (1974) como pertenecientes a la zona de alto grado de metamorfismo: hipersteno-plagioclasa y clinopiroxeno-granate-cuarzo. En este trabajo el paleoconjunto se consideró formado por rocas básicas, con intercalaciones de areniscas, rocas pelíticas y facies calcáreas. En un informe sobre el área (Villar, 1973) parte de las cajas fueron identificadas como gabros. Posteriormente, en los trabajos de Villar et al. (1982, 1983) se insinuó la hipótesis de que esta zona fuese una probable ofiolita. Dada la interpretación regional de las fajas ultrabásicas a la luz de las teorías modernas se infirió que la metabrecha -de la cual se hablará más adelante- era un probable mélangé. En el estudio de las perforaciones realizadas para detectar la mineralización (Villar et al. 1985) se encontró un nuevo argumento: la superposición de cinco facies de metamorfismo: granulita (granulita), anfíbolita, quizá esquistos verdes, prehnita y zeolita, por lo cual Fiambalá se interpretó como una ofiolita abortada.

## Geología

El esquema actual de la geología de Fiambalá discutido con el Dr. Coleman de la Universidad de Stanford, sumadas las conclusiones de los últimos descubrimientos a los que se llegaron con los logs de las perforaciones, dan el siguiente resultado:

El área de basamento de alto grado de Fiambalá está comprendida entre las quebradas de Cuestanzune y del Indio (27°55' lat. S, 67°30' long W, véase mapa adjunto) y los bordes oriental y occidental de la sierra de Fiambalá. Tiene aproximadamente 90 km<sup>2</sup>. Se observa claramente en los alrededores de la faja ultrabásica. Está constituida por: a) Las metamorfitas facies granulitas (granulitas, Winkler) - (**high rank amphibolites facies**, Coleman) que fueron descritas según la nomenclatura de Winkler (1974) como granulitas y granoblastitas de la zona de alto metamorfismo *op. cit.*; b) metabrechas; c) granitos con greisenes mineralizantes de estaño y wolfram; d) faja ultrabásica; e) diques y lentes de basaltos y noritas.

a) Las metamorfitas de la facies granulita (granulita) forman dos unidades:

- 1) Los metagabros descritos dentro de la zona de hipersteno-plagioclasa.
- 2) Las metasedimentitas calcosilicáticas constituyentes de la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo.

Ambas unidades muestran pasajes a rocas de mediano grado de metamorfismo (**low rank amphibolites**) y están separadas por una falla fundamental que de acuerdo a la interpretación preliminar de Coleman podría ser una falla transforme.

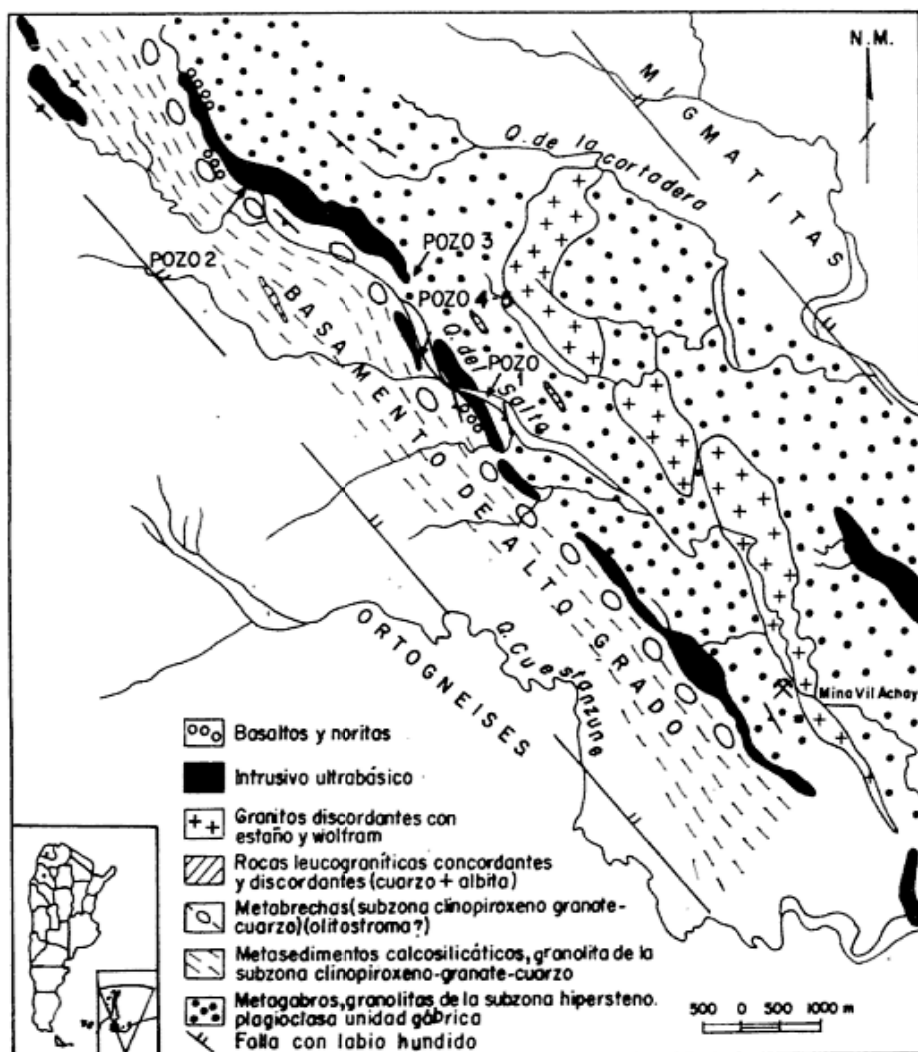


Figura 1: Mapa geológico

1) Los metagabros son parte de un complejo gábrico estratificado de 1,5 a 3 km de espesor y metamorfozados a facies granulita que se encuentra cortado por venas discordantes de cuarzo más albíta. Se encuentran intruídos por granitos discordantes con greisenes mineralizantes de estaño y wolframio.

2) Las metasedimentitas calcosilicáticas metamorfozadas a facies granulita (granolita) presentan pasajes a eclogitas corticales y anfíbolitas sódicas.

Ambas unidades son concordantes entre sí: se encuentran a ambos lados de la falla fundamental de rumbo N40-45°W; los metagabros es decir el complejo gábrico forma el labio noreste de la falla y los metasedimentos calcosilicáticos el sudoeste de la misma.

b) Metabrechas. Entre los metagabros y las metasedimentitas calcosilicáticas, es decir entre las dos subzonas de granulitas,

aflora una metabrecha constituida por clastos de metagabro de tamaño de diámetro variable entre centímetros y metros, cementados por una matrix de metasedimentita calcosilicática. La definición de la metabrecha es: una brecha de falla entre las dos unidades de metamorfitas, metamorfozada como estas a facies granulita (granolita). No se descartó que la misma pudiese ser un olitostroma metamorfozado.

Por movimientos de compresión en la falla fundamental la brecha ha sufrido transformaciones posteriores, sus clastos son alargados y comprimidos hasta formar una unidad denominada serie listada, formada por granoblastitas bandeadas y microbandeadas. Esta serie listada que marca la traza de falla en ciertas zonas donde no aparece el cuerpo ultrabásico, puede tener entre 7 y 14 m de espesor. La actividad de la falla ha producido el flujo del carbonato en las metasedimentitas calcosilicáticas, razón por la cual aquel se acomoda



en pliegues envolventes a los clastos. Fue por esta causa que la metabrecha fue denominada inicialmente: brecha de flujo (Villar, 1970).

d) La faja ultrabásica es un filón (tipo filón capa) de 300 m de ancho máximo y 12 km de longitud, cuyo afloramiento es esporádicamente intermitente. Se encuentra alojado en la falla fundamental o transforme que delimita las dos unidades de metamorfitas; está constituido por serpentinitas, lherzolitas, harzburgitas y dunitas. Las lherzolitas presentan características de reacción o sea el clinopiroxeno es simplectítico con la tremolita.

Las lentes de metabrechas flanquean el filón ultrabásico por el contacto sudoeste. El filón es concordante con ambas unidades de metamorfitas y con la traza de falla, carece de zonas de diferenciación metamórfica, como especificaron Villar et al. (1978), presenta estratificaciones angulares respecto de las cajas con rumbos N10°W y N45°W. Sus rocas carecen de deformación tectónica. Todos estos criterios permiten inferir que su emplazamiento fue posterior a la formación de la falla fundamental y a los eventos metamórficos y magmáticos. Su carencia de deformación lo elimina como tectonita basal, así como sus dimensiones; esto también suprime la posibilidad de que Fiambalá sea una ofiolita y la presenta como otro tipo de línea de sutura. Por último, la asimilación y la digestión de las metasedimentitas calcosilicáticas (granulitas de la subzona clinopiroxeno-granate-cuarzo) por parte del plutón ultrabásico, confirman su intrusión post-roca de caja.

e) Los diques y lentes de basaltos y noritas (los basaltos son basanitas, Villar 1978) cortan el sistema como plumas. Las noritas pueden formar plutones de decenas de metros cuadrados.

