

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XLI - N^{os} 1-2

Enero-Junio

Buenos Aires 1986

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

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, B° Güemes, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Y.P.F., Departamento de Geología de Exploración, Golfo San Jorge, km 3, 9005 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Priore de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Sergio D. Matheos, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. José L. Cionchi, Centro de Geología de Costas, Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Jorge Anselmo Solís, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica N° 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Marta Franchini de Giusano, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, C. C. 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Y.P.F., División Geología, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabó de Greco, Rivadavia 1027, 8500 Viedma.
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, FCEF y N. Av. del Libertador 1106, Oeste, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Fernández Tasende, C. C. 213, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujehneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Carlos J. Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo A. Peña, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Lic. Bernardo Pozo, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Zapala: Lic. Mario Omar Gingins, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3° piso (1064).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
ORIGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Magdalena Koukharsky, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas: Lic. Graciela S. Felici, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Miguel Soria, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Luis E. Fauqué, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin, Seção de Bioestratigrafia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Roster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572 Arequipa.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.

INTERPRETACION GEOFISICA Y GEOLOGICA DEL BASAMENTO EN EL NORESTE DE LA PROVINCIA DE RIO NEGRO

R. SCHILLIZZI, J. KOSTADINOFF Y C. H. LABUDIA

Resumen

La presente contribución se aboca al conocimiento estructural del basamento a través de tres perfiles gravimétricos, cuyo trazado cubre un área de 18.000 km², comprendiendo a las localidades de Valcheta, General Conesa y San Antonio Oeste.

Se tuvo especial cuidado en la medición gravimétrica realizada sobre los afloramientos rocosos (granitos, porfiritas y filitas) para utilizar los datos como elemento de base en el seguimiento del basamento cuando este se encontraba cubierto.

Con la información vertida por estos perfiles se analizaron las posibles formas y distribución de los bloques basamentales.

Un importante hallazgo correspondería al umbral o zócalo que marcaría la separación, en profundidad, de dos cuencas una ubicada en el sector de San Antonio Oeste y la otra en el borde de la meseta nordpatagónica.

Abstract

This contribution deals with the structure of the basement along three gravimetric profiles.

The work area covers approximately 18,000 km², encompassing the localities of Valcheta, General Conesa and San Antonio Oeste.

It has been paid special attention to the measurement of densities on rock outcrops (granite, porphyry and phyllite) to extend those values in areas where the basement was covered.

Based on the information obtained with these profiles it is analyzed the possible form and distribution of the basement blocks.

The existence of a threshold in depth was outlined, marking the separation, of two basins: one situated in the area of San Antonio and the other in the North Patagonian plateau border.

Introducción

El presente trabajo tiene como objetivo a través del análisis gravimétrico el conocimiento de dos áreas de amplio interés; la primera de ellas cubre el sector llamado de "meseta alta" es decir la línea de unión entre las localidades de General Conesa y Valcheta. El segundo sector correspondería a la bahía de San Antonio Oeste y sus alrededores (véase fig. 1). El total de superficie cubierta por esta prospección alcanzó a 18.000 km².

La interpretación de los métodos gravimétricos se vió favorecida por la presencia de afloramientos rocosos cercanos a San Antonio Oeste y a las salinas del Gualicho lo que permitió obtener información de densidades de rocas a fin de modelar las posibles estructuras del basamento.

De esta manera se intentó ampliar los conocimientos sobre las litologías y disposición de los bloques profundos.

Antecedentes

Son numerosos los investigadores que han desarrollado actividades en esta región debiéndose las primeras descripciones geológicas de superficie a Wichmann (1919 y 1927); los trabajos posteriores corresponden a Re y Brodtkorb (1962) quienes describieron las rocas que circundan a la salina del Gualicho; Kaasschieter (1965) realizó una reseña de la geología de la cubeta sedimentaria y del basamento en función de las perforaciones y prospecciones geofísicas realizadas al noreste de San Antonio Oeste.

Núñez et al. (1975) y Núñez y García (1981) realizan una síntesis de la columna

This One



7RCY-XNP-N4EC

Material protegido por derechos de autor

geológica de esta región para el Plan Patagonia-Comahue, agregando en trabajos posteriores estudios sobre las calizas de Valcheta.

Angulo et al. (1978) describen las formaciones de edad cenozoica que cubren el área de la bahía. Con posterioridad Lizuain y Sepúlveda (1978) describieron las estructuras y columnas estratigráficas para el sector del Gran Bajo del Gualicho.

Durante este mismo año se conocen las contribuciones de Turner y Baldis (1978) quienes analizaron las estructuras de la plataforma patagónica y sus lineamientos estructurales.

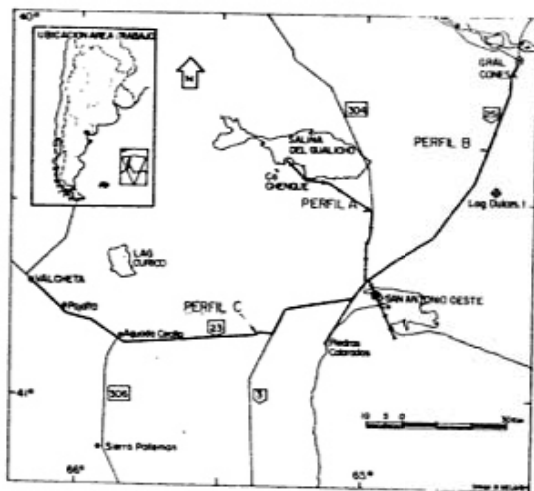


Fig. 1: Traza de los perfiles estudiados en el Noreste de la provincia de Río Negro.

Rasgos fisiográficos

El área en estudio se halla comprendida en el ambiente de la Meseta Patagónica la cual se sitúa entre los 140 a 170 m s.n.m.; posee además una suave pendiente regional en dirección sudeste.

La vegetación que se observa se caracteriza por arbustos bajos en parte espinosos típicos de un ambiente árido.

La presencia de bajos de hasta -73 m b.n.m., junto a hondonadas y lagunas temporarias es frecuente en la zona. En el área litoral, netamente separada del ambiente de meseta, es posible observar médanos, cordones litorales y demás geofomas típicas del ambiente marino.

Instrumental y metodología

Se utilizó un gravímetro Worden N° 773, tipo Master, termostatzado a 72° F, pro-

piedad del Observatorio Astronómico de La Plata (O.A.L.P.) con un rango de trabajo de 8.000 mgal y precisión de trabajo de 0,01 mgal (1 mgal = 10^{-3} cm/seg²).

Como valor inicial se utilizó la base gravimétrica pendular del Observatorio Astronómico (punto 84), cuya aceleración absoluta de la gravedad es de 980234 mgal (Mateo et al., 1976).

La selección de puntos gravimétricos se basó en la carta H-262 del S.H.N. tomándose la cota del valor de la marea en el momento de la determinación. Como nivel de referencia se usó la media de marea para el puerto de San Antonio Oeste cuyo valor fue de 4,45 m; según tablas del S.H.N. de 1979.

Los perfiles sobre las distintas rutas se calcularon usando como base las redes de alta precisión y precisión del I.G.M. cuyos mojones se hallan a la vera de las rutas 3, 23, 304, 251 y 308.

A fin de verificar los valores altimétricos del Gran Bajo del Gualicho se vinculó las cotas de marea con los puntos del I.G.M. y los mojones del camino que conduce a la salina homónima. Esta nivelación verificó que las cotas tenían una precisión de ± 1 m y el punto más bajo medido por el gravímetro fue de -68,1 m siendo los valores de gravedad confiables en -0,3 mgal.

Como base de control y cierre de las mediciones de gravedad relativas se utilizó al punto pendular determinado por Mateo et al. (op. cit.) cuyo valor es de 980232 mgal.

Todas las mediciones fueron reducidas al nivel del elipsoide de referencia de 1930.

Las anomalías gravitatorias de aire libre y Bouguer se han calculado en base a las fórmulas indicadas en los libros de Dobrin (1976), Mironov (1977), Telford et al. (1976) y Nettleton (1976).

En las interpretaciones de las distintas secciones se ha considerado únicamente las curvas de anomalías de Bouguer, ya que esta permite conjugar las altimetrías y las densidades de las rocas pudiéndose de esta manera graficar los excesos y defectos de masa a lo largo de los perfiles.

Como las observaciones gravimétricas se realizaron sobre los afloramientos de rocas ígneas fue posible el modelado de este basamento que se encontraba cubierto por sedimentos. Esta apreciación es válida en el caso de áreas con escasa complejidad litológica.

El modelado inverso de las anomalías de gravedad se hizo en base a modelos

prismáticos teniendo en cuenta las fórmulas de Telford et al. (1976) y Mironov (1977). Los resultados de estos cálculos permite aproximar la forma y dimensión de las formaciones rocosas. Esto se vio auxiliado por los valores de densidad hallados en los afloramientos de la zona.

Así para los granitos de Piedras Coloradas se obtuvo densidades que varían de 2,54 a 2,60 gr/cm³ y para las porfiritas e ignimbritas aflorantes en el Gran Bajo del Gualicho y en Aguada Cecilio, 2,40 a 2,46 gr/cm³.

Los efectos de la altimetría sobre las determinaciones de gravedad en la zona de la Salina del Gualicho, -73 m, fueron calculados con una plantilla de Hammer y su correspondiente tabla. La metodología dada por este autor en 1939, indica que la corrección topográfica para la estación más afectada sería de 0,003 mgal, que por su magnitud se la considera despreciable.

1) Perfil Punta Villarino-Gran Bajo del Gualicho (fig. 2, perfil A). Este perfil se orienta norte-sur, sobre la traza de la ruta provincial N° 304; tiene una extensión de 40 km. Una segunda parte comprende el camino nuevo que bordea la salida del Gualicho llevando una dirección este-oeste a lo largo de 29 km.

La regionalidad de la observación gravimétrica no indica anomalías apreciables, solamente debe considerarse como una excepción el quiebre de la misma sobre el área coincidente con el alto topográfico, hecho que se observa en la parte central del perfil.

La curva obtenida tiene su máxima inflexión entre Punta Verde y Punta Delgada con valores del orden de -20 mgal, abarcando el seno de esta curva una extensión de 25 km.

Luego se observa un suave incremento de la pendiente gravitatoria que promedia los +0,5 mgal/km que finaliza en un alto que se halla en el km 21 de la ruta N° 304.

La segunda sección del perfil muestra cotas altimétricas que abarcan valores entre 0 y -73 metros; mientras que las anomalías de Bouguer oscilan entre +15,6 mgal a -12,6 mgal.

El análisis geológico del gráfico correspondiente a este perfil permite inferir que la anomalía de -12,6 mgal observada en el borde sur de la salina puede asignarse a un bloque hundido del basamento, sobre el cual se han asentado las vulcanitas de la Formación Marifil, (Lizuain y Sepúlveda, 1978).

Estos dos últimos autores señalan dos fallas con rumbo nor-noreste y oeste-nor-

oeste que para nuestro caso limitarían los bordes del posible bloque hundido detectado.

Las observaciones de gravedad se han realizado tangencialmente al lineamiento estructural predominante en el Gran Bajo del Gualicho (Lizuain y Sepúlveda, 1981) y no es recomendable el modelado inverso de esta parte de la curva pues es compleja la interpretación de la secuencia de fracturas locales que identifican este lineamiento.

La brecha silicificada hallada por Rey y Brodtkorb (1962) no ha sido identificada con el método gravimétrico debido a que el contraste de densidad entre las vulcanitas y la brecha no es apreciable.

Estos mismos autores señalan también la presencia de filitas, aptitas y pegmatitas, rocas que para nuestro caso cubren en el perfil los valores comprendidos entre +3 y +4 mgal, por sobre el gradiente regional hecho que según el perfil permite extender dichas unidades a 4,2 km.

A fin de inferir el espesor de estas rocas se calcularon diversos modelos inversos considerando diferentes contrastes de densidad y espesores:

Los resultados se adicionaron al gradiente regional (-1,14 mgal/km) obteniendo los puntos (+) que se visualizan en el extremo noroeste del perfil A (fig. 2). El modelo sugirió un espesor de 400 a 620 m³ con un contraste de densidad de 0,3 gr/cm³ referidos a las rocas circundantes.

Los valores gravitatorios del perfil muestran un brusco incremento que es atribuible a elevaciones del basamento hasta formar un umbral de 15 km de extensión, llegando el mismo a la cercanía del acceso a la salina del Gualicho. Este umbral o escalón posiblemente formado por dos sub-bloques se hallaría limitado por dos grandes fallas de orientación noreste. El pilar hallado marcaría la división neta entre dos cuencas, la primera de ellas correspondería a la actual posición del salitral del Gualicho, y la segunda a la bahía de San Antonio.

Si se considera que el máximo gravimétrico de +12,5 mgal, (fig. 2, perfil A) es un alto estructural del basamento y que este desciende en bloques sucesivos hasta Punta Villarino (bahía San Antonio), es posible realizar el modelado inverso gravimétrico (o). Para ello se proponen tres bloques de material homogéneo de densidad 2,6 gr/cm³ (Plutonitas de Punta Colorada). El modelo se interpreta de norte a sur con el siguiente diagrama: el primero desciende 91 m, el segundo 137 m y el tercero 82 m, por lo tanto desde el alto estructural propuesto hasta llegar a Punta Villarino existe un desnivel de 310 m.

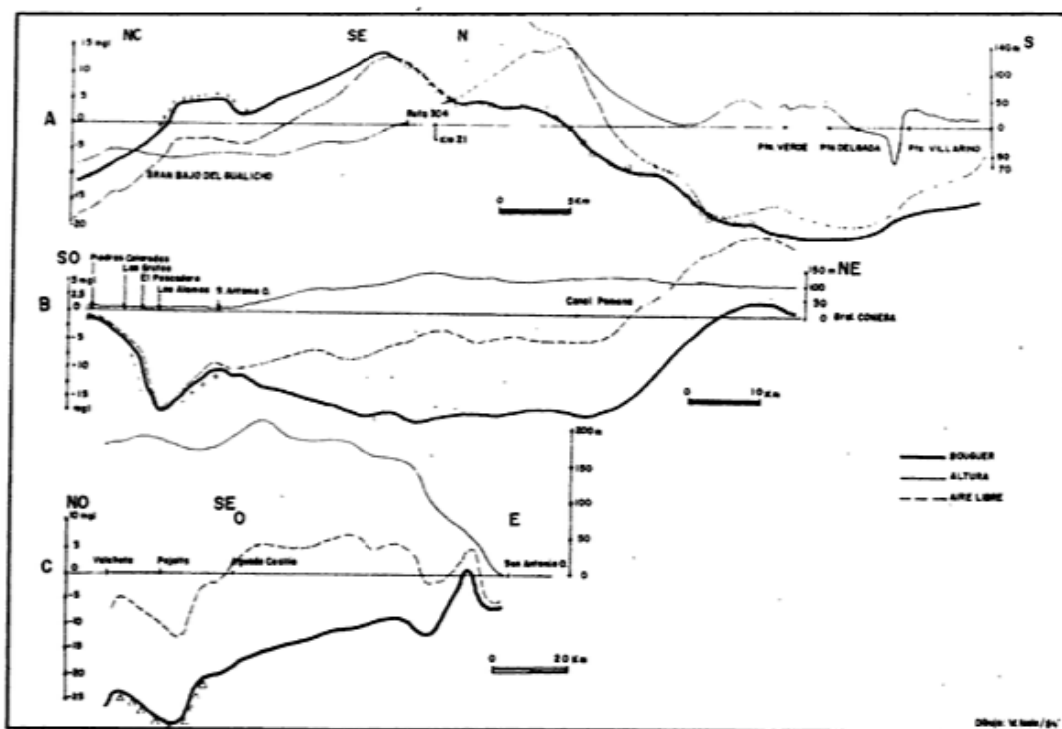


Fig. 2: Perfiles gravimétricos. +++ Modelo inverso para el caso de las filitas y apitas. ooo Modelo inverso para el caso del Basamento Granítico. Δ Δ Δ Modelo inverso para el caso de las ignimbritas.

2) Perfil Piedras Coloradas - Gral. Conesa (fig. 2, perfil B)

Este perfil posee una longitud de 100 km en dirección nor-noroeste apoyándose sobre la traza de la ruta provincial N° 251.

La curva de anomalías de Bouguer caracteriza cuatro zonas de clara definición. La primera de ellas comprende Piedras Coloradas-El Pescadero, donde se observa un déficit de masa moderado, representado por un gradiente de gravedad de -1.24 mgal/km siguiendo a continuación el sector comprendido entre El Pescadero y el borde norte de la bahía de San Antonio Oeste donde aparece una pequeña depresión gravimétrica.

Desde este extremo hacia el nor-noroeste se tiene una suave y estable curva de gravedad hasta llegar al canal Pomona. Los valores se hallan comprendidos entre -10 y -20 miligales, a lo largo de una extensión de casi 52 km, para finalmente, en la cuarta zona, ascender en General Conesa al valor de $+2$ mgal.

El análisis del modelo inverso, basado en la vinculación del basamento aflorante en Piedras Coloradas y las observaciones de gravimetría, permite postular que desde el afloramiento de estas rocas, extremo suroeste del perfil, este se profundiza suavemente hacia el punto identificado como Los Alamos para luego conformar una depresión o bajo estructural de 180 m.

Los cálculos se realizaron considerando que entre las rocas de Piedras Coloradas y los sedimentos suprayacentes existe un contraste de densidad de $0,3 \text{ gr/cm}^3$.

De acuerdo con lo expresado por Turner y Baldis (1978), este rasgo podría corresponder a la sección final de "una cuña con apertura hacia el Atlántico" con la posibilidad de que su extremo marino sea más amplio que lo indicado por dichos autores, por otra parte, si bien la orientación de esta cuña es hacia el mar, la pendiente más suave apuntaría en dirección noreste.

En la posición de la bahía de San Antonio es posible observar levantamientos de bloques menores, que hacia la ubicación del canal Pomona, adoptan una suave, prolongada y casi continua pendiente.

Sobre este último punto y hasta la finalización del perfil la curva gravimétrica toma gran incremento en su pendiente que nos permite inferir que la sección basamental se eleva rápidamente a superficie por la acción de un fallamiento en sentido noroeste y noreste, de diseño poco claro y que fue inferido a través de los megalineamientos observados en las imágenes satelitarias (LANDSAT N° 217).

El modelado inverso de las observaciones gravimétricas en este punto, General Conesa, se hace dificultoso debido al desconocimiento de la litología del basamento a más de 100 km de Piedras Coloradas. Sin em-

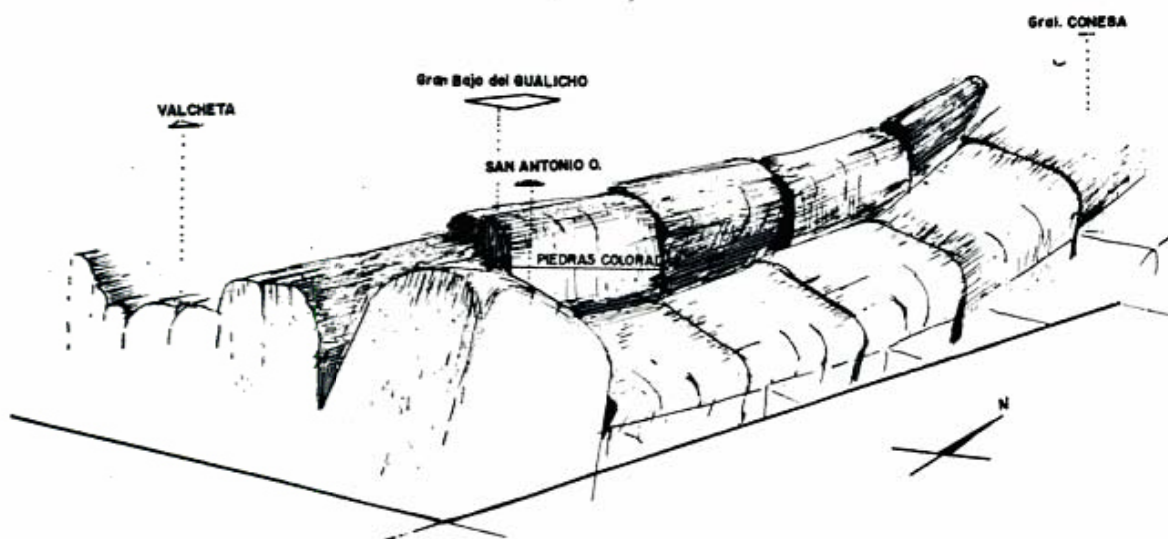


Fig. 3: Probable diagrama estructural del basamento obtenido a través de la interpretación de los datos geofísicos.

bargo, las diferencias entre los valores de las anomalías de Bouguer de Punta Colorada y General Conesa, (+3 mgal) indican que posiblemente debajo de la cobertura sedimentaria del Río Negro el basamento sería de mayor densidad que el aflorante en Punta Colorada.

3) Perfil San Antonio Oeste-Valcheta: (fig. 2, perfil C)

Esta sección posee una extensión de 109 km con dirección este-oeste; recorriendo una parte sobre la ruta N° 3 y la provincial N° 23. Las cotas altimétricas observadas en el mismo cubren valores que van desde 0 a 215 m.

Son notables dos anomalías de Bouguer: la primera localizada en los alrededores de San Antonio y la otra entre Aguada Cecilio y Valcheta. Los valores anómalos alcanzan a -12,5 mgal y -10 mgal respectivamente teniendo la segunda una forma más sencilla que la primera. La amplitud de las mismas se extiende entre 23 a 25 km.

Geologicamente se asignará el valor de -25 mgal al alto estructural observado en las proximidades de estación Valcheta y que correspondería a una roca granítica aflorante superficialmente y que fuera reconocida oportunamente por Nuñez y Rossi (1981).

A continuación la curva gravimétrica sufre una brusca caída para retomar su ascenso en las cercanías de Aguada Cecilio. Esta depresión gravimétrica se extiende por unos 20 km y que por su contraste de valores debemos atribuirla a una cuenca o área de depresión de bloques que ha sido rellenada o peneplanizada por la actividad

volcánica atribuida a la Formación Marifil (Malvicini y Llambías, 1974).

La idea de que este sector es una sección basamental hundida estaría indicada por dos grandes fracturas observadas por Nuñez y Rossi (1981) que con rumbo nor-noreste marcarían los límites de la cuenca o depresión.

El modelo inverso para este caso se calculó en base a prismas con un contraste de densidad de 0,35 gr/cm³. Esta densidad es la que se supone más adecuada para el caso del contacto de granitos con ignimbritas.

De esta manera de acuerdo al modelo es posible proponer que el punto más profundo de esta depresión cubierta es de 850 m.

Los valores de contraste antes apuntados se reducen a 0 y -2 miligal en las cercanías de Aguada Cecilio posiblemente ligados a la presencia del Grupo Valcheta.

Un brusco cambio es observable en las cercanías de la ruta provincial N° 23, la cual con los valores gravimétricos positivos y en relación con los granitos Palleman indicaría la posibilidad de que todo este sector sea un basamento de naturaleza ácida.

El sector ruta 3 Sur - ruta 3 Oeste nos muestra un moderado hundimiento de bloques basamentales. Por otra parte si se considerase que a 10 km de distancia afloran los granitos de Piedras Coloradas, los cuales se han tomado para modelar, daría pie para pensar que el sector indicado es un conjunto de bloques graníticos que se hundieron diferencialmente hacia la costa habiéndose formado entre esta y la línea de

la planicie alta una cuenca o bajo estructural rellena con sedimentos cenozoicos (Lizuain y Sepulveda, 1978) de un espesor moderado.

Conclusiones

Del análisis de la información recogida se obtuvo el diagrama de la figura 3 extrañéndose las siguientes conclusiones:

- 1) Es notable la correlación entre los afloramientos de filitas, apilitas y pegmatitas en el borde suroeste de la salina del Gualicho con los excesos de masa detectados por las mediciones gravimétricas.
- 2) El borde sur de la salina del Gualicho se caracteriza por ser un pilar estructural que separa dos cuencas una hacia el norte en la posición de la salina y la otra hacia el sur, ubicada en la bahía de San Antonio.
- 3) Se destaca el brusco levantamiento del basamento en la posición canal Pomona

Lista de trabajos citados en el texto

ANGULO, R., FIDALGO, M. A. GOMEZ PERAL y E. SCHNACK, 1972. Las impresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincia de Río Negro. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 271-283, Neuquén.

DOBRIN, M. B., 1976. Introduction to geophysical prospecting. Mac Graw Hill Inc.: Chapter 11, 12 y 13, New York.

KAASSCHIETER, J. P., 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. VII^o Acta Geol. Lilloana: 251-269, Tucumán.

LIZUAIN, A. y E. SEPULVEDA, 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho, provincia de Río Negro. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 407-422, Buenos Aires.

MALVICINI, L., y E. LLAMBIAS, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. República Argentina. V^o Congr. Geol. Arg., Actas, II: 185, Buenos Aires.

MATEO, J., E. LEVIN y A. CABRERA, 1976. Catálogo general de estaciones gravimétricas. Serie Geodésica. Tomo IX. Observatorio Astronómico. UNLP, La Plata.

MIRONOV, V. S., 1977. Curso de prospección gravimétrica. Ed. Reverte. Capítulos 14 y 15, Buenos Aires.

NETTLETON, L. L., 1976. Gravity and magnetism in oil prospecting. Mc Graw Hill, New York.

puediendo representar el mismo el borde norte de una cuña con dirección a la costa Atlántica.

- 4) La depresión de Pajalta y la anomalía gravimétrica detectada a 10 km al oeste de los afloramientos graníticos de Piedras Coloradas, son interpretados como posibles bloques hundidos. La primera es rellena por rocas de la Formación Marifil mientras que la segunda de las depresiones fue peneplanizada y colmatada con sedimentos cenozoicos.

Agradecimientos

A la Lic. G. F. de Affolter y al operador J. A. Mateo del O.A.L.P. por su valiosa contribución en la prospección gravimétrica.

A los directivos y personal del I.T.M.A.S. (Los Alamos) por su apoyo en la realización de la prospección.

A los Sres. técnicos J. Piervittori, G. Lloret y W. Melo por su destacado apoyo en las tareas de gabinete y campo.

NUÑEZ E., E. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro. II^o Congr. Ibero-Americano de Geol. Econ., Actas, IV: 247-266, Buenos Aires.

_____ y E. R. de GARCIA, 1981. Origen y edad de las Calizas de Valcheta, provincia de Río Negro. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, 173-182, Buenos Aires.

RE, N. y A. BRODTKORB, 1962. Los depósitos salinos del Bajo del Gualicho y de la península Valdés. Río Negro y Chubut. I^o Jorn. Geol. Arg., Anal. III: 307-325, Buenos Aires.

TELFORD, W. M., L. P. GELDART, R. E. SHERIFF y D. A. KEYS, 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press, London.

TURNER, J. C. y B. BALDIS, 1978. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas II: 225-238, Neuquén.

WICHMANN, R., 1919. Geología de la región comprendida entre el Río Negro y el Arroyo Valcheta. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral y Minería XII, 3, Buenos Aires.

_____, 1927. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del Río Negro. Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.

R. SCHILLIZZI

Instituto Argentino de Oceanografía
Av. Alem 53
8000 - Bahía Blanca
Universidad Nacional del Sur.

J. KOSTADINOFF
Instituto Argentino de Oceanografía
Av. Alem 53
8000 - Bahía Blanca

C. H. LABUDIA
CONICET
Universidad Nacional del Sur.

Recibido: 10 de julio, 1984
Aceptado: 9 de septiembre, 1985.

LA MAGNETOESTRATIGRAFIA DEL "ENSENADENSE" Y "BONAERENSE" DE LA CIUDAD DE LA PLATA (EXCAVACION NUEVO TEATRO ARGENTINO): SU SIGNIFICADO GEOLOGICO

M. L. BOBBIO, S. M. DEVINCENZI, M. J. ORGEIRA Y D. A. VALENCIO

Resumen

Se presentan la descripción litológica macroscópica y los datos magnéticos de una secuencia de sedimentos asignados al "Ensenadense" y "Bonaerense" expuesta en la excavación realizada para la fundación del Nuevo Teatro Argentino, La Plata, provincia de Buenos Aires.

La coincidencia, a determinados niveles de la secuencia, de discontinuidades litológicas, de variaciones bruscas en los valores de parámetros magnéticos no direccionales y de cambios de polaridad del magnetismo remanente estable indica que el proceso de acumulación de los sedimentos estudiados no fue continuo.

La comparación de la magnetoestratigrafía de la secuencia con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre sugiere dos interpretaciones en cuanto a la edad de los sedimentos estudiados se refiere. Dichas interpretaciones coinciden en indicar una edad pleistocena tardía-tardía, menor que 0,33 millones de años, para los sedimentos asignados al "Bonaerense", consistente con la que le asignaron a esta unidad Frenquelli (1957) y Pascual y Fidalgo (1972). Para los sedimentos asignados al "Ensenadense" ambas interpretaciones coinciden en sugerir una edad pleistocena tardía-tardía a pliocena tardía "sensu lato". Esta edad, si bien es concordante parcialmente con las que les fueron asignadas individualmente a dicha unidad por diferentes autores, cubre un lapso mayor que el aceptado para el "Ensenadense" por dichos autores.

Abstract

The lithology and the magnetic data of a sequence of sediments of the "Ensenadense" and "Bonaerense" from an excavation carried out for the foundation of the Nuevo Teatro Argentino, La Plata, province of Buenos Aires, are reported.

The coincidence at different depths of the sequence of sediments of lithologic transitions, sharp variations of the magnetic susceptibility and the intensity of natural remanent magnetization, and transitions of polarity of the stable remanent magnetization indicate that the process of accumulation of these "Ensenadense" and "Bonaerense" sediments was discontinuous.

The comparison of the magnetostratigraphy of the sequence of sediments and the reversals of the geomagnetic field during the Late Cenozoic suggests two different interpretations about the age of these "Ensenadense" and "Bonaerense" sediments of the subsoil of La Plata. These interpretations agree indicating a late Late Pleistocene age, less than 0,33 Ma, for the "Bonaerense" sediments, consistent with the age that Frenquelli (1957) and Pascual and Fidalgo (1972) suggested for this unit.

Both interpretations partially agree suggesting a "sensu lato" late Late Pleistocene to Late Pliocene age for the "Ensenadense" sediments. This age is partially consistent with the ages suggested for this geologic unit by different authors, but embraces a much longer span of time than that indicated for the "Ensenadense" for these authors.

Introducción

La polaridad del magnetismo remanente estable (mre) (magnetoestratigrafía) y los parámetros magnéticos de sedimentos asignados al "Ensenadense" y "Bonaerense" del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires han sido utilizados para aportar al conocimiento de su edad y de los procesos durante los cuales se originaron (Valencio y Orgeira,

1984). En este trabajo se presentan los resultados del estudio paleomagnético de una secuencia del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata expuesta al realizarse la excavación para construir las fundaciones del Nuevo Teatro Argentino. Asimismo se discuten las posibles interpretaciones sugeridas por dichos resultados en cuanto a las características y continuidad del proceso sedimentario que dió origen

a la secuencia y a su edad geológica. Por último se presenta una comparación de los resultados obtenidos con aquéllos de la secuencia del "Ensenadense"- "Bonaerense" de la ciudad de Buenos Aires.

El trabajo resume los resultados obtenidos en las tesis de dos alumnas del departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (M.L.B. y S.M.D.) realizadas para obtener el título de Licenciadas, bajo la supervisión y dirección de los otros autores.

Lugar de muestreo y geología

La excavación realizada para la construcción del Nuevo Teatro Argentino está ubicada en la manzana limitada por las calles 53, 51, 9 y 10 de la ciudad de La Plata (31°55'S, 57°57'O). La misma expuso una secuencia del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la cual fueron estudiadas los 28 m superiores (0 a 28 m bajo nivel de vereda).

Sumarios de los antecedentes geológicos del "Ensenadense" y "Bonaerense" fueron presentados recientemente por Nabel y Valencio (1981) y Valencio y Orgeira (1984), respectivamente. En este trabajo se siguen los lineamientos generales allí presentados.

A continuación se presenta una descripción litológica macroscópica resumida de los sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" expuestos en la excavación objeto de este estudio en orden cronológico decreciente (figura 1). Mayor detalle puede hallarse en Bobbio (1983) y Devincenzi (1983). De acuerdo a nuestra información un estudio más detallado será presentado, oportunamente, por estudiosos de la Universidad Nacional de La Plata y otros investigadores; el Dr. Fidalgo, sobre la base de las características macroscópicas observadas en el campo, ha ubicado la transición "Ensenadense"- "Bonaerense" a los 8 m por debajo de nivel de vereda (comunicación personal, 1983).

De acuerdo a sus características macroscópicas los sedimentos de la secuencia estudiada fueron subdivididos en diferentes secciones (A-N), cada una de las cuales posee características propias (figura 1). Los 2,5 m superficiales fueron clasificados como suelo.

Los 0,9 m de la base de la secuencia (sección A) corresponden a sedimentos limo-arcillosos, masivos, friables, de aspecto pulvulento y poroso, de color pardo rojizo. El contacto de esta sección con la superior (sección B) es irregular y está definido por una lineación, de concreciones blancas, de hasta 5 cm de espesor.

La sección B está formada por un sedi-

mento limo-arcilloso, friable, de color verde, con pátinas de manganeso; su espesor es de un metro y el pasaje a la sección superior (C) es transicional.

La sección C está integrada por un sedimento limo-arcilloso similar a la de la sección infrayacente pero de color pardo claro; presenta canaliculos dejados por raicillas cubiertos por carbonato (calcanes). Su espesor es de unos 0,5 m y su contacto con la sección superior es transicional.

La sección D está compuesta por un sedimento limo-arcilloso, friable, con abundantes concreciones calcáreas y pátinas de manganeso, de color pardo-verdoso, de 1,5 m de espesor; su contacto con la sección superior es transicional.

La sección E está constituida por un depósito limo-arcilloso de textura porosa y aspecto masivo, friable, de color pardo rojizo, que presenta concreciones calcáreas y pátinas de manganeso. Presenta canales dejados por raicillas rellenos en algunos casos por carbonato (calcanes) y en otros por arcilla (argilanes). Su potencia es de 1,7 m.

La sección F está integrada por sedimentos limo-arcillosos, algo porosos, friables, de color verde; tiene un espesor de unos 2,30 m. Contiene clastos de loess rodeados de carbonato y abundantes pátinas de manganeso. En toda la sección se observan concreciones calcáreas; aproximadamente 1 m de la base se presenta una concentración de estas concreciones, la cual, quizá, corresponda a un nivel edafizado. Su pase a la sección superior es transicional.

La sección G está formada por un sedimento limo arcilloso, bastante friable, con menos abundancia de concreciones calcáreas que la sección inferior de color pardo rojizo, de unos 3,5 m de espesor. En general la sección es masiva, presenta variaciones laterales donde es posible observar estratificación. Presenta gran cantidad de orificios dejados por raicillas. Aproximadamente un metro por debajo de su transición con la suprayacente sección H se presenta una lineación calcárea blanca que se pudo seguir longitudinalmente en todas las paredes de la excavación. El pasaje a la sección superior es transicional.

La sección H es un depósito calcáreo de color blanquecino de unos 0,80 m de espesor; esta sección también muestra variaciones laterales similares a las de la sección infrayacente. Presenta gran cantidad de canaliculos dejados por raicillas que se presentan atravesando el carbonato. Su contacto con la sección suprayacente es neto.