La secuencia de eventos geológicos es la siguiente:

1) Formación de un complejo estratificado bajo sedimentos calcáreos en contacto, 2) granulitización por la posición profunda de ambos (corteza inferior). Esto concuerda con los bajos contenidos de potasio y rubidio y las relaciones de rubidio estroncio de las granulitas (determinadas en el INGEIS) similares a las de los gneises lewis-

ianos y a los de las granulitas de Scottish Midland Valley procedentes de la corteza inferior (Graham y Upton, 1978), 3) penetración de venas discordantes de cuarzo-albita, 4) intrusión del plutón ultrabásico 5) penetración de plumas de basaltos y noritas. Esta secuencia permite inferir el esquema de los elementos magmáticos que se intruyen entre sí. La posterioridad de la intrusión del plutón ultrabásico coincide con dos edades Ar/K determinadas por el INGEIS: 1200±200 Ma para las granulitas de las cajas y 415±20 Ma para el último evento de autometamorfismo del plutón ultrabásico. Las edades determinadas implicarían que el esquema de Fiambalá abarca un período de actividad, entre el metamorfismo de las granulitas y la intrusión del plutón ultrabásico, de 780 Ma, desde el Precámbrico medio a superior hasta el Eodevónico.

De acuerdo a lo expuesto, se llega a la conclusión que tal como expresaron Villar et al. 1978, Fiambalá no es una ofiolita sino una falla fundamental. "El bloque está constituido por granulitas derivadas de rocas básicas (actualmente serie gábrica) y sedimentos calcáreos y pelíticos". El concepto de 1978 coincide esencialmente con el discutido por el Dr. Robert Coleman.

#### Estructura

Las metamorfitas de alto grado constituyen un bloque elevado de la corteza inferior de rumbo noroeste y basculado hacia el sudoeste con rechazo mayor en el noreste. Fue ascendido mediante un movimiento de rotación de 60° por una orogenia anterior a la formadora de las Sierras Pampeanas. Su estilo estructural es similar al postulado por González Bonorino (1950) para algunos bloques de esas sierras como un "ascenso asimétrico del bloque mediante fallas curvas". La orogenia ándica basculó nuevamente el bloque con sentido este-oeste, produciendo en el oeste un rechazo sobre el mismo. Eleva así el extremo noroeste de la faja ultrabásica, razón por la cual allí puede verse la parte basal del plutón ultrabásico en antiformal y sinformal, ya que este termina en la línea de cumbres; por oposición, en el sudeste, la faja ultrabásica y noritas asociadas afloran en los niveles de piedemonte del flanco oriental de la sierra de Fiambalá.

#### Lista de trabajos citados en el texto

COLEMAN, R. G., 1977. Ophiolites. Springer Verlag, New York.

GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asoc. Geol. Arg.,

Rev., V (3): 81-110, Buenos Aires.

GRAHAM, A. M. y B. G. H. UPTON, 1978. Gneisses in diatremes Scottish Midland Valley, petrology and tectonic implications. *J. Geol. Soc. Lond.*, 135: 219-228, Northern Ireland.

VILLAR, L. M., 1970. La faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, República Argentina. *Simp. sobre los resultados de investigaciones del Manto Superior con énfasis en América Latina*, II: 399-409, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1973. Prospección orientativa de níquel, cromo y cobalto en la faja de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Asoc. Arg. Min. Petr. y Sedim.*, Rev., IV (1 y 2): 1-10, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1978. Los basaltos alcalinos de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Asoc. Arg. de Min. Petr. y Sed.*, IX (3 y 4): 57-74, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1982. Geología de los sectores de la faja ultra-

básica de la sierra de Fiambalá (Filo del Medio y Agua de los Piques), provincia de Catamarca. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (2): 237-245, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, M. C. GODEAS y S. SEGAL, 1978. El basamento facies anfibolita-granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *VIIº Congr. Geol. Arg.*, II: 521-536, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, S. SEGAL y M. C. GODEAS, 1983. Mineralización y génesis de la faja ultrabásica y las metamorfitas de alto grado asociadas, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. *IIº Congr. Arg. de Geol. Econom.*, I: 143-159, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, J. RIOS GOMEZ y E. I. DONNARI, 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. *Metalogenia. IVº Congr. Geol. Chileno*, Actas, II: 4-610, 4-633, Antofagasta.

WINKLER, H. G. F., 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York.

Recibido: 15 de Agosto, 1986

Aceptado: 17 de Setiembre, 1986

LUISA M. VILLAR

CONICET - D.N.M. y G.  
Av. Santa Fe 1548 - 12º p.  
1060 Buenos Aires

ROBERT G. COLEMAN

Stanford University  
Department of Geology  
School of Earth Sciences  
Stanford, CA. 94305  
U.S.A.

## EL GRANITO ARCHIBARCA: SU EDAD Y SIGNIFICADO TECTÓNICO, PROVINCIA DE CATAMARCA

MIGUEL A. PALMA, PABLO D. PARICA Y VÍCTOR A. RAMOS

En el sector norte de la Puna Catamarqueña, se conoce desde hace algunos años (Turner, 1970), la presencia de stocks de granitoides, cuyos asomos continúan hacia el norte en la provincia de Salta (Mendez, 1974) y en la región limítrofe chilena (Davidson et al., 1981). Estos cuerpos plutónicos permiten definir una "faja eruptiva de la Puna occidental", de extenso desarrollo longitudinal cuya edad era atribuida ya sea al Carbónico o al Silúrico, por escasos datos radiométricos y relaciones estratigráficas inciertas. Es por ello el objetivo de la presente nota dar a conocer nuevos datos geocronológicos y analizar los existentes, a fin de ubicar estas rocas en una posición estratigráfica acorde con los nuevos datos y sobre esta base analizar la compleja estructuración tectónica del noroeste Argentino.

El trabajo de campo se realizó por parte de los autores en mayo de 1981, contándose recientemente con los datos geocronológicos.

El Granito Archibarca es un cuerpo plutónico expuesto al oeste del camino que conduce de Tolar Grande a Antofalla (véase figura 1), y cuyos mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la quebrada Caballo Muerto y en las nacientes de la quebrada de Archibarca. Está compuesto por un granito de grano grueso, color rosado, con cristales alotriomorfos de feldespato potásico y cuarzo, con abundantes cristales de biotita. La roca se halla profundamente meteorizada, y en sectores afectada por una intensa alteración hidrotermal. Por ello es difícil obtener muestras frescas, con excepción del sector central del cuerpo donde se halla bien disectado por el drenaje y no está afectado por el volcanismo cenozoico.

Las relaciones estratigráficas con la roca de caja no son visibles, pero en sectores más al norte como por ejemplo en el cerro Macón, granitoides similares muestran relaciones aparentemente intrusivas con sedimentitas ordovícicas (Mendez, 1975: 403). En otros sectores la roca de caja estaría representada por la Metamorfita Antofalla, constituida por gneisses y micacitas ya descriptas por Segerstrom y Turner (1972) y Allmendinger et al. (1982). En la región bajo estudio, sólo se puede afirmar que yacen en discordancia erosiva cubiertos por los distintos derrames volcánicos de andesitas, dacitas y basandesitas, las que si se homologan a las descriptas por Coira y Pezzutti (1976), en el área aledaña al oeste, podrían pertenecer al Cenozoico superior, y ser parcialmente equivalentes a las observadas por González (1983) en los cerros Teben Grande y Teben Chico, al oeste del salar de Antofalla.

El Granito Archibarca había sido citado previamente en reconocimientos inéditos de Coira (1974), y durante la transecta efectuada por los autores cuyos resultados se dieron a conocer en Allmendinger et al. (1982). Estos autores homologaron este granito con los afloramientos más al norte en la Puna salteña y que fueron descriptos por Mendez et al. (1979) y Turner y Mendez (1979) como pertenecientes al Carbónico. Esta asignación se basaba en las edades K/Ar sobre biotita obtenida del Granito La Casualidad  $360 \pm 15$  Ma (INGEIS) y una del Granito Taca Taca que arrojó  $325 \pm 10$  Ma (Rundle, en Mendez et al., 1979).

Los granitoides del sector occidental de la Puna, antes de estas dataciones habían sido tradicionalmente asignados al Silúrico, con muchas reservas (Turner, 1972; Turner y Mendez, 1979). Criterio

**GEOLOGIA DE LA REGION AL SUR DEL CERRO ARCHIBARCA**  
(Prov. de Catamarca)

(Prov. de Catamarca)



0 5 Km

**REFERENCIAS:**

Depósitos aluviales

Depósitos aterrazados

Basandesitas

Dacitas

Andesitas y tobas

Granito Archibarca

Lugar de muestreo

TERCIARIO CUARTARIO  
ORDOVICICO

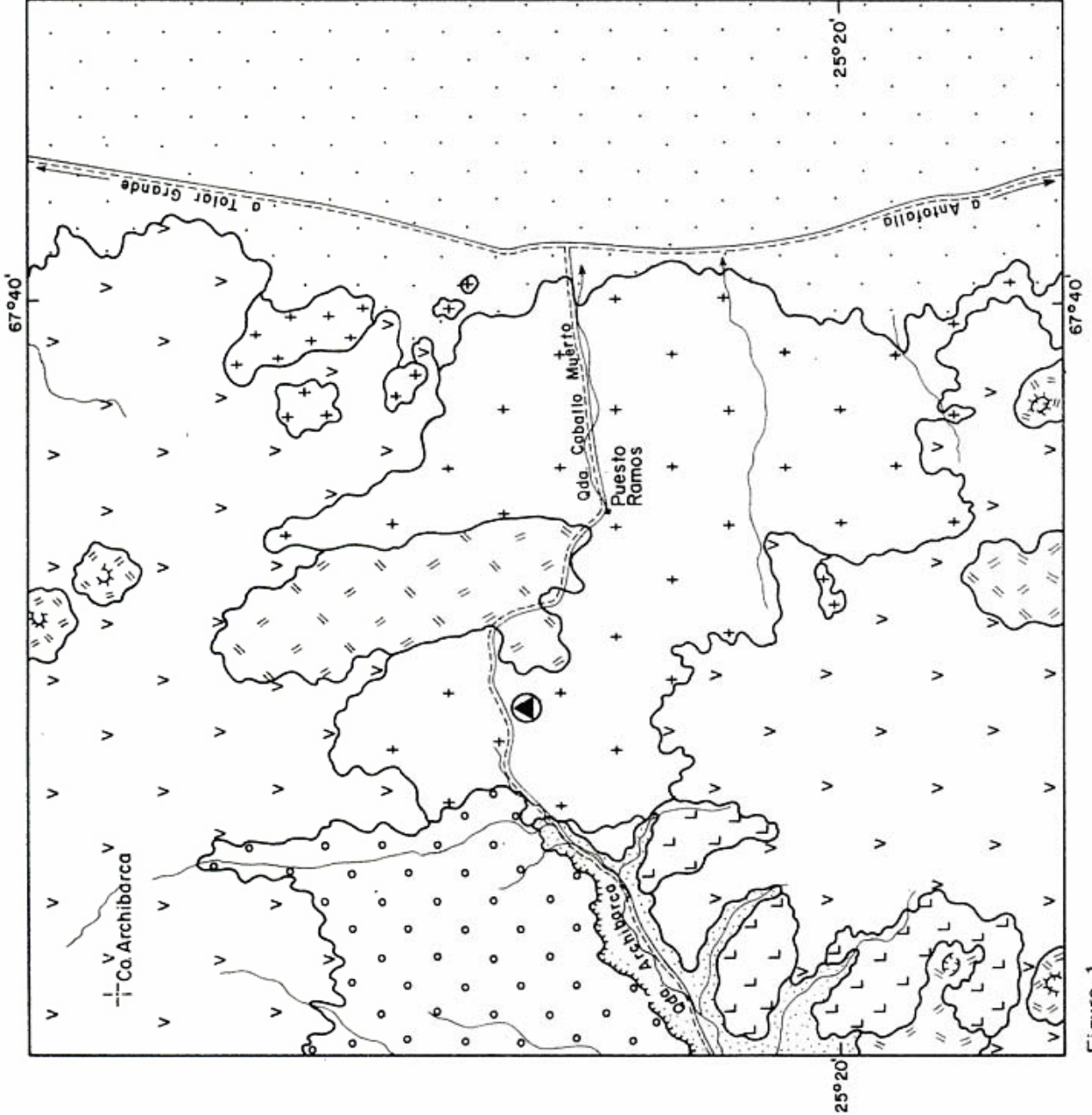
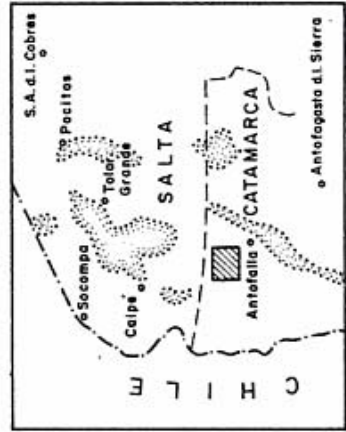


Figura 1

similar fue adoptado por González (1983) para la región de Antofalla.

Recientemente Alonso et al. (1984) en su análisis de la Puna Austral integra los plutones del sector salteño con los más australes y anticipan una edad ordovícica sobre la base de dataciones aún no publicadas que les permitirían asignar este evento a la fase guandacólica.

Llambías y Caminos (1986) dan a conocer una edad obtenida mediante una isocrona Rb/Sr de  $469 \pm 4$  Ma para el Granito de Taca-Taca (Viramonte y Salfity en Llambías y Caminos, 1986: 244).

Una muestra obtenida de las nacientes de la quebrada Caballo Muerto, al este de la Laguna Archibarca y analizada en el INGEIS (Nº 2599), arrojó los siguientes valores analíticos:

K: 4,86 %  $K^{40}$ :  $14,507 \times 10^{-8}$  mol/g

$Ar^{40}$  rad:  $46,934 \times 10^{-10}$  mol/g  $Ar^{40}$  atm:  
3,4 %.

Mineral: biotita Edad:  $485 \pm 15$  Ma

Es interesante destacar que el contenido de potasio obtenido para la biotita analizada (K = 4,86 %) es relativamente bajo. Ello se debe a su cloritización que según el análisis de rayos X alcanza a 17 % en la clorita. Este proceso que responde a una alteración meteórica o metamórfica condujo seguramente a una leve pérdida de argón del sistema, conduciendo consecuentemente a una disminución en la edad obtenida. La edad calculada entonces es levemente inferior a la de enfriamiento del granito y por lo tanto debe ser tomada como una edad mínima de enfriamiento.

Estimando que la edad obtenida es cercana a la edad de enfriamiento del granito y teniendo en cuenta el margen de error del análisis, podría atribuirse la edad del Granito Archibarca al Ordovícico inferior.

#### La faja eruptiva de la Puna occidental

Para comprender el extenso desarrollo de esta faja eruptiva es necesario integrarla con los granitoides que en el sector chileno adyacente afloran entre el volcán Socompa y la margen sur del salar de Atacama (Davidson et al., 1981; Ramírez y Gardeweg, 1982 y Mpodozis et al. 1983).

En ese sector se conocen los siguientes stocks enumerados de norte a sur según Mpodozis et al., (1983):

Plutón Tilopozo ( $452 \pm 4$  Ma, isocr. Rb/Sr) monzogranito

Plutón Tucúcaro ( $441 \pm 8$  Ma, isocr. Rb/Sr) monzogranito

Plutón Pingo Pingo ( $425 \pm 11$  Ma, K/Ar

biot.) granodiorita ( $429 \pm 12$  Ma, K/Ar hb.)

Plutón Alto del Inca ( $478 \pm 44$  Ma, isocr. Rb/Sr) granito

Plutón Choschas ( $487 \pm 50$  Ma, Pb) granodiorita ( $467 \pm 50$  Ma, Pb)

Es interesante destacar que estos autores reconocen la existencia de un episodio térmico en el Carbónico inferior a medio de 318 Ma que habría afectado al plutón Choschas, el que se ubica más próximo al sector límite y tiene edades de emplazamiento muy semejantes al Granito Archibarca. Es evidente que este importante evento térmico ha sido el responsable de las edades carbónicas mínimas obtenidas en los Granitos La Casualidad y Taca Taca, siendo éstos en realidad ordovícicos, como lo postularon Alonso et al. (1984).

Recientemente Damm et al. (1986) dan a conocer nuevos datos geocronológicos del sector chileno de esta faja eruptiva, confirmando nuevamente una edad cambro-ordovícica para los granitoides, y parte de las Volcanitas. Los valores obtenidos fueron:

#### -Cordón de La Lila

- Basalto (Nd/Sm):  $448,1 \pm 145,3$  Ma

- Diorita (U/Pb):  $491+60/-59$  Ma

- Diorita (U/Pb):  $311 \pm 24$  Ma

- Granito (U/Pb):  $411+11/-102$  Ma

- Granodiorita (U/Pb):  $463 \pm 26$  Ma

#### -Monturaqui

- Granodiorita (U/Pb):  $502 \pm 7$  Ma

A su vez dan a conocer nuevas edades del basamento metamórfico, que confirman la edad precámbrica de los esquistos de Belén (anfíbolita (Nd/Sm):  $1,460 \pm 447$  Ma) y de las rocas metamórficas de la quebrada Choja, al norte de la sierra Moreno:

#### Gneiss (U/Pb)

- Intercepción inferior  $415 \pm 36$  Ma

- Intercepción superior  $1.213+28/-25$  Ma

#### - Gneiss migmatítico (U/Pb)

- Intercepción inferior  $480 \pm 5$  Ma

- Intercepción superior  $1.260 \pm 3$  Ma

Sobre la base de estas observaciones se pueden integrar tentativamente los granitoides de la región chilena, con los de la Puna Salteña y los de la Puna Austral, como se ilustra en la figura 2. Estos constituirían así una extensa faja eruptiva occidental, aunque aparentemente más antigua que la oriental (Omarini et al. (1984), siendo su emplazamiento anterior a la fase Guandacólica propuesta por Salfity, et al. (1984) a estas latitudes. Es probable que el magmatismo en esta faja se haya desarrollado ya a partir del Cámbrico, aunque no se puede descartar un inicio aún más temprano.