La sección I está formada por sedimentos limo-arcillosos, friables y de textura

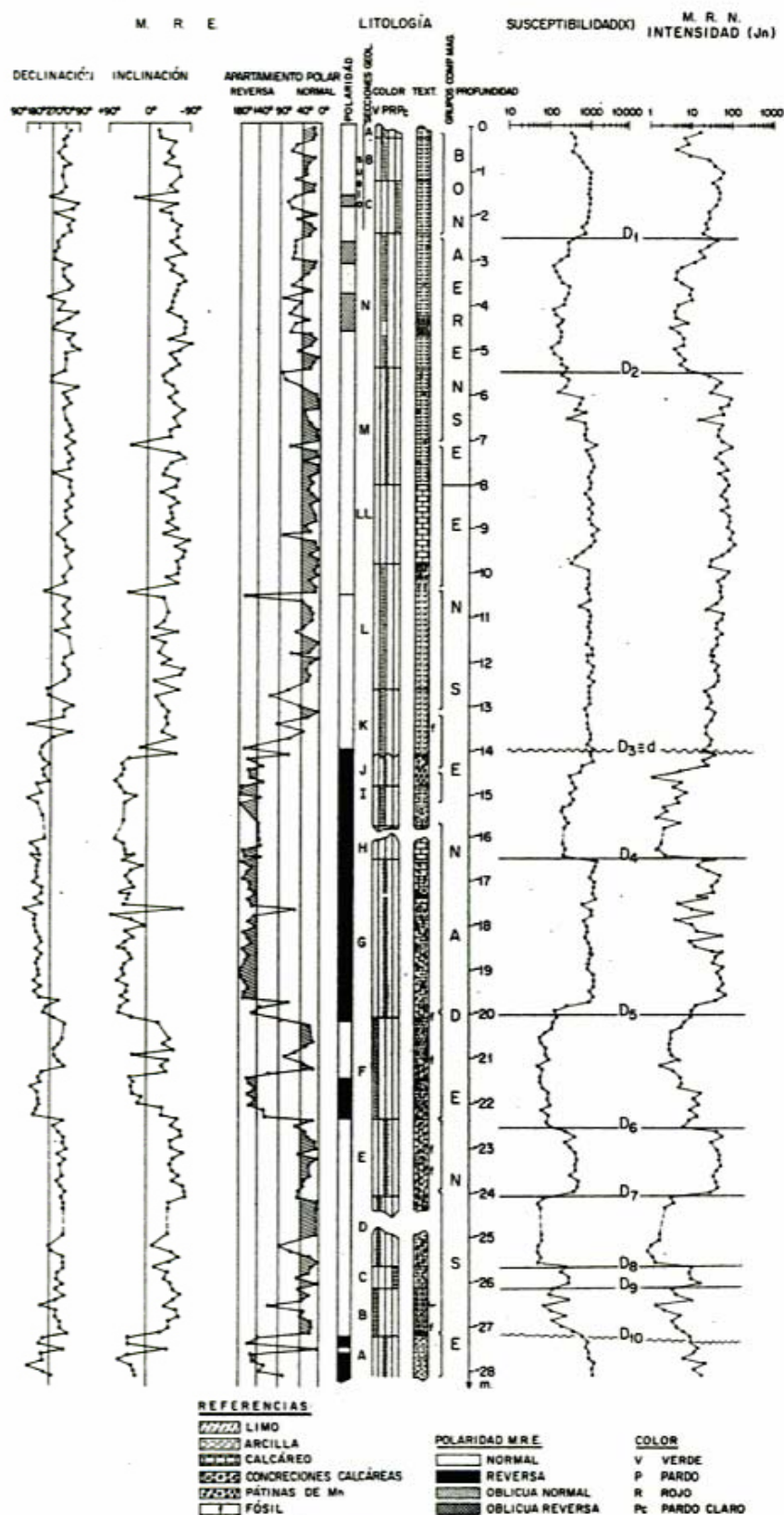


Fig. 1: Perfilajes de la declinación, inclinación, apartamiento polar y polaridad (magnetostratigrafía) del magnetismo remanente estable (m.r.e.); de la intensidad (J_n) del magnetismo remanente natural (m.r.n.); de la susceptibilidad magnética (χ) y de la litología de la secuencia de sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" y suelo muestreados en la excavación realizada en la manzana limitada por las calles 53, 51, 9 y 10 de la ciudad de La Plata (Nuevo Teatro Argentino).

porosa. Su color es pardo oscuro y posee un espesor de 0,90 m.

La sección J está integrada por sedimentos limo-arcillosos friables, de textura porosa; con numerosas intercalaciones carbonáticas. Su color es pardo rojizo y su espesor es de 0,60 m. El contacto con la sección suprayacente es irregular.

La sección K está integrada por sedimentos limo-arcillosos friables y de textura porosa. Su color es pardo oscuro y su espesor de 1,40 m. Es de mencionar que a los 14 m de profundidad, pasaje J-K, el Dr. Fidalgo (comunicación personal, 1983) definió una discordancia, sobre la base de las características macroscópicas observadas en el campo.

La sección L posee semejantes características litológicas que la anterior y además presenta numerosas concreciones carbonáticas que aumentan hacia la parte superior, observándose un pasaje transicional hacia la sección suprayacente.

La sección LL está formada fundamentalmente por concreciones calcáreas blanquecinas inmersas en un sedimento limo-arcilloso. Las secciones hasta aquí descritas han sido asignadas al "Ensenadense". El contacto entre la última de estas secciones (LL) con la suprayacente (M, "Bonaerense", es transicional).

La sección M está compuesta por un sedimento limo-arcilloso, poroso, friable, de color pardo rojizo; presenta concreciones carbonáticas blanquecinas de aspecto lenticular, su espesor es de 2,55 m. El pasaje a la sección suprayacente es transicional.

La más alta de las secciones, la N está formada por un sedimento limo-arcilloso, friable, de color pardo oscuro, en el cual se encuentran diseminadas concreciones carbonáticas granulares. Su espesor es de 3 m. Dentro de esta sección, a unos 0,65 m de su base, se define una lineación calcárea blanquecina de 0,45 m de potencia. El pasaje al suelo suprayacente, parte cuspidal de la secuencia estudiada, es transicional.

Vertebrados fósiles

En la secuencia del "Ensenadense" estudiada, a diferentes profundidades, investigadores de la Cátedra de Paleontología de Vertebrados de la Universidad Nacional de La Plata encontraron restos de vertebrados fósiles. A continuación se mencionarán, con carácter preliminar, algunos de los fósiles hallados, la profundidad a la cual fueron encontrados y su distribución cronológica, datos que fueron comunicados personalmente por el Dr. Tonni: i) *Sclerocalyptus* sp; 27 m y 13,5 m bajo nivel de vereda; edades

mamífero Ensenadense-Lujanense; ii) *Scelidotherium* sp; 23,5 m (?), 21 m y 13,5 m; edades mamífero Uquiense, Ensenadense y Lujanense; iii) *Lama* sp; 23 m; edades mamífero Uquiense, Ensenadense, Lujanense y Actual; iv) *Eutatus seguini*; 21 m; edades mamífero Ensenadense y Lujanense; v) *Doedicurus* sp; 20 m; edades mamífero Uquiense, Ensenadense y Lujanense. Estos fósiles son característicos del Pleistoceno "sensu lato". *Doedicurus* sp, *Scelidotherium* sp y *Lama* sp indican una edad desde el Pleistoceno temprano a la actualidad; *Sclerocalyptus* sp y *Eutatus seguini* están restringidas al Pleistoceno medio y tardío (Pascual et al., 1965).

Técnica de muestreo

El muestreo se realizó en las paredes de la excavación siguiendo los mismos cuidados y técnicas adoptadas por Nabel y Valencio (1981). Se recogieron un total de 228 muestras orientadas, con una equidistancia vertical del orden de los 0,12 m entre muestras sucesivas, a lo largo de los 28 m superiores de la secuencia expuesta por la excavación. Con los resultados obtenidos del estudio magnético y paleomagnético de estas muestras fueron construidos los perfilajes magnéticos representados en la figura 1. Cada 5 muestras así recogidas se extrajo otra al mismo nivel estratigráfico de la muestra correspondiente, distanciada horizontalmente a unos 0,10 m; los estudios magnético y paleomagnético de estas muestras fueron utilizadas para verificar los resultados obtenidos del estudio de las muestras empleadas para construir los perfilajes de la figura 1. El muestreo se realizó en las cuatro paredes de la excavación con el objeto de eliminar obstáculos circunstanciales producidos durante las labores ingenieriles.

El estudio paleomagnético

El método empleado para medir el magnetismo remanente natural (m.r.n.) de las muestras (intensidad (J_n), declinación (D) e inclinación (I)) fue igual al empleado por Nabel y Valencio (1981). La susceptibilidad magnética de las muestras (χ) se midió empleando un susceptibilímetro de iguales características al usado por Valencio y Orgeira, 1984.

En la figura 2 están graficadas las direcciones del m.r.n. de las muestras estudiadas y en la figura 1 los perfilajes de J_n y χ de las mismas en función de la posición de cada una de ellas en la secuencia.

La estabilidad de la remanencia magnética fue analizada, detalladamente, en sesenta muestras piloto distribuidas adecuadamente en las diferentes secciones litológicas

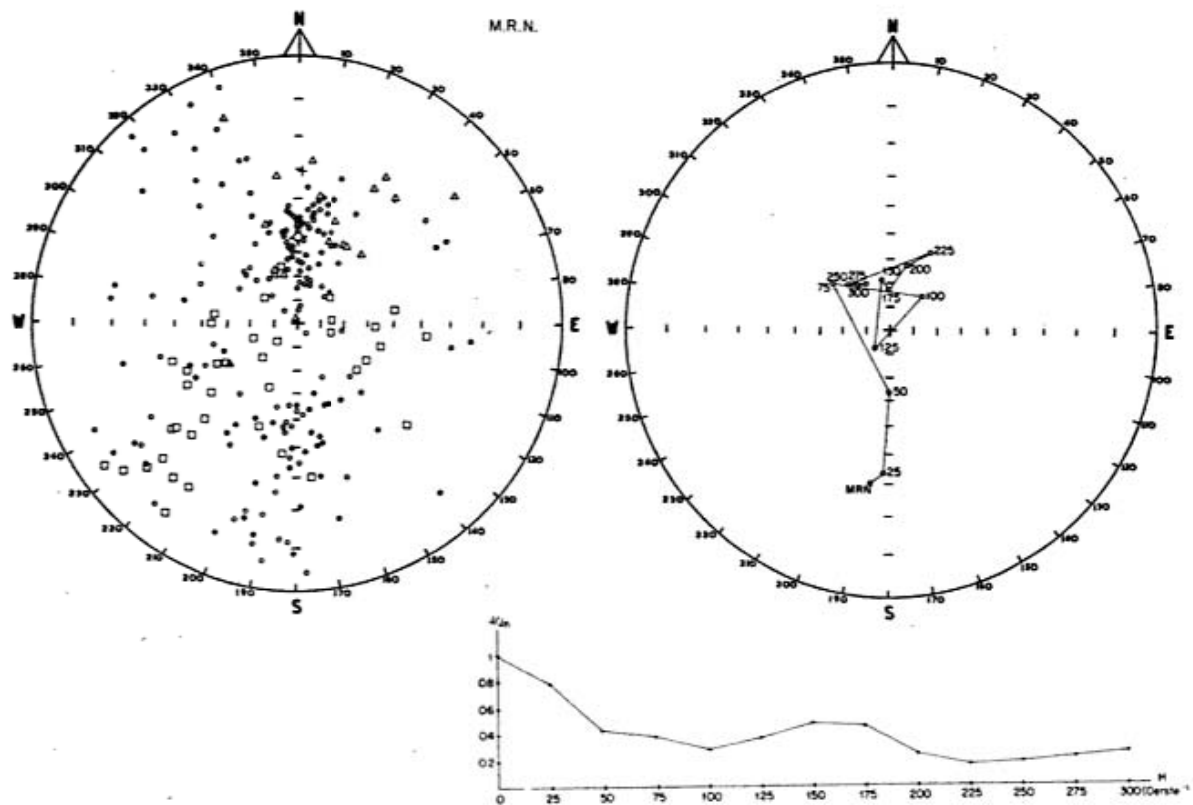


Fig. 2: Dirección del magnetismo remanente natural (m.r.n.) de las muestras del "Ensenadense" (o), "Bonaerense" (□), y suelo (Δ), extraídas de las paredes de la excavación realizada para las fundaciones del Nuevo Teatro Argentino de La Plata. ●, inclinación magnética negativa; ○, inclinación magnética positiva, +, dirección del campo magnético terrestre en el lugar de muestreo; ⊕, dirección del campo magnético dipolar geocéntrico y axial. Fig. 3: "Ensenadense". Variaciones de la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual, después de cada etapa de desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes, de una de las muestras piloto (LP44, Sección E) portadora de una remanencia estable en ocasiones enmascarada por remagnetizaciones originadas durante dicho proceso de desmagnetización. Símbolos igual que en la figura 2.

en que fue subdividida la secuencia sedimentaria para su estudio (item 2). Estas muestras piloto fueron sometidas a la acción de campos desmagnetizantes alternos de hasta 300 Oersted (Oe), en etapas sucesivas en cada una de las cuales el campo desmagnetizante se incrementó en 25 Oe. Fue posible aislar remanencia estable en la casi totalidad de las muestras analizadas; sólo en 11 muestras del "Ensenadense" el ensayo resultó infructuoso. Algunas de las muestras analizadas son portadoras de una remanencia magnética estable, bien definida, en las primeras etapas del tratamiento; sin embargo en las últimas etapas manifestaron claros síntomas de haber adquirido una remagnetización durante el proceso de gabinete, la cual fue destruída en etapas de desmagnetización posteriores (Valencio y Orgeira, 1984). La figura 3 grafica los cambios en la dirección e intensidad del m.r. residual de una muestra del "Ensenadense" (sección E) con tales características.

Obsérvese que el m.r.n. de la muestra está compuesto por una magnetización blanda, de origen secundario (m.r. viscosa?), que se destruye luego de la etapa de desmagnetización de 75 Oe y una magnetización dura, estable, aislada después de dicha etapa de lavado. Sobre esta m.r. residual estable (m.r.e.) se superpuso otra magnetización remanente producida durante la etapa de 100 Oe del tratamiento de desmagnetización. Esta remagnetización fue destruída en la etapa de desmagnetización de 150 Oe recuperándose la m.r. residual estable original. El proceso se repitió en las etapas de 200 y 250 Oe respectivamente.

La figura 4 grafica los cambios en la dirección e intensidad del m.r.n. de una muestra piloto del "Bonaerense" (LP 195, sección N) portadora de un m.r. estable de polaridad normal de fuerzas coercitivas superiores a los 200 Oe.

Los campos desmagnetizantes óptimos

definidos para las muestras piloto (aquéllos que destruyen las remanencias blandas y definen la estable) fueron luego aplicados a las muestras inmediatamente infrayacentes y suprayacentes a las mismas de la secuencia; en general los campos desmagnetizantes óptimos oscilaron entre 150-175 Oe, aunque también se definieron algunos más bajos como 100 Oe y otros más altos como 200 Oe.

En la figura 5 se han graficado las direcciones del m.r.e. aislado de las muestras del "Ensenadense" (o), "Bonaerense" (\square) y suelo (Δ) extraídas de la excavación objeto del presente estudio. La comparación de las figuras 2 y 5 muestra que las direcciones del m.r.e. están notablemente mejor agrupadas que las correspondientes al m.r.n. Ello indica la bondad de la técnica de desmagnetización por medio de campos magnéticos alternos decrecientes empleada para destruir las magnetizaciones remanentes secundarias adquiridas por los sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" con posterioridad a su acumulación. En la figura 1 los valores de la D e I del m.r.e. de cada muestra fueron graficados en función de la posición de la misma en la secuencia.

La polaridad del m.r.e. de cada muestra fue definida siguiendo la técnica descrita por Valencio et al., 1977. Para ello un polo geomagnético virtual (P.G.V.) fue calculado para cada una de las muestras a partir de la dirección de su m.r.e. La polaridad de este magnetismo, fue determinada sobre la base de la distancia definida, en forma iterativa, entre la posición del P.G.V. correspondiente y la posición promedio de todos los P.G.V. de las muestras que integran la secuencia. En la figura 1 se ha representado el apartamiento polar así definido para el P.G.V. de cada muestra en función de la posición de la misma en la secuencia. Apartamientos polares comprendidos entre 0° y 40° definen m.r.e. de polaridad normal; aquéllos entre 140° y 180° m.r.e. de polaridad reversa, y los comprendidos entre 40° y 140° m.r.e. de polaridad intermedia. La magnetoestratigrafía así definida para la secuencia está también representada en la citada figura en una columna separada. Las secciones de los apartamientos polares y la magnetoestratigrafía correspondientes a los 5 m superiores de la secuencia indicados en esta figura han sido recalculados a partir de los datos presentados por Devincenzi (1983); los valores aquí representados son los que deben ser considerados como definitivos y reemplazan a aquéllos del trabajo original. La posición polar promedio de todos los P.G.V. correspondientes a muestras portadoras de m.r.e. de polaridad normal y reversa es: 264°E 88°S ($A_{95} = 3,5^\circ$; $K = 12$; $N = 136$), donde

A_{95} es el semiángulo del cono alrededor de la posición polar promedio, dentro del cual se halla la verdadera posición polar con el 95 % de probabilidad; K es un parámetro de precisión (Valencio, 1980); y N es el número de P.G.V., de polaridad normal o reversa, utilizados en el cálculo.

Discusión e interpretación

Dado que los sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" incluidos en este estudio provienen de una secuencia aislada (aquella expuesta en la excavación de la manzana limitada por las calles 53, 51, 9 y 10 de la ciudad de La Plata, las interpretaciones geológicas que surjan de los datos precedentes no pueden ser extrapoladas más allá de una zona limitada circundante a la misma.

La escasez de estructuras sedimentarias observadas a lo largo de la secuencia impide efectuar inferencias precisas respecto a la génesis del material. Sin embargo pueden inferirse variaciones ambientales de depositación a lo largo de la secuencia. Así los sedimentos masivos, de color pardo claro a pardo rojizo, que caracterizan a las secciones A y C (figura 1) son de probable origen eólico, mientras que el sedimento con incipiente laminación, de color verdoso, que integra la sección B sugiere un ambiente lacustre.

Uno de los rasgos geológicos más conspicuos de la secuencia estudiada es la discordancia definida a los 14 m de profundidad, en el "Ensenadense".

Por otra parte la superficie irregular que define el contacto entre las secciones A y B podría representar una posible discordancia erosiva. Es de recordar que en la base de la sección suprayacente a dicha superficie se presentan concreciones calcáreas alineadas. Este tipo de superficies irregulares dentro del "Ensenadense" han sido descritas por Tonni y Fidalgo (1982) quienes indican que las mismas son características de los sedimentos pampeanos. La concentración calcárea alineada puede tener distintos orígenes: i) procesos pedogenéticos, ii) concentración de carbonato a partir de soluciones circulantes (freática), iii) procesos diagenéticos durante los cuales precipita carbonato de calcio como consecuencia de variaciones en la temperatura ambiental (Fidalgo et al., 1975), ó iv) precipitación de carbonato a partir de soluciones que ascienden por capilaridad en presencia de un clima árido o semiárido. Algunas de estas causas serían las responsables de la presencia de la ya citada alineación de concreciones calcáreas como así también de otras encontradas en diferentes secciones de la secuencia (F; G; J y N).

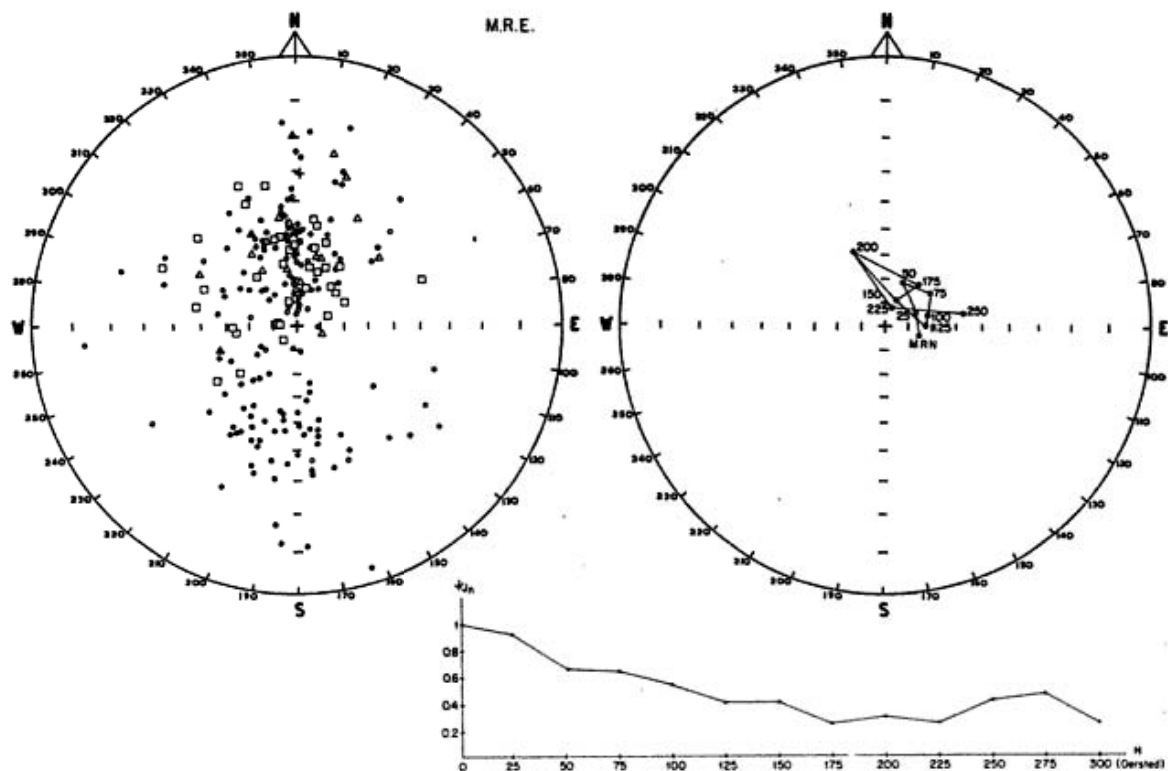


Fig. 4: "Bonaerense". Cambios de la dirección e intensidad de la remanencia magnética residual después de cada etapa de desmagnetización de una muestra piloto (LP195, Sección N). Referencias para los símbolos igual que en la figura 2. Fig. 5: Direcciones del magnetismo remanente estable (m.r.e.) aislado de las muestras del "Ensenadense" (o), "Bonaerense" (□) y suelo (Δ) de la secuencia expuesta por la excavación realizada para las fundaciones del Nuevo Teatro Argentino, La Plata. Para referencias ver texto de la figura 2.

En cuanto a las capas de tosca mantiforme (secciones H y LL) si bien diferentes autores les atribuyen distintos orígenes, los mismos coinciden en asociarlas a la existencia de suelo. Así, Frenguelli (1950) sugiere que las mismas son "zonas de concrecionamiento de capas freáticas escalonadas por el desplazamiento sucesivo del nivel piezométrico a medida que el suelo iba levantándose", por su parte Tonni y Fidalgo (1982) sugieren que constituyen horizontes K de suelos u horizontes petrocálcicos.

Luego, las evidencias ya citadas sumadas a las numerosas manifestaciones de raíces fósiles halladas en diferentes secciones (C, E, F y H) de la secuencia, sugieren que la acumulación de sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" aquí estudiada no fue continua; aún más, podría decirse que señalan no pocos períodos de no acumulación, de duración indefinida, siendo algunos de ellos, no necesariamente los de mayor alcance, de suficiente duración como para que se hayan registrado manifestaciones

de desarrollo de suelos.

Por otra parte los perfilajes de susceptibilidad magnética (χ) de intensidad de la m.r.n. (J_n) muestran un comportamiento notablemente similar (figura 1). Ello sugiere que los cambios simultáneos netos en la magnitud de estos parámetros se deben a variaciones de igual naturaleza de la composición química, tamaño y forma de los minerales ferromagnéticos y/o del número de minerales acumulados de tales características. Las variaciones simultáneas de los valores de χ y J_n definen diez netas discontinuidades de estos parámetros las que individualizadas con la letra D y diferentes subíndices (1 a 10) están indicadas en la figura 1. Estas discontinuidades indican pues, momentos de cambios drásticos en el tipo y/o número de partículas magnéticas acumuladas. La figura 1 muestra la notable correlación de las citadas discontinuidades magnéticas con las variaciones litológicas ya discutidas.

Particularmente la discontinuidad magnética D_3 , definida a los 14 m por debajo

del nivel de vereda, coincide con la discordancia definida en el estudio geológico entre las secciones J y K, y con un cambio de polaridad de m.r.e. Ello indica claramente que dicha discontinuidad magnética está asociada a un proceso de no depositación y/o erosión de sedimentos. Ello surge no sólo de la coincidencia de D_3 con la discordancia geológica sino de su coincidencia con un cambio de polaridad del campo magnético terrestre; es difícil aceptar que un proceso de cambio neto del material sedimentario aportado, ya sea en composición o en número de partículas, coincida precisamente con un cambio de polaridad del campo magnético terrestre. Esta coincidencia permite acotar que el lapso no representado en la secuencia a tal profundidad es del orden de 2000 años, tiempo medio que necesita el campo magnético terrestre para cambiar su polaridad.

La figura 1, muestra que coincidencias entre discontinuidades litológicas y de χ y J_n , y cambios de polaridad del campo magnético terrestre se definen también a los 27,30 m (D_{10}) y 20 m (D_5). A los 22,30 m de profundidad (D_6) se presenta también una llamativa coincidencia entre estas discontinuidades y un cambio de polaridad del campo magnético, aunque en este caso la misma se define en un entorno del orden de los 0,10 a 0,20 m. Luego no es de descartar la posibilidad que alguna (o todas?) de dichas discontinuidades representen también períodos de no registro sedimentario dentro de la secuencia. Particularmente D_{10} coincide con la superficie irregular que separa las secciones A y B asociada a un cambio ambiental en la depositación; una alineación de concreciones carbonáticas suprayace tal superficie. Cabe aquí hacer resaltar que en la secuencia asignada al "Ensenadense" de Avenida Belgrano y B. de Irigoyen, Buenos Aires, se había sugerido un posible hiato alrededor de los 13 m de profundidad sobre la base de datos paleomagnéticos (Valencio y Orgeira, 1984); una revisión posterior indicó que a esa profundidad se presentan simultáneamente discontinuidades litológicas y de parámetros magnéticos no direccionales y un cambio de polaridad del campo magnético terrestre lo que apoya la interpretación de la presencia de un posible hiato a tal profundidad (Valencio, 1984).

Asimismo la figura 1 muestra la coincidencia entre la alineación de concreciones carbonáticas definida a los 21,5 m de profundidad, cuya génesis puede estar asociada a procesos edáficos, y el cambio de polaridad del campo magnético terrestre definido a tal profundidad; ello induce a pensar que este caso también podría estar asociado a un hiato en la sedimentación (nótese que

aquí, a diferencia de los anteriores casos, no existe relación con variaciones netas de los parámetros magnéticos no direccionales χ y J_n). El resto de las discontinuidades de parámetros magnéticos no direccionales está asociado sólo a cambios litológicos. Luego no es posible asociar tan claramente tales coincidencias a un proceso geológico definido; las mismas podrían indicar alteraciones ambientales, ser reflejo de cambios del área de aporte de las partículas acumuladas o estar asociadas a procesos de erosión o no depositación de duración desconocida. En otras palabras, las discontinuidades litológicas y magnéticas no direccionales D_1 , D_2 , D_4 , D_7 , D_8 , D_9 no pueden ser tomadas como diagnóstico de hiato en la sedimentación, aunque no es de descartar totalmente tal posibilidad.

La comparación de la magnetoestratigrafía de la secuencia estudiada con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre ocurridas en el Cenozoico tardío permite asignar edad magnética a las diferentes secciones de la misma, caracterizadas por poseer un m.r.e. de una polaridad dada. Tal comparación está sintetizada en las figuras 6 y 7 donde se han representado la magnetoestratigrafía esquemática de la secuencia y la cronología de las reversiones del campo magnético terrestre durante los últimos 3 Ma presentado por Valencio (1980), a la cual se le han agregado el posible Evento Magnético Biwa (Kawai et al., 1976), y las escalas geológicas dadas por Van Eysinga (1972) y Odin et al. (1981).

La comparación parte de aceptar para la secuencia del "Ensenadense" una edad pleistocena, *sensu lato*, tal como lo sugieren los restos de vertebrados fósiles hallados. Particularmente los restos de *Sclerocalyptus* sp (13,5 m de profundidad) y *Eutatus seguini* sp (21 m de profundidad) sugieren una edad pleistocena media-tardía para el "Ensenadense". Por otra parte, Pascual y Fidalgo, 1972, asignaron el "Ensenadense" al Plioceno medio. En la comparación se debe tener en cuenta los efectos de las discordancias definidas o sugeridas, a diferentes profundidades de la secuencia, como así también de las discontinuidades magnéticas litológicas ya mencionadas. Los sedimentos de los 14 m superiores de la secuencia ("Bonaerense" - "Ensenadense") son portadores de un m.r.e. de neta polaridad normal. Luego a los mismos se les debe asignar una edad magnética Brunhes (menor que 0,7 Ma, pleistocena media a tardía). Siguiendo el mismo razonamiento a la sección de sedimentos portadores de un m.r.e. de polaridad predominante reversa definida entre los 14 m y 22,5 m, le corresponde una edad magnética Matuyama *sensu lato*

Magnetoestratigrafía Reversiones del campo magnético terrestre Epoca Magnética Periodo Geológico Epoca Geológica Periodo Geológico Epoca Geológica

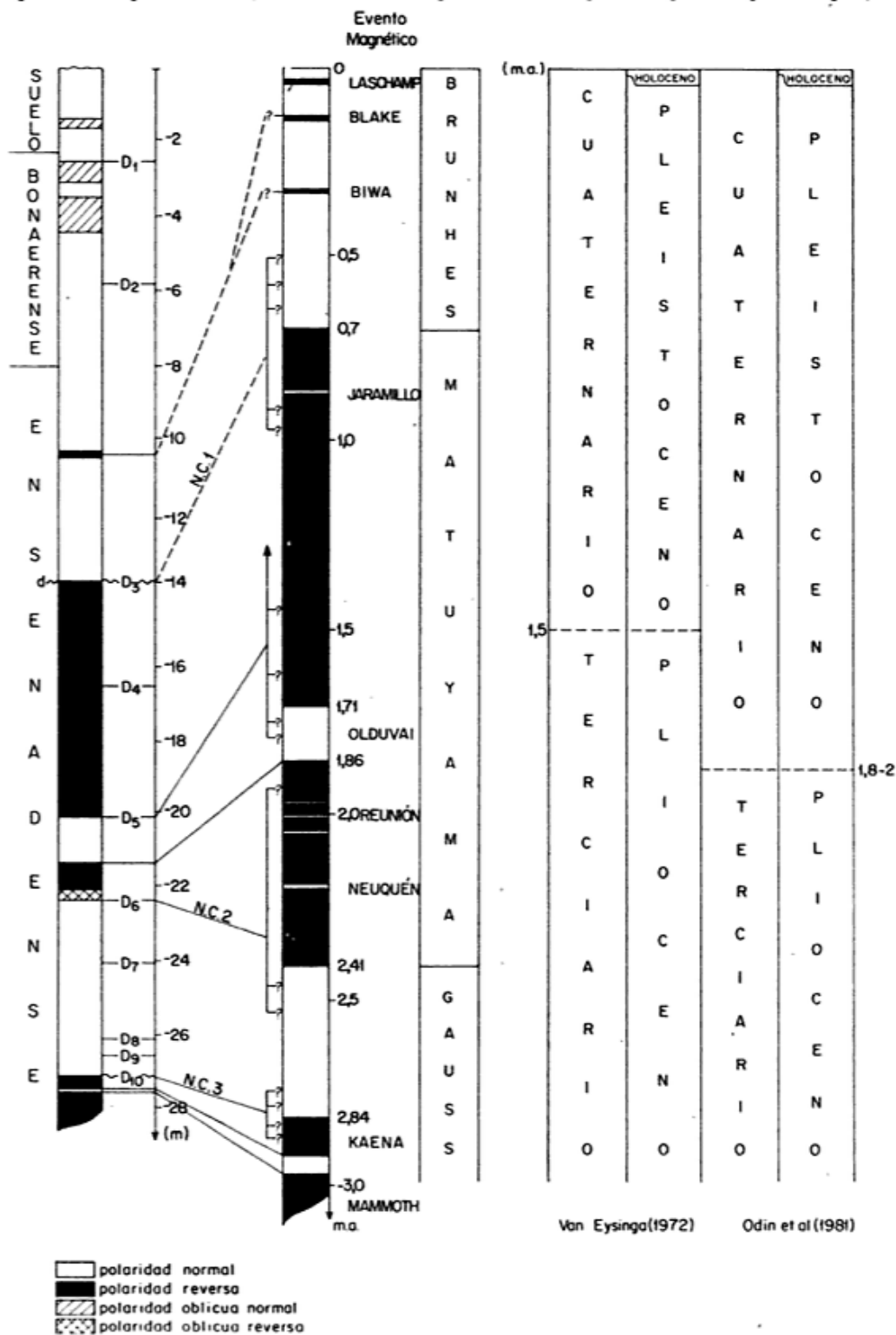


Fig. 6: Interpretación 1. Comparación de la magnetoestratigrafía definida para la secuencia estudiada, con la cronología de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre ocurridas durante el Cenozoico tardío. En la misma se ha dado importancia equivalente a los probables hiatos asociados a las distintas discontinuidades litológico-magnéticas (D₃ ≡ d₁, D₅, D₆ y D₁₀) definidas en la secuencia. N.C.: Nivel cronoestratigráfico (Valencio y Orgeira, 1983).

(mayor que 0,7 Ma pero menor que 2,41 Ma, pliocena tardía a pleistocena media a tardía). Aquí debe recordarse que precisamente a los 14 m de profundidad se define la discordancia geológica d y la discontinuidad magnética D_3 , las cuales como se discutió, indican un hiato en la sedimentación. Luego se debe considerar la posibilidad de ausencia en la secuencia estudiada de sedimentos que por su edad corresponderían a la parte inferior de la época magnética Brunhes así también como a la parte superior de la época magnética Matuyama. El razonamiento conduce a sugerir para la sección de sedimentos de m.r.e. de neta polaridad normal una edad magnética Brunhes media y/o tardía (figuras 6 y 7). Aún es posible precisar más la edad de esta sección; en efecto el evento de polaridad reversa de breve duración registrado a 10,5 m de profundidad podría correlacionarse con algunos de los eventos de polaridad reversa del campo magnético terrestre definidos en la parte superior de la época magnética Brunhes (particularmente con el Evento Blake o Biwa). Esto sugiere para la sección de la secuencia integrada por sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" portadores del m.r.e. de predominante polaridad normal situada por encima de los 14 m una edad Brunhes tardía (figuras 6 y 7).

En cuanto a los sedimentos del "Ensenadense" asignados *sensu lato* a la época magnética Matuyama (14 m a 22,5 m), el análisis de su magnetoestratigrafía y la presencia de las posibles discordancias y discontinuidades ya discutidas (tanto $D_3 \equiv d$, como D_5 y D_6) sugieren dos interpretaciones. Una de éstas basada sobre la neta predominancia de m.r.e. de polaridad reversa de estos sedimentos (sólo se define un evento de polaridad normal dentro de los mismos), la correlaciona con la parte media a superior de la época magnética Matuyama que es aquella donde se presentan menos eventos de polaridad normal del campo magnético terrestre (figura 6). En esencia, admite que el hiato asociado con la discordancia d , coincidente con la discontinuidad D_3 , incluye sedimentos que debieron depositarse durante la finalización de la época magnética Matuyama, desde tiempos pre Evento Jaramillo inclusive, y que el único evento de polaridad normal registrado entre los 20,10 m y los 21,50 m de profundidad se correlaciona con el Evento Olduvai.

Si se acepta que la discontinuidad D_5 representa un hiato, se debe admitir que pueden estar ausentes en la secuencia en una magnitud no conocida, sedimentos que debieron acumularse tanto en tiempos post Evento Olduvai como durante la finalización de dicho evento. Esto sugiere que el evento del campo magnético terrestre asociado

a la sección de sedimentos portadores de m.r.e., de polaridad normal definida inmediatamente por debajo de D_5 tuvo una duración importante (mayor que la de los otros eventos de la época magnética Matuyama), lo que es consistente con su correlación con el Evento Olduvai.

Siguiendo un razonamiento similar, si se acepta que la discontinuidad D_6 , de características litológicas y magnéticas similares a la D_5 , también representa un hiato, el mismo debió afectar a sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad reversa y normal que debieron acumularse durante el lapso correspondiente a la parte inferior de la época magnética Matuyama y, probablemente durante la parte superior de la época magnética Gauss (figura 6). Ello explicaría la ausencia en la magnetoestratigrafía de la secuencia de los eventos de polaridad normal que caracterizan la época magnética Matuyama inferior. Luego esta interpretación sugiere que el tramo de la secuencia de sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad normal que se define entre las discontinuidades D_6 (20, 30 m de profundidad) y D_{10} (27,30 m) debería correlacionarse con la parte superior de la época magnética Gauss; es decir que a dicho tramo le correspondería una edad *sensu lato*, mayor que 2,41 Ma pero menor que 2,84 Ma (figura 6).

Por último, si la discontinuidad D_{10} representa un hiato, la misma podría estar asociada a ausencia en la secuencia de sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad normal de edad post Evento Kaena y de sedimentos de m.r.e. de polaridad reversa de edad Evento Kaena tardía. Luego, las dos últimas secciones de sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad reversa definidas en la base de la secuencia se correlacionarían con la parte inferior del Evento Kaena y el Evento Mammoth, respectivamente.

En esta interpretación las transiciones de polaridad magnética registradas en la secuencia en coincidencia con las discontinuidades D_3 , D_6 y D_{10} se correlacionarían con los niveles cronoestratigráficos 1, 2 y 3 definidos por Valencio y Orgeira (1984) para la ciudad de Buenos Aires. Es decir los sedimentos pampeanos del subsuelo de la ciudad de La Plata situados entre los niveles cronoestratigráficos mencionados (figura 6) son de edad magnética equivalente, *sensu lato*, a aquéllos definidos entre los niveles cronoestratigráficos homónimos de la ciudad de Buenos Aires. Sin embargo debe notarse que ello no implica una coetaneidad absoluta y que la equiparación sólo es válida entre las edades límites de dichos niveles cronoestratigráficos (nivel cronoestratigráfico 1: límite entre sedimentos de

Magnetoestratigrafía Reversiones del campo magnético terrestre Epoca Magnética Período Geológico Epoca Geológica Período Geológico Epoca Geológica

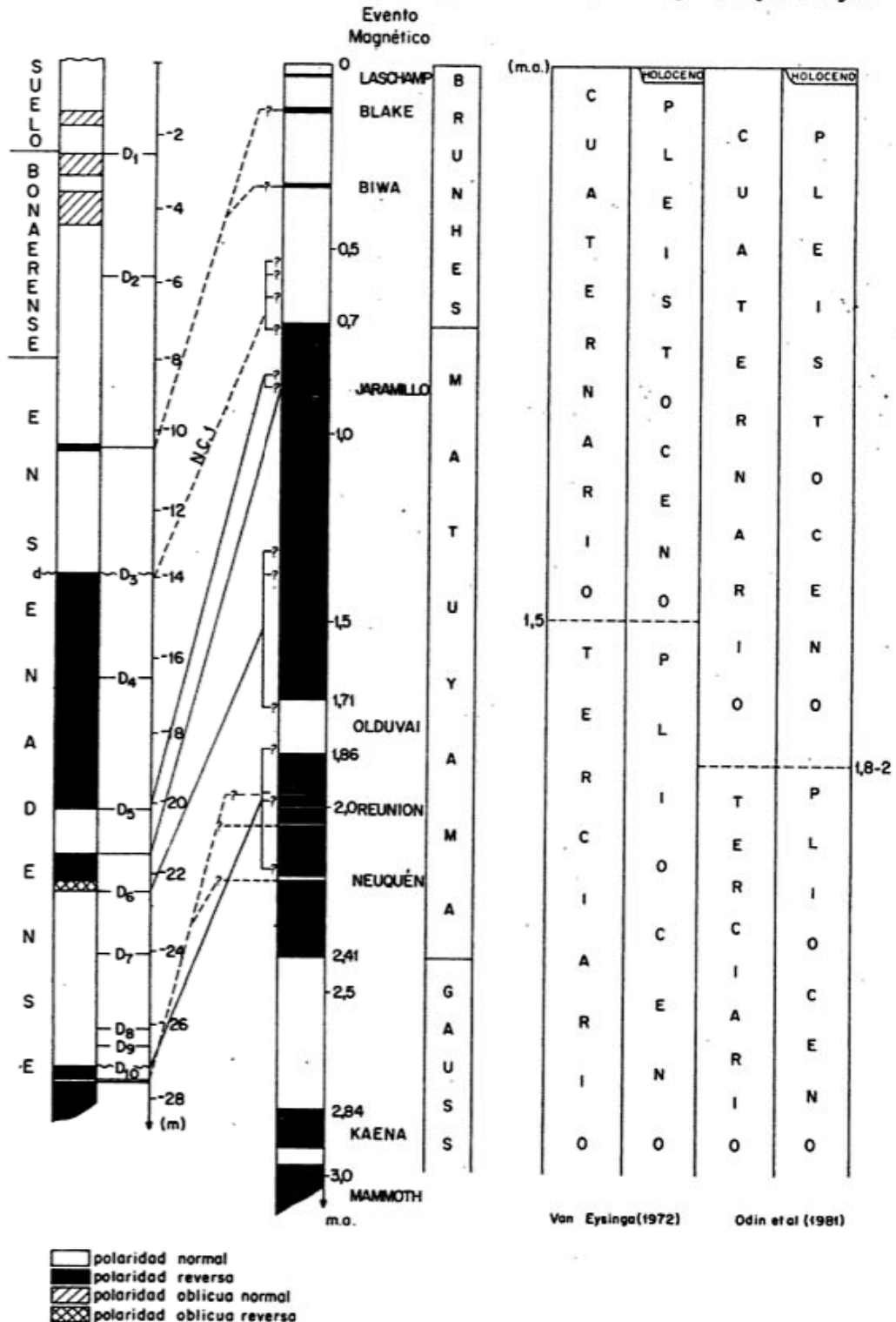


Fig. 7: Interpretación 2. Comparación de la magnetoestratigrafía de la secuencia estudiada con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre ocurridas en el Cenozoico tardío, aceptando que los probables hiatos asociados a las diferentes discontinuidades litológico-magnéticas son de diferente duración. Más referencias en el texto figura 6.

edad magnética Brunhes, menor o igual que 0,7 Ma, y sedimentos de edad magnética Matuyama, igual o mayor que 0,7 Ma pero menor que 2,41 Ma; nivel cronoestratigráfico 2: límite entre sedimentos de edad magnética Matuyama menor o igual que 2,41 Ma y sedimentos de edad magnética Gauss, igual o mayor que 2,41 Ma pero menor que 2,84 Ma; y nivel cronoestratigráfico 3: límite superior de sedimentos de edad magnética Gauss igual o mayor que 2,84 Ma).

Al respecto es de mencionar que en la secuencia del "Ensenadense" y "Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires estudiada por Nabel y Valencio (1981) y Valencio y Orgeira (1984) no se observan las discontinuidades litológica-magnéticas definidas en la secuencia análoga del subsuelo de la ciudad de La Plata objeto de este estudio, lo que sugiere que ambas se han formado durante procesos sedimentarios con características diferentes. Asimismo es de destacar que los 0,20 m inferiores a los sedimentos asignados al "Bonaerense" de la ciudad de Buenos Aires son portadores de m.r.e. de polaridad reversa, mientras que los sedimentos asignados al "Bonaerense" como así también los 6 m superiores del "Ensenadense" de la ciudad de La Plata son portadores de m.r.e. de polaridad normal. La explicación más simple para esta discrepancia es admitir que los autores que definieron tales transiciones emplearon diferentes criterios; al respecto debe mencionarse que ambas secuencias fueron expuestas por excavaciones locales lo que no facilita la definición de la citada transición geológica. La consistencia entre las edades mamífero (Lujanense, pleistocena tardía, Pascual y Fidalgo, 1972) y magnética asignadas al "Bonaerense" de la ciudad de La Plata sugieren que el criterio empleado en la definición de la transición en esta ciudad es correcto. Al respecto debe recordarse el breve evento de polaridad reversa registrado a los 10,50 m, en la parte más alta del "Ensenadense" de la Ciudad de La Plata, el que correspondería a algunos de los eventos de polaridad reversa del campo magnético terrestre (Biwa ó Blake) ocurridos durante la mitad superior de la época Brunhes (Pleistoceno superior, figuras 6 y 7). Sin embargo esto, por otro lado, sugiere para la parte más alta del "Ensenadense" del subsuelo de La Plata una edad magnética pleistocena media-tardía o tardía, no consistente estrictamente con su edad mamífero (pleistocena media). Luego no se poseen evidencias definitivas en favor de algunos de los criterios empleados; es de esperar que el estudio paleomagnético de otras secuencias asignadas al "Bonaerense" permitan aportar datos que arrojen luz sobre este problema.

La segunda de las interpretaciones sugerida para la magnetoestratigrafía de la secuencia del "Ensenadense"- "Bonaerense" de la ciudad de La Plata surge de considerar que los pocos eventos de polaridad normal registrados en los sedimentos del "Ensenadense" portadores de m.r.e. de predominante polaridad reversa sugieren una edad magnética Matuyama media a tardía para los mismos (figura 7). Ello implica aceptar que los procesos asociados a las discontinuidades D_3 (coincidente con la discordancia d) y D_5 no produjeron hiato de significación en la acumulación de sedimentos del "Ensenadense" portadores de m.r.e. de polaridad reversa. Luego sería admisible correlacionar el evento de polaridad normal registrado entre los 20 y 21,30 m de profundidad con el Evento Jaramillo. Mas precisamente, la figura muestra que el hiato asignado a la discordancia d (coincidente con la discontinuidad D_3), de acuerdo a esta interpretación, debió haber afectado fundamentalmente la acumulación de sedimentos del "Ensenadense" de edad Brunhes temprana y poco o nada a aquellos de edad Matuyama más tardía, y que el hiato posiblemente asociado a D_5 tuvo que haber afectado, básicamente, a sedimentos del Ensenadense de edad post Evento Jaramillo y poco o nada a sedimentos que debieron acumularse durante el lapso de este evento de polaridad del campo magnético terrestre.

Asimismo esta interpretación implica que el probable hiato asociado a la discontinuidad D_6 se manifiesta por la ausencia casi exclusiva de sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad reversa de edad post Evento Olduvai (figura 7). Ello además, indica que las discontinuidades D_6 y D_5 , a pesar de tener las mismas manifestaciones litologícomagnéticas, representan períodos de no acumulación totalmente distintos en lo que a duración se refiere. Más aún, indica que el posible hiato asociado a la discontinuidad D_6 debió ser de mayor magnitud que aquel real relacionado con la discordancia geológica d y la discontinuidad litológico-magnética D_3 . En cuanto al posible hiato asociado a la discontinuidad D_{10} se manifiesta, principalmente, por la ausencia de sedimentos portadores de m.r.e. de predominante polaridad reversa con eventos de corta duración de polaridad normal intercalados, que debieron acumularse en tiempos pre Evento Olduvai; al respecto particularmente es de destacar que no es posible conocer como afectó este posible hiato a los sedimentos que debieron depositarse durante el Matuyama inferior (pre Evento Olduvai, figura 7). Obsérvese que esta interpretación sugiere que el probable hiato asociado a la discontinuidad D_{10} es del mismo orden de importancia que el hiato probablemente asociado a la discontinui-

dad D_6 , pero que a igual que éste difiere, en lo que a tiempo de no acumulación se refiere, de los asociados a las discontinuidades D_3 (coincidente con la discordancia d) y D_5 . Sintetizando las discontinuidades D_6 y D_{10} estarían asociadas a hiatos importantes, próximos en el tiempo, de sedimentos portadores de m.r.e. de polaridad predominantemente reversa que debieron depositarse en tiempos inmediatamente pre y post Evento Olduvai y de mínima importancia de sedimentos de m.r.e. de polaridad normal que debieron depositarse durante el lapso que abarcó este evento de polaridad normal del campo magnético terrestre. De acuerdo a esta interpretación sólo estaría registrado en la secuencia de sedimentos pampeanos de la ciudad de La Plata estudiada en este trabajo el nivel cronoestratigráfico 1 (figura 7).

Lo discutido, básicamente en lo que se refiere: i) a la diferente magnitud e importancia relativa del hiato relacionado a la discordancia geológica observada y los hiatos posiblemente asociados a las discontinuidades litológico-magnéticas, y ii) a la acumulación de sedimentos selectivos en tiempos correspondientes al evento Olduvai, induce a considerar como más racional a la primera de las interpretaciones, sin que ello implique dar por descartada a la segunda de ellas.

Conclusiones

Las observaciones geológicas y magnéticas indican que el proceso de acumulación de los sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" expuestos en la excavación realizada en la manzana comprendida entre las calles 53, 51, 9 y 10 de la ciudad de La Plata, no fue continuo. En efecto, sugieren que el mismo sufrió frecuentes interrupciones diagnosticadas por diez discontinuidades litológico-magnéticas, aunque no se descarta la posibilidad de que algunas de éstas sólo representen cambios en el tipo del material acumulado. La clave de esta interpretación radica en la discordancia geológica encontrada a los 14 m de profundidad, en el "Ensenadense", la cual coincide con una discontinuidad en la litología, en los parámetros magnéticos no direccionales y en los parámetros magnéticos direccionales (dependientes éstos del campo magnético terrestre presente durante la acumulación y diagénesis de los sedimentos analizados).

La transición "Ensenadense"- "Bonaerense" fue definida a los 8 m de profundidad, en el techo de un banco masivo de concreciones calcáreas de unos 2 m de grosor (Dr. Fidalgo, com. pers., 1983).

Los cambios de polaridad del m.r.e. de los sedimentos que integran la secuencia

(magnetoestratigráfica), interpretados sobre la base de la edad asignada, sensu lato, al "Bonaerense" y "Ensenadense", sugieren dos interpretaciones diferentes.

Una de estas interpretaciones sugiere que: i) los sedimentos de los 14 m superiores de la secuencia, asignados al "Bonaerense" y "Ensenadense", tienen una edad magnética Brunhes (menor o igual que 0,7 Ma, figura 6); ii) los sedimentos del "Ensenadense" comprendidos entre los 14 m y los 22,30 m son de edad magnética Matuyama (mayor o igual que 0,7 Ma pero menor o igual que 2,41 Ma) y iii) los sedimentos del "Ensenadense" comprendidos entre los 22,30 m y los 28,20 m tienen una edad magnética Gauss tardía (mayor que 2,41 Ma pero igual o menor que aproximadamente 3,0 Ma). Más precisamente sugiere para el "Bonaerense" una edad pleistocena tardía tardía (menor que la del Evento Biwa: 0,33 Ma) y para el "Ensenadense" una edad que va desde pleistocena tardía tardía (un poco mayor que la del Evento Biwa) a pliocena tardía (edad Evento Mammoth, aproximadamente 3,0 Ma). Esta interpretación es consistente con la edad de los restos fósiles hallados a los 13,5 m de profundidad (*Sclerocalyptus* sp), edad mamífera "Ensenadense-Lujanense", Pascual et al., 1965; Pleistoceno medio-tardío, Pascual y Fidalgo, 1972. En cuanto a los sedimentos donde fueron hallados los restos de *Eutatus seguini* sp, (también de edad mamífera "Ensenadense-Lujanense"), a los 21 m de profundidad, esta interpretación les asigna una edad magnética pliocena tardía (Van Eysinga, 1972) ó pleistocena-pliocena (Odin et al., 1981) mayor que la que le fuera asignada a la edad mamífera "Ensenadense". En esta interpretación se definen los niveles cronoestratigráficos 1, 2 y 3 postulados como niveles de referencia para la secuencia del "Ensenadense"- "Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires (Valencio y Orgeira, 1984).

La segunda de las interpretaciones sugiere que: i) los sedimentos del "Bonaerense" y "Ensenadense" que integran los 14 m superiores de la secuencia tienen una edad magnética Brunhes (menor o igual que 0,7 Ma; figura 7) y ii) los sedimentos del "Ensenadense" comprendidos entre los 14 y los 28,20 m tienen una edad magnética Matuyama (mayor o igual que 0,7 Ma pero menor o igual que 2,41 Ma). Más precisamente, sugiere para el "Bonaerense" una edad pleistocena tardía tardía, igual que la interpretación anterior, y para el "Ensenadense" una edad comprendida entre pleistocena tardía-tardía (un poco mayor que la del Evento Biwa) a pliocena tardía-tardía. Esta interpretación es más consistente con la edad de los restos fósiles hallados

a los 13,5 y 21 m, respectivamente, ya citados. En esta interpretación sólo se define el nivel cronoestratigráfico I sugerido como nivel de referencia para la secuencia del "Ensenadense"- "Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires (Valencio y Orgeira, 1984).

Diferentes consideraciones, particularmente aquéllas asociadas a la coherencia de las diferentes discontinuidades litológica-magnéticas halladas a lo largo de la secuencia y entre éstas y la discordancia geológica definida a 14 m de profundidad (también asociada a una discontinuidad litológica-magnética) sugieren como más racional la primera de las interpretaciones citadas, sin que ello implique que la segunda no sea una alternativa válida.

La edad magnética sugerida para los sedimentos asignados al "Bonaerense" (pleistocena tardía, menor que 0,33 Ma) en ambas interpretaciones, es consistente con aquéllas postuladas por Frenguelli (1957) y Pascual y Fidalgo (1972) para esta unidad.

En cuanto a los sedimentos asignados al "Ensenadense", la edad magnética sugerida para los mismos tanto por la primera como la segunda interpretación (pleistocena tardía a pliocena tardía), si bien es concordante parcialmente con la asignada para los mismos por Frenguelli (1957) (pleistocena media), Pascual y Fidalgo (1972) (pleistocena media) y Ameghino (1908) (pliocena), cubre un lapso mayor que el aceptado para la citada unidad por cada uno de los autores mencionados.

Obsérvese que la edad magnética sugerida para los sedimentos de la parte inferior de la secuencia del "Ensenadense" (pliocena tardía) no armoniza con la asignada a la edad mamífera - "Ensenadense" - (pleistocena media). No es motivo de este trabajo profundizar sobre este particular. Pero sí es de mencionar que tal discrepancia podría buscarse en la edad más probable del establecimiento del puente terrestre que permitió la migración de mamíferos de América del Sur a América del Norte y viceversa, y en el tiempo involucrado en el desplazamiento de dichos mamíferos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires por la ayuda recibida que hicieron posible la realización de este trabajo. Asimismo agradecen la valiosa colaboración recibida de investigadores de las Cátedras de Paleontología de Vertebrados y Geomorfología de la Universidad Nacional de La Plata y a los licenciados R. Scasso y E. Bellosi quienes colaboraron en la labor de muestreo.

Este trabajo se encuentra incluido dentro del Proyecto 201, "Cuaternario de América del Sur" del International Geological Correlation Programme.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMEGHINO, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Museo Nacional de Historia Natural, Anales, Serie 3, X, 343-428, Buenos Aires.
- BOBBIO, M. L., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos del Ensenadense aflorantes en la excavación realizada para la construcción del Nuevo Teatro Argentino, ciudad de La Plata. Tesis de Licenciatura, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, (inéd.), Buenos Aires.
- DEVINCENZI, S. M., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos del Ensenadense-Bonaerense aflorantes en la excavación realizada para la construcción del Nuevo Teatro Argentino, Ciudad de La Plata. Tesis de Licenciatura. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, (inéd.), Buenos Aires.
- FIDALGO, F., F. de FRANCESCO y R. PASCUAL, 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. Relatorio de la Geología de la provincia de Buenos Aires. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, E: 103-138, Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. Lab. de Ensayos de Materiales e Invest. Tecnol., Serie II, Nº 33, La Plata.
- _____, 1957. Neozoico. Geografía de la República Argentina. GAEA, 3, 1-218, Buenos Aires.
- KAWAI, N., Y. OTOFUJI y K. KOBAYASHI, 1976. Paleomagnetic study of deep sediments using thin sections. J. Geomag. Geoelectr., 28, 395-412.
- NABEL, P. E. y D. A. VALENCIO, 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 7-18, Buenos Aires.
- ODIN, G. S., D. CURRY, W. J. KENNEDY y N. H. GALL, 1981. The Phanerozoic Time Scale. John Wiley & Sons Limited, in press.
- PASCUAL, R. y F. FIDALGO, 1972. The problem of the Plio-Pleistocene boundary in Argentina (South America). International Colloquium on the problem. "The boundary between Neogene and Quaternary" Collection of papers, II, Moscow.
- _____, E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. As., 1, VI, 165-193, La Plata.
- TONNI, E. P. y F. FIDALGO, 1982. Geología y paleontología de los sedimentos del Pleistoceno del área de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires, República Argentina): aspectos paleoclimáticos. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., XIX, (1-2), Buenos Aires.
- VALENCIO, D. A., 1980. El magnetismo de las rocas.

EUDEBA, 1-351, Buenos Aires.

_____ y M. J. ORGEIRA, 1984. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires: Parte II. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVI (1): 24-83, Buenos Aires.

_____, 1984. A new evidence about the age of the land bridge between South and North America. 27 th. International Geological Congress, Pre-Congress Volume,

(en prensa), Moscow.

_____, J. F. VILAS y J. E. MENDIA, 1977. Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of the Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic rocks. *Geophys. J. Roy. astr.*, 51 (1): 50-74, London.
VAN EYSINGA, F. W. B., 1972. *Geological Time Table*. Elsevier Publishing Co., Second Edition, Amsterdam.

Recibido: 4 de octubre, 1984

Aceptado: 8 de julio, 1985

M. L. BOBBIO

CONICET

S. M. DEVINCENZI

M. J. ORGEIRA

Comisión Investigaciones Científicas de la
Provincia de Buenos Aires.

D. A. VALENCIO

CONICET

Universidad de Buenos Aires, departamento
de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
1428 - Buenos Aires.

INTRUSIVOS PERMICOS DEL SUR DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, PROVINCIA DEL NEUQUEN

EDUARDO LLAMBIAS

Resumen

Las rocas ígneas del Paleozoico superior del área de Huinganco, en el sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén, están constituidas por domos riolíticos y stocks de granodiorita y de granito. Intruyen la Serie de Andacollo (Carbónico superior) y están cubiertas por las lavas del Grupo Choiyoi (Triásico medio a superior). Por dataciones K-Ar la riolita y la granodiorita se asignan al Pérmico inferior. Constituyen una asociación ácida (64-80 % SiO_2) integrada por varios eventos magmáticos; en general los mismos son potásicos, con tendencias peraluminicas. Composicionalmente es comparable a otras asociaciones neopaleozoicas de la Cordillera Frontal y del Macizo Nordpatagónico. El magma al comienzo de su ascenso probablemente era subsaturado con respecto a volátiles, pero luego fue cambiando a saturado y sobresaturado a medida que progresaba la cristalización, alcanzando la sobresaturación en el lugar de su emplazamiento.

Abstract

The upper Paleozoic igneous rocks of the southern part of the Cordillera del Viento (70°36' W Long.; 37°10' S Lat.) consist of rhyolitic domes and granodiorite and granite stocks. They intrude the Andacollo Serie (upper Carboniferous) and are covered by the lavas of the Choiyoi Group (middle to upper Triassic). According to K-Ar data the granodiorite and rhyolite are lower Permian. These intrusives belong to an association, which is characterized by high silica (64-80 %) and potassium (2,9-5,5 %) and a peraluminous trend. It is similar to another upper Paleozoic associations from Argentina. At the beginning of the crystallization the magma was undersaturated, but it changed, during its rise, to saturated and oversaturated, reaching this state when it was not able to keep moving on account of the solid phase already formed.

Introducción

La Cordillera del Viento, situada en el noroeste de la provincia del Neuquén, representa un bloque tectónicamente elevado de lo que constituye el basamento de la cuenca neuquina. Casi en su totalidad está integrado por rocas del Paleozoico superior. En el sector sur, en los alrededores de Huinganco (70°36'O; 37°10'S) afloran sedimentitas del Carbónico superior, pequeños stocks de composición granodiorítica y granítica e intrusivos riolíticos. En discordancia angular sobre estas rocas se asienta un conjunto de mantos lávicos cuya composición varía entre basaltos y riolitas y su edad es estimada Triásico medio a superior.

La caracterización petrográfica y química de las fases magmáticas intrusivas en

el sur de la Cordillera del Viento tiende a aportar nuevos conocimientos sobre la composición y evolución de la eruptividad neopaleozoica, cuyo desarrollo en América del Sur se manifiesta con extraordinario volumen a lo largo de una vasta región que abarca la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia, la Cordillera de la costa de Chile y diversas regiones de Argentina. En nuestro país la participación del magmatismo neopaleozoico es particularmente notable por el extraordinario volumen que presenta. Sus afloramientos se extienden en forma prácticamente ininterrumpida desde la Patagonia extraandina hasta la Puna. Pese a su enorme extensión, el conocimiento de su comportamiento petrográfico y químico aún es fragmentario, pudiendo mencionarse, entre otros, los aportes realizados por Go-

deas (1982) en el Macizo del Deseado; Llambías y Rapela (1984), Rapela y Llambías (1984) y Caminos (1983) en el Macizo Nordpatagónico; Caminos (1965), Quartino y Zardini (1967), Llambías y Malvicini (1969), Coira y Khourkasky (1976) y Mpodozis et al. (1976) en la Cordillera Frontal y áreas vecinas de Chile.

Los resultados obtenidos hasta el presente permiten comprobar la existencia de una asociación magmática bastante característica y homogénea a la cual Rapela y Llambías (1984) han denominado Provincia Magmática Cuyano Nordpatagónica. Su rasgo más sobresaliente es estar constituida por plutonitas -mayormente granodioritas hasta leucogranitos (64-80 % SiO_2)- metaaluminosas, que pasan hacia peraluminosas y en sus términos de mayor diferenciación, pueden llegar a tener afinidades peralcalinas. En general son asociaciones plutónicas de meso- a epizona que evolucionan en el tiempo hacia asociaciones volcánico-plutónicas, finalizando este ciclo hacia fines del Triásico con series casi exclusivamente volcánicas. En la Patagonia extraandina, ya fuera del ámbito cordillerano, efusiones con características similares continuaron hasta el Jurásico medio.

Antecedentes geológicos. La geología del sur de la Cordillera del Viento ha sido descrita por Zöllner (1949); Zöllner y Amos (1973) y Stoll (1950, 1957). Las rocas más antiguas corresponden a la Serie de Andacollo, estudiada por Zöllner y Amos (op. cit.) y más recientemente por Re Kühl (1981). Los autores citados en primer término la han dividido en tres formaciones, que de más antiguo a más moderno son: 1) Tobas inferiores, que representan la unidad más antigua de la región y están constituidos por tobas félsicas claras, riolitas y areniscas cuarzosas; 2) Formación Huaraco, que se asienta en discordancia sobre las tobas inferiores y está constituida por lutitas y limolitas verdes oscuras, de origen marino, que pasan hacia arriba a areniscas cuarcíticas, localmente con restos de plantas; 3) Tobas superiores, que yacen en leve discordancia sobre la Formación Huaraco, constituida principalmente por tobas y pequeños cuerpos andesíticos. Re Kühl (op. cit.) asimiló las tobas superiores con la Formación Huaraco por encontrar pasajes transicionales. La edad de este conjunto ha sido determinada sobre la base de la fauna y flora hallada en la Formación Huaraco como Carbónico superior (Amos, 1972).

Intruyen la serie descrita un stock de granodiorita (figura 1), cuyos principales afloramientos se hallan al este de Huingancho, y un stock de granito, de menores dimensiones, que aflora principalmente en

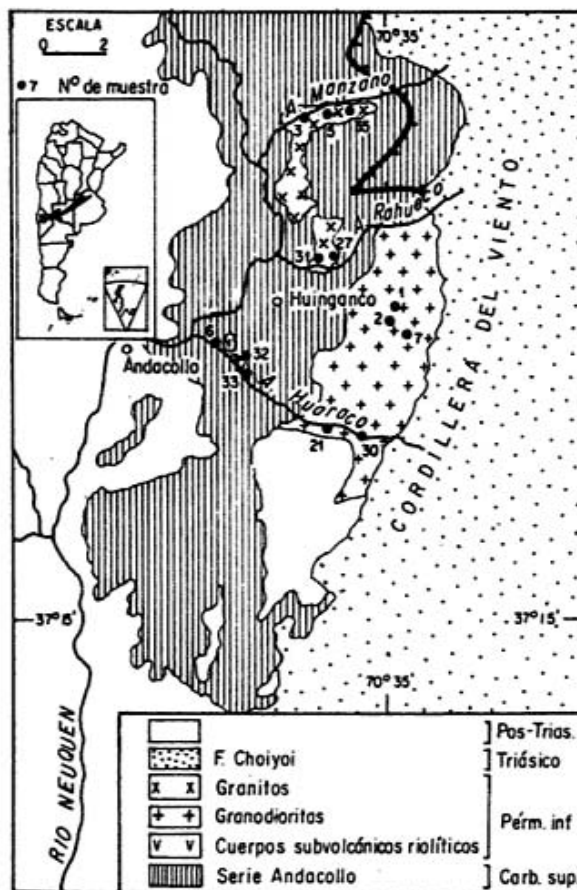


Fig. 1: Esquema geológico basado en Zöllner y Amos (1973) y ubicación de las muestras analizadas.

los arroyos Manzano y Rahue Co, al norte de Huingancho. Ambos intrusivos están cubiertos en discordancia por el Grupo Choiyoi (=Serie Porfírica Supratriásica) constituido por una espesa sucesión de coladas, brechas, tobas, cuerpos intrusivos tipo filón capa o delgados lacolitos, con composiciones que varían desde basaltos hasta riolitas (48 a 78 % SiO_2). De acuerdo a resultados preliminares, aún en elaboración, las rocas básicas de esta secuencia muestran un definido carácter alcalino ya que su contenido de álcalis oscila alrededor del 9 %. Esta característica contrasta con la de los intrusivos pérmicos de esta región, que son definitivamente calcoalcalinos. Su edad se encuentra acotada estratigráficamente entre el Pérmico medio y el Liásico y ha sido estimada por correlaciones con otras regiones, como triásica media a triásica superior. Su espesor es de unos 1800 a 2000 m (Zöllner y Amos, 1973; Freytes, 1969, en Digregorio y Uliana, 1980).

En el arroyo Huaraco, en las cercanías de la antigua planta de tratamiento de la Empresa Minera Huaraco, afloran pequeños cuerpos subvolcánicos riolíticos, los cuales han sido descritos en trabajos anteriores

como dacitas, que intruyen a la Formación Huaraco. Su edad fue considerada eocena por Stoll (1957) y también por Zöllner y Amos (1973), pero en el presente trabajo se los incluye entre las rocas eruptivas neopaleozoicas, debido a que su edad ha sido determinada como pérmica inferior.

Métodos. Los análisis químicos de los elementos mayoritarios fueron analizados por vía húmeda (absorción atómica, colorimetría) en el Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata. Las técnicas empleadas fueron descritas por Dalla Salda et al. (1981) y Rapela et al. (1982).

Descripción de los cuerpos intrusivos

Cuerpos subvolcánicos riolíticos

Los cuerpos intrusivos riolíticos estudiados afloran en las cercanías de la ex-planta de concentración en las quebradas de los arroyos Huaraco y El Torreón en loma del Fenómeno. Fueron mapeados por Stoll (1957) como pórfidos dacíticos eocenos.

Son cuerpos de reducidas dimensiones, del orden de las decenas de metros, de tonalidades claras, que se encuentran alojados en su mayor parte en los niveles psamíticos de la Formación Huaraco. También se hallan en contacto con las Tobas inferiores. Su coloración predominante es pardo amarillenta grisácea en superficies meteorizadas y gris azulada muy clara en superficies más frescas.

Los contactos con la roca de caja se pueden observar claramente. Son netos, con escaso o nulo desarrollo de bordes enfríos y ausencia en la roca de caja de modificaciones texturales y de color. Debido a esta falta de interacción entre la caja y los intrusivos no es fácil determinar su edad relativa. En los afloramientos del arroyo El Torreón se observan dentro de las riolitas pequeñas inclusiones de lutitas oscuras similares a las de la Formación Huaraco o a las que se intercalan en las Tobas inferiores. Pero a su vez, en los conglomerados que se hallan en la base de los bancos psamíticos se han encontrado clastos de riolitas similares a las de estos cuerpos intrusivos. También algunos cuerpos de riolitas cortan a estos conglomerados. De acuerdo a estas observaciones, que señalan diversas edades relativas de los cuerpos riolíticos, podría inferirse que este vulcanismo ácido puede ser en parte contemporáneo y en parte posterior con la sedimentación de la Formación Huaraco. Contribuye a sostener esta idea la presencia de bancos tobáceos intercalados en la secuencia sedimentaria, oportunamente descritos por Stoll (1957).

De ser así la edad de estas riolitas sería, al menos en parte, equivalente a la Formación Huaraco, es decir podría ser carbónica superior, aunque hay que tener en cuenta que algunos cuerpos más jóvenes podrían llegar hasta el Pérmico inferior. Con respecto a los stocks graníticos no se han observado relaciones de contacto ni tampoco diques riolíticos atravesándolos.

Una edad K/Ar sobre biotita obtenida en el INGEIS (Cuadro 1) dio 260 ± 10 Ma, que es equivalente al Pérmico inferior a medio.

Petrografía: Las riolitas estudiadas son porfíricas con pastas afaníticas, con un acentuado carácter leucocrático por su escasa proporción de biotita, que es el único mafito presente, que no supera el 4 % en volumen. Los fenocristales se encuentran en un 40 %. Están constituidos por plagioclasa (An_{20}), con zonalidad apenas marcada e incipiente alteración en sericita con trazas de calcita. Los individuos enteros son euédricos y miden entre 2 y 5 mm. Los fenocristales de cuarzo (2-6 mm) están fuertemente reabsorbidos por la pasta y se hallan en mayor proporción que la plagioclasa. La pasta está constituida por agregados esferulíticos de hasta 1 mm de diámetro. Muchos de ellos se apoyan sobre los fenocristales y otros tienen como núcleos microfeno-cristales. Durante su crecimiento han englobado cristales subredondeados de cuarzo. Es relativamente frecuente la presencia de microvenas constituidas por agre-

Nº de muestra	mineral	K	$K^{40} \times 10^{-8}$ mol/g	$Ar^{40}_{rad} 10^{-10}$ mol/g	$Ar^{40}_{atm} \%$	Edad Ma
5 granito	biot.	1,33	3,970	3,865	58,1	160±10
1 granodiorita	clor.	0,61	1,821	1,240	32,4	115±10
2 granodiorita	anf.	0,44	1,313	1,423	60,7	177±10
6 riolita	biot.	2,46	7,343	11,822	63,4	260±10

Analizó INGEIS

Cuadro 1: Edades K-Ar de muestras de los stocks de granodiorita y granito y de un cuerpo subvolcánico de riolita. Huínganco, provincia del Neuquén.

gados de cuarzo con texturas pavimentosas.

Composición química: En el cuadro 2 se dan tres análisis químicos de distintos cuerpos de riolitas que muestran entre sí una marcada similitud. Por su elevado contenido en sílice, mayor que 75 %, se las puede clasificar como riolitas de alta sílice de acuerdo a la modificación introducida por Llambías y Rapela (1984). Respecto a la relación sodio versus potasio expresada por Le Maitre et al. (1983) una muestra es potásica (6), otra es suavemente potásica (32), y la tercera está en el límite entre ambos campos (fig. 3). El contenido de potasio respecto a sílice es normal, lo cual contrasta con los intrusivos graníticos que son de alto contenido de potasio. Como es común en estas riolitas de alta sílice el contenido de calcio y de magnesio es muy bajo.

Stock granodiorítico

El cuerpo de granodiorita constituye un stock que aflora en el flanco occidental de la Cordillera del Viento y al este de Huiganco (véase mapa de Stoll, 1957). Sus afloramientos tienen una superficie de unos 24 km², estando su flanco oriental cubierto

por la Serie Porfírica Supratriásica. Aguas arriba de la quebrada de Rahue Co intruye a la Formación Huaraco. En general los contactos son netos y subverticales. Produce solamente hornfels, no observándose fenómenos de granitización.

El stock de granodiorita es textural y composicionalmente bastante homogéneo y se encuentra relativamente alterado. Localmente presenta áreas afectadas por alteración hidrotermal producida durante el emplazamiento de las vetas auríferas de este distrito minero (Stoll, op. cit.). En el arroyo Huaraco la alteración por sus características y distribución corresponde a las del tipo diseminado. En el contacto con la Serie Porfírica está meteorizado y las rocas se tornan algo friables.

La roca predominante es una granodiorita hornblendífera equigranular, de tonalidades grisáceas. Contiene inclusiones de rocas de grano fino de composiciones básicas; de metamorfitas; y de sedimentitas, parcialmente reabsorvidas, con bordes romos. Asimismo, son comunes diferenciaciones aplíticas que se desarrollan en forma de delgados diques de corto recorrido con bordes soldados y algo difusos.

	Stock granodiorita					Stock granito					Cuerpos subvolcánicos riolíticos		
	1	2	7	21	30	5	27	31	35	3	6	32	33
SiO ₂	64,58	64,48	64,40	65,38	69,58	77,90	79,42	79,80	76,70	77,74	76,98	77,92	74,12
TiO ₂	0,61	0,59	0,72	0,41	0,36	0,05	0,03	0,01	0,02	0,14	0,20	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	14,83	15,52	15,01	14,91	13,50	11,20	10,66	10,97	12,52	10,40	11,86	10,58	12,49
Fe ₂ O ₃	1,93	2,31	1,95	0,77	0,58	0,45	0,10	0,64	0,16	0,57	0,02	0,19	0,55
FeO	2,68	2,42	2,93	3,91	2,90	0,59	0,90	0,14	1,16	1,02	1,10	1,46	2,03
MnO	0,09	0,10	0,13	0,11	0,06	0,09	0,07	0,07	0,08	0,04	0,04	0,03	0,04
MgO	2,57	2,95	3,50	2,70	1,98	0,18	0,19	0,15	0,23	0,85	0,28	0,31	0,45
CaO	3,20	3,38	3,32	2,52	3,35	0,41	0,51	0,39	0,47	0,92	0,52	0,94	1,01
Na ₂ O	2,08	2,40	2,60	2,34	2,00	3,43	3,30	2,68	3,40	1,68	2,84	3,90	3,30
K ₂ O	3,40	2,96	3,15	3,52	4,02	3,66	4,06	3,52	4,26	5,46	4,02	2,86	3,12
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,14	0,11	0,13	0,04	0,04	0,06	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07
H ₂ O	3,07	2,26	1,50	2,66	1,33	1,26	0,72	0,81	0,71	0,77	1,22	1,23	2,15
H ₂ O ₂	0,56	0,31	0,26	0,11	0,11	0,36	0,12	0,22	0,09	0,23	0,28	0,13	0,22
Suma	99,74	99,81	99,61	99,35	99,90	99,62	100,12	99,46	99,87	99,90	99,41	99,70	99,60
Normas CIPW													
or	20,19	17,49	18,62	20,80	23,76	21,63	23,99	20,80	25,18	32,27	23,76	16,90	18,44
ab	17,60	20,31	22,00	19,80	16,92	29,02	27,92	22,68	28,77	14,22	24,03	33,00	27,92
an	14,97	15,93	15,57	11,79	15,78	1,78	2,27	1,55	1,88	4,05	2,26	2,92	4,56
Q	28,04	27,12	23,99	26,41	30,81	42,54	42,67	49,85	38,50	43,49	42,89	41,17	38,86
C	2,24	2,53	1,62	2,93	0,08	0,95	-	2,18	1,63	0,24	2,01	-	2,01
by	6,40	7,35	8,72	6,72	4,93	0,45	0,47	0,37	0,57	2,12	0,70	0,64	1,12
fs	2,49	1,75	2,82	6,07	4,36	0,80	1,65	-	2,11	1,25	1,75	2,01	3,27
ap	0,33	0,30	0,33	0,26	0,30	0,09	0,09	0,14	0,16	0,19	0,12	0,16	0,16
il	1,16	1,12	1,37	0,78	0,68	0,09	0,06	0,02	0,04	0,27	0,38	0,15	0,09

32 contiene además di=1,11

Cuadro 2: Composición química y normas CIPW de los stocks de granodiorita, de granito y domos de riolita de Huiganco.