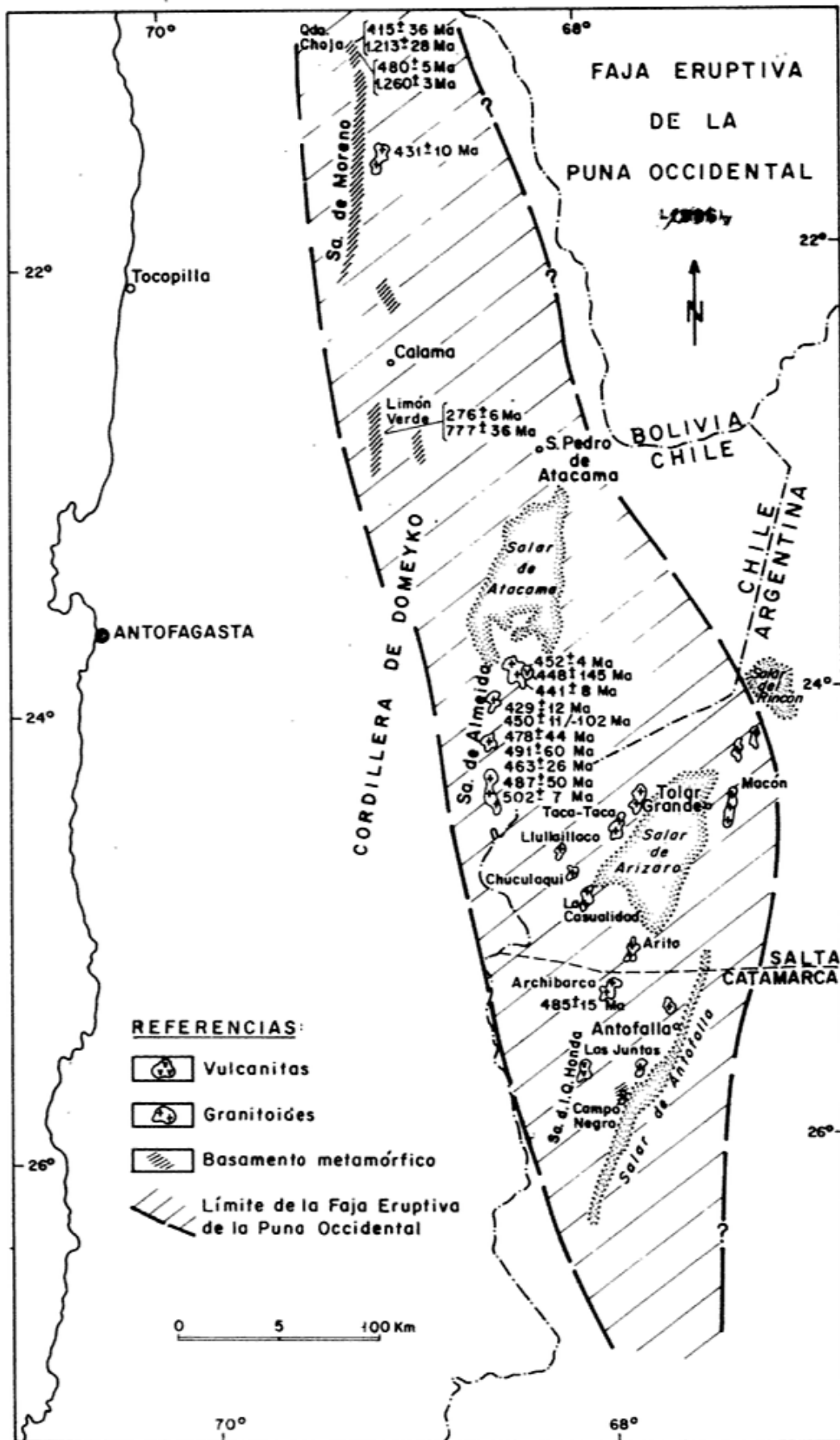


Figura 2

## Significado tectónico

La identificación de la faja eruptiva de la Puna oriental como raíces de un arco magmático producido por subducción de corteza oceánica ha sido reconocida ya por Coira et al. (1982) y aceptada por diversos autores. Sin embargo el reciente hallazgo por Niemeyer et al. (1985) de volcanitas eopaleozoicas en el cordón de La Lila, al sur del Salar de Atacama, las que aparentemente se continuarían en sector argentino al noreste de la Sierra de la Quebrada Honda (Palma, 1986), muestra una mayor complejidad tectónica para el Eopaleozoico de este sector de Los Andes.

Los granitoides y volcanitas de esta región, en su mayor parte ordovícicos, se han emplazado en un sustrato siálico. Esto es evidenciado por el basamento metamórfico pre-Ordovícico y posiblemente Precámbrico de Antofalla (Allmendinger, et al., 1982) aflorante en la sierra del Campo Negro (Palma, en prepar.), el de Sierra Moreno con gneisses y anfibolitas de 1279 Ma intrudidas por stocks de sienogranitos de  $431 \pm 10$  Ma, (Breitkreuz y Zeil, 1984) y el de Belén más al norte, con esquistos y gneisses de más de 1.000 Ma (Pacci et al. 1980, Damm et al. 1986).

Si se combina la existencia de este bloque o conjunto de bloques siálicos con

el complejo de subducción paleozoico de Limón Verde (Hervé et al., 1985), se podría interpretar al bloque de Antofalla-Sierra Moreno como un terreno alóctono. Este terreno subducía corteza oceánica por el oeste, generando por lo tanto un arco magmático cambro-ordovícico, y hasta quizás en parte más antiguo, en forma independiente a la faja eruptiva de la Puna oriental. La acreción de este bloque al margen gondwánico fue responsable del cierre de la cuenca puneña durante el desarrollo del orógeno de colisión oclóyico como fuera postulado por Ramos (1983).

A fin de verificar la presente hipótesis sería necesario contar con datos geoquímicos de las rocas de la faja eruptiva de la Puna occidental que avalen su carácter calcoalcalino y con datos geocronológicos más precisos, tanto de la roca de caja como de los granitoides asociados. Esta hipótesis requeriría que el complejo de Limón Verde, tuviese una antigüedad por lo menos cámbrica, aunque como tal pudiese haber sido activo hasta el Neopaleozoico. Algunos escasos datos parecerían indicar una posible edad precámbrica para parte de los mismos.

Mientras tanto la existencia de dos arcos magmáticos en la Puna parece ser la hipótesis más plausible para explicar los datos que actualmente se dispone.

## Lista de trabajos citados en el texto

- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M. PALMA y V. A. RAMOS, 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, I: 499-518, Buenos Aires.
- ALONSO, R., R. GUTIERREZ y J. VIRAMONTE, 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 43-63, Buenos Aires.
- BREITKREUZ, C. y W. ZEIL, 1984. Geodynamic and magmatic stages on a traverse through the Andes between 20° and 24°S (N Chile, SW Bolivia, NW Argentina). J. Geol. Soc. London, 141: 861-868, N. Ireland.
- COIRA, B. L., 1974. Levantamiento geológico de la Hoja 9 a-b, Salar de Antofalla, provincia de Catamarca. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y N. PEZZUTI, 1976. Vulcanismo cenozoico en el ámbito de la Puna Catamarqueña. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (1): 33-52, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. A. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sci. Rev., 18: 303-332, Amsterdam.
- DAMM, K. W., S. PICHOWIAK y W. TODT, 1986. Geochimie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirges in Nordchile. Berliner geowiss. Abh. (A), 66: 73-146, Berlin.
- DAVIDSON, J., C. MPODOZIS y S. RIVANO, 1983. El Paleozoico de la Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. Rev. Geol. de Chile, 12: 3-23, Santiago.
- GONZALEZ, O. A., 1983. Geología, alteración hidrotermal y edades del cerro Tebequincho, departamento Antofagasta La Sierra, provincia de Catamarca. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (1): 49-59, Buenos Aires.
- HERVE, F., F. MUNIZAGA, N. MARINOVIC, K. KAWASHITA, M. BROOK y N. SNELLING, 1985. Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra Limón Verde, Antofagasta, Chile. IVº Congr. Geol. Chileno, 4 (21): 160, Antofagasta.
- LLAMBIAS, E. y R. CAMINOS, 1986. El magmatismo neopaleozoico de la Argentina. En el sistema carbonífero en la República Argentina (síntesis). S. Archangelsky (ed.). Subcomisión on Carboniferous stratigraphy, 239-246; Córdoba.
- MENDEZ, V., 1975. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30' oeste, hasta el límite con la República de Bolivia y Chile. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (4): 391-424, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, J. C. M. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIERA, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. Dir. Gener. Fabr. Militares, 1-118, Buenos Aires.
- MPODOZIS, C., F. HERVE, J. DAVIDSON y S. RIVANO, 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior de Los Andes del norte de Chile. Rev. Geol. de Chile, 18: 3-14, Santiago.
- NIEMEYER, R. H., A. F. URZUA, F. G. ACEÑOLAZA y C. R. GONZALEZ, 1985. Progresos recientes en el conocimiento de la región de Antofagasta. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas I (1): 410-438, Antofagasta.
- PALMA, M. A., 1986. Geología del bloque paleozoico de la Sierra de Quebrada Honda, Puna Catamarqueña. Servicio Geológico Nacional, (inéd.), Buenos Aires.
- OMARINI, R. H., J. G. VIRAMONTE, U. CORDANI, J. A. Salfity y K. KAWASHITA, 1984. Estudio geocronológico Rb-Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de Los Cobres - Provincia de

Salta. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, III: 146-158, Buenos Aires.

PACCI, D., F. MUNIZAGA, F. HERVE, K. KAWASHITA y U. CORDANI, 1980. Acerca de la edad Rb-Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, departamento Parinacota, Chile. *Rev. Geol. de Chile*, 11: 43-50, Santiago.

RAMIREZ, C. F. y M. GARDEWEG, 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. y Minería*, 54: 1-117, Santiago.

RAMOS, V. A., 1983. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Rev. Inst. Cienc. Geol.*, 6 (en prensa), Jujuy.

SALFITY, J. A., S. MALANCA, E. M. BRANDAN, C.

R. MONALDI y M. C. MOYA, 1984. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 555-567, Buenos Aires.

SEGERSTROM, K. y J. C. M. TURNER, 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of Northwestern Argentine. *U. S. Geological Survey, Prof. Paper 800-B: 205-209, Washington.*

TURNER, J. C. M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. *Geologische Rundschau*, LIX (3): 1028-1063, Stuttgart.

\_\_\_\_\_, 1972. Puna. En *Geología Regional Argentina* (A. F. Leanza ed.). *Acad. Nac. Ciencias*, 91-116, Córdoba.

\_\_\_\_\_, y V. MENDEZ, 1979. Puna. En *Segundo Simposio Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias*, I: 13-56, Córdoba.