Edad: El stock de granodiorita es posterior a la Serie de Andacollo y anterior a la Serie Porfírica Supratríaica. Las edades radimétricas (K/Ar) obtenidas en el INGEIS oscilan entre 115 y 117 Ma (cuadro 1). Corresponden a edades rejuvenecidas ya que estos valores no se consideran aceptables desde el punto de vista estratigráfico, por lo apuntado más arriba. Edades similarmente rejuvenecidas comunicaron Vilas y Valencio (1978) para una muestra de granodiorita y para vulcanitas de las Tobas inferiores y concluyen, conjuntamente con datos paleomagnéticos, que la alteración hidrotermal se habría producido a fines del Cretácico. Este rejuvenecimiento radimétrico coincidiría con la época de las intrusiones correspondientes a lo que Groeber (1946) denominó Mollelense (Grupo Molle de Yrigoyen, 1972), cuya edad también sería, en este sector del Neuquén, Cretácico superior de acuerdo a un dato analítico por K/Ar para un filón capa de pórfiro andesítico anfibólico del cerro Pelán (Formación Pelán de Llambías et al., 1979) que dio 81 ± 5 Ma (datos aún inéditos). De confirmarse estas hipótesis la edad de las mineralizaciones auríferas de Huiganco sería cretácica superior y estarían relacionadas a la época del citado Grupo Molle.

Como se ha visto anteriormente la edad K/Ar del intrusivo riolítico no ha sido modificada y esto se debe a que tiene una mineralogía poco reactiva a la alteración y a una menor permeabilidad.

Granodioritas con características similares a las de Huiganco, en el extremo norte de la Cordillera del Viento, dieron por K/Ar 227 ± 16 Ma (río Varvarco, cerca del arroyo Agua Caliente) y 259 ± 18 Ma (poco al norte de El Humazo) según los datos obtenidos por J.L.C.A. (1983). Estas edades son equivalentes al Pérmico inferior a medio y confirman las edades asignadas a este conjunto de plutonitas por Groeber (1947). A su vez son coherentes con la edad obtenida para un intrusivo riolítico de loma del Fenómeno (cuadro 1).

Petrografía: Las texturas son gruesas hipidiomorfas de grano mediano (3-6 mm). La plagioclasa (An_{30-40}) es eu- a subhedral, con marcada zonalidad. Se encuentra parcialmente alterada en sericita, que en las muestras con mayor alteración está acompañada por calcita y epidoto. El feldespato potásico es intersticial y es finamente perfitico. El cuarzo también es intersticial, pero con relativa frecuencia se observan agregados de 3-4 individuos que reemplazan a los demás componentes. La hornblenda es sub- a anhedral y a veces engloba a la plagioclasa. Contiene en su interior relictos de clinopiroxeno. La biotita es el

segundo mafito en abundancia. Algunos cristales están ligeramente curvados y presentan kink-bands. Su pleocroísmo es Z = pardo verdoso; X = verde claro, casi incoloro. En algunas muestras se observa una segunda generación de biotita, de probable origen hidrotermal, que constituye agregados con tendencia esferulítica. La biotita primaria está frecuentemente alterada en clorita y minerales opacos. Entre los accesorios más comunes se destacan apatita, titanita y magnetita. Su composición modal se da en el cuadro 3 y se representa en la figura 2.

Composición química: Los cinco análisis químicos realizados (cuadro 2) sobre muestras seleccionadas muestran bastante homogeneidad, con un contenido de sílice que oscila entre 64 y 65 %, con excepción de la muestra 30 cuyo contenido es mayor. Según la relación K_2O/SiO_2 estas rocas se encuadran en las de alto contenido de potasio según la clasificación de Le Maitre et al. (1982). En el diagrama K_2O/Na_2O de los citados autores caen dentro del campo de las potásicas (figura 3). El contenido de volátiles (H_2O^+) es relativamente elevado, lo cual indica un cierto grado de alteración de estas rocas, ya mencionado al discutir su edad.

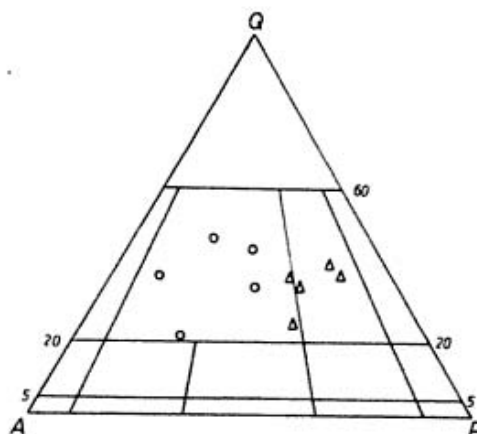


Fig. 2: Diagrama QAP modal de las plutonitas de Huiganco. Mismos símbolos que figura 3.

Stock granítico

El stock de granito, solamente abarca una extensión de $1,5 \text{ km}^2$. Se halla al norte de la población de Huiganco y al oeste del stock de granodiorita. Intruye a la Serie Andacollo con contactos netos y aún conserva colgajos de ella. No se han observado contactos con la granodiorita.

Este intrusivo granítico se diferencia fácilmente en el campo del granodiorítico por ser leucocrático, poseer moscovita y

	Stock de granodiorita					Stock de granito				
	2	7	1	30	21	3	5	27	31	35
Cuarzo	32	28,5	28	21	34	34	41	20	32	41
Feldespato potásico	10	18,5	18	25	12	48	30	51	29	26
Plagioclasa	41	36	32	40	40	10	15	22	32	25
biotita	13	11,5	8	12	8	8	8	3	4	4,5
moscovita	-	-	-	-	-	-	6	4	3	3,5
hornblenda	3	5	12	2	6	-	-	-	-	-
otros	1	0,5	2	-	-	-	-	-	-	-

Cuadro 3: Composición modal de muestras de los stocks de granodiorita y granito, Huigancó.

carecer de inclusiones básicas y metamórficas. Está atravesado por delgados diques aplíticos de bordes soldados, los cuales localmente y en su interior desarrollan texturas pegmatíticas con moscovita.

No se han observado miarolas, pero está atravesado por delgadas venillas de 1-2 cm de espesor constituidas por cuarzo con textura drusoide. La coloración es generalmente clara.

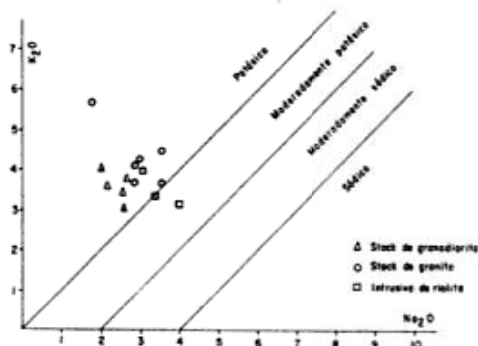


Fig. 3: Caracterización según la variación de potasio respecto a sodio según Le Maitre et al. (1982) de las rocas ígneas del Paleozoico superior de Huigancó.

Petrografía: La textura de las rocas es granosa hipidiomorfa a panalotriomorfa y en la cual se destacan algunos cristales de feldespato potásico de tonalidades rosadas, lo cual aún a pesar de tener mayor tamaño (hasta 1 cm de longitud) que el resto de los componentes no llega a constituir un típico granito porfiroide. Además de estas características, el feldespato potásico en su mayor parte es intersticial y engloba a plagioclasa, biotita, cuarzo, e incluso

moscovita. Presenta el característico maclado en enrejado del microclino. La plagioclasa (An_{20-25}) es eu- a subhedral, con maclas polisintéticas acuñadas y ligeramente curvadas por incipiente cataclásis. La biotita está parcialmente alterada en clorita y en su interior contiene pequeños cristales de turmalina. También se observa en forma relativamente abundante moscovita, ya sea como cristales independientes, o sino relacionada a la biotita y al feldespato potásico. El cuarzo es intersticial con extinción en mortero. También forma agregados policristalinos con bordes suturados que reemplazan a los demás componentes. Entre los accesorios más notorios hay que destacar la presencia de pequeños cristales de granate (1-2 mm), el cual, junto con la moscovita, permite inferir el carácter peraluminoso de estas rocas. Su composición modal se da en el cuadro 3 y la clasificación en la figura 2.

Edad: Las consideraciones respecto a su edad son las mismas que las mencionadas para el stock de granodiorita. La carencia de contactos con la granodiorita no permite inferir su relación temporal con respecto a ella, pero por comparación con otras áreas con un desarrollo magmático similar (Llambías y Rapela, 1984) podría ser posterior, por corresponder a facies más diferenciadas de un mismo ciclo eruptivo. Una edad K/Ar de 160 Ma (cuadro 1) puede ser interpretada como rejuvenecida, porque se contradice con el conocimiento estratigráfico que se tiene de esta región.

Composición química. Los cinco análisis químicos realizados sobre muestras seleccionadas de este intrusivo granítico (cuadro 2) muestran una composición homogénea caracterizada por su elevado contenido de

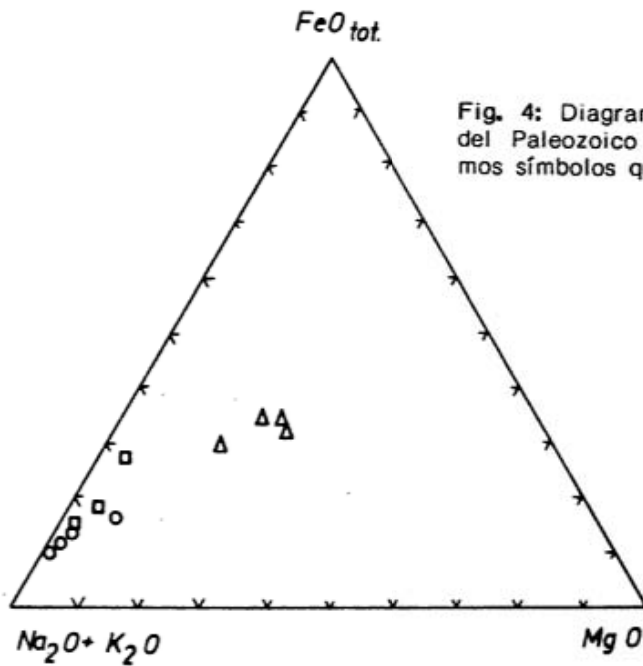
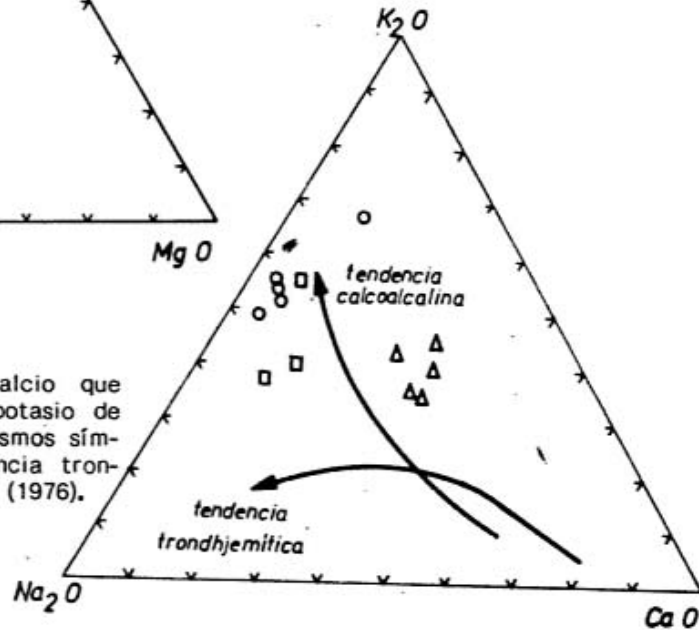


Fig. 4: Diagrama AFM de las rocas ígneas del Paleozoico superior de Huinganco. Mismos símbolos que en figura 3.

Fig. 5: Relaciones álcalis y calcio que muestran el enriquecimiento en potasio de las rocas ígneas de Huinganco. Mismos símbolos que en figura 3. La tendencia tronhjemitica es según Barker y Arth (1976).



silíce, que fluctúa entre 76 y 79 %. Esto permite ubicar a estas rocas dentro del grupo de las altamente silíceas y establece una marcada similitud con las muestras de riolitas analizadas. Los contenidos de calcio y magnesio son muy bajos y se corresponden con el carácter eminentemente leucocrático de este stock. De acuerdo al contenido de álcalis se puede concluir que son rocas potásicas con alto contenido de potasio (figura 3) característica que es similar a la de las granodioritas.

Características químicas de la asociación magmática

Las rocas intrusivas del sur de la Cordillera del Viento constituyen una típica asociación calcoalcalina cuyos contenidos de sílice varían entre 64 y 79 % (cuadro 2), por lo cual las muestras estudiadas conforman una serie magmática altamente silícea. A grandes rasgos no se aprecian mayores diferencias con otros complejos intrusivos del Paleozoico superior, los cuales han sido reunidos por Rapela y Llambías (1984) en la Provincia Magmática Cuyana Nordpata-

gónica. Una síntesis sobre las características de este ciclo eruptivo en el Macizo Norpatagónico ha sido realizada por Llambías et al. (1984) y sus rasgos más sobresalientes son: asociación plutónica y plutónico-volcánica altamente silícea con desarrollo de contenidos de potasio; y sobresaturación en volátiles en las fases finales de cristalización. Los plutones menos diferenciados, constituidos por granodioritas y granitos anfibólicos, presentan siempre un cortejo de diques oscuros, cuyas composiciones más frecuentes son: microdioritas, lamprófiro espessartíticos, pórfidos andesíticos y andesitas básicas.

Con respecto a las rocas de Huinganco se observa en el diagrama AFM (figura 4) que es evidente la baja proporción de magnesio y hierro, lo cual se traduce en una curva de corto recorrido. Si bien esta característica puede estar influida porque aún no han sido detectados afloramientos de cuerpos intrusivos más básicos, la repetición de características similares en otras localidades del Paleozoico superior, como por ejemplo en el Macizo Nordpatagónico (Ra-

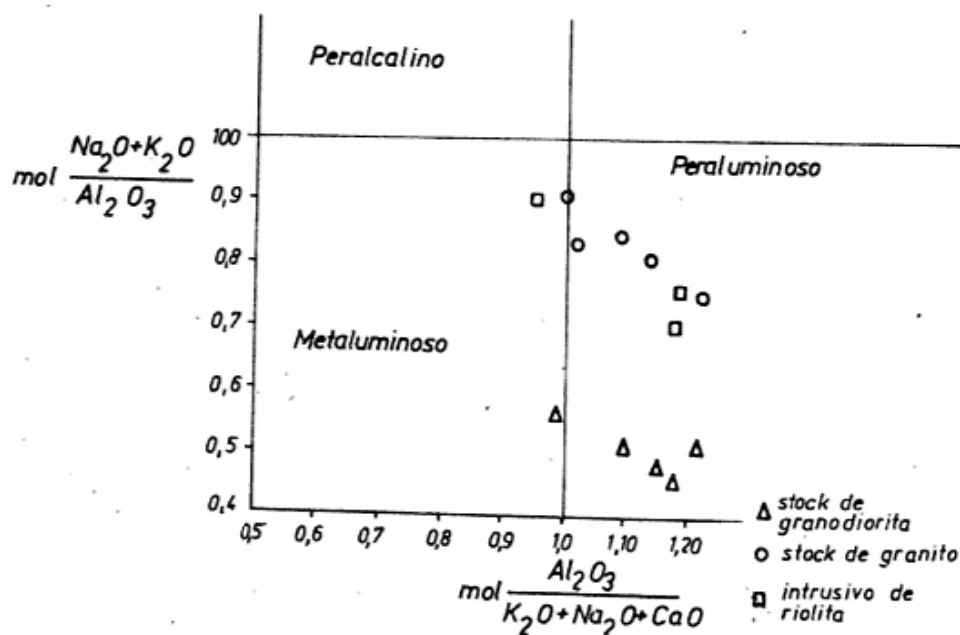


Fig. 6: Índices de Shand de las rocas ígneas del Paleozoico superior de Huigancó.

pela y Llambías, 1984) permite inferir que se trata de un rasgo propio de esta asociación. De acuerdo a esto podría ser posible diferenciar a las secuencias intrusivas neopaleozoicas de las del batolito andino, donde comúnmente las series se extienden hacia términos tan básicos como dioritas y gabros presentes como stocks. En los batolitos neopaleozoicos composiciones equivalentes a estas rocas se presentan exclusivamente como diques, a veces constituyendo enjambres, asociados a las granodioritas y granitos anfibólicos biotíticos.

La variación de álcalis sigue claramente la tendencia calcoalcalina (figura 5) con un gradual enriquecimiento en potasio. La saturación con respecto a alúmina (Shand, 1947) ha sido representada en un diagrama ortogonal (figura 6) utilizado por Rapela (1982) para caracterizar el batolito de Achala. Tanto las granodioritas como los granitos y riolitas muestran un comportamiento peraluminoso definido y que en los granitos se evidencia modalmente por la presencia de moscovita y de granate como accesorios. Comparativamente con las granodioritas del Complejo plutónico La Esperanza (Rapela y Llambías, 1984) las analizadas en el plutón de Huigancó presentan un menor número de muestras dentro del campo metaaluminoso. A su vez y continuando con esta comparación, las facies félsicas no llegan a mostrar un enriquecimiento peralcalino, como lo hacen las unidades más diferenciadas del Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas, de La Esperanza (Rapela y Llambías, op. cit.)

Los diagramas de las figuras 4, 5 y 6 sugieren claramente una discontinuidad y falta de colinearidad de las tendencias evolutivas entre las muestras del stock de granodiorita y las de los intrusivos riolíticos y granítico. Esto muestra que las rocas analizadas no forman parte de una única evolución, lo cual significa que no son comagmáticas en sentido estricto. Conforman

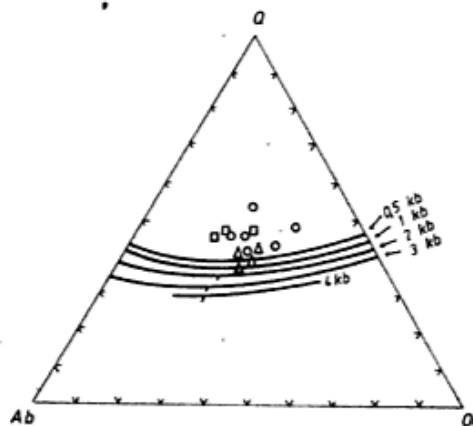
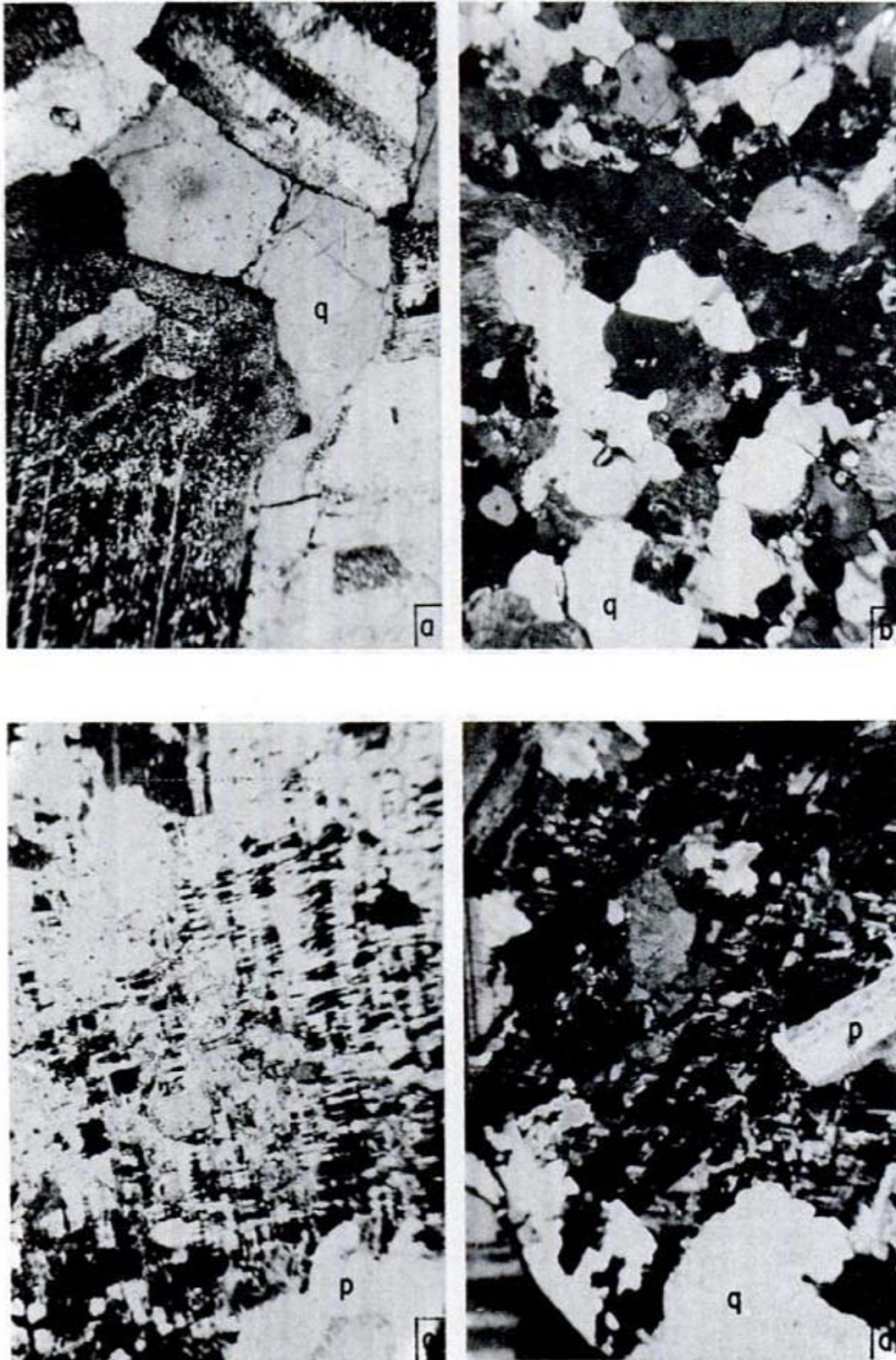


Fig. 7: Relaciones normativas Q:Ab:Or de las rocas ígneas de Huigancó. Mismos símbolos que en figura 3.

distintos "pulsos" semejantes a los que se han puesto en evidencia para el área de La Esperanza por Rapela y Llambías (1984).



Lám. I: Microfotografías de plutonitas de Huinganco, Nícoles cruzados, x 20. a) Granodiorita (7). Plagioclasa parcialmente sericitizada (p) y cuarzo intersticial (q); b) granito de grano fino (3). Textura casi aplítica con parches de cuarzo metasomático (q); c) granito (27). Microclino reemplazando a plagioclasa (p) y a su vez es parcialmente reemplazado por moscovita (m); d) granito (5). microclino que reemplaza plagioclasa (p) y a su vez es reemplazado por cuarzo (q).

En el diagrama Q-Ab-Or (figura 7) las muestras correspondientes a los intrusivos riolíticos y graníticos se encuentran dentro del campo del cuarzo, por encima de la temperatura mínima de equilibrio del sistema. Este incremento en el contenido de cuarzo con respecto a las composiciones de equilibrio podría ser explicado ya sea: 1) por la pérdida de volátiles; 2) debido a reemplazos por cuarzo durante la cristalización de la fase deutérica. La primera alternativa ha sido postulada por varios autores, como por ejemplo Parada y Aracena (1979) y Parada (1981). Sin embargo, algunas evidencias texturales, como ser el desarrollo de agregados policristalinos de cuarzo que reemplazan a los demás componentes, incluso al cuarzo con textura intersticial (lámina I, b, d), sugieren un incremento relativo de cuarzo con respecto a la composición de equilibrio. Por otro lado, algunos cristales de feldespato potásico reemplazan a la plagioclasa, a la biotita, y también al cuarzo intersticial, indicando un activo metasomatismo potásico en lugar de una fuga.

En síntesis, la falta de equilibrio evidenciada en el diagrama Q-Ab-Or se debería a que las rocas analizadas se han formado por un proceso en el cual se combinan procesos de cristalización a partir de un líquido y procesos de reemplazo (Bowden, 1974; Parsons, 1978; Martin y Bowden, 1981; Pollard et al., 1983). En efecto, la textura de estos granitos leucocráticos es el resultado de una superposición de texturas originadas por cristalización directa y de texturas formadas por reemplazo. Estas últimas se habrían producido por los fluidos que quedan en forma intersticial después de haber cristalizado gran parte del sistema. Su composición sería homologable a la de un líquido pegmatítico. Esto puede explicar la abundancia de diferenciaciones aplítico-pegmatíticas que se encuentran en el interior de estos intrusivos. Cabe agregar aquí, que las muestras de los intrusivos riolíticos -a pesar de tener un enfriamiento mucho más rápido- también muestran una falta de equilibrio similar a la de los granitos (figura 7). Si bien en estas rocas los reemplazos observados son menores, son

frecuentes microvenas de cuarzo con texturas pavimentosas que reflejan la acción de líquidos remanentes altamente silíceos.

El nivel de intrusión de estos granitoides se corresponde con el de los plutones epizonales. La relación entre el contenido de volátiles y el magma probablemente ha variado desde subsaturado -al comienzo de la cristalización- hasta sobresaturado, ya casi al final de la misma. Es muy probable que esta sobresaturación no se haya logrado en forma homogénea en todo el cuerpo magmático sino solamente en su parte superior (Hildreth, 1981; Hudson y Arth, 1983), por lo cual las texturas combinadas de cristalización y reemplazo y las diferenciaciones aplíticas podrían ser utilizadas como criterio para determinar que se está en presencia de la cúpula de una cámara magmática.

Es también interesante acotar que estos cambios operados en el grado de saturación se habrían producido durante el ascenso del magma y cuando éste llegó al lugar de su emplazamiento final se encontraba parcialmente cristalizado y cerca de la sobresaturación. El hecho que no continuara su ascenso se debería a que la fase sólida presente se encontraba en una cantidad tal que dificultaba su movilidad. Si alguna fractura hubiera conectado la cúpula de la cámara magmática con la superficie a través de la misma se habría extruido la fase sobresaturada, la cual habría dado lugar a la formación de mantos ignimbólicos altamente silíceos.

Agradecimientos. El autor queda expresamente agradecido a la Dirección de Minas de la provincia del Neuquén por haber colaborado con las tareas de campaña. Al licenciado M. Palacios por su valiosa cooperación durante los trabajos de campo. Al Dr. J. Merodio y a los técnicos del CONICET J. Wlasiuk y H. Beneitz por la realización de los análisis químicos. También quiero agradecer la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias sobre el mismo al Dr. C. Rapela. Parte de este trabajo fue financiado con un subsidio (9859/81) del CONICET.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMOS, A. J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. *Simp. Intern. Sist. Carbónico-Pérmico América do Sul. Anales Acad. Bras. Cienc.*, 44 (Supl.): 27-36, Río de Janeiro.
- BARKER, F. y J. G. ARTH, 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suits. *Geology*, 4: 596-600, Boulder, Colorado.
- BOWDEN, P., 1974. Oversaturated alkaline rocks, Granites, pantellerite and comendites. En Sørensen, H. ed., *The alkaline rocks*, J. Wiley & Sons, 109-123, N. York.

- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XX: 351-392, Buenos Aires.
- _____, 1983. Descripción geológica de las Hojas 39 g Tapilque y 39 h Chipauquill, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inéd.), Buenos Aires.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardiohercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de arroyo El Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1º Congr. Geol. Chileno, Actas II, (F): 105-124, Santiago.

- DALLA SALDA, L., M. LEGUIZAMON, M. MAZZONI, J. MERODIO, C. RAPELA y L. SPALLETI, 1981. Características del vulcanismo paleogeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20'S. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 629-657, San Luis.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina en Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., II: 985-1032, Córdoba.
- FREYTES, E., 1966. Estratigrafía y relaciones de contacto en los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y suroeste de La Pampa. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I Hoja Chos Malal. Soc. Geol. Arg., Rev. I (3): 77-208, Buenos Aires.
- _____, 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epu Laufquen. Soc. Geol. Arg., Rev., II: 347-433, Buenos Aires.
- GODEAS, M. C., 1982. Geología del Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz, con especial referencia a las relaciones de contacto entre las plutonitas de La Leona (Formación La Leona) y la Formación La Golondrina, y los fenómenos de alteración. Univ. Nac. Fac. Cienc. Exactas y Naturales, tesis doctoral (inéd.), Buenos Aires.
- HILDRETH, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. Jour. Geoph. Res., 86, (B 11): 10153-10192, Washington D. C.
- HUDSON, T. y J. G. ARTH, 1983. Tin granites of Seward Peninsula, Alaska. Geol. Soc. Amer., Bull. 94: 768-790, Boulder, Colorado.
- J.I.C.A., 1983. Interim report on the northern Neuquen geothermal development project. Japan International Coop. Agency, Tokio, Ente Provincial Energía, Neuquén.
- LE MAITRE, R. W., G. BELLINI, M. J. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, B. ZANETTIN, E. P. PÉCCERILLO y E. JUSTIN-VISENT, 1982. A proposal for a definitive classification of volcanic rocks based on the total alkaline silica diagram. IUGS Subcomisión Sistemática rocas ígneas. Circular 36, Contribución 100, (inéd.), Cambridge.
- LLAMBIAS, E. J. y L. MALVICINI, 1969. The geology and genesis of the Bi-Cu mineralized breccia-pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. Econ. Geol., 64: 271-286, Lancaster.
- _____, J. C. DANDERFER, M. PALACIOS y N. BROGIONI, 1979. Las rocas ígneas Cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. VII^o Congr. Geol. Arg., Neuquén (1978), Actas, II: 569-584, Buenos Aires.
- _____, y C. W. RAPELA, 1984. Geología de los complejos eruptivos La Esperanza, provincia de Río Negro. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (3-4): 220-243, Buenos Aires.
- _____, R. CAMINOS y C. W. RAPELA, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. IX^o Congr. Geol. Arg., (San Carlos de Bariloche), Relatorio, I (4): 85-117, Buenos Aires.
- MARTIN, R. F. y P. BOWDEN, 1981. Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai nonorogenic ring-complex, Nigeria: mineralogical evidence. Canad. Miner., 19: 65-82, Montreal.
- MPODOZIS, C., M. A. PARADA y S. RIVANO, 1976. Acerca del plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile. VI^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 143-166, Buenos Aires.
- PARADA, M. A., 1981. Lower Triassic alkaline granites of central Chile (30°S) in the high Andes Cordillera. Geol. Rundschau, 70 (3): 1043-1053.
- _____, y I. ARACENA, 1979. Composición y estado estructural de perlitas de muestras del batolito compuesto del río Elqui-Limar a la latitud 30°S y sus implicancias petrogenéticas. II^o Congr. Geol. Chileno, Actas, III (E): 21-38, Arica.
- PARSONS, I., 1978. Feldspars and fluids in cooling plutons. Miner. Mag., 42: 1-18.
- POLLARD, P. J., D. MILBURN, R. G. TAYLOR y C. CUFF, 1983. Mineralogical and textural modifications in granites associated with tin mineralization, Herberton-Mount Garnet tinfield, Queensland. Geol. Soc. Australia, Queensland Division, Permian Geology of Queensland, 413-429, Queensland.
- QUARTINO, B. J. y R. ZARDINI, 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan, Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII: 5-63, Buenos Aires.
- RAPELA, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII (3): 313-330, Buenos Aires.
- _____, y E. J. LLAMBIAS, 1984. Evolución magmática y relaciones generales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Río Negro. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL (1-2): 4-25, Buenos Aires.
- _____, L. SPALLETI, J. MERODIO y E. ARAGON, 1982. Estudio geoquímico y petrológico del vulcanismo paleogeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la sierra de Cuyán Manzano, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. V^o Congr. Latinoamer. Geol., Actas, III: 567-584, Buenos Aires.
- RE KUHL, G., 1981. Geología de los alrededores de Andacollo, provincia del Neuquén. Trabajo final de licenciatura, Dto. Geología, Univ. de Buenos Aires, (inéd.), Buenos Aires.
- SHAND, S. J., 1947. Eruptive rocks. J. Wiley & Sons, Nueva York.
- STOLL, W., 1950. Geología y depósitos minerales de Andacollo, territorio del Neuquén. Dir. Nac. Minería, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia del Neuquén. Dir. Nac. Minería, Anales 6, Buenos Aires.
- VILAS, J. F. y D. A. VALENCIO, 1978. Paleomagnetism and K-Ar dating of Carboniferous Andacollo Series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting. Earth & Planet. Science, 40 (1): 101-106, Amsterdam.
- YRIGOYEN, M., 1972. Cordillera Principal: en Geología Regional Argentina (director y editor A. Leanza). Acad. Nac. de Cienc., 345-364, Córdoba.
- ZOLLNER, W., 1949. Informe preliminar de la Hoja 32b Chos Malal, Neuquén. Dir. Nac. Minería (inéd.), Buenos Aires.
- _____, y A. J. AMOS, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32 b, provincia del Neuquén. Serv. Nac. Minero Geológico, Bol. 143: 1-91, Buenos Aires.

Recibido: 30 de noviembre, 1984
Aceptado: 25 julio, 1985

EDUARDO J. LLAMBIAS
CONICET
Servicio Minero Nacional
Santa Fe 1548, 11^o piso
1060 - Buenos Aires.

PALEOHIDRAULICA: LA RECONSTRUCCION DE PARAMETROS HIDRAULICOS A PARTIR DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

GUSTAVO GONZALEZ BONORINO

Resumen

La teoría hidrodinámica y la hidráulica pueden contribuir a la resolución de problemas sedimentológicos y al logro de reconstrucciones paleogeográficas más precisas. Para ello es necesario disponer de descripciones sedimentológicas cuantitativas, sobre todo en lo que atañe a la textura y a las estructuras primarias, y también es imperioso poder reconstruir la morfología externa de las estructuras a partir de sus cortes transversales.

Mediante tres ejemplos muy diferentes se ilustra el beneficio que puede obtenerse de un enfoque hidrodinámico, aún cuando persistan considerables incertidumbres en los valores calculados de los parámetros. De este modo se calcula el caudal y la pendiente de un río del Terciario, se corrobora la hipótesis de un origen por torrentes de barro submarinos para ciertos paraconglomerados del Devónico, y se calcula la velocidad y la competencia de corrientes de turbidez también devónicas.

Abstract

Hydrodynamic theory and hydraulic principles are applied to ancient sedimentary rocks in order to show the benefits of this rather new line of work. A call is made for more quantitative sedimentologic information, particularly as concerns texture and primary sedimentary structures. It is also pointed out the importance of being able to reconstruct the bedform from the structure cross-sections.

Three contrasting examples are discussed: the discharge and slope are found for a Tertiary river, the yield strength is calculated for Devonian pebbly mudstones, and the velocity and competence of Devonian turbidity currents are estimated.

Introducción

Uno de los objetivos fundamentales de la sedimentología es reconstruir los ambientes donde se acumularon las rocas sedimentarias. Para ello, la metodología que ha resultado más fructífera consiste en estudiar la textura y las estructuras de las rocas sedimentarias, y con esta información buscar analogías entre depósitos actuales cuyos ambientes se conocen por observación directa. En muchos casos, estas comparaciones han sido acompañadas por inferencias hidrodinámicas cualitativas sobre los procesos de depositación. El creciente interés, en los últimos años, por cuantificar los parámetros hidrodinámicos ha abierto una nueva línea de trabajo teórico y experimental, cuyos resultados son alentadores. Este enfoque

que no sólo ha permitido refinar las reconstrucciones ambientales sino también obtener información paleohidráulica con aplicaciones prácticas.

En el presente trabajo se discuten aspectos hidrodinámicos de tres tipos de depósitos: a) fluviales, b) de torrentes de barro, y c) turbiditas. En cada caso se da un ejemplo específico precedido por una síntesis de los conocimientos que sustentan las interpretaciones.

Ríos

La corriente de un río ejerce sobre el lecho una fuerza tangencial $J = \rho g R h i = \gamma R h i$, donde $\rho =$ densidad de la corriente, $g =$ aceleración de la gravedad, $R h =$ radio hidráulico, e $i =$ gradiente del lecho. Por

su parte, la resistencia del lecho a la corriente genera un gradiente de velocidades; la velocidad a cualquier profundidad puede estimarse por:

$$\frac{v}{u_*} = 8,5 + \frac{2,3}{k} \log \frac{z}{h}$$

donde v = velocidad, u_* = velocidad de corte, k = coeficiente de von Karman, y h = altura media de las asperezas del lecho. El coeficiente de von Karman es igual a 0,4 para flujos sin sedimento en suspensión y con fondo plano pero es menor si estas condiciones no se cumplen; generalmente no es inferior a 0,2. Como valor de h suele tomarse el tamaño de grano medio cuando el lecho es plano y la altura media de las estructuras sedimentarias cuando ellas están presentes. La velocidad media de la corriente se obtiene haciendo $z = 0,4 Rh$ en la ecuación que da la distribución de velocidades.

La figura 1 permite estimar el valor crítico de τ para la iniciación del transporte con lecho plano. En presencia de estructuras, τ_c puede aumentar en más de un orden de magnitud. La figura 2 da valores de B (expresión adimensional de τ_c) para ondulitas y dunas; de B se puede despejar τ_c .

La resistencia del lecho suele expresarse por el parámetro adimensional de Chézy C/\sqrt{g} , que está relacionado con la velocidad media según:

$$\frac{v}{u} = \frac{C}{\sqrt{g}}$$

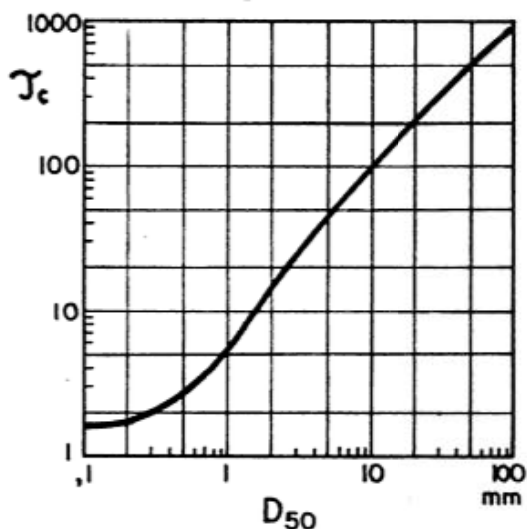


Fig. 1: Nomograma para determinar el esfuerzo tangencial crítico, para la iniciación del transporte de granos de cuarzo en un lecho plano (agua a 16°C), calculado del diagrama de Shields. Tomado de Blatt et al. (1972).

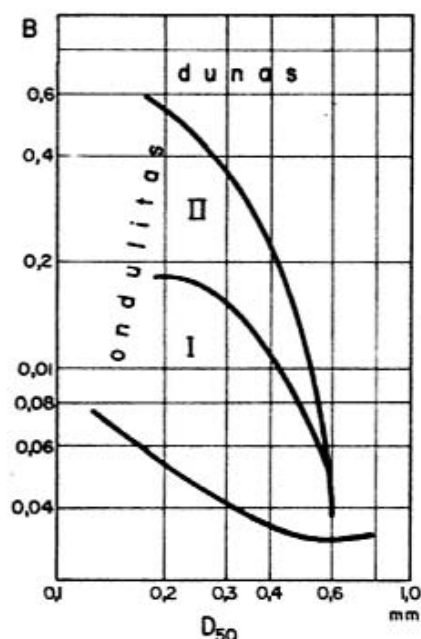


Fig. 2: Esfuerzo tangencial crítico adimensional $B = \tau_c / 1570 D_{50}$, para arena cuarzosa en un lecho con ondulitas y dunas, en función de D_{50} . El campo de las ondulitas está subdividido en ondulitas de baja energía (I) con crestas continuas, suavemente sinuosas, y de alta energía (II) con crestas cortas, semilunares. La curva inferior es la de Shields para lecho plano. Tomado de Harms (1969).

Observaciones

Kohls (1967) describió depósitos fluviales de la Formación Simsboro (Eoceno inferior), aflorante en el este de Tejas, Estados Unidos; hacia el sur la formación desarrolla facies litorales. Kohls reconoció amplios canales, de varias decenas de metros de ancho y varios metros de profundidad, rellenos por areniscas medianas (grano medio 0,25 mm). La estratificación en cubeta es abundante y suele disponerse en secuencias verticales donde el tamaño de las cubetas disminuye hacia arriba, pasando de dunas a ondulitas. Las cubetas mayores miden unos 60 cm de ancho y 15 cm de profundidad. Estas secuencias pueden culminar con depósitos finos de albardón y planicie aluvial. En partes, las areniscas contienen abundantes fragmentos de fangolitas que se atribuyen a erosión lateral, sugiriendo que el río Simsboro era meandriforme.

La descripción de Kohls no permite distinguir entre el valle fluvial, o planicie de inundación, y el canal activo en equilibrio con las estructuras sedimentarias, en general. Pero sí describió un canal de 9

m de ancho y 1,8 m de profundidad, relleno por areniscas con buen desarrollo de la secuencia vertical de estructuras sedimentarias. Puesto que faltan los depósitos limolíticos superiores, se considera que las medidas dadas son mínimas y arbitrariamente se tomará 10 m para el ancho y 2 m para la profundidad. Esto da un radio hidráulico $R_h = 140$ cm.

Estimación de los parámetros hidráulicos

Empleando la figura 1 resulta $\tau_c = 1,8$ dina/cm², que es un valor mínimo puesto que el río Simsboro superó el estado de transporte incipiente. Para un lecho cubierto de dunas, B puede tomar valores entre 0,5 y 0,7 (figura 2). Aproximando $B = 0,6$ resulta $\tau_c = 23,5$ dina/cm² y $u_* = 4,8$ cm/seg. De la fórmula de distribución de velocidades se obtiene la velocidad media; se tomará $k = 0,3$ a fin de compensar por la presencia de dunas y el sedimento en suspensión que seguramente llevaba el río. Entonces:

$$\frac{V}{u_*} = 8,5 + 7,7 \log \frac{0,4 (140)}{0,3} = 12,95 \quad (1)$$

y $V = 62,2$ cm/seg.

Otra manera de estimar la velocidad media es a partir de la relación $V = C u_* \sqrt{g}$. Obtener un valor de la resistencia de las rocas no es factible, por lo que C / \sqrt{g} debe estimarse por comparación con ríos actuales. Nordin (1964) publicó valores del coeficiente de Chézy para el río Grande, en Nuevo México, Estados Unidos. Para re-

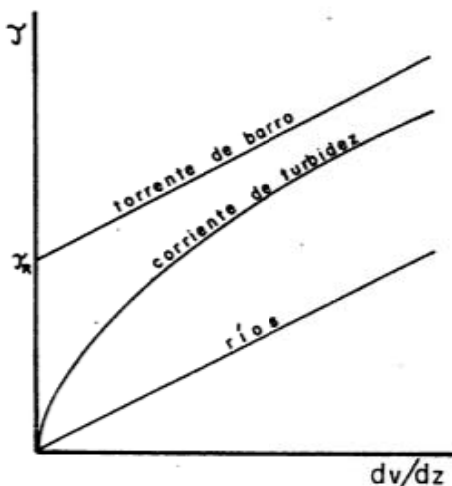


Fig. 3: Propiedades reológicas del agua, de las corrientes de turbidez, y de los torreses de barro. El umbral de resistencia debe ser superado antes de que ocurra movimiento en un torrente de barro.

gimen bajo con dunas, C/\sqrt{g} varía entre 8 y 13, con profundidades que raramente superan los 0,8 m. Debido a la mayor profundidad del río Simsboro, la resistencia relativa debió haber sido menor, en consecuencia se tomará $C/\sqrt{g} = 12$. Con este valor resulta $V = 57,6$ cm/seg. El promedio de ambas estimaciones da $V = 60$ cm/seg aproximadamente.

El gradiente del río Simsboro puede despejarse de $J = \gamma R_h i$ y da $i = 0,00017$. Finalmente, a partir de la ecuación de continuidad $Q = V R_h b$, donde b es el ancho del canal, puede calcularse el caudal $Q = 8,6$ m³/seg.

Discusión

Con la definición de su caudal y gradiente, el río Simsboro queda moderadamente bien definido. Se trataba de un río chico que -con un curso sinuoso- cruzaba una llanura próxima a la costa.

Los errores que afectan los cálculos de los parámetros paleohidráulicos pueden ser considerables y las fuentes de error son varias. En primer lugar está la imprecisión en las dimensiones del canal, que podría reducirse con mediciones de campo que tengan en cuenta la posterior utilización de los datos para paleohidráulica. El error relativo en B se reduce aproximadamente a la mitad al computar u_* , lo que favorece la estimación de V . Finalmente, el error en el coeficiente de Chézy puede ser importante. Lamentablemente no es aún hoy posible calcularlo a partir de mediciones de campo, y es necesario emplear valores de ríos actuales.

Torreses de barro

Un material plástico como el barro debe superar un umbral de resistencia interna J_R , antes de que se produzca movimiento (figura 3). Durante el transporte se diferencia una zona basal con fuerte cizallamiento y un núcleo rígido (figura 4). El espesor relativo de la zona de cizallamiento depende de J_R . Johnson (1970) dio la forma que toma esta relación para un torrente de barro subaéreo. Adaptándola al caso submarino queda:

$$\frac{y'}{H} = \frac{J_R}{(\gamma_f - \gamma_a) H \text{ sen } i} \left[\left(\frac{H}{b} \right)^2 + 1 \right] \quad (2)$$

donde y' = espesor del núcleo rígido, H = espesor total, y γ_f y γ_a son los pesos específicos del barro y del agua.

El tamaño máximo de los clastos que puede transportar un torrente de barro,

o sea su competencia, es:

$$d_{\max} = \frac{8,8 \mathcal{T}_A}{(\gamma_s - \gamma_f)}$$

Los torrentes de barro subaéreos tienen densidades de 2 a 2,5 g/cm³ y \mathcal{T}_A mayor que 2000 dina/cm². En ambiente submarino estos parámetros no han sido medidos pero no es de esperar que sean mucho menores.

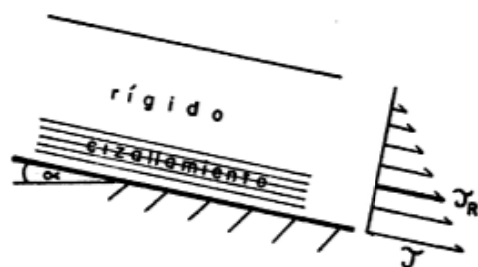


Fig. 4: Distribución del esfuerzo tangencial en un torrente de barro subaéreo. El cizallamiento comienza cuando es superado. En el caso subaéreo, ocurre otra zona de cizallamiento en la parte superior del flujo.

Observaciones

Una pequeña porción de los bancos de la Formación Punta Negra (Devónico medio), en la Precordillera de San Juan, son paraconglomerados (González Bonorino, 1975). Estos bancos muestran rodados que raramente superan los 10 cm de diámetro, dispersos en una matriz limosa. El espesor medio es de alrededor de 1 m; sus bases son netas pero sin evidencias de erosión. No muestran estructuras de tracción y los rodados no apoyan sobre la base de los bancos. Estas características sugieren que se trata de depósitos de torrentes de barro submarinos.

Estimación de los parámetros hidráulicos

Una manera de poner a prueba esta hipótesis es verificando si \mathcal{T}_A concuerda con d_{\max} suponiendo una densidad razonable para el barro. Para ello es necesario obtener una estimación de \mathcal{T}_A que no dependa de los paraconglomerados. Afortunadamente las turbiditas asociadas permiten tal estimación.

Muchos bancos de grauvaca en Punta Negra muestran en sus bases una delgada (menor de 1 cm) banda de grano notoriamente más fino que en la región central del mismo banco. Estas bandas han sido atribuidas a cizallamiento en los estadios finales de la depositación (González Bonorino y Middleton, 1976).

La ecuación 2 puede simplificarse si se tiene en cuenta que las turbiditas de Punta Negra muestran espesores que son muy inferiores a sus anchos, pero mucho mayores que los espesores de las bandas de cizallamiento. Así, pues, H/b tiende a cero e y'/H tiende a uno. Queda, entonces, $\mathcal{T}_A = H(\gamma_f - \gamma_a) \text{ sen } i$. Para pendientes suaves como las que se dan en un cono detrítico submarino vale $\mathcal{T}_A = H(\gamma_f - \gamma_a)i$.

El espesor medio de las turbiditas de Punta Negra es de 40 cm. Suponiendo un contenido de agua del 50 %, queda $H = 80$ cm. Una densidad de 1,8 g/cm³ es compatible con dicho contenido de agua. Para un gradiente de 1°, o 1:60 (Nelson y Kulm, 1973), resulta $\mathcal{T}_A = 1100$ dina/cm², aproximadamente. Empleando este valor como una aproximación al \mathcal{T}_A que tuvieron los paraconglomerados se puede calcular el tamaño máximo de clastos que pudieron haber transportado. Este cálculo da $d_{\max} = 12,5$ cm.

El valor estimado en forma independiente para la resistencia interna es compatible con el tamaño de los clastos en los paraconglomerados. La hipótesis de torrentes de barro submarinos puede mantenerse.

Corrientes de turbidez

La velocidad media de una corriente de turbidez puede estimarse de (Middleton, 1966):

$$V = \sqrt{8 g \frac{(\rho_f - \rho_a)}{\rho} H i \frac{1}{f_B + f_T}} \quad (3)$$

donde f_B y f_T son coeficientes de fricción de Darcy-Weisbach para la base y el techo de la corriente, respectivamente. Experimentalmente se ha observado que para valores del número de Froude de alrededor de 2 (que es el caso del presente ejemplo) ambos coeficientes tienden a ser iguales (Middleton, 1966).

Un grano de arena en suspensión tiende a caer con una velocidad w , que es función de su diámetro, forma, y de las características del medio de decantación (Simons et al., 1963; Graf, 1971). La figura 5 da w para agua limpia, calma, a 10° C; en presencia de arcilla u otras partículas en suspensión, w podrá ser inferior a la tabulada.

La turbulencia tiene una componente vertical w' que se opone a la decantación. Mediciones de laboratorio indican que -probabilísticamente- sólo un 5 % de los valores de w' superan el 8 % del valor de la velocidad media (Hinze, 1958; Blatt et al., 1972). Es posible, sin embargo, que sea esta

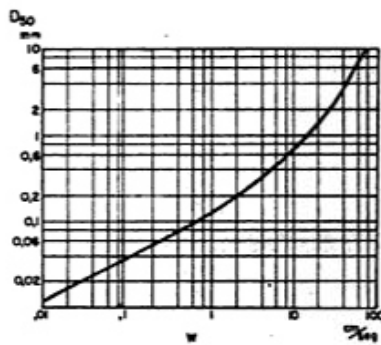


Fig. 5: Gráfico de conversión de diámetro a velocidad de decantación para esferas de cuarzo (agua a 10°C). Tomado de Blatt et al. (1972).

fracción minoritaria de remolinos de gran tamaño, mayor energía, y larga vida, la que más contribuye a la suspensión del sedimento.

Para una corriente de turbidez que desciende una pendiente, hay que tomar en cuenta la velocidad con que el piso se aleja de la partícula suspendida. Esta velocidad es $V \sin i$, que para pendientes suaves puede aproximarse por $V i$.

Estos factores pueden combinarse en una expresión para la máxima velocidad de decantación posible:

$$w_{\max} = \frac{w' + V i}{k_1} \quad (4)$$

donde k_1 es un factor de proporcionalidad entre las velocidades de decantación en la figura 5 y las reales.

Observaciones

La Formación Punta Negra es una secuencia turbidítica. Los bancos muestran gradación normal, sucesiones de Bouma en las estructuras internas, y marcas de fondo erosivas, lo que sugiere una depositación por corrientes de turbidez, posiblemente con densidades relativamente elevadas (González Bonorino, 1975; González Bonorino y Middleton, 1976). El espesor medio de los bancos es de 40 cm. Sus bases son planas, con estructuras erosivas de bajo relieve (turboglifos, por ejemplo).

Estimación de los parámetros hidráulicos

Tomando $\rho = 1,15 \text{ g/cm}^3$ para una corriente de densidad relativamente alta (Kuenen, 1950; Komar, 1970), el espesor de la corriente que se adecuaba al espesor promedio de los bancos y a la densidad propuesta es $H = 400 \text{ cm}$. El coeficiente de fricción

se estima en levemente mayor que para un fondo plano de régimen alto de flujo y, por lo tanto, de Nordin (1964), $f_B = 0,02$ y $f_B + f_T = 0,04$. El gradiente se tomará igual que en el ejemplo anterior, $i = 0,017$.

Reemplazando estos valores en la ecuación 3, resulta $V = 417 \text{ cm/seg}$. A esta velocidad promedio, una corriente de turbidez demorará 3,5 horas en recorrer 50 km, es decir, en cruzar la cuenca de Punta Negra.

Para calcular la competencia del flujo se fijará $k_1 = 0,85$, lo que implica una reducción del 15 % en w por efecto de la arcilla y otras partículas en suspensión. Para una corriente de alta densidad este es, sin duda, un valor mínimo de la reducción en w . La componente vertical de velocidad sale de $w' = 0,08 V = 33 \text{ cm/seg}$, aproximadamente. Finalmente, $V i = 7 \text{ cm/seg}$. Con estos valores, la ecuación 4 permite calcular la velocidad de decantación de la mayor partícula que la corriente puede transportar en suspensión, $w_{\max} = 47 \text{ cm/seg}$. Y de la figura 5 sale el diámetro de esta partícula, $d_{\max} = 5 \text{ mm}$, aproximadamente.

Discusión

El parámetro crucial para el cálculo de la velocidad media es la densidad, que debe ser estimada. Para las turbiditas de Punta Negra, la gama posible de densidades podría ser de 1,10 (6 % de sólidos por volumen) a 1,50 g/cm^3 (30 % de sólidos por volumen). Con valores menores de 1,10 g/cm^3 las secuencias de Bouma deberían estar mejor desarrolladas. Con valores mayores de 1,50 g/cm^3 se darían condiciones más propias de torrentes de barro. La gran dispersión geográfica y el delgado espesor medio de las turbiditas sugiere un buen desarrollo de la turbulencia, por eso se toma $\rho = 1,15 \text{ g/cm}^3$. A su vez, el bajo espesor estimado para las corrientes concuerda con la ausencia de profundos canales en Punta Negra.

En tres ocasiones ha podido medirse en forma directa la velocidad de una corriente de turbidez, gracias a la ruptura de cables de comunicación submarinos. Heezen y Ewing (1952) estimaron $v = 7 \text{ m/seg}$ para la corriente generada por el deslizamiento de 1929 en Terranova, Canadá. Para un evento similar en Sicilia, Ryan y Heezen (1965) calcularon $V = 6 \text{ m/seg}$. Finalmente, Krause y ot. (1970) calcularon $V = 11 \text{ m/seg}$ para una corriente de turbidez frente a Nueva Guinea. En comparación, las corrientes de Punta Negra fueron poco espectaculares.

El tamaño de grano máximo en las grauvacas de Punta Negra raramente supera

un milímetro, valor que está muy por debajo de la competencia calculada. Esto sugiere una deficiencia en arena gruesa. El detrito de Punta Negra provino de rocas metamórficas de bajo grado, posiblemente filitas y esquistos (González Bonorino, 1975); estas litologías difícilmente proveerán arena gruesa.

El cálculo de la competencia de una corriente de turbidez ha recibido poca atención. Hiscott y Middleton (1979) calcularon la velocidad media necesaria para suspender partículas de cuarzo de 3 mm de diámetro, con un enfoque algo distinto del que aquí se adoptó. Komar (1970) empleó para una corriente de turbidez la misma definición de competencia que para un río, y sus cálculos se basan en una fórmula de Shields modificada. El razonamiento de Komar parece haber sido que las corrientes de turbidez tienen asociadas una carga tractiva (bed load, Komar, 1970, p. 1561) y que de esta manera, rodados de varios centímetros de diámetro son transportados largas distancias y acumulados como conglomerados.

Algunos argumentos condicionan la aplicabilidad de este modo de transporte: a) la velocidad de desplazamiento de la carga tractiva es muy inferior a la de la carga en suspensión, por lo cual queda rezagada; b) el pasaje de una corriente de turbidez por un punto duro sólo algunos minutos, tiempo que alcanzará para transportar rodados solamente algunas decenas de metros; c) en consecuencia, el transporte de clastos grandes por distancias largas (decenas de kilómetros) requerirá el efecto acumulativo de un gran número de corrientes de turbidez y d) se requieren condiciones topográficas muy particulares para que luego de un transporte tan intermitente, los rodados se acumulen formando conglomerados que, en muchos casos, muestran pasajes laterales a turbiditas arenosas, lo que sugiere una

deposición conjunta.

Uno de los ejemplos de Komar es un conglomerado recuperado del valle oceánico Cascadia, frente a la costa noroeste de Estados Unidos (Griggs, et al., 1970). El conglomerado tiene clastos de hasta 3 cm de diámetro y se halla a unos 300 km de la costa; otro similar se encontró a unos 700 km de la costa. Si se recalculan los datos de Komar de acuerdo con la fórmula de competencia dada más arriba, se comprobará que los clastos de dichos conglomerados podrían haber sido transportados en suspensión, y que no es necesario invocar un transporte tractivo que parece inoperante sobre distancias tan grandes.

Conclusiones

La paleohidráulica es útil para la reconstrucción de sistemas deposicionales antiguos a pesar de sus evidentes limitaciones, tanto teóricas como empíricas. En parte, estas limitaciones podrán superarse con observaciones de campo minuciosas y más cuantitativas. Los ejemplos dados se basan en observaciones más o menos rutinarias en Sedimentología. En otras palabras, no fueron seleccionados trabajosamente para lograr un buen efecto. Esto corrobora la aplicación general del enfoque hidrodinámico y muestra que con poco trabajo de campo más, el cálculo de los parámetros podrían mejorar considerablemente.

Agradecimientos

El Ing. Dante Dalmati, profesor de Hidráulica en la Universidad Nacional de Buenos Aires, revisó críticamente este manuscrito. El autor le agradece sus comentarios. La crítica de un revisor de la Revista ayudó a enfocar la atención sobre los temas fundamentales.

Lista de trabajos citados en el texto

- BLATT, H., G., V. MIDDLETON y R. MURRAY, 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall Inc., 634 p., Nueva Jersey.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX: 223-246, Buenos Aires.
- _____ y G. V. MIDDLETON, 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Jour. Sedimentary Petrology*, 46: 56-69.
- GRAF, W. H., 1971. Hydraulics of sediment transport. McGraw-Hill Book Co., 513 p., Nueva York.
- GRIGGS, G. B., L. D. KULM, A. C. WATERS y G. A. FOWLER, 1970. Deep-sea gravels from Cascadia Channel. *Jour. geology*, 78: 611-619.
- HARMS, J. C., 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. America Bull.*, 80: 363-396.

- HEEZEN, B. C. y M. EWING, 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Amer. Jour. Science*, 250: 849-873.
- HINZE, J. O., 1958. Turbulence. McGraw-Hill Book Co., Nueva York.
- HISCOTT, R. N. y G. V. MIDDLETON, 1979. Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Québec, Canada. En *Geology of continental SLOPES*, L. J. Doyle y O. H. Pilkey (eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ. 27: 307-326.
- JOHNSON, A., 1970. Physical processes in Geology. Freeman, Cooper y Co., 577 p., San Francisco.
- KOHL, A., 1967. Petrology of the Simsboro Formation of northeast central Texas. *Jour. Sedimentary Petrology*, 37: 184-204.
- KOMAR, P. D., 1970. The competence of turbidity current flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1555-1562.

- KRAUSE, D. C., W. C. WHITE, D. J. W. PIPER y B. C. HEEZEN, 1970. Turbidity currents and cable breaks in the Western New Britain Trench. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 2153-2160.
- KUENEN, P. H., 1950. Turbidity currents of high density. XVIII^o Congr. Geol. Intern., Londres, Parte 8: 44-52.
- MIDDLETON, G. V., 1966. Experiments on density and turbidity currents. II Uniform flow of density currents. *Canadian Jour. Earth Sciences*, 3: 627-637.
- NELSON, C. H. y L. U. KULM, 1973. Submarine fans and deep-sea channels. En *Turbidites and deep water sedimentation*, G. V. Middleton y A. H. Bouma (eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course*, 39-78, Anaheim.
- NORDIN, C. F., 1964. Aspects of flow resistance and sediment transport - Río Grande near Bernalillo, New Mexico. *U. S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1498-H: 41 p.
- RYAN, W. B. y B. C. HEEZEN, 1965. Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 915-932.
- SIMONS, D. B., E. V. RICHARDSON y W. L. HAUSCHILD, 1963. Some effects of fine sediment on flow phenomena. *U. S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1498-G: 46 p.

Recibido: 12 de noviembre, 1984
Aceptado: 23 de diciembre, 1985

GUSTAVO GONZALEZ BONORINO
Investigador del CONICET
Secretaría de Estado de Minería
Av. Santa Fe 1548 - piso 13 - Buenos Aires

ESTUDIO ROENTGENOGRAFICO DE FLUORITAS

GUIDA ALIOTTA

Resumen

Fueron determinados mediante rayos X la perfección cristalina y la celda unidad de 54 muestras puras de fluoritas naturales de 28 yacimientos de Río Negro y Chubut, así como las variaciones reticulares producidas por tratamiento térmico.

Las fluoritas naturales mostraron amplio rango en a_0 e intensidad de difracción. Estos parámetros están relacionados entre sí y con el color y el hábito del mineral. Se delimitaron dos grupos de fluoritas: uno con a_0 mayor que 5,46300 Å y uno menor.

El calentamiento modificó a_0 , positiva o negativamente según que la muestra perteneciera al grupo original de celda chica o grande. La intensidad de difracción se incrementó en casi todos los casos.

En el grupo de celda grande la relación entre a_0 , perfección cristalina, color y hábito se debería al aumento progresivo en concentración de centros tetragonales hacia las celdas mayores, con menor velocidad de enfriamiento de las soluciones y mayor entrada de TR^{3+} en la estructura. Al destruirse los centros tetragonales por calentamiento disminuye a_0 y aumenta la perfección cristalina.

El grupo de celda chica se considera formado bajo condiciones de mayor presión, que produciría también mayor perfección cristalina.

Abstract

a_0 and crystalline perfection of 54 natural fluorspars from Río Negro and Chubut (Argentina) have been measured, associated with reticular variations produced by thermal treatment.

Natural fluorspars showed wide range in a_0 and diffraction intensities. These parameters are related between them and with the color and the habit of the mineral. Two groups have been made: one with a_0 higher than 5,4630 Å and another one with lower values.

In the big cell group the relation among a_0 , crystalline perfection, color and habit is probably due to progressive increase in the concentration of tetragonal centers, with lower cooling velocity of the solutions and greater entering of RE^{3+} in the structure. Being destroyed the tetragonal centers by heating, a_0 decreases and crystalline perfection increases.

The small cell group is formed under conditions of greater pressure, which would produce greater crystalline perfection.

INTRODUCCION

Este trabajo forma parte de una investigación más amplia, que fue presentada como tesis doctoral (Aliotta, 1983), para la cual se estudiaron 28 yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut, desde los puntos de vista genético (Aliotta, 1986), geoquímico y roentgenográfico.

La parte de dicha investigación que se presenta aquí comprende el estudio roentgenográfico de muestras de fluorita de los

distintos yacimientos y generaciones y que presentan diferencias en sus asociaciones mineralógicas y características físicas.

Se determinaron mediante difracción de rayos X el parámetro a_0 de la celda unidad y el grado de perfección cristalina de muestras de fluorita al estado natural, así como también las variaciones experimentadas por dichas características al ser sometidas las muestras a tratamiento térmico.

Se buscó además correlacionar los valo-

Muestra N°	Yacimiento	\bar{x}	\bar{a}	\bar{S}	I 620	\bar{x}	\bar{a}	\bar{S}	Color	Hábito	I 620	\bar{x}	\bar{a}	\bar{S}	Color	Hábito
1	La Palita	5,46215	0,00058		2,9	0,2			Incolora	G. media y C	2,9	0,1			Verde	G. gruesa a media
6	"	5,46249	0,00007		3,1	0,2			Violeta	C	3,5	0,5			Parda	G. media a fina
15b	Dos Amigos	5,46226	0,00026		3,3	0,4			Incolora	G. media	2,8	0,3			Verde	Columnar
17	"	5,46222	0,00044		2,8	0,1			Violeta	G. fino a medio	2,8	0,2			Ambar	G. gruesa a columnar
21a	Perfida II	5,46236	0,00014		3,0	0,2			Verde	G. gruesa	2,7	0,2			Ambar	G. media a gruesa
21b	"	5,46262	0,00029		2,8	0,2			Violeta	G. media	3,3	0,2			Verde	G. gruesa a columnar
25	"	5,46257	0,00016		2,7	0,0			Púrpura	G. gruesa	2,5	0,1			Ambar	G. fina
27	La Alegria	5,46204	0,00010		3,4	0,2			Verde	G. gruesa	2,9	0,3			Parda	G. fina
30	Doña Felisa	5,46218	0,00024		2,6	0,2			Púrpura	G. fina	2,1	0,3			Ambar	Columnar
35b	Anahí	5,46245	0,00012		3,6	0,1			Violeta	G. gruesa	3,2	0,2			Violeta	Columnar
37	"	5,46234	0,00027		2,7	0,2			Bianca	G. gruesa	1,9	0,2			Bandeada	Fibrosa
38*	Navidad 65	5,46237	0,00026		3,7	0,3			Bandeada	Fibrosa	1,9	0,2			Bandeada	Fibrosa
43	"	5,4611	0,00012		3,1	0,1			Amarilla	G. gruesa	2,5	0,4			Amarilla	Fibrosa
48	Bocadifiro	5,46330	0,00026		3,0	0,2			Verde	C. grandes	2,0	0,1			Verde	Fibrosa
49	"	5,46243	0,00012		2,6	0,1			Verde	Columnar y 0	2,5	0,4			Amarilla	Fibrosa
50a	"	5,46321	0,00012		2,2	0,2			Verde	G. gruesa y 0	2,5	0,4			Amarilla	Fibrosa
52	"	5,46412	0,00014		2,5	0,1			Ambar	G. gruesa	2,0	0,1			Verde	Fibrosa
57	Argentina II	5,46235	0,00000		3,5	0,6			Incolora	Columnar y 0	3,0	0,3			Violeta	Columnar
58b	"	5,46348	0,00014		2,1	0,1			Verde	Columnar y 0	2,8	0,2			Incolora	Columnar
58c	"	5,46332	0,00012		2,3	0,1			Púrpura	0. grandes	2,7	0,2			Verde	G. media a gruesa
66	Las Melillizas	5,46308	0,00000		4,4	0,3			Violeta	G. muy fina	2,9	0,2			Verde	G. media a gruesa
69*	Pto. S. Antonio	5,46269	0,00000		2,4	0,1			Bandeada	Fibrosa	2,7	0,4			Verde	G. media a gruesa
71	"	5,46296	0,00016		2,3	0,3			Violeta	G. muy fina	2,8	0,2			Verde	G. media a gruesa
73	"	5,46411	0,00010		1,7	0,2			Caramelo	Columnar	0,6	0,1			Verde	G. media a gruesa
84	O. María Isabel	5,46286	0,00036		2,3	0,1			Verde	Columnar	2,9	0,2			Verde	G. media a gruesa
104a	María Isabel	5,46270	0,00022		1,9	0,1			Amarilla	Columnar	2,8	0,2			Verde	G. media a gruesa
104b	"	5,46242	0,00027		2,3	0,1			Púrpura	Columnar	2,7	0,2			Verde	G. media a gruesa
105	"	5,46339	0,00012		2,5	0,2			Púrpura	G. media	2,7	0,2			Verde	G. media a gruesa
106	"	5,46356	0,00041		2,7	0,3			Verde	Columnar a G. gruesa	2,9	0,2			Verde	G. media a gruesa
116	"	5,46306	0,00007		3,8	0,4			Violeta claro	G. muy fina	2,8	0,2			Verde	G. media a gruesa
117a	"	5,46224	0,00020		2,4	0,1			Amarilla	Fibrosa	2,7	0,4			Verde	G. media a gruesa
117c*	"	5,46288	0,00014		2,3	0,0			Bandeada	Columnar	2,8	0,2			Verde	G. media a gruesa
117d*	"	5,46261	0,00021		1,8	0,1			Bandeada	Columnar	0,6	0,1			Verde	G. media a gruesa
120	Facundo	5,46344	0,00000		3,1	0,1			Violeta	G. media	2,9	0,2			Verde	G. media a gruesa

I 620: Intensidad del pico de difracción correspondiente al plano 620.

* : estas muestras no se consideraron al estudiar distribución por color por ser bandeadas.

G : granular

P: porcelana

C: cubos

O: octaedros

Cuadro I: Parámetros reticulares de muestras de fluorita al estado natural.

res obtenidos con otras características físicas, tales como color y hábito de la fluorita. El tema de la correlación con parámetros geoquímicos se desarrollará en un trabajo posterior.

Investigaciones anteriores

La literatura referida al tema de estudios roentgenográficos de fluorita es escasa y en muy pocos casos se ha intentado relacionar características puestas en evidencia por estudios de rayos X con otras variables ya sea físicas, químicas o geológicas.

Allen (1952) midió a_0 de 17 muestras de fluorita naturales y una muestra sintética óptica. Halló para ésta última un valor de $a_0 = 5,46295 \pm 0,00010 \text{ \AA}$ a 28° C . No encontró diferencias entre los valores obtenidos para a_0 de las distintas fluoritas, sino que los mismos estaban comprendidos dentro de los rangos de variación de cada medida.

Berman (1957) además de a_0 midió altura y ancho de picos correspondientes a las líneas 422 y 531 de muestras de fluorita púrpura naturales y calentadas durante una hora a 600° C , para determinar el grado de imperfección cristalina producida por irradiación natural y su remoción por calentamiento. Halló para a_0 de muestras al estado natural un valor medio de $5,4633 \pm 0,00003 \text{ \AA}$ a 25° C .

Otros autores realizaron estudios de rayos X con el fin de determinar la estructura de soluciones sólidas CaF_2 - Tierras Raras F_3 . En cuanto a la compensación de carga necesaria para la formación de soluciones sólidas de fluorita conteniendo iones de tierras raras trivalentes, Goldschmidt (1962) propuso que la misma podría cumplirse por la entrada en la estructura de iones F^- compensadores adicionales. Estos "centros" de compensación podría tener simetría cúbica (con el ión trivalente sustituyendo a Ca^{2+} sin compensación local de carga) o tetragonal (iones trivalentes con un F^- compensador en su proximidad inmediata) (Sierro, 1963, 1965). Además, con respecto a estos centros, Sierro (1963) halló que en fluorita sintetizada a partir de fusión, el enfriamiento brusco de 1.100° C a la temperatura ambiente hizo desaparecer el espectro tetragonal y aumentar el cúbico; un enfriamiento lento (10° C/hora) hizo por el contrario desaparecer el espectro cúbico y aumentar el tetragonal.

Tyutin y Maksakov (1969) experimentaron utilizando el método de resonancia electromagnética sobre el comportamiento de los centros cúbicos y tetragonales con distintas concentraciones de tierras raras. Observaron que a bajas concentraciones de las mismas no se formaban centros cúbicos; al mismo

tiempo hubo un aumento inicial y luego una disminución en el número de centros tetragonales, con un máximo en la región de concentración de 0,15 moles %. Encontraron también que el volumen de los cristales aumentaba con aumento en la concentración de centros tetragonales y concluyeron que el cambio de volumen se debe principalmente a la influencia de los mismos.

Aleksandrov y Garashina (1970) encontraron que el reemplazo de Ca^{2+} (radio iónico 0,99 \AA) por lantánidos de menor radio, desde Gd^{3+} (0,97 \AA) a Lu^{3+} (0,85 \AA) es acompañado por aumento significativo en el tamaño del retículo, como el que produciría la entrada de F^- adicional, de acuerdo con lo propuesto por Goldschmidt (1926). Las dificultades especiales que se producen pueden resolverse, según los autores citados, solo en estructuras relativamente abiertas, que contengan grandes cationes como Ba^{+2} .

Vasil'kova y Kukushkina (1973) postularon varias formas posibles de compensación de carga por entrada de tierras raras trivalentes en fluorita, cada una imprimiendo características distintivas al mineral.