Recibido: 10 de febrero, 1986

Aceptado: 2 de setiembre, 1986

MIGUEL A. PALMA

VICTOR A. RAMOS

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - p. 13  
1060, Buenos Aires

PABLO PARICA

INGEIS - CONICET

Ciudad Universitaria  
1428 - Núñez, Buenos Aires.

#### FE DE ERRATAS

En el trabajo de M. Godeas, Tomo IX (3-4): 262-277, pág. 274, se omitió el comienzo del 5<sup>o</sup> párrafo: "Las vetas y venillas con mineralización siguen un rumbo predominante N60°-70°O, mientras que las diaclasas adoptan una orientación fundamentalmente N20°E, N50°E..."



## NOTA NECROLOGICA



RAUL CHOMNALES  
(1921-1986)

El 12 de abril de 1986, falleció el doctor Raúl Chomnales en la ciudad de San Miguel de Tucumán, lejos de su tierra jujeña adoptiva; ya que vivió en ella más de 35 años.

De esta manera el destino una vez más nos quita un colega y amigo, cerrando otro capítulo en la comunidad geológica.

El Dr. Chomnales nació en Concordia -Entre Ríos-, efectuó sus estudios universitarios en la Universidad Nacional de Córdoba, obteniendo el título de geólogo en el año 1948, posteriormente en 1950 alcanzó el título de doctor en Ciencias Naturales con la especialidad en mineralogía.

Inicia su carrera profesional en el entonces Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Tucumán en el año 1949 cuando es designado en el cargo de ayudante de minería; luego, en 1953 como jefe de la Subsección Yacimientos Minerales y a partir de allí el empeño personal y su capacidad profesional lo llevan a cubrir distintos cargos jerárquicos hasta que en 1973 es director interino del mencionado instituto y al año siguiente director titular.

Por otra parte su esfuerzo también estuvo volcado a los trabajos de investigación geológica, realizando los mismos principalmente, en la región del noroeste de nuestro país, particularmente en la provincia de Jujuy.

En agosto de 1952 inicia decididamente su orientación en el estudio de las menas metalíferas y es así como llega a especializarse en el conocimiento de minerales opacos con luz reflejada, especialidad que nacía en nuestro país. Este hecho lo llevó a realizar innumerables trabajos calcográficos de prácticamente todos los yacimientos de la provincia de Jujuy. A pesar de los medios precarios para sus trabajos el entusiasmo con que abrazó la profesión lo llevó a tener siempre un espíritu positivista.

El Dr. Chomnales participó en todos los convenios y contratos relacionados con la minería y la geología de nuestra provincia, ya sea con empresas privadas o con el estado provincial y nacional. Esto le ha permitido realizar trabajos muy importantes, tales como el estudio de menas de hierro en las serranías de Zapla y Santa Bárbara, el conocimiento de los yacimientos de cobre en la provincia de Jujuy, las mineralizaciones de mina Pirquitas, Chinchillas, entre otras.

En 1972 participa en una comisión especial para el estudio integral y reestructuración del Instituto de Geología y Minería.

Desde 1973 hasta 1976 fué miembro del Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán y colaboró en numerosos trabajos de investigación para el CONICET, SECYT y CAPLI.

La fructífera actividad del Dr. Chomna-

les no solamente estuvo vinculada con su profesión, sino que también abarcó la enseñanza, la que le apasionaba, dedicándose a la misma sin vacilaciones. Fue profesor de la entonces Escuela de Minas dependiente de la Universidad Nacional de Tucumán, en el Instituto Miguel Lillo y Facultad de Bioquímica de la Universidad Nacional de Tucumán; profesor en la Facultad de Ciencias Naturales de Salta; profesor en el Instituto Superior del Profesorado de Jujuy; Instituto Santa Bárbara y finalmente al momento de su fallecimiento profesor titular de la Cátedra de Geología General de la Facultad de Ingeniería de Minas de la

Universidad Nacional de Jujuy.

Entre sus múltiples actividades, fue también uno de los fundadores del Centro de Geólogos de Jujuy y además el impulsor para la impresión de la Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, cuyo primer número vio la luz en el año 1975.

Sirva esta pequeña reseña de homenaje y memoria a la silenciosa y fecunda actividad de investigación y docencia que cumplió el Dr. Raúl Chomnales particularmente en el ámbito de nuestra provincia jujeña.

Waldo Chayle

#### Principales trabajos publicados por el Dr. Raúl Chomnales

- 1960.- Noticia preliminar sobre la existencia de minerales de níquel en la Mina Rumi Cruz, departamento Guachipas, provincia de Salta. *IVº Jorn. Geol. Arg., Actas, I: 239-252, Buenos Aires.*
- 1975.- Minerales de plomo de "Pueblo Viejo", departamento Cochino, provincia de Jujuy. *Univ. Nac. de Jujuy, Inst. de Geol. y Min., Rev., 1: 23-28, Jujuy.*
- 1975.- Manifestaciones de minerales de plomo y cobre en la Quebrada Lacho, departamento Tilcara, provincia de Jujuy. *Inst. de Geol. y Min., Rev., 1, Jujuy.*
- 1975.- Reconocimiento Geológico-Minero de la región de Chocoite, departamento Yavi, provincia de Jujuy. *IIº Congr. Ibero-Amer. de Geol. Econ., Actas, II: 201-210, Buenos Aires.*
- 1976.- Contribución al conocimiento de manifestaciones de minerales de cobre en la provincia de Jujuy. *Fund. Miguel Lillo, Univ. Nac. de Tucumán, Miscelánea 57, San Miguel de Tucumán.*
- 1977.- Contribución al conocimiento de la génesis del yacimiento de cobre "Chorrillos", departamento Tumbaya, provincia de Jujuy. *Univ. de Jujuy, Inst. de Geol. y Min., Rev., 2: 41-60, Jujuy.*
- 1978.- Informe preliminar sobre la existencia de minerales de plomo (galena) como producto de reemplazo en calizas, Cuchilla de la Reina, departamento Metán, provincia de Salta. *Act. Geol. Lilloana, 15 (1): 13-17, San Miguel de Tucumán.*
- 1978.- Estudio geológico-mineralógico de las manifestaciones de cobre de Yangaso, departamento Santa Catalina, provincia de Jujuy. *VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 185-198, Buenos Aires. (En colaboración con G. Giuliani).*
- 1979.- Estudio microscópico de minerales del "Horizonte Ferrífero", en la serranía de Santa Bárbara. Una provincia metalogenética sedimentaria, provincia de Jujuy. *Univ. Nac. de Jujuy, Inst. de Geol. y Min., Rev., 3, Jujuy.*
- 1981.- Presencia de minerales de cobalto en Mina Chorrillos, departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy. *Univ. Nac. de Jujuy, Inst. de Geol. y Min., Rev., 4, Jujuy.*
- 1984.- Geología y metalogénesis del yacimiento cuprífero estratoligado "Martín Bronce", departamento Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *IXº Congr. Geol. Arg., Actas, V: 538-552, Buenos Aires. (En colaboración con J. C. Avila y S. E. Ferullo).*

## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

GARLEFF, K. von y STINGL, H., Ed., 1985. *Südamerika. Geomorphologie und Paläoökologie des jüngeren Quartärs*. Sbl. Geol. Paläont., 1 (11/12): 1431-1775.

El presente volumen de la revista "Zentralblatt für Geologie und Paläontologie" incluye los resultados del simposio que sobre el tema "Geomorfología y Paleocología del Cuaternario de América del Sur" se celebró en Bamberg, Alemania Federal, entre el 6 y el 8 de julio de 1984.

Los 34 trabajos y resúmenes publicados tienen como autores a investigadores de Alemania Federal (22), Argentina (8), Suiza (2), Estados Unidos (2), Brasil (1), Chile (1), Colombia (1) y Polonia (1). Geográficamente los trabajos están dedicados, total o parcialmente, a Argentina (16), Bolivia (5), Brasil (4), Chile (3), Perú (3), y Colombia (1), o son de índole general (2).

Las contribuciones dedicadas a Colombia y Brasil son de índole puntual. En el primer caso se trata de un estudio sobre formación de suelos recientes o pleniglaciales sobre cenizas volcánicas y diabasas de la Cordillera Central y Occidental (Schrimpff, E.). Los trabajos dedicados al Brasil están referidos a aspectos morfoclimáticos en una zona del Matto Grosso (Bibus, E.) y en el noreste de Brasil (Oliveira, L. J. de), a cuantificación de erosión de suelos y sucesión de fases de actividad y estabilidad geomórfica en el sur del Brasil (Bork, H. R. y Rohdenburg, H.). De los trabajos referidos a Chile, uno se ocupa de la interrelación entre la cobertura vegetal y la dinámica geomórfica (Endlicher, W. y Mäckel, R.) y los restantes abarcan aspectos de países limítrofes. Sobre el norte de Chile y sur del Perú (9° a 21°30'S) se presentan los resultados de un estudio del relieve del área desértica en relación con el clima (Abele, G.). En el sur se determinan oscilaciones glaciares en los Andes centrales, y en los australes argentino-chilenos, incluyendo además datos similares del Perú (Röthlisberger, F. y Geyh, M. A.). Las contribuciones sobre Bolivia están referidas a: el desarrollo de relieve y suelos en la cuenca de Tarija (Gerold, G.), variaciones en glaciares del Holoceno en los Andes (Jordan, E.), desarrollo de suelos sobre morenas en el Altiplano (Zech, W.), dispersión de polen actual como indicador climático en los Andes (Graf, K.), y a paleoclima y paleohidrología del Período Lago Tauca en el Pleistoceno tardío del Altiplano boliviano-peruano (Kessler, A.). De los trabajos sobre Argentina, la mayor parte están dedicados a aspectos glaciológicos y climáticos: la formación de escombros glaciales en el Holoceno de los Andes mendocinos (Barsch,

D. y Happoldt, H.), evidencia de ambiente altoglacial en el Grupo del Aconcagua (Kuhle, M.), fluctuaciones de glaciares y clima en el Glacial tardío y Holoceno adino y variaciones espacio-temporales de fajas altitudinales (Stingl, H. y Garleff, K.), fenómenos periglaciales fósiles en el centro y sur del piedemontano mendocino (Abraham de Vazquez, E. M. y Garleff, K.). Algunos de ellos, de tipo metodológico, están referidos a la obtención de información sobre precipitaciones nivales a partir de fuentes históricas (Prieto, M. R.), o a la textura de granos de cuarzo como indicadores de ambientes de sedimentación (Kowalkowski, A., y Stingl, H.). Otros presentan análisis polínicos de ciertas localidades de la provincia de Buenos Aires (D'Antoni, H. L. et al., Nieto, M. A. y D'Antoni, H. L.), o del noroeste de Argentina (Markgraf, V.). Los restantes trabajos sobre Argentina se refieren a: un estudio hidrogeológico y mapeo de 50.000 km<sup>2</sup> de la región entre Córdoba y el río Paraná (Vierhuff, H.), desarrollo de geoformas en la quebrada de Humahuaca (Werner, D. J.), influencia de la neotectónica en la morfogénesis del Piedemontano de la región cuyana (Regairaz, A. C.), presencia de paleosuelos en Sierra de la Ventana (Buschiazzi, D. E. y Peinemann, N.) y morfogénesis de la laguna de Llanquanelo, en Mendoza (Brunotte, E.). Las contribuciones de tipo general están representadas por un resumen acerca de las glaciaciones del Glacial tardío y el desarrollo del clima en América del Sur (Lauer, W.), análisis sobre los cambios climáticos durante el Cuaternario tardío del Hemisferio sur (Heine, K.) y la cubierta de hielo de la parte templada y tropical de América del Sur durante los últimos 25.000 años (Mercer, J. H.), y sobre la aridez del Pleistoceno tardío como causa de extinción de la megafauna continental de América del Sur (Ochsenius, C.).

Los trabajos están agrupados en dos secciones principales, la primera está referida a aspectos de desarrollo geomorfológico en relación con la tectónica, el clima y la acción humana, y es complementada por un breve análisis de los resultados de las contribuciones presentadas (Rolshoven, M.). La segunda, que abarca los restantes trabajos, sobre indicadores de la historia climática de América del Sur finaliza con un análisis (Garleff, K. y Stingl, H.) que contiene un cuadro comparativo sobre fluctuaciones glaciales y climáticas en el que se incluyen los resultados de todos los trabajos de esta parte del Simposio.

De las 34 contribuciones, 18 están redactadas en alemán, 9 en inglés, 3 en castellano, y 4 son resúmenes extendidos en inglés, alemán, castellano y/o portugués.

Casi la totalidad de los trabajos incluyen resúmenes en inglés y castellano. La obra, que comienza con una breve introducción de los editores, está cuidadosamente ilustrada e impresa.

Pese al diferente grado de amplitud geográfica y temática que presentan las contribuciones presentadas a este simposio, su publicación en este volumen seguramente será de utilidad a los interesados en el tema. Las mismas reflejan el grado de interés y desarrollo de la actividad científica alemana en América del Sur en general y en la Argentina en particular.

A. C. RICCARDI

WHITTINGTON, H. B., 1985. *The Burgess Shale*. XV + 151 pp. Yale University Press. New Haven-London.

Desde que en 1909 Ch. D. Walcott descubriera en British Columbia, Canada, uno de los registros más completos conocidos de la vida del Cámbrico, los fósiles de "Burgess Shale" y la estratigrafía del área han sido objeto de numerosos estudios y han dado lugar a una extensa bibliografía. Estas publicaciones son sin embargo de carácter puntual y especializado o demasiado generales y breves. Este libro de Whittington, uno de los paleontólogos que más ha trabajado en las décadas recientes sobre los fósiles de Burgess Shale, intenta en cambio brindar una visión general y al mismo tiempo lo suficientemente detallada de este yacimiento como para interesar a un público más amplio que el estrictamente especializado.

La obra comienza con una descripción general de las características geológicas y paleontológicas del Cámbrico que sirve como marco para resaltar la significación de los fósiles de Burgess Shale. Sigue una historia del hallazgo del yacimiento y de las investigaciones en él realizadas. Posteriormente se tratan en detalle las características geológicas del área, y se explican las condiciones de preservación del material paleontológico. La parte principal del libro está dedicada a los fósiles hallados, la cual comienza con una breve introducción acerca de los criterios utilizados para denominar y clasificar fósiles, y los métodos empleados en el estudio del material de Burgess Shale. Siguen luego descripciones generales con los ejemplos más representativos de los principales grupos de organismos hallados, desde Algas hasta Hemicordados. Finalmente se discuten las características

generalmente se discuten las características generales de la fauna y flora halladas, así como su significación evolutiva. El libro

está profusamente ilustrado con más de 100 figuras que abarcan desde aspectos geológicos e históricos hasta reconstrucciones de la mayor parte de los organismos figurados. El libro se completa con un apéndice en el cual se incluyen, en orden sistemático, la totalidad de los taxa reconocidos, una lista de las publicaciones efectuadas por diferentes autores sobre este yacimiento y sus fósiles, y un índice general. Esta obra puede interesar tanto a profesionales como a estudiantes en Paleontología, Geología y Biología.

A. C. Riccardi

HALLAM, A., 1985. *Grandes Controversias Geológicas*. V-VII + 180 pp. Editorial Labor S.A. (Traducción de la obra *Great Geological Controversies* editada originalmente en 1983 por Oxford University Press).

Según indica su autor en el prefacio de esta obra, la misma está dedicada, por un lado a exponer el desarrollo de la Geología a través de cinco ejemplos ilustrativos de controversias célebres, y por otro a poner en conocimiento de una audiencia amplia algunos ejemplos interesantes de la historia intelectual.

La primera controversia está dedicada a los "Neptunistas, Vulcanistas y Plutonistas". Allí se exponen los antecedentes de A.G. Werner y su teoría neptunista. Siguen los aportes de N. Desmarest a la creación de la escuela vulcanista, y el desarrollo de la teoría plutonista de J. Hutton. Hallam efectúa un análisis comparativo de los puntos positivos y negativos de estas teorías en relación con los conocimientos imperantes en la época, y busca una explicación a la amplia difusión del Neptunismo.

La segunda controversia de este libro está dedicada a los "Catastrofistas y Uniformitaristas". Se remarca aquí la importancia de la distinción entre método y sistema como punto de partida necesario para demostrar la falsedad de la supuesta simplicidad de esta confrontación. Luego de rescatarse a un precursor como N. V. Lomansov, se entra en la utilización que hace Hutton, e ilustra Playfair, del método actualista para medir el paso del tiempo, y las ideas de G. Cuvier sobre catástrofes periódicas, y los aportes de A. Brongniart y E. de Beaumont, las ideas diluvistas de W. Buckland y A. Sedgwick. Se exponen las observaciones efectuadas por C. Lyell, conjuntamente con R. Murchinson, en Francia e Italia, que culminaron con la publicación en 1830 del primer tomo de su *Principles of Geology* donde se expone su metodología claramente vinculada al actualismo

y sus ideas sobre la inmensidad del tiempo geológico y la lentitud y gradualismo de los procesos geológicos. En las críticas realizadas a las ideas de Lyell por W. Whewell se ubica el origen de los términos "catastrofismo" y "uniformitarismo". La influencia del uniformismo de Lyell en Ch. Darwin es expuesta en relación con observaciones efectuadas en el viaje del "Beagle".

El tercer capítulo, titulado "La Era Glacial" está dedicado a exponer el origen glacial de depósitos originalmente atribuidos al diluvio. El origen de una teoría global se ubica en las observaciones efectuadas en Suiza por J. P. Perraudin, I. Venetz y J. de Charpentier, y en Alemania por K. Schimper, J. R. Bernhardt, y las influencias que estas tuvieron en L. Agassiz como defensor de la idea de que el hielo habría cubierto áreas extensas de Europa.

La cuarta controversia está referida a la "Edad de la Tierra". Comienza con una apreciación de los cálculos del Arzobispo Ussher para seguir con las estimaciones realizadas por Ch. Darwin y por J. Phillips, las contribuciones de Lord Kelvin, el descubrimiento de la radioactividad, y los métodos radiactivos. Este capítulo se cierra con una serie de reflexiones de Hallam acerca de la discusión catastrofista-uniformitarista en la que vuelve sobre el tema del uniformitarismo metodológico y sustantivo e incursiona en el "neocatastrofismo" citando ejemplos del campo de la sedimentología, geomorfología y tectónica, y haciendo en lo que se refiere a la evolución orgánica una breve referencia al equilibrio puntuado y a las extinciones en masa.