Una forma sería la propuesta por Goldschmidt:



En este caso a_0 aumentaría linealmente con la concentración de tierras raras por la entrada del ion F^- adicional (radio iónico 1,33 \AA) siendo dominantes las caras 100. Los cristales no irradiados serían incoloros porque las tierras raras no estarían reducidas. La posibilidad de reducción depende del tipo de compensación, siendo los centros cúbicos los primeros en reducirse. Además, en cristales naturales la posibilidad de reducción está relacionada con la presencia de uranio, el cual muestra una correlación negativa con las tierras raras en fluorita. Este mineral, 3-5 % de tierras raras prácticamente no tendría U ni TR^{+2} ; sería por lo tanto incoloro a amarillo verdoso claro. La fluorita con bajo contenido en tierras raras sería verde, con el tono reflejando la composición: verde amarillento, aguamarina o verde azulado indicaría predominio del grupo del Y (Er^{+2} , Ho^{+2} y Tm^{+2}); tonalidades verdes brillantes y pardas indicarían Dy^{+2} y Sm^{+2} .

Otra forma de compensación sería:



En este caso el parámetro a_0 sería igual al de la fluorita sin iones intrusos pero podría ser menor si el contenido en tierras raras fuera alto. Se formarían cristales octaédricos pardo rosados, sin tierras raras reducidas.

Muestra N°	Yacimiento	a_{620}		I_{620}		Δa_{620}	ΔI_{620}	$\Delta a_{\%}$	$\Delta I_{\%}$
		\bar{x}	s	\bar{x}	s				
1	La Palita	5,46295	0,00000	3,6	0,1	0,00080	0,7	0,015	19
6	" "	5,46361	0,00012	2,4	0,1	0,00112	-0,7	0,020	-29
17	Dos Amigos	5,46333	0,00007	3,5	0,2	0,00111	0,7	0,020	20
21a	Perdida II	5,46355	0,00019	3,5	0,1	0,00119	0,5	0,022	14
21b	" "	5,46254	0,00012	3,5	0,3	-0,00008*	0,7	-0,001*	20
25	" "	5,46322	0,00021	4,0	0,3	0,00065	1,3	0,012	33
27	La Alegría	5,46273	0,00017	3,7	0,2	0,00069	0,3*	0,013	8*
30	Doña Felisa	5,46300	0,00015	4,5	0,3	0,00082	1,9	0,015	42
35b	Anahi	5,46301	0,00019	6,2	0,2	0,00056	2,6	0,010	42
43	Navidad 65	5,46348	0,00006	3,5	0,1	0,00152	0,4	0,028	11
48	Boccardiro	5,46270	0,00004	3,6	0,3	-0,00050	0,6	-0,009	17
49	"	5,46296	0,00017	3,7	0,2	0,00053	1,1	0,010	30
50a	"	5,46290	0,00005	2,7	0,3	-0,00031	0,5	-0,006	22
52	"	5,46262	0,00008	5,3	0,1	-0,00150	2,8	-0,027	53
58b	Argentina II	5,46279	0,00016	4,1	0,4	-0,00069	2,0	-0,013	49
58c	" "	5,46299	0,00008	3,2	0,3	-0,00033	0,9	-0,006	28
66	Las Mellizas	5,46295	0,00000	4,9	0,1	-0,00013*	0,5	-0,002*	10
71	Pto.S.Antonio	5,46278	0,00012	2,2	0,3	-0,00018*	-0,1	-0,003*	-5*
73	" "	5,46314	0,00018	2,4	0,1	-0,00097	0,7	-0,018	29
84	O.María Isabel	5,46310	0,00003	3,3	0,2	0,00024*	1,0	0,004*	30
104a	María Isabel	5,46305	0,00007	2,4	0,4	0,00035	0,5	0,006	21
105	" "	5,46311	0,00009	2,5	0,2	-0,00028	0,0	-0,005	0
106	" "	5,46258	0,00007	2,8	0,1	-0,00098	0,1*	-0,018	4*
116	" "	5,46270	0,00014	2,8	0,3	-0,00036	-1,0	-0,007	-36
117a.	" "	5,46396	0,00003	3,0	0,1	0,00172	0,6	0,031	20
123	Facundo	5,46311	0,00000	3,2	0,1	-0,00072	0,3	-0,013	9
130a	"	5,46261	0,00002	2,7	0,2	-0,00122	-0,5	-0,022	-19
135	El Moro	5,46255	0,00010	4,3	0,4	-0,00034	0,8	-0,006	19
156a	" "	5,46318	0,00007	2,9	0,2	0,00086	0,1*	0,016	3*
171	" "	5,46290	0,00009	2,8	0,2	0,00042	-0,5	0,008	-18
180	" "	5,46332	0,00012	4,5	0,1	0,00088	1,6	0,016	36
190	" "	5,46262	0,00019	4,2	0,5	0,00079	0,3*	0,014	7*
210	" "	5,46295	0,00007	2,9	0,2	-0,00117	0,8	-0,021	28
200b	Cpo de Posse	5,46279	0,00010	4,0	0,2	-0,00044	0,8	-0,008	20
228a	La Bonita	5,46442	0,00008	2,1	0,2	0,00068	0,3*	0,012	14*
239a	" "	5,46366	0,00007	2,6	0,1	-0,00017*	0,1*	-0,003*	4*
242c	" "	5,46302	0,00014	4,4	0,3	0,00034	1,4	0,006	46
251	Guillermiteo	5,46267	0,00017	4,0	0,4	0,00035	1,2	0,006	30
\bar{x}		5,46304	0,00010	3,5	0,2				
s		0,00041	0,00006	0,9	0,1				

Cuadro II: Parámetros reticulares de muestras de fluorita tratadas térmicamente (500°C).

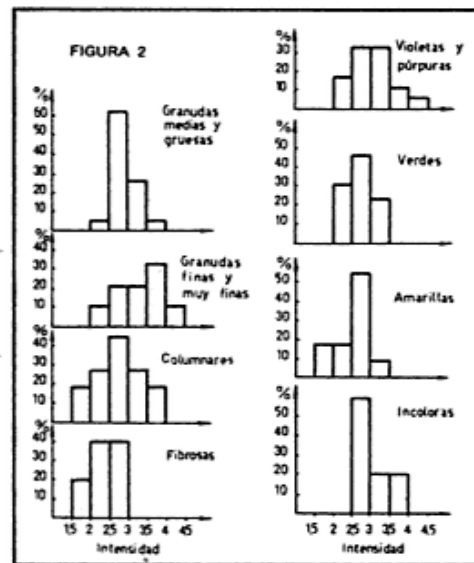
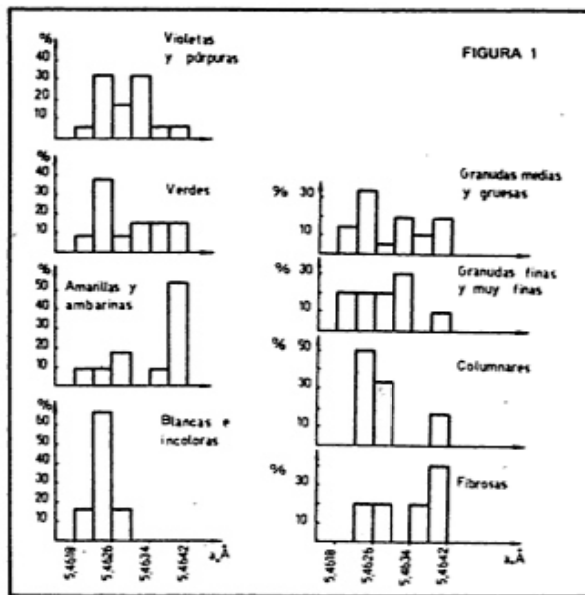


Fig. 1: Histogramas de frecuencia de a_0 de fluoritas agrupadas según color y hábito. Fig. 2: Histogramas de frecuencia de intensidad de fluoritas agrupadas según color y hábito.

El último tipo sería el isomorfismo mixto, con a_0 mayor que en la muestra estándar, pero menor que en el primer caso de compensación. Se formarían cristales octaédricos o cuboctaédricos verde claros. Conociendo contenidos de Na y a_0 podría determinarse temperatura de formación en ambientes saturados de F y Na.

Finalmente hallaron una muestra de fluorita violeta oscura, casi negra, sin impurezas ni materia orgánica, que mostró un déficit de Ca y exceso de F y a_0 mayor con respecto a las muestras incoloras puras. Según Vasil'kova y Kukushkina una alta densidad de centros de color (centros F = vacancias aniónicas ocupadas por un electrón) debería hacer disminuir a_0 . Por otra parte la formación de átomos de F ($F^- F + e^-$) además de centros de color en fluoritas naturales haría aumentar a_0 y en algunos casos distorsionaría la estructura y produciría anisotropía.

En lo que se refiere a la posible influencia del tratamiento térmico sobre los parámetros reticulares las referencias son asimismo exiguas.

Berman (1957) realizó el estudio de rayos X de cinco muestras de fluorita púrpura naturales y calentadas durante una hora a 600° C. Si bien no encontró variación estimable en los valores de a_0 , el tratamiento térmico producía un aumento en la perfección estructural, evidenciado por incremento de la altura y disminución del ancho de las líneas de difracción.

Mc Dougall (1970) también hizo referencia a la eliminación de imperfecciones estructurales en fluorita por calentamiento.

Amossé (1976) determinó la presión de formación de wolframita midiendo la variación expansiva reticular entre la muestra natural y la misma calentada para remover tensiones.

Métodos de trabajo

Para la caracterización de las fluoritas mediante rayos X se estudiaron 54 concentrados puros del mineral, con el propósito de que se encontraran representados todos los yacimientos incluidos en la investigación y cubiertas la mayor cantidad posible de variaciones observadas en el estudio geológico, como son color, hábito, distintas generaciones de fluorita y ubicación espacial. A los efectos comparativos se estudió asimismo una muestra de CaF_2 sintético de calidad analítica.

Se determinaron en todos los casos a_0 e intensidad de difracción.

Una descripción más detallada de la metodología empleada puede consultarse en Aliota (1983). Sólo se expondrán aquí brevemente los datos esenciales.

Se utilizó un equipo Philips modelo PW/1050/25, con radiación de Cu, filtro de Ni, 40 KW, 20 mA, ranuras 1°-0,2 mm-1°, factor de escala 1×10^2 , velocidad de carta 1.200 mm/h y constante de tiempo de 4 segundos. Se usó disco de Si como patrón externo.

Se determinó el grado óptimo de molienda y se trabajó con muestras de granulometría menor de 0,044 mm. montadas con acetona sobre portamuestras de vidrio.

Se comprobó que las difracciones mejor definidas y cuyas medidas arrojaban menor desviación respecto a la media correspondían al plano 620.

Además se midieron en cada diagrama la altura de los picos sobre el "piso" y el ancho en la base y se obtuvo la relación h/b o "intensidad". Este procedimiento para determinar intensidad es conceptualmente equivalente al propuesto por Kaelbe (1967) pero permite visualizar más claramente las variaciones en la forma del pico.

En lo que respecta a la significación de esta medida de intensidad, se la considera de acuerdo con Berman (1957) y Azaroff y Buerger (1958) como cualitativamente indicativa del grado de ordenamiento o perfección cristalina en el plano 620 y es por lo tanto característica para cada muestra.

Cada determinación se repitió un mínimo de 4 veces y de los valores se hallaron media y desviación estándar.

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 1.

De las muestras anteriormente estudiadas se seleccionaron 38 procurando cubrir diferencias en color, hábito y a_0 de muestra natural.

Una porción del polvo menor que 0,044 mm obtenido previamente fue calentado en mufla a 500° C durante 5 minutos y enfriado luego a temperatura ambiente; el enfriamiento se produjo al cabo de una hora.

Con estas muestras se procedió como fue descrito anteriormente y se midieron nuevamente a_0 e intensidad. Se determinaron también Δa_0 ($\Delta a_0 = a_0 \text{ 500}^\circ \text{ C} - a_0 \text{ natural}$) y $\Delta \text{intensidad}$ ($\Delta I = I \text{ 500}^\circ \text{ C} - I \text{ natural}$).

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 2.

RESULTADOS DE LAS MEDICIONES

Fluoritas naturales

Parámetro a_0 de celda natural

La media de todas las muestras es 5,46292 Å (muy semejante al valor para F_2Ca sintético) con una variación de 0,00229 Å entre el máximo y el mínimo.

Se estudió la distribución de frecuencias agrupando a las muestras por su coloración. Como puede verse en la figura 1, salvo

para las incoloras y blancas las distribuciones son bimodales. Las muestras pardas para las cuales se han realizado mediciones son únicamente dos y presentan valores bajos.

Como puede verse, puede dividirse a las fluoritas de acuerdo al tamaño de a_0 en dos grupos netamente diferenciados: uno de a_0 pequeño, menor que 5,46300 Å y uno de a_0 grande, mayor que 5,46300 Å. Al primer grupo pertenecen fluoritas pardas, incoloras, blancas, amarillas, verdes y púrpuras o violeta claro.

También en la figura 1 se muestran los histogramas de frecuencia de a_0 de las fluoritas de los grupos principales de hábito.

Como puede observarse las distribuciones son bimodales o multimodales y nuevamente cada tipo se presenta en dos grupos: uno de celda mayor y uno de celda menor a 5,46300 Å.

Intensidad

La media de todas las muestras es 2,8, con una desviación estándar promedio de 0,2 y un rango de 2,7 entre los valores extremos.

Cuando se consideran las distribuciones de frecuencia de las muestras agrupadas por colores (figura 2) se observa que las mismas son unimodales, con modas coincidentes, variando sustancialmente el rango y la simetría de los histogramas.

En general, las fluoritas amarillas y ambarinas serían las de menor perfección cristalina y las muestras blancas e incoloras y las violetas y púrpuras serían las más ordenadas.

En la figura 2 también se presenta la distribución de frecuencia de intensidad de las muestras agrupadas según hábito. Como puede verse las intensidades menores se dan para las fluoritas fibrosas y las mayores para las de grano fino a muy fino.

Relación entre a_0 e intensidad

En la figura 3 se ha graficado la relación entre a_0 e intensidad. El mejor ajuste se obtiene para una correlación lineal, con un coeficiente de correlación $r = -0,40$. Por otra parte, si se consideran independientemente las fluoritas de los dos grupos de tamaños de celda se obtienen en ambos casos coeficientes de correlación $r = -0,61$, bastante altos si se considera la imprecisión de las medidas de intensidad. Esto indica una tendencia en el sentido de que, en ambos grupos, las celdas mayores se relacionan con picos de menor intensidad, es decir con menor perfección cristalina, y a la inversa.

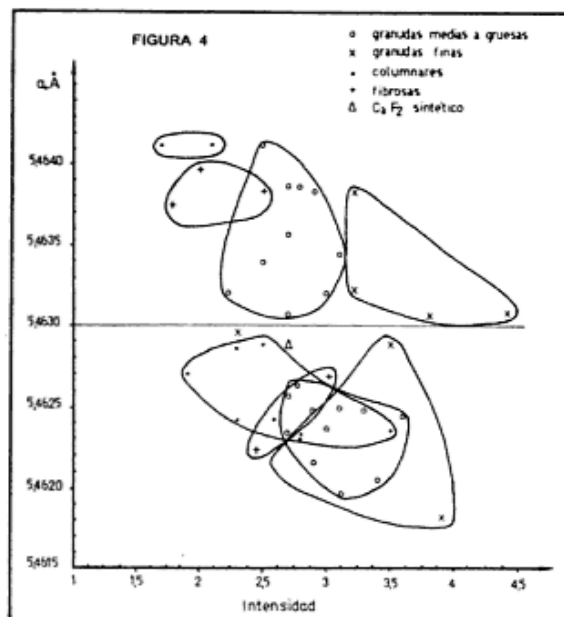
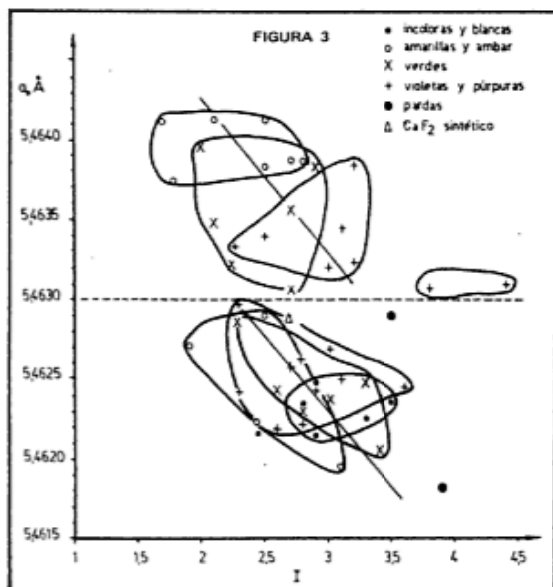


Fig. 3: Relación entre a_0 e intensidad de las muestras agrupadas por color. Fig. 4: Relación entre a_0 e intensidad de las muestras agrupadas según hábito.

En la misma figura las muestras se han agrupado por color. Como puede verse, en aquellas fluoritas de a_0 mayor que 5,46300 Å existe una neta diferenciación. Si bien con alguna superposición, la tendencia es la siguiente: las muestras de a_0 mayor y menor intensidad son ambarinas o caramelo, las verdes ocupan posiciones intermedias y las violetas son las de a_0 menores y mayor ordenamiento cristalino.

En las fluoritas de a_0 menor que 5,463000 Å los campos de las muestras de los distintos colores se encuentran prácticamente superpuestos. La excepción la constituyen las muestras pardas, que ocupan posiciones muy alejadas respecto a las demás.

En la figura 4 se muestra la misma relación pero agrupando a las muestras según hábito. Como sucedía anteriormente, la tendencia más clara aparece en las muestras de celda grande. Las celdas mayores y más desordenadas corresponden a fluoritas columnares; siguen las fibrosas, luego las granudas medias a gruesas y finalmente las celdas menores y más "perfectas" se dan en las muestras granudas finas a muy finas.

Fluorita tratada térmicamente

Esta parte del estudio se realizó debido a que la bimodalidad de las muestras de cada color en lo que respecta a tamaño de a_0 hizo pensar que podrían existir dos causas diferentes que producían coloración semejante, asociadas con la estructura reticular.

Además, el grupo de muestras de celda grande muestra una marcada variación de color a medida que aumenta a_0 y disminuye la intensidad de la difracción 620. En vista de que parece existir una relación entre a_0 , intensidad y color y dado que este último experimenta en la mayoría de los casos cambios por calentamiento (Aliotta, 1983), se consideró probable que el tratamiento térmico afectara de alguna manera al retículo cristalino y se buscó la comprobación a este hecho.

Por otra parte, como ya se citó, existen en la literatura algunas referencias que tratan la influencia del calentamiento sobre el retículo cristalino.

Parámetro a_0 de celda unidad

La media de todas las medidas es 5,46304 Å, con una variación de 0,00188 Å entre los valores máximo y mínimo.

En la figura 5 se da el histograma de distribución de frecuencia de las muestras agrupadas por color original. Las muestras de a_0 menor son las pardas y las de a_0 mayor las amarillas y ambarinas. Ha desaparecido la bimodalidad.

En la misma figura se representa la distribución de frecuencia de tamaños de celda de las muestras agrupadas según su hábito. Como puede observarse existe una cierta diferenciación: las celdas menores corresponden a fluoritas granudas finas a muy finas, siguen las de grano medio a grueso y las columnares y las fibrosas son las de celdas mayores.

En lo que respecta a Δa_0 , es obvio que su valor positivo implica un aumento de a_0 por calentamiento, mientras que un valor negativo implica una disminución.

Como puede verse en el cuadro 2, de aquellas muestras con Δa_0 significativos - (mayores que la desviación estándar máxima determinada para la muestra) el valor mínimo de a_0 de fluorita natural al que corresponde Δa_0 negativo es 5,46289 Å mientras que el valor máximo que registra Δa_0 positivo es 5,46270 Å. Si se promedian estos dos valores se obtiene 5,46280 Å, muy próximo al valor de a_0 para CaF_2 sintético. El valor citado puede considerarse como aquél tamaño de celda natural que no experimenta cambios por calentamiento (es decir con una estructura y posiblemente composición más próxima a la ideal).

Entre a_0 de la muestra natural y Δa_0 existe una relación lineal excelente, con un coeficiente de correlación $r=-0,93$. Es decir que la variación está determinada por el valor original de a_0 ; cuanto más alto es este valor mayor es la disminución y a la inversa.

Intensidad

El valor promedio es 3,5, con variación de 4,1 entre el mínimo y el máximo.

La figura 6 muestra la distribución de frecuencias de las muestras agrupadas por color. Las muestras amarillas y ambarinas son las que presentan menor intensidad; las incolores, blancas y pardas presentan valores altos y bastante uniformes.

En la misma figura puede verse que, en relación con el hábito, las distribuciones son bimodales. Por lo demás no se observa ninguna tendencia.

No existe una tendencia definida en la relación entre intensidad de difracción de las muestras al estado natural y el Δ intensidad presenta valores positivos, es decir que hay un aumento de intensidad por calentamiento, con la excepción de cuatro muestras.

Relación entre a_0 e intensidad

No existe entre dichos valores una tendencia clara de relación para las muestras tratadas térmicamente. Tampoco existe ninguna relación entre Δa_0 y Δ intensidad.

Surge en cambio una relación significativa si se consideran los valores porcentuales de variación, tanto de a_0 como de intensidad, que figuran en el cuadro 2. Como puede verse en la figura 7, las muestras para las cuales Δ intensidad tiene valores positivos se disponen en dos campos bien definidos según si Δa_0 es positivo o negati-

vo. En las muestras con Δa_0 positivo, cuanto mayor es el aumento, menor es la variación porcentual de intensidad ($r=-0,67$). En las muestras con Δa_0 negativo, en cambio, una mayor variación corresponde a un incremento en la variación porcentual de intensidad ($r=-0,75$).

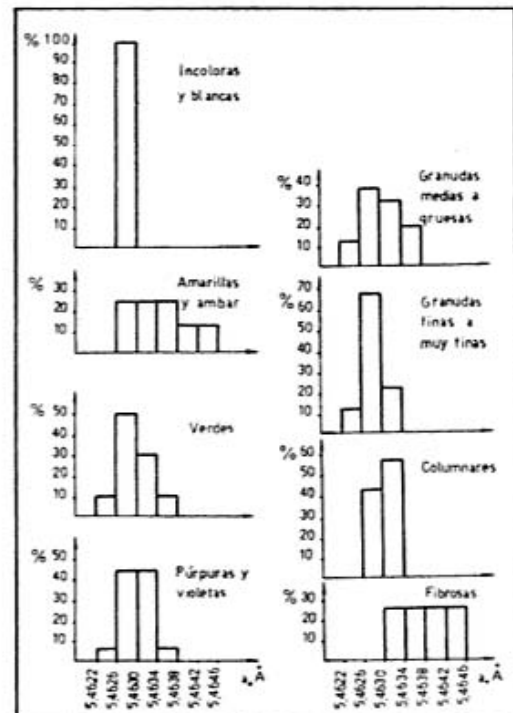


Fig. 5: Diagrama de distribución de frecuencia de a_0 de fluorita tratadas térmicamente y agrupadas de acuerdo con color original y hábito.

Conclusiones e interpretación de los resultados

De los datos obtenidos pueden extraerse las siguientes conclusiones:

Parámetros reticulares de fluoritas al estado natural

- 1) Contrariamente a lo observado por Allen (1952) existen entre las muestras diferencias importantes en a_0 e intensidades de difracción del plano reticular 620.
- 2) Existe una relación entre dichas variables y color y hábito de las muestras.
- 3) Se han diferenciado dos grupos de muestras considerando a_0 : un grupo con a_0 mayor que 5,46300 Å y el otro con a_0 menor que ese valor.
- 4) En cada uno de los grupos citados existe una correlación negativa entre a_0 e intensidad.

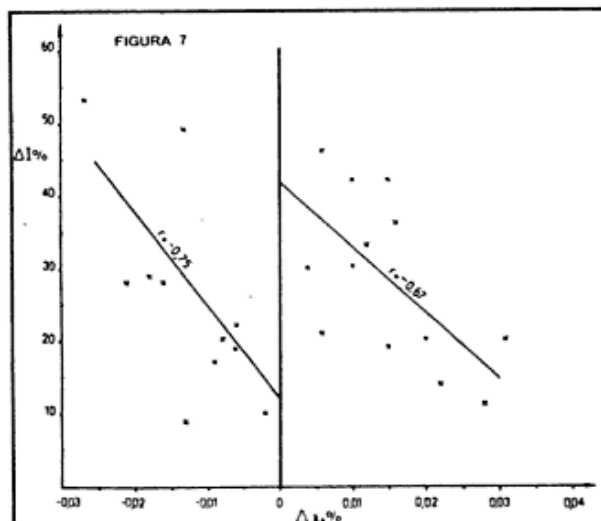
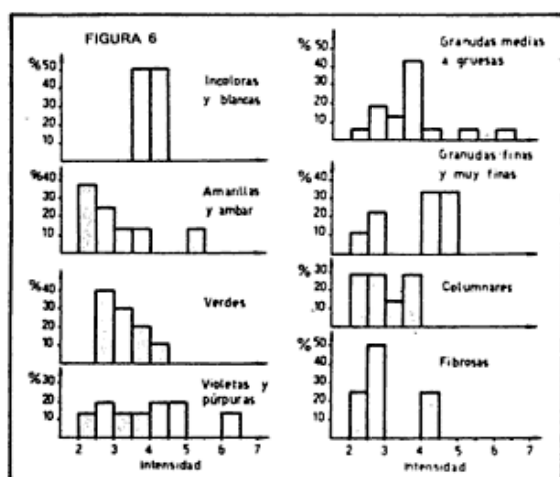


Fig. 6: Diagrama de distribución de frecuencia de intensidad de fluoritas tratadas térmicamente y agrupadas de acuerdo con color original y hábito. Fig. 7: Relación entre Δa_0 % y Δ intensidad %.

5) En el grupo de celda grande, las muestras de a_0 mayor y menos ordenadas son columnares ambarinas o caramelo; siguen fibrosas o granulares de tamaño medio a grueso del mismo color. A continuación se encuentran muestras verdes fibrosas o granulares medias a gruesas y finalmente las fluoritas púrpuras o violetas claras de grano medio a muy fino son las de menor celda y las más ordenadas.

6) En el grupo de celda pequeña, si bien existe una cierta tendencia similar a la descrita anteriormente, en cuanto a hábito, no ocurre lo mismo en cuanto a color.

Parámetros reticulares de fluoritas tratadas térmicamente

1) El calentamiento a 500° C seguido por enfriamiento brusco produce cambios significativos en a_0 e intensidad. Mientras el valor de la variación es en general positivo para la última, a_0 aumenta o disminuye según si su valor original era menor o mayor de 5,46280 Å, siendo la magnitud de la variación proporcional a a_0 original. Existe también una cierta correlación positiva entre intensidad de difracción de muestras naturales y aquella de muestras calentadas, para aquellas muestras en que la intensidad aumenta.

2) En lo que respecta a relación con color, se ve que la distribución de a_0 se uniforma y desaparece la bimodalidad. Las muestras con a_0 menores son las pardas; siguen las incoloras y blancas; luego, con valores muy semejantes las verdes, violetas y púrpuras y finalmente las amarillas y ambarinas.

En cuanto a intensidades las relaciones

también varían. Las incoloras, blancas y pardas presentan valores de intensidad superiores a la media, las verdes tienen valores tanto mayores como menores y las amarillas y ambarinas valores menores; las violetas y púrpuras no muestran ninguna tendencia.

3) En relación con el hábito se uniforma la distribución si se considera el valor a_0 de la muestra calentada y aparece una tendencia muy semejante a la que presentaban las muestras con a_0 naturales mayores que 5,46300 Å. No hay en cambio correlación entre hábito e intensidad de las muestras calentadas.

4) No existe correlación significativa entre Δ intensidad y Δa_0 , ni entre Δ intensidad e intensidad natural.

5) Existe una clara relación entre Δa_0 % y Δ intensidad % para las muestras con Δ intensidad positiva, siendo Δ intensidad % menor cuanto mayor es el % de aumento de las celdas con a_0 menor que 5,46300 Å y mayor cuanto mayor es la disminución porcentual de las celdas con a_0 mayor al valor citado.

La interpretación de los datos obtenidos se ve dificultada por el gran número de variables involucradas. Esta dificultad puede comprenderse más cabalmente si se considera la relación existente entre retículo y coloración de las fluoritas, dado que el origen de esta última es un tema de debate en mineralogía, con puntos de vista sumamente contradictorios.

Los puntos más destacables de los descriptos anteriormente en este estudio son que se han observado diferencias notables en tamaño de retículo e intensidad de di-

fracción del plano 620 entre muestras de fluoritas naturales y que estos parámetros se encuentran relacionados con otras variables, como color y hábito. Además tanto color como parámetros reticulares experimentan en general un cambio importante por calentamiento.

Siendo la distribución de celdas naturales bimodal, tanto si se consideran las muestras agrupadas por color como si se las estudia agrupadas por hábito, resulta razonable interpretar cada grupo por separado.

En el grupo de celda natural grande, color, a_0 y perfección cristalina están relacionados con hábito, lo cual indicaría una relación de todas estas variables con condiciones de formación. La variación en hábito parece evidenciar un posible enfriamiento más rápido para las fluoritas violetas y púrpuras granudas finas a un enfriamiento más lento para las ambarinas columnares (figuras 3 y 4). Esta progresiva disminución en la velocidad de enfriamiento, que haría variar el hábito, podría producir también un incremento gradual en la formación de centros tetragonales, con entrada de tierras raras compensada esencialmente por la introducción de F^- adicional. La proporción de formación de centros tetragonales aumentaría en relación directa con el porcentaje de tierras raras incorporadas; a su vez, al ir aumentando el porcentaje de tierras raras disminuiría el contenido de U, lo cual haría que la coloración pasara progresivamente de violeta (posiblemente debida a exceso de F) a verde y luego a ambarina, dado que las tierras raras no estarían reducidas.

Si para este grupo de fluoritas se aplican los gráficos de Vasil'kova y Kukushkina (1973) y los datos para contenidos en Na de Aliotta (1983) se obtiene un contenido posible en tierras raras de 0 a 0,6 %, lo cual implicaría una temperatura de formación comprendida entre 200 y 305° C, bien en acuerdo con la concluida a partir de observaciones geológicas (Aliotta, en prensa).

Si se considera la disminución de 1620 a medida que aumenta a_0 , esta comprobación hace improbable la afirmación de Berman (1957) de que la imperfección cristalina es producida por irradiación, dado que las celdas mayores serían las de mayor contenido en tierras raras y menor en U, lo cual de acuerdo con Berman debería producir retículos más perfectos. Por el contrario en este trabajo se ha determinado que los retículos de mayor tamaño son los de menor perfección cristalina. La menor intensidad de difracción en este caso parece más bien debida a mayor concentración de centros tetragonales, que distorsionarían la estructura.

Los resultados de este estudio permiten refutar por otra parte la afirmación de diversos autores, entre ellos Gobel (en Allen, 1952) y Allen (1952) de que el color de las fluoritas se debe a partículas de Ca coloidal. Según Gobel las partículas más pequeñas producirían color verde y un aumento en el tamaño de dichas partículas causaría progresivamente color azul, violeta e incoloro. Dicha progresión de color no es la observada en este trabajo. Por otra parte, un aumento progresivo en el tamaño de las partículas coloidales debería producir una disminución en el grado de perfección cristalina desde las fluoritas verdes (que tendrían que ser las más perfectas) a las incoloras (que tendrían que ser las menos perfectas). Esta suposición no se cumple y está en contradicción con los datos obtenidos para este estudio. Además parece improbable que el calentamiento destruyera las partículas coloidales y si así no fuera no se explicarían entonces los cambios en color y parámetros reticulares experimentados por las fluoritas al ser calentadas.

El tratamiento térmico habría producido la decoloración de las fluoritas por oxidación de las tierras raras, que de bivalentes pasarían a trivalentes. El enfriamiento brusco destruiría los centros tetragonales y provocaría la formación de centros cúbicos, con disminución del tamaño reticular y mayor perfección cristalina.

Las diferencias en el tamaño de retículo y el grado de perfección cristalina de las muestras calentadas se deben probablemente a diferencias en el quimismo de las fluoritas, es decir, por ejemplo, a diferentes contenidos de diferentes elementos del grupo de las tierras raras.

En lo que concierne a las muestras de a_0 pequeño, las mismas evidencian una correlación de parámetros reticulares con hábito, no así con color. Esto parece indicar que a_0 y perfección cristalina de las muestras de retículo pequeño están relacionadas con condiciones de formación pero que no ocurre lo mismo con el color. Dicho color podría estar vinculado con distintas causas, como por ejemplo el contenido en elementos trazas o la concentración de centros F (vacancias aniónicas ocupadas por electrones, Marfunin, 1974). Una mayor concentración de centros F aumenta la intensidad del color (pasando de amarillas a verdes y violetas) y provoca la disminución del tamaño del retículo.

Las muestras incoloras serían tal vez las de quimismo y retículo más próximos al ideal.

La tendencia de distribución de los hábitos con respecto a a_0 e intensidad es la misma que la observada para fluoritas de celdas grandes.

El pequeño tamaño de celda de las fluoritas de este grupo podría explicarse por la presencia en ellas de centros de compensación cúbicos producido por enfriamiento brusco con la entrada de F^- adicional. Sin embargo, esto no produciría celdas anómalamente pequeñas sino de tamaño próximo a la media. Además no se explica de esta manera el aumento en el tamaño de las celdas producido por calentamiento.

Otra explicación podría ser que en estas fluoritas la compensación por la entrada de tierras raras se produciría por isomorfismo de Na, con lo cual las celdas serían tanto menores cuanto mayor fuera la concentración de tierras raras, dado que, tanto dichos elementos como el Na^+ tienen menor radio iónico que el Ca^{2+} . Por otra parte, según Vasil'kova y Kukushkina (1973) cuanto mayor el contenido en tierras raras mayor sería la temperatura de formación de la fluorita, lo cual podría llevar a una mayor perfección cristalina (ya que la misma aumenta con la temperatura) a medida que las celdas se hacen más pequeñas.

Esta interpretación puede ser válida en parte pero no justifica el aumento en a_0 producido en estas muestras por calentamiento.

Una última explicación sería que las

celdas más pequeñas se hubieran formado bajo condiciones de mayor presión, produciendo esta además una mayor perfección cristalina. Esto estaría apoyado por el hecho de que a un mayor incremento porcentual de la celda lo acompaña un menor incremento porcentual de intensidad.

El calentamiento removería el efecto de la presión en cuanto al tamaño de celda y lo reforzaría en cuanto a intensidad de difracción.

Con respecto a las muestras que no cambian de color al ser calentadas (Aliotta, 1983) las mismas son violetas oscuras o pardas y al estado natural presentan celdas relativamente pequeñas con altas intensidades de difracción. Calentadas tienen a_0 comprendidos entre 5,46255 Å, con intensidades entre 4,0 y 4,9. Como puede verse, presentan valores muy semejantes y puede entonces concluirse que su color es probablemente causado por una característica común a todas estas muestras, inmanente del mineral y dependiente de su quimismo.

Agradecimientos

Debo mi agradecimiento al Dr. F. González Bonorino por sus valiosas enseñanzas y al Dr. E. Domínguez y la Lic. F. Cravero por la lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- ALEKSANDROV, V. B. y L. S. GARASHINA, 1970. New data on the structure of CaF_2 - TRF_3 solid solutions. *Soviet phys. Doklady*, 14 (11): 1040-1043.
- ALIOTTA, G., 1983. Estudio genético, roentgenográfico y geoquímico de yacimientos de fluorita del Río Negro y Chubut. Tesis Doctoral. Biblioteca Central Univ. Nac. del Sur, Bahía Blanca.
- _____, 1986. Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XL (3-4): 69-82, Buenos Aires.
- ALLEN, R. D., 1952. Variations in chemical and physical properties of fluorite. *Am. Min.* 37 (11) y (12): 910-930.
- AMOSSE, J., 1976. Détermination expérimentale de la pression et de la temperature de formation d'un filon quartzwux wolframifere. *Aproche théorique. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., Bull.* 99: 121-127.
- AZAROFF, L. V. y M. J. BUERGER, 1958. The powder method in X-ray crystallography. *Mc Graw-Hill*, Nueva York.
- BERMAN, R., 1957. Some physical properties of naturally irradiated fluorite. *Amer. Min.* 42: 191-203.

- GOLDSCHMIDT, V. M., 1926. *Skryt Norsk Vidensk. Acad. Oslo, mat-K*, 88.
- KAELBLE, E. F. (editor), 1967. *Handbook of X-rays. Mc. Graw Hill*.
- MARFUNIN, A. S., 1974. Les impuretés de substitution isomorphe et de la formation de radicaux libres dans les minéraux (centres a électrons et centres a trous). *Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., Bull.* 97 (2-5): 194-201.
- MCDUGALL, D. J., 1970. Relative concentrations of lattice defects as an index of the temperature of formation of fluorite. *Econ. Geol.*, 65 (7): 856-861, Lancaster.
- SIERRO, J., 1963. RPE de Gd^{3+} dans CaF_2 et SrF_2 . *Helv. Phys. Act.*, 36, 505-529.
- _____, 1965. Paramagnetic resonance of the V_F centre in CaF_2 . *Phys. Rev.*, 138, (2A)A648-A650.
- TYUTIN, M. S. y B. I. MAKSAKOV, 1969. Thermodynamics of optical centers in $CaF_2 + TR^{3+}$ crystals. *Soviet Phys. Solid State* 11 (1): 168-169.
- VASIL'KOVA, A. P. y O. A. KUKUSHKINA, 1973. Composition, properties and conditions of crystallization of fluorite in deposits related to granitoids. *Geochem. Int.* 10 (3): 530-540.

Recibido: 26 de octubre, 1984
Aceptado: 12 de febrero, 1985

GUIDA ALIOTTA

Departamento de Geología
Universidad Nacional del Sur
Alem 1253 - 8000 - (Bahía Blanca)
Argentina

GEOCRONOLOGIA RUBIDIO-ESTRONCIO DEL GRUPO SANTA VICTORIA, PROVINCIA DE SALTA

GRACIELA E. RIAL

Resumen

En el presente trabajo se estudia geocronológicamente el Grupo Santa Victoria (Ordovícico), demostrando la aplicabilidad del método radiométrico rubidio-estroncio a la datación de rocas sedimentarias. Para la Formación Santa Rosita se obtuvo una edad de 494 ± 15 Ma, y se demuestra que la misma fue afectada por un proceso anquimetamórfico que modificó los componentes arcillosos a los 410 ± 15 Ma, produciéndose en ese momento una homogeneización isotópica de la fracción arcilla a nivel formacional. Para la Formación Acoite no se obtuvieron isocronas representativas; lo que demuestra falta de homogeneización isotópica, debido a la abundante presencia de minerales detríticos que invalidó por lo tanto el valor geocronológico de los resultados hallados.

Abstract

The Santa Victoria Group (Ordovician) is geochronologically studied in this paper, showing the feasibility of the rubidium-strontium radiometric method for dating sedimentary rocks. It was obtained a value of 494 ± 15 Ma for Santa Rosita Formation deposition age.

It was also determined that Santa Rosita Formation was affected by an anquimetamorphic process dated at 410 ± 15 Ma which produced isotopic homogenization of clay minerals. Instead, the Acoite Formation do not show representative isochrons demonstrating the lack of isotopic homogenization probably because of the massive occurrence of detritic minerals.

Introducción

Hasta hace pocos años atrás, los métodos radiométricos de datación se hallaban restringidos, salvo contadas excepciones, a la determinación de edades de rocas metamórficas y eruptivas. La posibilidad de extender su uso a rocas sedimentarias, en especial a aquellas desprovistas de registro fosilífero, incrementa el campo de aplicación de algunos de esos métodos, particularmente los basados en la desintegración del ^{87}Rb (rubidio-estroncio) y del ^{40}K (potasio-argón). Esto no sólo permitió utilizar las técnicas isotópicas en otros tipos de rocas, sino también contar con otra fuente de información para la resolución de problemas de geología regional y estratigrafía.

El objetivo del presente trabajo es el estudio geocronológico de las unidades litológicas del Grupo Santa Victoria (Turner,

1960a), aflorantes en las inmediaciones de la localidad de Santa Victoria, provincia de Salta, aplicando el método radiométrico rubidio-estroncio a la datación de rocas sedimentarias. Considerando los antecedentes existentes en el tema, se seleccionaron estas unidades, perfectamente ubicadas cronológicamente, con la finalidad de corroborar los resultados a obtenerse de aplicar el método.

La determinación de la edad de una roca sedimentaria por el método rubidio-estroncio se basa en relacionar los resultados obtenidos con la historia geológica del sedimento a datar. La deposición, diagénesis, metamorfismo, etc., son procesos que modifican la composición isotópica del estroncio contenido en el sedimento y por ende el método sólo se puede aplicar en aquellas rocas que sufrieron durante alguno de esos procesos mencionados modificaciones que

dieron lugar a la homogeneización isotópica. Por ello previo a la datación de las rocas sedimentarias, es necesario conocer su grado de evolución con el fin de determinar el evento a datar. Esto se lleva a cabo por medio del estudio sedimentológico y mineralógico de las rocas, tal como lo describe Rial (1982).

Ubicación geográfica del área estudiada

La comarca estudiada está ubicada en las inmediaciones de las localidades de Santa Victoria y La Huerta, en el norte de la provincia de Salta, a 18 km al sur del límite con Bolivia y unos 130 km al este de la ciudad de La Quiaca, provincia de Jujuy.

El perfil al cual se refirió el estudio geocronológico se encuentra aproximadamente a 2400 m s.n.m. y abarca los alrededores de la localidad de Santa Victoria extendiéndose hacia el naciente por la quebrada del río Santa Victoria hasta unos 5 km de éste y hacia el oeste por la quebrada del río La Huerta hasta las cercanías de la localidad homónima. La traza del perfil se puede observar en el bosquejo geológico.

Descripción de las formaciones estudiadas geocronológicamente

Las formaciones Santa Rosita y Acoite, fueron muestreadas a lo largo del perfil mencionado. Este perfil está constituido por las unidades estratigráficas que se detallan en el perfil columnar (figura 1).

La Formación Santa Rosita (Turner, 1960a), aflora en el extremo oriental del perfil hasta aproximadamente 900 m al oeste de la localidad de Santa Victoria. Vuelve a aflorar en el extremo occidental aproximadamente a 1,3 km al naciente de

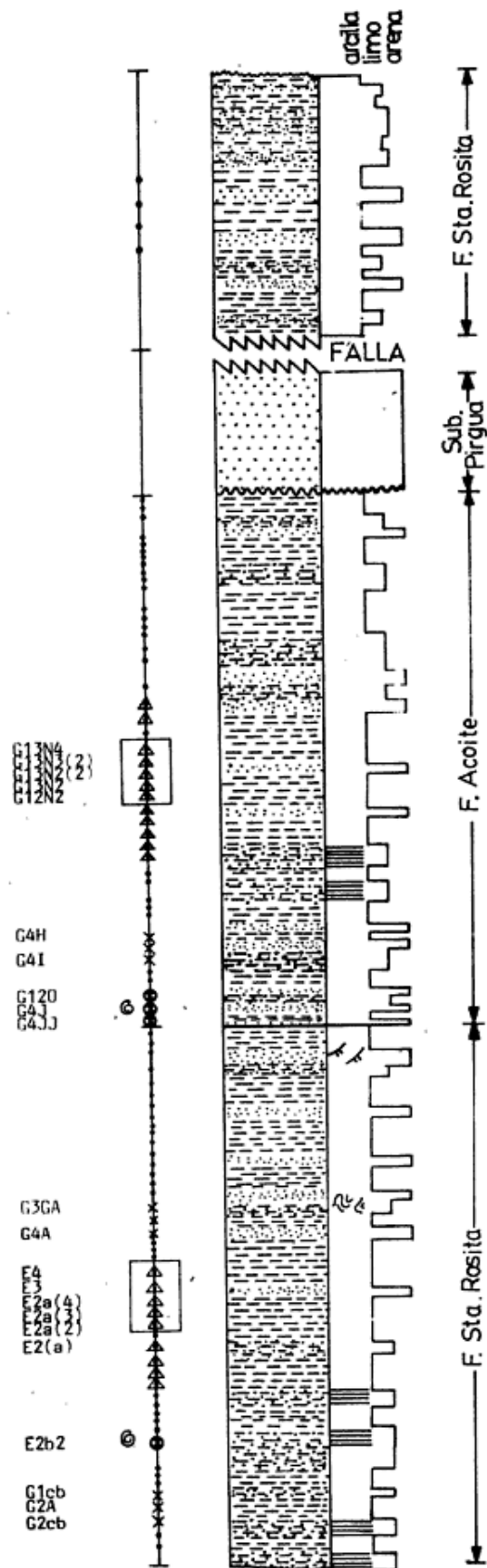
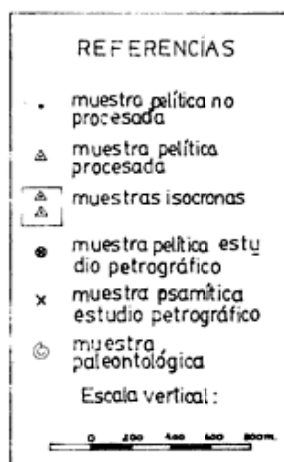


Fig. 1: Perfil columnar.

la localidad de La Huerta traslapándose por una falla de importancia regional sobre el Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951, nom. transl., Reyes y Salfity, 1973), de edad cretácica. En rasgos generales esta formación se presenta como una intercalación más o menos homogénea de lutitas, areniscas y areniscas lutíticas. Periódicamente se observa la intercalación de un banco masivo de ortocuarzitas feldespáticas. Al naciente de la localidad de Santa Victoria se intercalan bancos delgados de areniscas calcáreas y lutitas margosas. De este a oeste las areniscas decrecen en potencia hasta desaparecer y los bancos lutíticos se tornan predominantes. En el sector estudiado, la autora halló restos fósiles correspondientes a céfalos y pigidios de trilobites, graptolites y braquiópodos de difícil identificación por su mal estado de conservación. Turner (1960a), asignó a esta Formación al Tremadociano sobre la base del análisis de su contenido fosilífero.

La Formación Acoite (Turner, 1960a), aflora a lo largo del perfil estudiado 900 m al oeste de Santa Victoria, concordantemente sobre la Formación Santa Rosita. Al poniente de la citada localidad infrayace discordantemente al Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951, nom. transl., Reyes y Salfity, 1973), de edad cretácica. En rasgos generales esta Formación está constituida por areniscas gris amarillentas con guías de carbonato de calcio en las cuales se intercalan bancos de lutitas pardas y pardogrisáceas y bancos delgados de areniscas lutíticas. Hacia el oeste se observa un predominio de potentes bancos lutíticos, muy fósiles y ricos en material micáceo, cuyos colores varían de pardo amarillento a negro grisáceo. En estos afloramientos del río La Huerta, la autora encontró restos fósiles de trilobites, braquiópodos, pelecípodos y principalmente graptolites. Se identificaron *Didymograptus* aff. *murchisoni* (Beck) y *Temnograptus* sp. (identificaciones realizadas por el Dr. A. Cuerda). Harrington y Leanza (1957), y Turner (1960a y b), asignaron esta Formación al Arenigiano-Llanvirniano sobre el análisis de su contenido fosilífero.

Estudio geocronológico de las Formaciones Santa Rosita y Acoite

Generalidades

Durante el estudio de campo se extrajeron 87 muestras pelíticas. De ellas se seleccionaron 21 por su granulometría extremadamente fina, su ubicación en el perfil y no presentar signos de alteración. Estas fueron estudiadas por difracción de rayos X para identificar sus componentes y sobre el mineral illita de cada una de ellas

se determinaron los índices de Kubler y de Esquevin con el fin de determinar el grado de evolución sedimentaria de ambas Formaciones y por ende definir el evento a datar. De cada muestra seleccionada se analizó la roca total, las fracciones finas menor de 2 micrones y entre 2 y 9 micrones por espectrometría de fluorescencia de rayos X para hallar sus contenidos de rubidio y estroncio. De éstas se seleccionaron aquellas que poseían relaciones Rb/Sr más favorables y se estudiaron cuantitativamente esos elementos por el citado método. Por último, teniendo en cuenta la mineralogía de la roca, el contenido de Rb y Sr de ellas y su ubicación estratigráfica, se realizó el estudio isotópico obteniéndose tres isocronas para las fracciones señaladas. Además se realizó un diagrama isocrónico para lixiviado y residuo.

Identificación mineralógica

Con la finalidad de determinar los componentes minerales de la fracción arcilla se analizaron las muestras por difracción de rayos X. En cada caso se analizaron las láminas desorientadas, orientadas, glicoladas y calentadas. Además, se efectuó el estudio de la roca total con el fin de determinar los componentes detríticos más importantes de las rocas pelíticas. De este modo se halló que el mineral más abundante es el cuarzo y en menor proporción feldespatos y micas. Para la interpretación final se complementó el estudio con el análisis petrográfico de las areniscas asociadas a las pelitas. La composición mineralógica de la fracción arcilla de las pelitas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite se dan a conocer en el cuadro I.

Índices de Kubler y de Esquevin.

Con el fin de determinar el grado de evolución sedimentaria de las Formaciones Santa Rosita y Acoite se midieron los índices de Kubler (I_K) y los índices de Esquevin (I_E). Se analizaron las fracciones entre 2 y 9 micrones y la menor de 2 micrones, para lo que se sigue en general la metodología aplicada en el Centro de Sedimentología y Geoquímica de la Universidad de Estrasburgo, Francia, (Mise Au Point Collective, 1976).

Para los índices de Kubler se utilizó la escala determinada por Rial (1982), la cual se observa en el cuadro II.

Los resultados de I_K e I_E obtenidos para las muestras de las unidades estratigráficas estudiadas se dan a conocer en el cuadro III y en la figura 2 se relacionan ambos índices.

Como se observa en el cuadro III, las

Muestra Nº	Componente	Cantidad %	Componente	Cantidad %
F. S. Rosita				
E ₁	illita	43	clorita	57
E ₂	illita	44	clorita	56
E ₃	illita	33	clorita	67
E ₄	illita	55	clorita	45
E ₅	illita	48	clorita	52
E _{2a1}	illita	74	clorita	26
E _{2a2}	illita	56	clorita	44
E _{2a3}	illita	52	clorita	48
E _{2a4}	illita	53	clorita	47
F. Acoite				
G _{13N1}	illita	36	clorita	64
G _{13N21}	illita	37	clorita	63
G _{13N22}	illita	39	clorita	61
G _{13N31}	illita	25	clorita	75
G _{13N32}	illita	24	clorita	76
G _{13N4}	illita	29	clorita	71
G _{11N1}	illita	68	clorita	32
G _{12N1}	illita	86	clorita	14
G _{12N2}	illita	91	clorita	9
G _{3E1}	illita	67	clorita	33
G _{3E2}	illita	55	clorita	45
G _{3E3}	illita	60	clorita	40

Cuadro I: Composición mineralógica de la fracción arcilla de las pelitas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Zona	Pau, Francia (Kubler, 1966)	Estrasburgo, Francia (Bonhomme, 1976)	Bs. As. Rep. Arg. (Rial, 1982)
Epimetamorfismo	2,5	3,5	2,6
Anquimetamorfismo	4,0	5,75	5,5
Diagénesis			

Cuadro II: Valor del índice de cristalinidad de Kubler (I_K) para los límites de las zonas de diagénesis, anquimetamorfismo y epimetamorfismo.

Muestra N°	I _K	I _E	Muestra N°	I _K	I _E
F. S. Rosita			F. Acoite		
E ₁	3,5	0,40	G _{12N1}	5,5	0,53
E ₂	4,0	0,36	G _{12N2}	5,5	0,55
E ₃	3,0	0,31	G _{11N1}	6,5	0,58
E ₄	4,0	0,36	G _{13N1}	3,5	0,34
E ₅	3,8	0,37	G _{13N22}	5,0	0,34
E _{2a1}	4,2	0,50	G _{13N31}	5,5	0,63
E _{2a2}	4,5	0,44	G _{13N32}	6,5	0,47
E _{2a3}	5,0	0,45	G _{13N4}	5,6	0,49
E _{2a4}	4,8	0,50	G _{3E1}	6,0	0,48
			G _{3E2}	5,6	0,57
			G _{3E3}	6,0	0,48
			G _{13N21}	4,5	0,34

Cuadro III: Valores de los índices de Kubler I_K y de Esquevin I_E para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

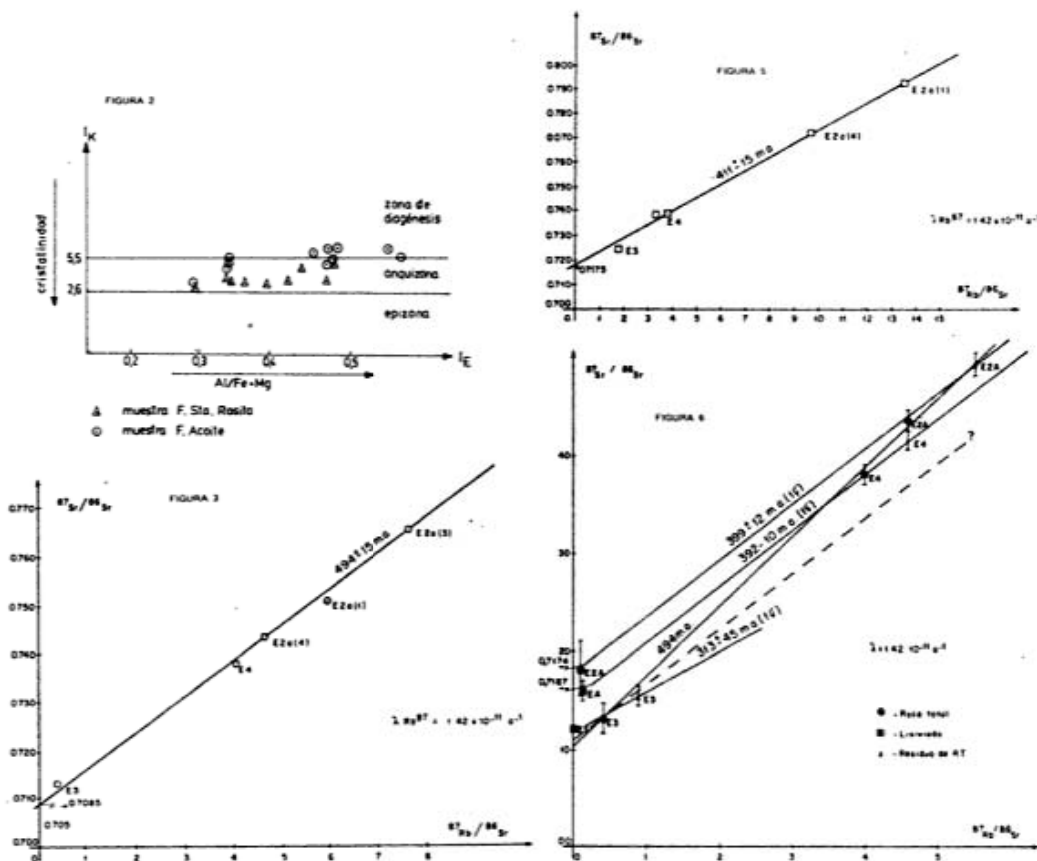


Fig. 2: Distribución de las muestras analizadas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite en el modelo de relación entre índices de Kubler y Esquevin. Escala de índice de cristalinidad utilizada (Rial, 1982). Fig. 3: Formación Santa Rosita, isocrona roca total. Fig. 5: Formación Santa Rosita, isocrona fracción entre 2-9 μ. Fig. 6: Formación Santa Rosita, diagrama isocrono lixiviado y residuo.

muestras de la Formación Santa Rosita se hallan dentro del dominio del anquimeta-morfismo, mientras que la cristalinidad de las illitas de la Formación Acoite poseen gran variación, lo que es de gran importancia para la interpretación del dato radimétrico como se verá más adelante. Los valores hallados para los índices de Esquevin indican que las muestras estudiadas poseen illitas alumínicas, ya que el valor de este índice en todos los casos es mayor de 0,3. Esto demuestra que este mineral pertenece a la variedad dioctaédrica.

La distribución de las muestras en la figura 2 permite concluir: 1) Las correspondientes a la Formación Santa Rosita presentan un claro carácter anquimetamórfico*; 2) Las de la Formación Acoite muestran una mayor distribución, lo que señala la presencia de diferentes grados de cristalinidad para las illitas de esta Formación, demostrando una evolución geológica distinta con respecto a la otra.

Cabe mencionar que el proceso anquimeta-mórfico que afectó las rocas pelíticas de la Formación Santa Rosita se evidencia en el estudio petrográfico de las areniscas asociadas, las que presentan microplegamientos y microfracturamientos, reacondicionamientos de las láminas de micas y ausencia de neoformación de minerales que las componen. Estas características indicarían que las condiciones de presión y temperatura que afectaron estas rocas superarían los correspondientes a la zona de diagénesis, pero sin alcanzar la epizona.

Resultados de edades por el método rubidio-estroncio de isocronas

Los análisis isotópicos se realizaron sobre muestras de roca total y sobre las fracciones arcilla menor de 2 micrones y entre 2 y 9 micrones. En todos los casos las muestras fueron tratadas siguiendo en parte las técnicas descritas por Varela (1976) y las técnicas utilizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil (Kawashita et al., 1974), siguiendo la metodología de trabajo expuesta en Rial (1982).

A partir de los datos analíticos hallados del estudio isotópico de las muestras (cuadro IV), se construyeron las isocronas que permitieron obtener las edades que se dan en el cuadro V.

Para la Formación Santa Rosita se obtuvieron tres isocronas: 1, roca total; 2, fracción menor de dos micrones y 3, fracción entre dos y nueve micrones (figuras 3, 4 y 5 respectivamente). En los tres casos las muestras presentan una buena distribución, alineándose sobre una recta, lo que

demuestra que el conjunto de muestras utilizado sufrió un proceso de homogeneización isotópica. La pendiente de la isocrona de roca total representa la edad de la sedimentación, siendo esta de 494 ± 15 Ma, con una relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de 0,7170.

Para la Formación Acoite no se obtuvieron isocronas representativas debido a las características sedimentológicas mencionadas anteriormente. Las muestras correspondientes a la roca total (figura 7) no se alinean sobre una isocrona real, lo que indica falta de homogeneización isotópica. En este caso no pudo hallarse la edad, lo que se debe a la abundante presencia de material detrítico. La isocrona de la fracción fina (figura 8), tampoco presenta una homogénea distribución de las muestras. A pesar de ello, la mejor obtenida por el método de los cuadrados mínimos, indica una edad de 394 ± 99 Ma con una relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de 0,7171. En este caso se considera que la isocrona no es representativa y los valores obtenidos deben considerarse con reservas.

En la figura 6 se puede observar tres isocronas obtenidas del estudio del lixiviado y residuo de tres muestras de roca total de la Formación Santa Rosita. Dos de las isocronas dan una edad concordante (392 ± 2 Ma y 399 ± 12 Ma), dentro del error del método, con la correspondiente al episodio anquimetamórfico que afecta la edad estudiada. La muestra E₃ da una edad imprecisa dando un alto contenido en Sr el que se debe a un alto contenido en carbonatos que la constituyen. Los resultados obtenidos con este estudio que permiten trazar una isocrona concordante con las muestras E₂ y E₄ se pueden observar en el cuadro IV.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. CONCLUSIONES

La interpretación de los resultados radimétricos obtenidos en el curso de esta investigación se efectuó teniendo en cuenta: 1) las relaciones geológicas del área estudiada; 2) la mineralogía de las rocas analizadas; 3) el grado de evolución sedimentaria determinado para ellas; y 4) la precisión y exactitud de los datos analíticos. Para relacionar las edades radimétricas con las unidades geológicas consideradas, se siguió lo propuesto por Cordani et al. (1976).

Para la Formación Santa Rosita, del estudio geocronológico por análisis de roca total se obtuvo una edad de 494 ± 15 Ma, la cual teniendo en cuenta el grado de evolución sedimentaria de la misma, corresponde a la edad de deposición de esta Formación. Esto a su vez es acorde con las características geológicas y paleontológicas, ya que Turner (1960a), asignó esta unidad

Muestra N°	ppm Sr	ppm Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
F. S. Rosita				
E ₃ (RT)	59,0	418,7	0,7133±0,0012	0,41±0,01
E ₄ (RT)	163,0	118,0	0,7381±0,0010	4,01±0,08
E _{2a4} (RT)	163,2	103,0	0,7433±0,0011	4,60±0,09
E _{2a1} (RT)	170,3	82,5	0,7511±0,0012	6,00±0,12
E _{2a3} (RT)	193,1	73,3	0,7655±0,0015	7,66±0,15
E _{2a4} (FFI)	261,4	91,0	0,7675±0,0016	8,36±0,17
E _{2a3} (FFI)	236,1	68,7	0,7728±0,0011	10,79±0,21
E _{2a1} (FFI)	265,8	57,3	0,7978±0,0010	13,54±0,27
E ₃ (FFII)	77,0	127,2	0,7237±0,0068	1,75±0,004
E ₄ (FFII)	117,76	169,4	0,7388±0,0013	3,867±0,09
E _{2a4} (FFII)	273,2	83,1	0,7734±0,0011	9,57±0,19
E _{2a1} (FFII)	257,0	52,7	0,7946±0,0011	14,23±0,00
F. Acoite				
G _{13N32} (RT)	85,8	105,5	0,7257±0,0013	2,36±0,05
G _{13N4} (RT)	125,2	83,7	0,7059±0,0021	4,35±0,09
G _{13N22} (RT)	139,8	83,7	0,7555±0,0026	4,85±0,10
G _{12N2} (RT)	114,5	107,5	0,7372±0,0011	3,09±0,06
G _{13N2} (FFI)	174,5	150,3	0,7384±0,0009	3,37±0,07
G _{13N32} (FFI)	179,5	151,8	0,7332±0,0011	3,43±0,09
G _{13N4} (FFI)	199,0	132,3	0,7452±0,0019	4,37±0,08
G _{12N2} (FFI)	211,2	157,0	0,7396±0,0017	3,90±0,08
G _{13N21} (FFI)	201,4	106,9	0,7483±0,0017	5,47±0,11
G _{13N22} (FFI)	200,0	102,9	0,7474±0,0017	5,64±0,11

Cuadro IV: Datos analíticos obtenidos para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Tipo	Edad (Ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Fig. N°
F. S. Rosita			
Roca total	494±15	0,7091	3
Fracción fina I	409±15	0,7160	4
Fracción fina II	411±15	0,7175	5
Lixiviado	392±10	0,7187	6
Residuo	399±12	0,7174	6
F. Acoite			
Roca total	—	—	7
Fracción fina I	394±99	0,7171	8

Cuadro V: Edades de las isocronas obtenidas y relaciones iniciales $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ para las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

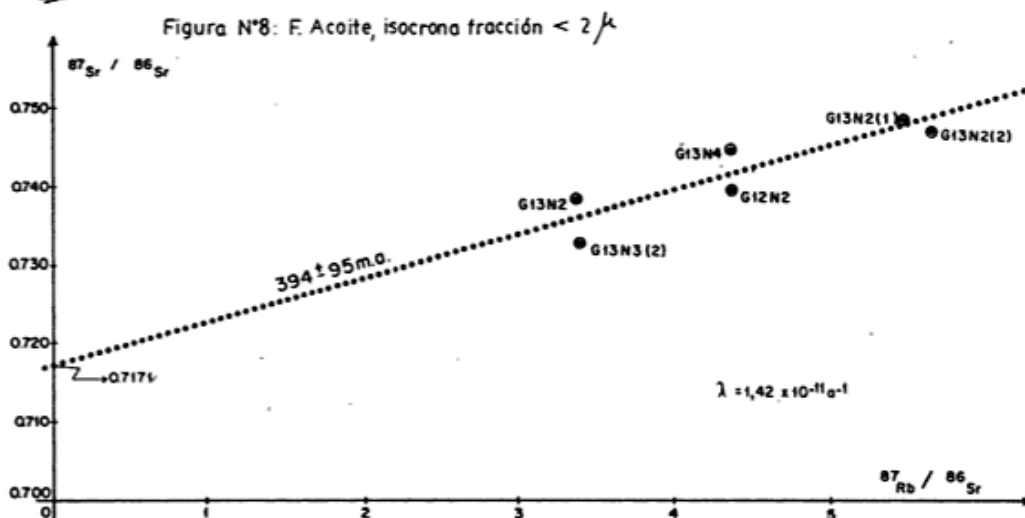
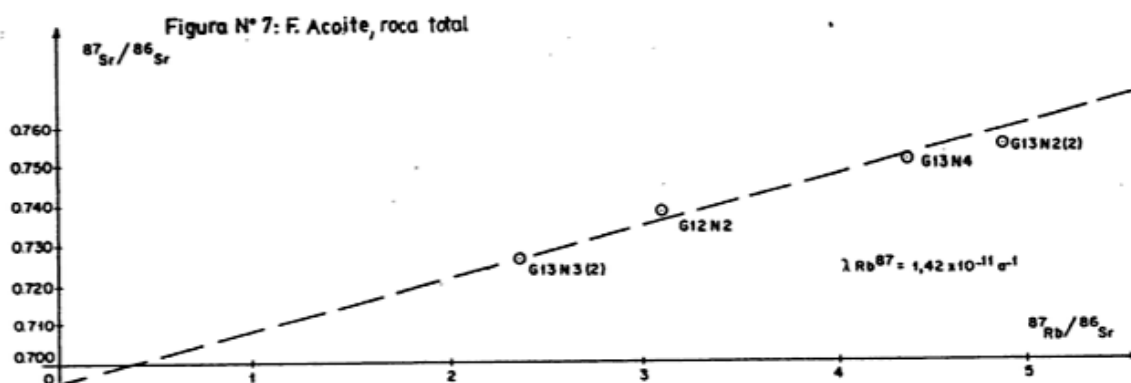
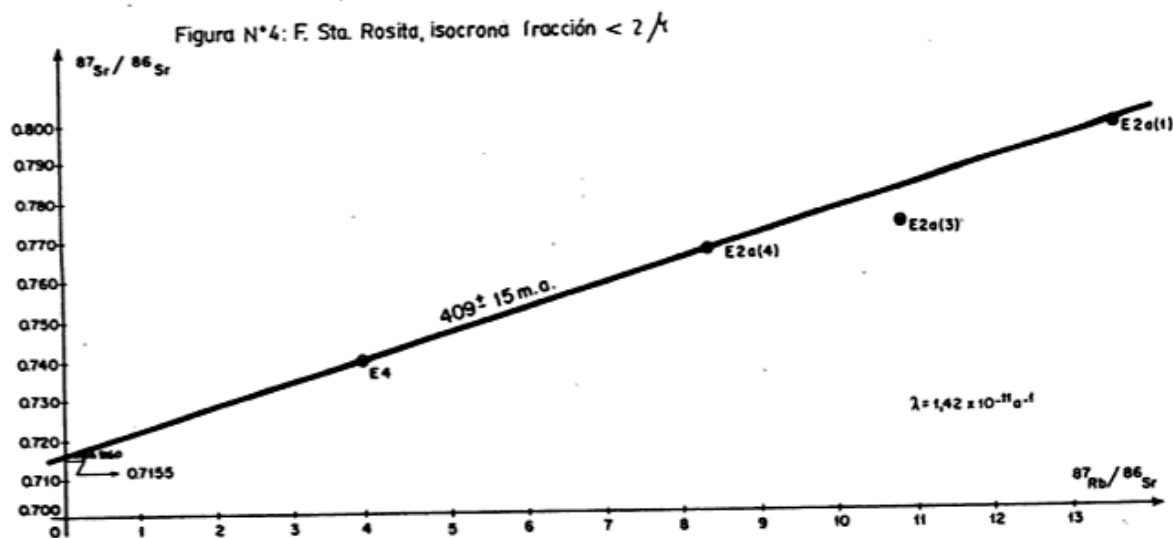


Fig. 4: Formación Santa Rosita, isocrona fracción $< 2 \mu$. Fig. 7: Formación Acoite, roca total. Fig. 8: Formación Acoite, isocrona fracción $< 2 \mu$.

estratigráfica al Tremadociano. Mediante el estudio de los índices de cristalinidad de la illita de muestras de esta Formación, se determinó que el grado evolutivo de la misma corresponde al anquimetamorfismo. Además, se comprobó a partir de las observaciones mineralógicas y petrográficas la presencia de una pequeña cantidad de minerales detríticos y una homogénea distribución de los contenidos de rubidio y estroncio. De este modo, las isocronas que se obtuvieron para las fracciones finas menor

de dos micrones y entre dos y nueve micrones, son representativas. Ambas fracciones representan el contenido arcilloso de las rocas estudiadas y las respectivas isocronas son coincidentes. Por todo lo antedicho se interpreta que la pendiente de esta recta (figuras 4 y 5), data el evento anquimetamórfico que sólo afectó a los componentes arcillosos sin modificar los demás componentes, asignándole una edad de 410 ± 15 Ma. De esto se deduce que a esa edad se produjo una rehomogeneización isotópica

de la fracción fina a nivel formacional, Cordani et al. (1976). El análisis de residuo y lixiviado (figura 6), corrobora una edad de depositación de 494 ± 15 Ma y permiten considerar a ésta como máxima de la sedimentación, dada la presencia de intercalaciones carbonáticas.

La Formación Acoite fue asignada por Turner (1960a), al Arenigiano-Llanvirniano. Mediante el estudio geocronológico se obtuvo para la roca total de esta Formación una isocrona no real desde el punto de vista geocronológico, dado que la misma da una relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i muy baja para las rocas tratadas. Esto se debe a la presencia de abundantes minerales detríticos, lo que demuestra una falta de homogeneización isotópica. Para la fracción fina de la Formación Acoite se obtuvo una isocrona con un alto error analítico dado que no fue posible obtener una homogénea distribución de los tenores de rubidio y estroncio. Por lo tanto el dato radimétrico no puede considerarse como de valor geológico. A pesar de ello, algunas muestras de la fracción fina de la Formación Acoite se ubican sobre las isocronas de la Formación Santa Rosita correspondientes al evento anquimetamórfico. En base a lo antedicho y teniendo en cuenta el estudio de los índices de cristalinidad, se infiere que el evento anquimetamórfico que afectó a la Formación Santa Rosita no produjo una rehomogeneización isotópica, a nivel formacional, en la Formación Acoite.

Geológicamente, se deduce que la edad obtenida para la sedimentación de la Formación Santa Rosita es de 494 ± 15 Ma, la que fue afectada por un proceso anquimetamórfico que no afectó homogéneamente a la Formación Acoite. Este evento aconteció a los 410 ± 15 Ma, lo que correspondería a los últimos movimientos del Ciclo Caledónico. Esto último no coincide con lo descrito por Turner (1964), quien expresa que la Fase Oclóyica fue la de mayor

importancia en la comarca. Pero dada la interpretación realizada para la Formación Acoite, el episodio anquimetamórfico podría no ser de origen tectónico sino sincrónico con una intrusión, que afectó regionalmente la Formación Santa Rosita. Lo anteriormente dicho se fundamenta, ya que es llamativo que los fuertes plegamientos para la Fase Oclóyica por Turner (op. cit.), no produjeron una homogeneización isotópica. Por otro lado, al haberse obtenido una rehomogeneización isotópica posterior, ya sea por fenómenos dinámicos, térmicos o dinamotérmicos, indica que a los 410 ± 15 Ma alguno de estos fenómenos se produjo; dado que la Fase Diluhética está descripta como una fase que no produjo fuertes movimientos, muy probablemente deba pensarse en una intrusión.

Resulta llamativo algunas edades de 409 a 415 ± 15 Ma para cuerpos intrusivos alejados (véase González, 1982), los cuales podrían estar indicando la presencia de un episodio intrusivo de carácter regional a esa edad.

Agradecimientos

La autora desea agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por haber facilitado los medios posibles para el logro del presente estudio.

Especial agradecimiento al Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil y al Dr. Michael Bonhomme de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo, Francia. Al Dr. C. Cingolani por el aporte bibliográfico y a los Dres. H. Camacho y A. Cuerda por las identificaciones paleontológicas.

Su reconocimiento al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires (UBA) y al INGEIS por haber facilitado los laboratorios.

Lista de trabajos citados en el texto

- CORDANI, U., D. KAWASHITA y A. THOMAZ, 1976. Applicability of the Rubidium-Strontium method to shale and related rocks. Geological Time Scale Symposium 106, 25th. Int. Geol. Congr., Syd., Australia. Am. Assoc. Petrol. Geol., Study in Geology (6): 93-117, Tulsa.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau S. NP. A. 3: 154-174.
- GONZALEZ, R., 1982. Edad de los componentes litológicos del basamento cristalino en Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán (FAG), Tucumán.
- HARRINGTON, H. y A. LEANZA, 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Univ. Kansas, Dept. Geol. Sep. Public. I Lawrence, Kansas.
- KAWASHITA, K., M. MONTANI, A. THOMAZ, J. TORCUATO y M. BERENHOLE, 1974. Método Radimétrico Rubidio-Estroncio. Procedimientos das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Pablo, Brasil, (inéd.).
- KUBLER, B., 1966. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. In "Colloque sur les etages tectoniques": 105-122, Neuchatel.
- MISE AU POINT COLLECTIVE, 1975. Technique de preparation des mineraux en rue de l'analyse par defraction des rayons X. Notes Techn. Inst. Geol. Pág. 1-27, Strasbourg, Francia.
- REYES, F. y J. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre

la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua), del noroeste argentino. Vº Congr. Geol. Arg., Actas 3: 355-385, Buenos Aires.