La última controversia está dedicada a la "Deriva de los Continentes". El capítulo comienza con una explicación acerca de un modelo de Tierra en contracción según las ideas de J. D. Dana y E. Suess. Sigue una interesante introducción sobre propuestas poco conocidas, como las de

F. B. Taylor, para pasar luego a la hipótesis de deriva de A. Wegner y sus fundamentos. Se presentan posteriormente las principales críticas a la teoría de Wegner. Tras esta introducción se presentan las evidencias del paleomagnetismo y la oceanografía que culminaron con la hipótesis de Hess sobre propagación de los fondos oceánicos (1960) y la corroboración paleomagnética de F. J. Vine y D. H. Matthews (1963) y la propuesta de fallas transformadas y tectónica de placas efectuada por Tuzo Wilson (1965) y desarrollada por J. Morgan. La controversia finaliza con detalles de la conversión final de la comunidad geológica, aunque también se pasa revista, entre otros temas, a las ideas de W. Carey.

Este libro finaliza con un capítulo en el que Hallam realiza una serie de consideraciones generales con respecto a las posiciones asumidas por los científicos. Sigue con un análisis de la aplicabilidad de algunos modelos de método científico al campo de la Geología, donde tras discutir el criterio de demarcación de K. Popper, y las ideas de T. Kuhn y J. Ziman, y coincide con I. Lakatos en el carácter jerárquico de las teorías científicas.

Esta obra contiene, pese a su tamaño, una gran cantidad de información. Las controversias planteadas están ilustradas con transcripciones textuales de publicaciones de los protagonistas principales de las mismas, y contienen abundantes referencias a las numerosas notas aclaratorias y citas bibliográficas con que se completa cada capítulo. Se trata en definitiva de una obra muy informativa que permite obtener una visión clara de los antecedentes, desarrollo y resolución de las principales controversias planteadas en el campo de la Geología, así como de las actitudes de los científicos más importantes involucrados en las mismas.

A. C. Riccardi

## CRONICA DE LA ASOCIACION

En el curso de 1986 la A.G.A. realizó las actividades que se reseñan a continuación:

- **Designación de representantes ante CAPICG, CAPLI y CADINQUA:** De acuerdo al nuevo reglamento de funcionamiento de estos comités, la A.G.A. procedió a designar representantes en CAPICG: Dr. H. Leanza (Titular), y Dr. O. López Gamundi (Suplente), CAPLI: Dr. Armando Massabie (Titular) y Lic. Norma Pezzutti (Suplente), y CADINQUA: Dr. L. A. Spalletti (Titular) y Lic. E. Aragón (Suplente).

- **Cursos de Actualización organizados por la A.G.A.:** Continuando con la serie de Cursos de Actualización que con singular éxito viene organizando la A.G.A., se realizaron durante 1986 los siguientes:

- **Geología de Chile en su contexto geotectónico,** por el profesor Dr. Constantino Mpodozis (28 de julio - 1 de agosto). Salón de Actos de la Secretaría de Minería.

- **Mineralogía, propiedades y aplicación de las arcillas,** por el profesor Dr. Adrián Mario Iníguez (25 al 29 de agosto). Salón SOMISA.

- **Sensores remotos y sus aplicaciones,** por el licenciado Juan Carlos Gómez (15 al 19 de setiembre). Salón Casa del Geólogo.

- **Técnicas para el análisis estructural,** por el Dr. Richard Allmendinger (27 al 31 de octubre). Salón Secretaría de Minería.

- **Presencia de la A.G.A. en la Feria del Libro:** Con marcado éxito estuvo presente un stand de la A.G.A. en la XII Exposición y Feria Internacional del Libro (del autor al lector) conjuntamente con la Asociación Paleontológica Argentina.

- **Nuevas publicaciones especiales:** Continuando con la serie de Publicaciones Especiales, se han editado las obras:

- **Catálogo de Tesis Doctorales y de Licenciatura,** por la Dra. M. Brodtkorb.

- **Métodos estadísticos en geología,** por J. C. Merodio

- **Procesos y depósitos piroclásticos,** por M. Mazzoni.

Asimismo se hallan en terminación los resúmenes expandidos de las Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera.

- **Conmemoración del Día del Geólogo:** El 9 de junio nuestra Asociación, conjuntamente con la A.P.A., el C.S.P.G. y C.A.G., organizó la Mesa Redonda Estado actual de la profesión y creación de un Servicio Geológico Nacional. Actuaron como penalistas: Oscar Dores (Presidente C.S.P.G.), Víctor Ramos (Secretaría de Minería, UNLP y UBA), Roberto Page (Secretaría de Minería, UBA y Pres. Asoc. Prof. Secret. Minería); la coordinación fue realizada por Carlos Cingolani (Pres. Asoc. Geol. Arg.).

Ante numerosa concurrencia se debatieron los temas mencionados, concretándose la elaboración de un documento final. Posteriormente se ofreció un ágape en la Casa del Geólogo.

- **Guías Geológicas Argentinas:** La A.G.A. decidió en el curso del año, iniciar una nueva serie no periódica denominada **Guías Geológicas Argentinas**. La misma incluirá Guías Geológicas de regiones y/o circuitos determinados del país, preparadas por los autores que las remitan. Para ello se elaborarán normas e instrucciones para los autores, a la vez que se preve un formato especial práctico para su uso en el campo.

- **Boletín informativo:** En el curso del mes de junio de 1986, se editó el Boletín Informativo de la A.G.A., con el ánimo de estrechar lazos con nuestros asociados de todo el país, cumpliendo así con los principios fundacionales de nuestra Institución.

- **Curso para profesores secundarios:** Bajo la dirección del Dr. N. Malumián se realizó un curso sobre Geología de Costas (11, 18 y 25 de octubre), en el Salón de Actos del Museo Bernardino Rivadavia. El dictado del mismo estuvo a cargo del Dr. J. O. Codignotto.

- **Redacción de nuevas normas e instrucciones para los autores:** En el transcurso del año la C.D. de la A.G.A. aprobó y publicó en su tomo XLI (1-2): 230-232, las nuevas Instrucciones para los Autores.

- **Relación con la IUGS:** Como entidad nacional reconocida por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, la A.G.A. ha mantenido relación epistolar con esta entidad, respondiendo a las diversas inquietudes, consultas, etc., que la citada institución hiciera conocer. Asimismo, como se consigna aparte, se ha solicitado que en todos los Comités Nacionales en los cuales tenga participación la IUGS, la A.G.A. esté representa-

da, por tratarse de la entidad madre en el país y único representante a nivel nacional del organismo geológico internacional.

- **Vinculación con la Asociación Argentina para el Progreso de las Ciencias:** La A.G.A. formó actualmente parte del Comité Directivo de la AAPC, como Miembro Institucional.

- **Contenido de la revista:** Como iniciativa de la C. D. se ha resuelto la publicación bajo el mencionado título, de una nueva serie que contendría exclusivamente los resúmenes en idioma inglés de todos los trabajos publicados en nuestra revista. Con esto se intentará dar aún mayor difusión a los contenidos de la Revista y lograr su rápido envío a las mejores instituciones internacionales.

- **Boletín anecdótico:** Tendrá pronta publicación un texto anecdótico, preparado por el Dr. Agustín Monteverde.

- **Adquisición de la computadora PCI I.B.M. Color:** Uno de los más significativos logros de la actual C.D. consistió en concretar la adquisición de una computadora PCI

I.B.M. Color. Como es de conocimiento de los señores asociados, a partir del Tomo XL los textos de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, a iniciativa de la C.D. presidida por el Dr. Francisco Nullo, fueron tipeados enteramente en el predio de la Asociación mediante la utilización de la máquina Brother EM-200. Las páginas de la Revista eran luego armadas manualmente y recién entonces se enviaban los masters a imprenta para su edición y encuadernación. Ello permitió abaratar los costos de publicación en forma significativa.

A raíz del éxito obtenido mediante esta metodología, la actual C. D. contempló y concretó la adquisición de la computadora de referencia, lo cual permitirá efectuar en forma acabada las tareas de composición y armado de nuestra revista con mayor calidad y rapidez. Se ha contemplado, asimismo, que la nueva computadora sea utilizada para tareas relacionadas con el manejo del movimiento societario y, además, se tiene previsto realizar una base de datos actualizados de publicaciones geológicas en el orden nacional.

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

## COMISION DIRECTIVA (1985-1987)

*Presidente:* DR. CARLOS CINGOLANI  
*Vicepresidente:* DR. LUIS SPALLETTI  
*Secretario:* DR. HÉCTOR LEANZA  
*Tesorero:* LIC. NORMA PEZZUTTI

### *Vocales:*

LIC. JORGE CANGINI  
DR. ARMANDO MASSABIE  
DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

### *Vocales Suplentes:*

LIC. EUGENIO ARAGÓN  
LIC. JORGE PISSETTA  
LIC. JUAN IDIART

*Director de la Revista:* DR. VÍCTOR RAMOS

*Director de Publicaciones:* DR. FRANCISCO NULLO

*Coordinadores:* LIC. GRACIELA MARÍN  
LIC. LUIS FAUQUE

## COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. CARLOS CINGOLANI, DR. GUALTER CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. FRANCISCO NULLO, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

### *Miembros Honorarios*

DR. PABLO GROEBER †	DR. RAÚL N. DESSANTI
DR. JUAN KEIDEL †	DR. EDGARDO ROLLERI
DR. JOAQUÍN FRENGUELLI †	DR. PEDRO STIPANICIC
DR. FRANCO PASTORE †	DR. MARCELO YRIGOYEN
DR. ANGEL V. BORRELLO †	DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
DRA. EDELMIRA MÓRTOLA †	ING. VICTORIO ANGELELLI
DR. ARMANDO F. LEANZA †	DR. HORACIO CAMACHO
DR. HORACIO J. HARRINGTON †	DRA. PIERINA PASOTTI
DR. JORGE POLANSKI †	DR. EMILIANO APARICIO
DR. CARLOS STORNI †	DR. ENRIQUE DE ALBA
DR. RICHARD FOSTER FLINT †	DR. MARIO E. TERUGGI
DR. OSVALDO BRACACCINI †	DR. ROBERTO L. CAMINOS
DR. PERCY QUENSEL †	DR. PEDRO CRESADO ROQUE
DR. JUAN C. M. TURNER †	DR. ENRIQUE LINARES
DR. CARLOS GORDILLO †	DR. ROSENDO PASCUAL
DR. ALBERTO MINGRAMM	ING. DANIEL A. VALENCIO
DR. BERNABÉ J. QUARTINO	DR. JUVENAL J. ZAMBRANO

### *Miembros Correspondientes*

DR. ARNOLDO HEIM †	ING. HÉCTOR FLORES WILLIAMS
DR. LUCIANO JACQUES DE MORAES †	ING. CARLOS RUIZ FULLER
DR. ABEL HERRERO DUCLOUX †	DR. RODOLFO MÉNDEZ ALZOLA †
ING. JORGE MUÑOZ CRISTI †	DR. UMBERTO CORDANI
DR. ENRIQUE GERTH †	DR. JEAN CLAUDE VICENTE
DR. GUILLERMO ZULOAGA	DR. IAN DALZIEL

## MIEMBROS BENEFACTORES Y PROTECTORES

COMISIÓN NACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA  
CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES  
CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS  
COMISIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES  
YACIMIENTOS PETROLÍFEROS FISCALES  
GAS DEL ESTADO  
QUITRAL-Co S.A.I.C.  
C.A. TOTAL AUSTRAL  
SHELL HYDROCARBONS S.V.  
AGUA Y ENERGÍA ELÉCTRICA SOC. DEL ESTADO  
ARGENTINA CITIES SERVICE EXPLORATION, INC.  
BRIDAS S.A.P.I.C.

DIRECCIÓN GENERAL DE FABRICACIONES MILITARES  
DRESSER ATLAS ARGENTINA S.A.M.P.I.C.  
COMPAÑÍA DE INVESTIGACIONES GEOFÍSICAS  
(PROC. SCHLUMBERGER) S.A.  
ESSO S.A. PETROLERA ARGENTINA  
COMPAÑÍA MINERA TEA  
GEOMATER S.A.  
APCO ARGENTINA INC.  
INVAP. S.A.  
PLUSPETROL S.A.  
TECHINT S.A.C.I.  
AMOCO ARGENTINA OIL CO.



INDICE ALFABETICO DEL TOMO XLI

<b>Aliotta, G.</b> Estudio roentgenográfico de fluoritas . . . . .	40
<b>Alperin, M. I.</b> Radiolarios de un testigo cuaternario del talud continental argentino	290
<b>Ardolino, A y D. Delpino.</b> El Bajo Hondo: Una caldera basáltica en el borde sur de la Meseta de Somuncura, provincia de Chubut . . . . .	386
<b>Arias, W. E. y C. L. Azcuy.</b> El Paleozoico superior del cañón del río Atuel, provincia de Mendoza . . . . .	262
<b>Benito, J. I. y J. Chernicoff.</b> Geología del cerro Caquel y alrededores, departamento Futaleufú, provincia del Chubut . . . . .	70
<b>Bobbio, M. L. M. Devincenzi, M. J. Orgeira y D. A. Valencio.</b> La magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico . . . . .	7
<b>González Bonorino, G.</b> Paleohidráulica: la reconstrucción de parámetros hidráulicos a partir de las rocas sedimentarias . . . . .	33
<b>González Díaz, E. F., J. C. Riggi y L. Fauqué.</b> Formación Caleufú (Nov. Nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collon Cura, sur de Neuquen . . . . .	81
<b>Kodama, K. P., J. Rabassa, E. B. Evenson y M. Clinch.</b> Paleomagnetismo y edad relativa del drift Pichileufu en su área tipo, San Carlos de Bariloche, Río Negro . . . . .	165
<b>Kruse, E. E.</b> Aspectos geohidrológicos de la región sudoriental de Tandilia, cuencas de los arroyos Vivorata, Las Brusquitas y El Durazno . . . . .	367
<b>Leone, E. M.</b> Geología de los cerros Tornquist y Recreo, Sierra de La Ventana, provincia de Buenos Aires . . . . .	117
<b>López Gamundi, O.</b> Turbiditas en la sección basal de la Formación Ansilta, Paleozoico superior de la Precordillera Occidental, provincia de San Juan . . . . .	106
<b>López Gamundi, O.</b> Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la sierra de Aguarague, provincia de Salta . . . . .	334
<b>Llambías, E.</b> Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén . . . . .	22
<b>Manassero, M. J.</b> Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires . . . . .	375
<b>Monaldi, C. R., M. A. Boso y J. C. Fernández.</b> Estratigrafía del Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy . . . . .	62
<b>Nicolas, R. E., J. Kostadinoff y R. Schillizzi.</b> Correlación entre geofomas superficiales y observaciones geofísicas en la Bahía Anegada, Buenos Aires . . . . .	245
<b>Ottone, E. G. y C. L. Azcuy.</b> El perfil de la quebrada La Delfina, provincia de San Juan . . . . .	124
<b>Parica, P. D.</b> Petrología y geocronología del sector central de la sierra de Lonco Vaca, La Pampa . . . . .	270
<b>Ramos V. A., M. Haller y F. Butron.</b> Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur . . . . .	137
<b>Rial, G.</b> Geocronología rubidio-estroncio del grupo Santa Victoria, provincia de Salta	51
<b>Riggi, J. C., F. Fidalgo, O. Martínez y N. Porro.</b> Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata . . . . .	316
<b>Rossi, E. E. y J. C. M. Zanettini.</b> Prospección geológico-geofísica de mineral de hierro en las provincias de Río Negro y Chubut . . . . .	233
<b>Sayago, J. M.</b> Morfoclimas y paleoformas en la evolución geomorfológica de la sierra de Ancasti (Cuaternario superior), Catamarca . . . . .	155
<b>Schillizzi, R., J. Kostadinoff y C. H. Labudia.</b> Interpretación geofísica y geológica del basamento en el noreste de la provincia de Río Negro . . . . .	1

Spalletti, L., A. Blasi y S. Matheos. Estudio composicional de psefitas actuales de la Argentina y su significado tectónico . . . . .	356
Varela, R., E. M. Leone y R. Manceda. Estructura tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires . . . . .	256
Notas Breves	
Del Valle, R, G. Ambrosini y R. A. Scasso. Rocas sedimentarias marinas mesozoicas en la península Tabarín, extremo nororiental de la península antártica . . . . .	179
Kerlleñevich, S. C. y A. Cuerda. Graptofauna caradociana en quebrada La Chilca, al norte de Calingasta, Precordillera de San Juan . . . . .	197
Lavandaio, E. Hallazgo de fósiles del Ordovícico en el Grupo Villavicencio, en la precordillera de Mendoza . . . . .	402
Malvicini, L. La hetaerolita y las series de oxidación del manganeso del distrito minero Agua de Dionisio, provincia de Catamarca . . . . .	191
Palma, M. A., P. D. Parica y V. A. Ramos. El granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca . . . . .	414
Panarello, H. y C. Dapeña. Isotopos de azufre. Su determinación en materiales naturales y aplicaciones a la geología . . . . .	210
Panza, J. L. y M. Marquez. Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de la Leona, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz . . . . .	206
Parica, C. A. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, provincia de Neuquén . . . . .	201
Rabassa, J., E. B. Everson y G. C. Stephens. Nuevas evidencias del englazamiento plioceno-pleistoceno inferior de los Andes Patagónicos septentrionales: cerro Tronador, Río Negro . . . . .	405
Schillizzi, R. Reconocimiento sísmico del litoral sur marplatense, provincia de Buenos Aires . . . . .	182
Sellés Martínez, J. Las sierras australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional . . . . .	187
Sruoga, P. y M. A. Palma. Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciár, Moro, Baguales y La Pava, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz . . . . .	397
Villar, L. M. y R. G. Coleman. Reinterpretación geológica de la faja ultrabásica y el bloque de alto grado de metamorfismo, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca . . . . .	410
Resúmenes	
Leanza, H. A., A. T. Spieglman, C. A. Hugo, O. Mastandrea y J. C. Oblitas. Phanerozoic sedimentary phosphates from Argentina . . . . .	209
Comentarios	
Franchi, M. y F. Nullo. Las Tobas de Sarmiento en el Macizo de Somuncura . . . . .	219
Massabie, A. C. y E. A. Rossello. Las ritmitas de la Formación Sauce Grande y sus implicancias paleoambientales, Sierras Australes de Buenos Aires . . . . .	216
Réplicas	
Schillizzi, R. Sobre la presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande, sierra La Ventana, provincia de Buenos Aires . . . . .	218
Notas Necrológicas	
Dr. William E. Humphrey . . . . .	223
Dr. Raúl Chomnales . . . . .	420
Comentarios bibliográficos . . . . .	422
Crónica de la Asociación . . . . .	425

# 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 (Monografías y Reuniones)

#### Monografía N° 1

- 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. Amós (agotado).
- N 2 ACTAS DE LAS PRIMERAS JORNADAS SOBRE GEOLOGIA DE PRECORDILLERA.

### 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 CATALOGOS 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 CATALOGO DE TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N 10 CATALOGO 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.
- N 12 CATALOGO DE TESIS DOCTORALES Y DE LICENCIATURA, M. K. de Brodtkorb.
- N 13 METODOS ESTADISTICOS EN GEOLOGIA. J. C. Merodio.

### Serie C - Reimpresiones

- N 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70 P. Groeber.

### Revistas