RIAL, G., 1982. Aplicación del método radimétrico rubidio-estroncio a la datación de rocas sedimentarias. Tesis doctoral, F.C.E.N. (UBA), (inéd.), Buenos Aires.

TURNER, J. C. M., 1960a. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Acad. Nac. Cs., 41 (2): 10-19, Córdoba.

_____, 1960b. Faunas Graptolíticas de América del Sur. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIV (1-2): 5-180, Buenos

Aires.

_____, 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c Santa Victoria (provincia de Salta y Jujuy). Inst. Nac. Geol. y Minería, Bol. 104, Buenos Aires.

VARELA, R., 1976. Datación de rocas por dilución isotópica por el método Rubidio-Estroncio. Informe interno INGEIS (inéd.), Buenos Aires.

VILELA, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del horizonte calcáreo-dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Asoc. Geol. Arg., Rev., VI (2): 101-102, Buenos Aires.

Recibido: 22 de noviembre, 1984

Aceptado: 3 de abril, 1986

GRACIELA R. RIAL

Departamento Ciencias Geológicas
F.C.E. y N. - Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria - Pabellón II
1428 - Núñez, Buenos Aires.

ESTRATIGRAFIA DEL ORDOVICICO DE LA SIERRA DE ZAPLA, PROVINCIA DE JUJUY

CESAR RUBEN MONALDI, MIGUEL ANGEL BOSO Y JUAN CARLOS FERNÁNDEZ

Resumen

Sobre la base de observaciones personales y el análisis crítico de trabajos realizados por otros autores, se hace un reordenamiento de las unidades litoestratigráficas de uso formal para el Ordovícico de la sierra de Zapla.

Son efectuadas diagnósis litológicas y faunísticas de las distintas formaciones que integran la columna ordovícica, a la vez que se hacen consideraciones sobre sus edades.

Abstract

Based on personal observations and critical analyses of the previous work a rearrangement of the stratigraphic rock-units of formal use for the Ordovician of the Zapla range is presented.

Faunistic and lithologic analyses of the different formations of the Ordovician sequence and their age considerations were carried out.

Introducción

El presente artículo tiene el propósito de dar a conocer algunas observaciones de índole estratigráfica en la sierra de Zapla, realizadas a raíz de las investigaciones actualmente en desarrollo por parte de los autores sobre los depósitos ordovícicos y silúricos allí aflorantes.

La sierra de Zapla se tomó siempre -en la literatura geológica- como área tipo de la columna ordovícica de las Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. Esa columna tenía como testimonios litoestratigráficos las siguientes unidades consideradas en sentido ascendente: Formación Zanjón (Arenigiano), Formación Capillas (Llanvirniano), Formación Labrado (Llanvirniano) y Formación Centinea (Llandeiliano-Caradociano) (Harrington in Harrington y Leanza, 1957).

Al realizar el relevamiento del río Las Capillas y de los arroyos Zanjón y Garrapatal se pudo comprobar que la Formación Labrado (en el sentido de Harrington) infraece a la Formación Capillas. Esto, que ya había sido anticipado por Fernández (1981), modifica el esquema clásico que seguramente fué producto de una confusión cuyos orígenes se discutirán más adelante.

Ubicación

La sierra de Zapla constituye una unidad orográfica de rumbo nornoreste, con una longitud cercana a los 40 km; comprende parte de los departamentos San Pedro y Capital de la provincia de Jujuy y está encuadrada entre los meridianos 64°50' y 65°15' de longitud oeste y los paralelos 24°00' y 24°22' de latitud sur.

Las rutas nacionales 34 y 56 circundan gran parte de la sierra. A partir de ellas y a través de rutas provinciales y caminos secundarios, se puede acceder a las distintas quebradas que la surcan.

Análisis sobre las posiciones relativas de las Formaciones Labrado y Capillas

Las primeras observaciones de detalle sobre el Ordovícico de la sierra de Zapla fueron realizadas por Schlagintweit (1943), Nieniewski y Wleklinski (1950) y Cecioni (1953).

Si se analizan las observaciones de los tres autores mencionados, dejando de lado apreciaciones que pueden considerarse subjetivas (color), se ve que hay coincidencias significativas. En efecto, todos coinciden

en señalar que la "tilita" u "Horizonte Glacial de Zapla" descansa sobre areniscas o areniscas cuarcíticas, de estratificación gruesa y colores claros: "Grupo 6" de Schlagintweit, "Serie 8" de Nieniewski y Wleklinski y "serie d" de Cecioni.

Por debajo de esas areniscas, aflora una serie arcillosa, más o menos arenosa, de color gris verdoso y gris oscuro, con un horizonte de caliza fosilífera de color gris en la que está presente *Hoekaspis schlagintweiti* (Nieniewski y Wleklinski no lo mencionan: citan trilobites indet.): "Grupo 7" de Schlagintweit, "Piso 1 de la Serie 9" de Nieniewski y Wleklinski y "serie c" de Cecioni.

Sigue por debajo un potente grupo de areniscas cuarcíticas: "Grupo 8" de Schlagintweit, "Piso 2 de la Serie 9" de Nieniewski y Wleklinski y "serie b" de Cecioni.

Aparecen luego, siempre en sentido descendente, sedimentitas muy características por su color rojo, de naturaleza arcillosa o arcillo-arenosa: "Piso 3 de la Serie 9" de Nieniewski y Wleklinski y "serie a" de Cecioni.

Por último, los sedimentos más antiguos de la sierra están representados por arcillas arenosas con intercalaciones de areniscas y cuarcitas, de colores grises y verdosos: "Piso 4 de la Serie 9" de Nieniewski y Wleklinski; el "Grupo 9" de Schlagintweit involucra estos sedimentos y los de color rojo citados anteriormente.

Es importante destacar el hecho de la coincidencia de los tres autores en el sentido de que las sedimentitas rojas se encuentran muy por debajo del horizonte de caliza con *Hoekaspis schlagintweiti*.

Harrington (in Harrington y Leanza, 1957) fue el primero en establecer nombres formales para la columna ordovícica aflorante en la sierra de Zapla. Según sus propias expresiones, se basó en las descripciones de Nieniewski y Wleklinski (1950), en observaciones inéditas de Zunino y en un examen personal de la sección. Esa columna se convirtió en "clásica" para las Sierras Subandinas, ya que fue extrapolada por otros autores a las sierras de Santa Bárbara y del Gallo (Unchimé).

En la descripción de Harrington (in Harrington y Leanza, 1957) se advierten dos hechos notorios; en primer lugar la unidad 7 de la Formación Centinela, que corresponde a las "tilitas" de otros autores, es lo que hoy se denomina Formación Zapla. En segundo lugar, se puede notar que las únicas sedimentitas de color rojizo (unidad 3) citadas en la columna aparecen por encima de las calizas con *Hoekaspis schlagintweiti* (unidad 2), contrastando así con

las opiniones vertidas por Schlagintweit (1943) y Cecioni (1953).

Fernández (1981) en base a observaciones realizadas en el arroyo Zanjón y río Las Capillas modificó la posición estratigráfica de la Formación Capillas, reubicándola por debajo de la Formación Centinela.

Estratigrafía

En el arroyo Zanjón, flanco occidental de la sierra de Zapla, aflora la columna ordovícica dispuesta en una estructura homoclinal de fuerte buzamiento al oeste y sin complicaciones tectónicas mayores. Allí se pudo comprobar que el horizonte de sedimentos de color rojo se encuentra por debajo de las calizas con *Hoekaspis schlagintweiti*, mediando entre ambos un espeso paquete de areniscas y areniscas cuarcíticas; lo mismo acontece en el curso inferior del río Las Capillas. Esa circunstancia nos hace coincidir con las observaciones de Schlagintweit, Cecioni y Fernández, por lo que se torna necesario un nuevo ordenamiento que reemplace al esquema estratigráfico de Harrington.

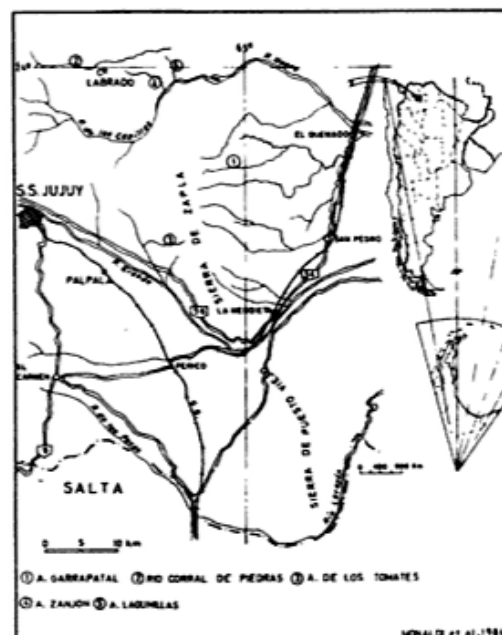


Figura 1: Mapa de ubicación de área estudiada.

Las diferencias litológicas y cromáticas entre las formaciones Zanjón y Capillas son mínimas, por lo que resultan fácilmente confundibles en afloramientos aislados sin relaciones de base o techo. Esa circunstancia pudo haber inducido a Harrington a colocar las capas rojas (unidad 3) por encima de la Formación Capillas (unidad 2), cuando

en realidad aquellas sobreyacen a la Formación Zanjón (unidad 1).

Por todo lo expuesto anteriormente, la columna ordovícica de la sierra de Zapla queda reordenada como sigue (de techo a base):

Formación Zapla
Formación Centinela
Formación Capillas
Formación Labrado
Formación Zanjón

Las equivalencias con los esquemas de otros autores se pueden observar en el cuadro I.

Descripción de las Formaciones

Formación Zanjón (Harrington in Harrington y Leanza, 1957).

Está muy bien expuesta en el curso inferior del arroyo Zanjón, en las proximidades de su desembocadura en el río Las Capillas. Aflora también en el curso inferior del río Las Capillas formando el núcleo del anticlinal y fue observada por Nieniewski y Wleklinski (1950) en el río Corral de Piedras, al norte del cerro Labrado.

Su base no aflora y le siguen en concordancia las sedimentitas de la Formación Labrado.

Diagnosis: Areniscas finas, fangolíticas, de colores gris y gris verdoso, estratificación mediana a gruesa. Son frecuentes las intercalaciones de areniscas finas, duras, grises, tabulares algunas y lenticulares otras. También aparecen, ocasionalmente, coquinas y calizas lenticulares delgadas, de colores gris oscuro y gris respectivamente, con mayor frecuencia hacia el techo de la formación y estratos finos de cuarcitas gris blancas, hacia la base.

A unos 80 metros del techo aflora un paquete de 5 metros de espesor de arenisca angolítica morada, con decoloraciones verdes y de aspecto lenticular.

Toda la secuencia es rica en los ichnogéneros *Cruziana* y *Skolithos*, como así también en restos de *Lingula* sp.

Espesor: En el arroyo Zanjón se midió un espesor parcial de 580 metros.

Edad y correlación. La mayoría de los autores coinciden en asignarla al Arenigiano. Fernández (1981, 1982) le asigna edad arenigiana inferior a media en base a los conodontos presentes en el tercio superior de la formación; dichos conodontos son los siguientes: *Drepanodus* sp aff. *D. arcuatus*, *Drepanoistodus* sp aff. *D. forceps*, *Drepanoistodus* sp aff. *D. basiovalis*?, *Erismodus*

sp, *Oistodus* sp, *Paroistodus* sp aff. *P. nummarcuatus*, *Protopanderodus* sp aff. *P. leonardii* y *Stolodus* sp cf. *S. Stola*. Están también presentes los morfogéneros *Acodus*, *Cordylodus*, *Drepanodus*, *Oneotodus*, *Oistodus*, *Paltodus*, *Ptiloconus*, *Sagittodontus*, *Scandodus* y *Trichonodella* (Fernández, 1982).

Entre los macrofósiles se pueden citar *Thysanopyge argentina* y braquiópodos indeterminables (Harrington in Harrington y Leanza, 1957).

Sería equivalente, en parte, a las formaciones Mojotoro (Ruiz Huidobro y González Bonorino, 1953), Parcha y Cieneguillas (Harrington in Harrington y Leanza, 1957) y Acoite (Turner, 1960).

Formación Labrado (Harrington in Harrington y Leanza, 1957)

Harrington distinguió en su columna tres unidades dentro de la Formación Labrado. Bajo esta denominación se incluyen en este trabajo a las unidades 3 y 4, mientras que la unidad 5 es asignada a la Formación Capillas siguiendo criterios que se discutieron con anterioridad (véase el cuadro I).

Las características litológicas de la Formación Labrado permiten separarla en dos miembros; para el inferior se propone la denominación Laja Morada y para el superior Lagunillas.

Sus relaciones de base y techo son concordantes con las formaciones Zanjón y Capillas respectivamente.

Miembro Laja Morada (nov. nom.): Aflora en el arroyo Zanjón y en distintos sectores del río Las Capillas, uno de los cuales es denominado Laja Morada por los lugareños.

Diagnosis: Areniscas finas, fangolíticas, de color morado y rojizo, con motas de decoloración verde, estratificación gruesa y maciza, con disyunción esferoidal. Intercalan, en forma espaciada, areniscas fangolíticas de color verde, en paquetes de hasta 3 metros de espesor. En la parte media se destaca un paquete de 15 metros de espesor de areniscas finas de color morado apagado, bien estratificada, tabulares algunas y lenticulares otras, con laminación paralela y entrecruzada.

Son frecuentes los restos de *Lingula* sp, dispersos dentro de la masa de sedimentos o bien formando delgadas capas y lentes coquinoides; también están presentes los ichnogéneros *Skolithos* y *Arthropycus*.

Estos sedimentos morados y rojos han sido citados para las sierras de Santa Bárbara (González, 1970; Aceñolaza y González, 1977) y del Gallo (Mauri, 1966), lo que los convierte en un horizonte guía de suma

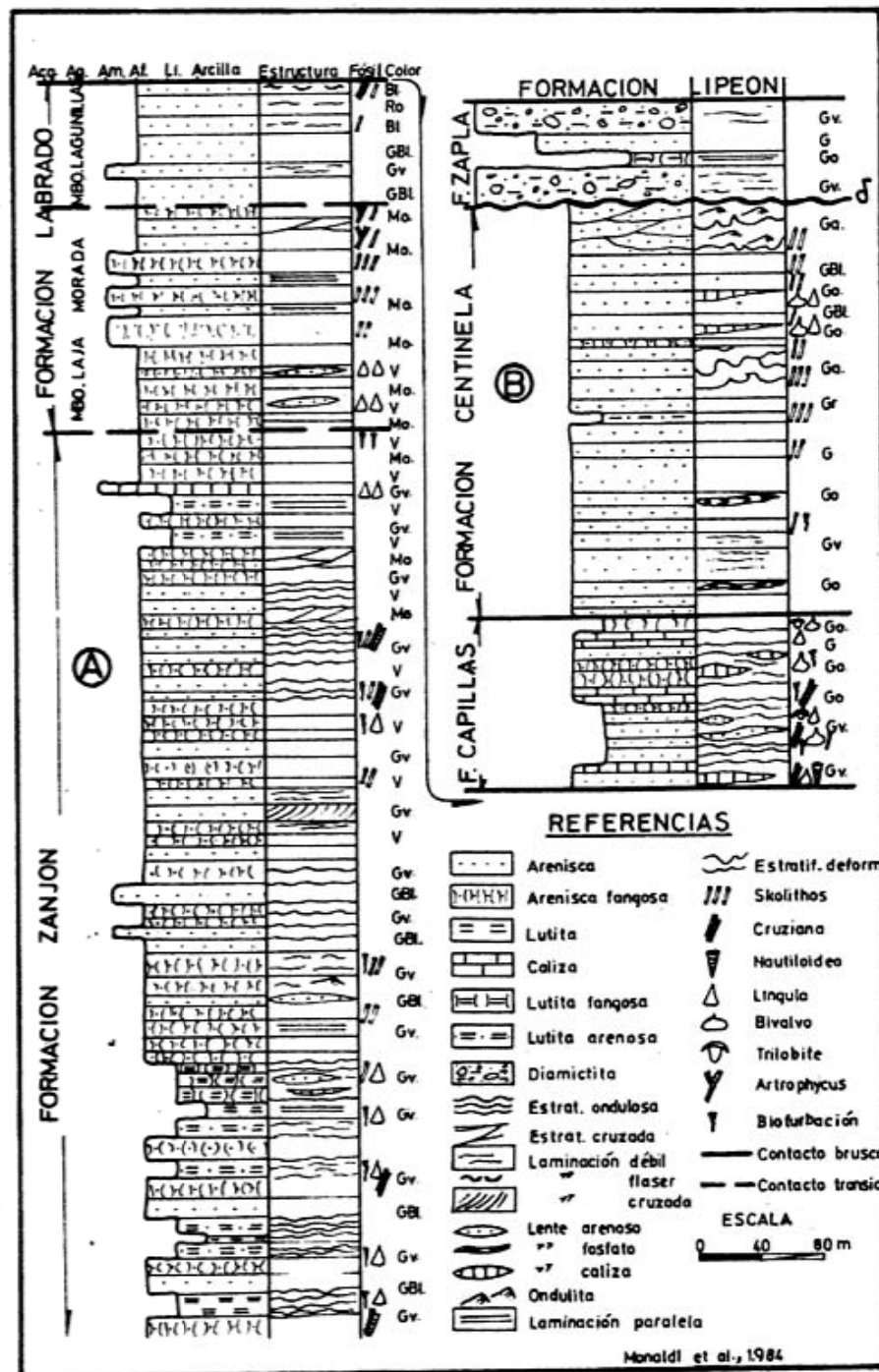


Fig. 2: Columna estratigráfica integrada del Ordovícico de la sierra de Zapla. A: arroyo Zanjón; B: arroyo Garrapatal.

importancia en el Ordovícico de las Sierras Subandinas.

Miembro Lagunillas (nov. nom.): Tiene muy buenas exposiciones en el río Las Capillas, aguas abajo de la desembocadura de los arroyos El Naranjo y Lagunillas, y en el arroyo Zanjón. También fue identificada su parte superior en el arroyo Garrapatal, formando un salto de gran altura.

Diagnosis: Areniscas finas a medianas, cuaríticas, de colores grises amarillentos y rosados en corte fresco, estratificación mediana a gruesa y muy gruesa; externamente presentan tonos rosados. En la base se destacan estructuras de corte y relleno y entrecruzamiento tangencial simple. La geometría de los estratos es variable: lenticular, cuneiforme y tabular.

Intercalan esporádicamente, areniscas finas, micáceas, lamosas, de colores pardo rojizos y algunos paquetes de fangolitas verdes y moradas.

Hay algunos restos de *Lingula* sp, *Cruziana* y son abundantes los tubos de *Skolithos*.

Por su aspecto, en afloramientos aislados, puede confundirse con la Formación Centinela de la que se distingue por la presencia de fangolitas moradas y verdes, ausentes en la última.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Labrado, a pesar de su concordancia, son diferentes en base y techo; mientras el pase con la Formación Zanjón es transicional, su pase a la Formación Capillitas se produce en forma brusca.

Espesor: Los espesores medidos fueron los siguientes:

Río Las Capillas:

Miembro Laja Morada: 50 m

Miembro Lagunillas: 110 m

Arroyo Zanjón:

Miembro Laja Morada: 145 m

Miembro Lagunillas: 72 m

Edad y correlación: Carece de fósiles que puedan indicar con certeza su edad; por su posición estratigráfica (interpuesta entre las formaciones Zanjón y Capillitas) podría establecerse en el Arenigiano medio a superior.

Sus correlaciones, de manera imprecisa, serían similares a las mencionadas para la Formación Zanjón.

Formación Capillitas (Harrington in Harrington y Leanza, 1957).

Está muy bien expuesta en los arroyos Zanjón y Garrapatal y en el curso inferior del río Las Capillas.

Descansa en concordancia sobre el Miembro Lagunillas de la Formación Labrado y es cubierta de la misma manera por la Formación Centinela.

Diagnóstico: Areniscas finas, fangolíticas, de colores gris oscuro, gris verdoso y verde oliva, estratificación mediana; internamente muestran una débil laminación ondulosa y discontinua. Intercalan con bastante frecuencia capas y lentes delgados de areniscas finas, grises, muy duras y calizas gris oscuro, coquinoides. En el arroyo Zanjón, a unos 30 metros de la base, aflora una lutita fangosa muy fosilífera, de color gris verdoso. En el arroyo Garrapatal, a unos 40 metros de la base, se ubicó un paquete de 6 metros de espesor constituido por una

alternancia de calizas gris oscuras con lentes de coquinas, areniscas calcáreas grises y pelitas gris verdosas. Un banco de la caliza gris oscura llega a tener un espesor de 3 metros.

Espesor: Los espesores medidos muestran una pronunciada disminución hacia el este:

Arroyo Zanjón: 230 m

Río Las Capillas: 160 m

Arroyo Garrapatal: 108 m

Edad y correlación: Toda la secuencia es fosilífera, notándose una mayor concentración en los niveles calcáreos y lutíticos. Entre los elementos presentes podemos citar: *Hoekaspis schlagintweiti*, *Brongniartella zaplensis*, *Ctenodonta* sp, *Lingula* sp y varias especies de nautiloideos notables por su gran tamaño. También son frecuentes niveles de *Cruziana* y *Skolithos*. Harrington (in Harrington y Leanza, 1957), en base a la presencia de *H. schlagintweiti*, le asignó edad llanvirniana inferior.

Una muestra de la caliza con *Hoekaspis*, proveniente del río Las Capillas, proporcionó abundantes conodontos de color ámbar en muy buen grado de conservación. Su valor CAI (Color Alteration Index; Epstein et al., 1977) es evidentemente 1, lo que revela que las rocas portadoras estuvieron sometidas a baja carga sedimentaria y a temperaturas que no superaron los 80° C. En los estudios preliminares se determinaron elementos ozarkodiniformes, falodiformes, trichonodelliformes, amorphognatiformes, cordylodiformes. Estos elementos constituyen aparatos multielementales de conodontos de los cuales, hasta el momento, se han determinado los correspondientes a los géneros *Prioniodus* y *Microzarkodina*. Las comparaciones a nivel específico de estos géneros, sugieren la posibilidad que se trate de especies nuevas cuyo nivel evolutivo es ligeramente superior al de *Prioniodus navis* y *Microzarkodina flabellum*. *Prioniodus navis* nomina una zona de conodontos de las regiones báltica y escandinava, situada en la parte inferior del Volkhoviano, equivalente aproximado del Arenigiano medio. El entorno de edad de la Formación Capillitas podría ser fijado, entonces, entre el Arenigiano superior y el Llanvirniano inferior, considerando lo indicado por los conodontos y la macrofauna respectivamente.

Es equiparable a las formaciones Santa Gertrudis y Sepulturas (Harrington in Harrington y Leanza, 1957) y a los términos superiores de la Formación Acoite (Turner, 1960).

Formación Centinela (Harrington in Harrington y Leanza, 1957)

Schlagintweit (1943)	Nieniewski y Wleklinski (1950)	Cecioni (1953)	Harrington (1957)	Fernandez (1981)	Este trabajo (1984)	
Grupo 5 (Horizonte Glacial de Zapla)	Serie 7 (Horizonte Glacial de Zapla)	Serie e (Horizonte Glacial de Zapla)	Centinela	Unidad 7	F. Zapla	F. Zapla
Grupo 6	Serie 8	Serie d		Unidad 6	F. Centinela	F. Centinela
Grupo 7	S e r i e 9	Piso 1	F. Labrado	Unidad 5	F. Capillas	F. Capillas
Grupo 8		Piso 2		Unidad 4	F. Labrado	M. Lagunillas
Grupo 9		Piso 3		Unidad 3		
		Piso 4		F. Capillas (Unidad 2)	F. Zanjón	F. Zanjón
		F. Zanjón (Unidad 1)				

Base no vista
Cuadro I: Comparación de la nomenclatura estratigráfica más utilizada y la propuesta en este trabajo.

Constituye el filo culminante de la sierra de Zapla, por su potencia y gran resistencia al intemperismo. Se la observó en los cursos de los arroyos Zanjón, Los Tomates, Garrapatal y en los ríos Las Capillas y Corral de Piedras pero, de acuerdo a los autores que trabajaron en la sierra, su presencia es casi permanente en la mayoría de las quebradas que surcan ambos flancos del anticlinal de Zapla.

Sur relaciones de base son concordantes con la Formación Capillas, mientras en el techo se infiere una discordancia erosiva con la Formación Zapla.

Diagnosis: Está constituida por cuarcitas, areniscas cuarcíticas y areniscas, de grano fino a mediano, blancas, gris claro y con tonalidades amarillentas y verdosas hacia la base; la estratificación es gruesa y muy gruesa, tabular y maciza. Son escasas las capas con laminación paralela y entrecruzada. Ocasionalmente intercalan pelitas gris verdosas con estratificación fina y muy fina y delgados lentes de coquinas constituidos por restos fragmentarios de *Lingula* sp.

Es común la presencia de tubos de *Skolithos* y niveles de ondulitas asimétricas de interferencia, linguoides y rectas de crestas suaves. Otra característica notoria es la aparición en el techo de la formación, de paquetes de areniscas cuarcíticas con estratificación deformada originada por movimientos en masa sobre una pendiente (*slumping*).

Espesor: Algunos de los espesores medidos son los siguientes:

Arroyo Zanjón: 177 m
Río Las Capillas: 227 m
Arroyo Garrapatal: 268 m

Edad y correlación: La edad de la Formación Centinela, que siempre se consideró el último testimonio de sedimentación ordovícica en las Sierras Subandinas, es difícil de definir con exactitud debido a su carencia de fósiles diagnósticos. Según Harrington (in Harrington y Leanza, 1957) contiene escasos restos de *Calymenella? zaplensis*, *Ctenodonta* sp, *Lingula inornata* y asáfidos indeterminados. *Calymenella? zaplensis* fue reubicada por Monaldi (1982) como *Brongniartella zaplensis* la que como ya mencionamos está también presente en la Formación Capillas asociada a *Hoekaspis schlagintweiti*. Esta circunstancia sumada a su posición estratigráfica permitiría, en principio, suponer una edad llanvirniana, como más antigua, para la Formación Centinela.

Sus correlaciones son inseguras mientras no se determine con certeza su edad.

Formación Zapla (Schlagintweit, 1943)

Esta unidad es incluida dentro del Ordovícico, con cierta incertidumbre, siguiendo criterios que se discutirán con posterioridad.

Tiene una amplia difusión en ambos flancos de la serranía de Zapla. Nuestras observaciones se realizaron a lo largo de los ríos Corral de Piedras y Las Capillas y en el arroyo Garrapatal.

Fuera del ámbito de la sierra de Zapla, fue identificada en las sierras de Santa Bárbara, Centinela, Puesto Viejo y del Gallo (Unchimé).

En su base se infiere una discordancia erosiva con la Formación Centinela y es sobrepuesta en aparente concordancia por la Formación Lipeón.

Diagnosis: Una característica distintiva de

la Formación Zapla es su acentuada heterogeneidad litológica tanto en sentido lateral como vertical, la que se manifiesta aún en afloramientos muy próximos entre sí.

Las diamictitas son el tipo litológico omnipresente y permiten identificar con certeza a la unidad. Se caracterizan por su color gris oscuro y gris verdoso oscuro en cortes frescos y por ser generalmente friables.

En el río Corral de Piedras las diamictitas se presentan interestratificadas e interlaminaadas con pelitas grises oscuras, areniscas y areniscas calcáreas grises con ondulitas de interferencia y de crestas rectas. Las pelitas contienen clastos dispersos de cuarzo, tamaño sábulo, los que a veces aparecen concentrados en sectores pequeños.

En el curso superior del río Las Capillas, los afloramientos de diamictitas carecen por completo de estratificación; intercala en ese sector, un paquete de 20 metros de espesor de areniscas cuarcíticas, de colores gris claro, gris verdoso y gris amarillento, de grano fino y estratificación gruesa y muy gruesa; estos paquetes muestran en algunos casos superficies de estratificación ondulada y estructuras (flow roll) producidas por deslizamientos gravitacionales. Dentro del cuerpo de las diamictitas se pueden ver bloques y lentes de las areniscas antes mencionadas, a veces contorsionados, que alcanzan los 4 metros de longitud máxima.

En el arroyo Garrapatal, la Formación Zapla tiene la particularidad de estar separada de la Formación Lipeón suprayacente por una capa de riolita de 15 a 60 centímetros de espesor (Cecioni, 1949; 1953); las relaciones de contacto de la riolita indican que el evento efusivo que la originó fue anterior a la deposición de las capas basales de la Formación Lipeón, unidad que comienza con 4 centímetros de arenisca fina, muy micácea, de color gris, con clastos dispersos de cuarzo y riolita, 1,5 a 2 centímetros de diámetro.

Desde el punto de vista granulométrico, las diamictitas se caracterizan por granos de cuarzo medianos y gruesos a sabulíticos, bien redondeados, englobados en una abundante matriz areno-limosa a fangosa; clastos de tamaño mayor (hasta 20 centímetros) de cuarcitas, areniscas, pelitas y escasos de granito, ftanita y de las mismas diamictitas aparecen dispersos; también se suelen encontrar algunos nódulos de pirita. En forma excepcional suelen aparecer bloques de dimensiones mayores como los citados en el río Las Capillas.

Espesor: Se midieron los siguientes espesores:

Río Corral de Piedras: 12 m
Río Las Capillas (curso sup.): 77 m
Río Las Capillas (curso inferior): 20 m
Arroyo Garrapatal: 66 m

Edad y correlación: Los restos de fósiles encontrados hasta el momento en la Formación Zapla son escasos y carecen de valor diagnóstico. En las diamictitas se encontraron restos de un braquiópodo inarticulado (lingúlido) y de un cnidario indeterminable. Una muestra de pelita de la sección del río Corral de Piedras proporcionó algunos restos de acritarcos (Monteros, com. pers.) una mayor precisión sobre la edad de la Formación Zapla; por el momento aquella sólo puede ser establecida a base de la edad de las formaciones limitantes, lo que será discutido en capítulo aparte.

La Formación Zapla se puede correlacionar con la Formación Mecoyita (Turner, 1960) y con la Formación Cancañiri (Rivas y Carrasco, 1968) de Bolivia.

Consideraciones sobre la edad de la Formación Zapla

Harrington (in Harrington y Leanza, 1957) incluyó a los conglomerados "glacimarininos" de la Formación Zapla en la parte cuspidal de la Formación Centinela, a la que consideró de edad llandelliana-carado-ciana.

Turner (1960) supuso una edad silúrica para la Formación Mecoyita (=Zapla) de la sierra de Santa Victoria, considerando una relación discordante en su base ya que se apoya tanto sobre la Formación Santa Rosita (Tremadociano) como sobre la Formación Acoite (Arenigiano-Llanvirniano). Estas ideas fueron seguidas luego por varios autores quienes, teniendo en cuenta la discordancia de base con rocas ordovícicas, coincidieron en señalar que la Formación Zapla representaba el inicio del ciclo de sedimentación silúrico. De esta manera, la edad de la Formación Lipeón suprayacente fue tomada como parámetro para la Formación Zapla cuya edad varió, de acuerdo a las oscilaciones de aquella, entre el Llandoveryano y el Wenlockiano.

La sección inferior de la Formación Lipeón, al igual que las formaciones Centinela y Zapla, carece de fósiles diagnósticos; la mitad superior, en cambio, es portadora de una abundante fauna de trilobites, braquiópodos, nautiloideos, conuláridos, entre otros. El conjunto de trilobites indica una edad comprendida entre el Wenlockiano y el Ludloviano y quizás Devónico Inferior (Baldis et al., 1976).

El hallazgo de algunos graptolitos en la sierra de Puesto Viejo (Boso et al., 1983), ubicados en los niveles basales de

la Formación Lipeón, permitiría asignarle edad más antigua. Dichos graptolitos en principio fueron asignados al género *Climacograptus* Hall; en una revisión posterior ese material fue asignado al subgénero *Pseudoclimacograptus* (*Pseudoclimacograptus*), forma que no supera una edad llando-veriana; las características de los ejemplares estudiados los aproximan más a las es-

pecies de *Pseudoclimacograptus* del Ordovícico que a las silúricas (Ortega et al., 1984).

La circunstancia apuntada indicaría para la base de la Formación Lipeón una edad ordovícica superior a llando-veriana, por lo que la Formación Zapla infrayacente podría, entonces, haberse depositado durante el Ordovícico.

Lista de trabajos citados en el texto

- ACEÑOLAZA, F. G. y O. E. GONZALEZ, 1977. El Ordovícico de la zona de arroyo Volcán, en la sierra de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Inst. Geol. y Min., Rev.*, 2: 125-137, Jujuy.
- BALDIS, B., L. BENEDETTO, G. BLASCO y M. MARTEL, 1976. Trilobites silúrico-devónicos de la sierra de Zapla (Noroeste de Argentina). *Ameghiniana*, 13 (3-4): 185-225, Buenos Aires.
- BOSO, M. A., C. R. MONALDI y J. A. SALFITY, 1983. Silúrico y Devónico del noroeste argentino: investigaciones en desarrollo. Segunda Reunión Intern. Proyecto 193 (UICG-PICG) - Silúrico y Devónico de América Latina, *Rev. Tec., YPFB*, 9 (1-4): 137-142, Bolivia.
- CECIONI, G., 1949. Informe preliminar sobre el levantamiento de la zona sur del anticlinal de Zapla y parte de Santa Bárbara (provincia de Jujuy). *Inst. Geol. y Min.*, 2 (5): 63-76, Jujuy.
- _____, 1953. Contribución al conocimiento de los nautiloideos eopaleozoicos argentinos. *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat.*, 26 (2): 57-110, Santiago de Chile.
- EPSTEIN, A. G., J. B. EPSTEIN y L. D. HARRIS, 1977. Conodont color alteration-an index to organic metamorphism. *Geol. Survey, Profes. Paper* 995: 1-27, Washington.
- FERNANDEZ, J. C., 1981. Conodontos y observaciones estratigráficas en la zona del río Las Capillas, sector septentrional del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Univ. Nac. de Salta, Tesis Profesional* (Inéd.), Salta.
- _____, 1982. Conodontos arenigianos de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy, Argentina. III^o Congr. Arg. de Paleont. y Bioestrat., *Resúmenes*: 16, Corrientes.
- GONZALEZ, O. E., 1970. Estudio geológico de la zona de los cerros de Pereyra, sierra de Santa Bárbara (provincia de Jujuy). *Univ. Nac. de Córdoba, tesis doctoral* (Inéd.), Córdoba.
- HARRINGTON, H. J. y A. F. LEANZA, 1942. Sobre algunos trilobites nuevos o poco conocidos del Ordovícico del norte argentino. *Rev. Mus. La Plata, n. ser., secc. Paleont.*, 2: 131-141, La Plata.
- _____, y _____, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Univ. Kansas, Spec. Publ.* 1, Lawrence.
- MAURI, E. T., 1966. Geología general del yacimiento ferrífero de Unchimé. *Inst. Nac. Geol. y Min.*, (Inéd.), Buenos Aires.
- MONALDI, C. R., 1982. Reasignación genérica de *Calymenella?* zaplensis Harrington y Leanza, 1957 (Trilobita). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (3): 261-267, Buenos Aires.
- NIENIEWSKI, A. y E. WLEKLINSKI, 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, V (4): 169-203, Buenos Aires.
- ORTEGA, G., C. R. MONALDI y M. A. BOSO, 1984. Hallazgo de *Pseudoclimacograptus* (Graptolithina) en la base de la Formación Lipeón, sierra de Puesto Viejo, Jujuy. *APA, Reunión de Comunicaciones paleontológicas* (Inéd.), Tucumán.
- RIVAS, S. y R. CARRASCO, 1968. Geología y yacimientos minerales de la región de Potosí. *Serv. Geol. de Bolivia, Bol.* 11, La Paz.
- RUIZ HUIDOBRO, O. J. y F. GONZALEZ BONORINO, 1953. La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de "Cruziana" como indicador estructural. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VIII (4): 214-219, Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el norte argentino. *Bol. Inf. Petrol.*, 152: 1-49, Buenos Aires.
- _____, 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia. *Rev. Min. Arg.*, 13 (4): 115-127, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Acad. Nac. Cienc., Bol.*, 41: 163-196, Córdoba.

Recibido: 3 de diciembre, 1984

Aceptado: 26 de abril, 1985

CESAR RUBEN MONALDI

CONICET - Universidad Nacional de Salta
Facultad de Ciencias Naturales
Castañares - 4400 Salta

JUAN CARLOS FERNANDEZ

Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Campamento Vespucio - Salta

MIGUEL ANGEL BOSO

Universidad Nacional de Salta
Facultad de Ciencias Naturales
Castañares - 4400 Salta

GEOLOGIA DEL CERRO CAQUEL Y ALEDAÑOS, DEPARTAMENTO FUTALEUFU, PROVINCIA DEL CHUBUT

JOSE IGNACIO BENITO, CARLOS JORGE CHERNICOFF

Resumen

Se describe la geología de la región del cerro Caquel ubicado en el sector extraandino de la Provincia del Chubut. Las unidades litológicas reconocidas están representadas por esquistos biotíticos anfibólicos que tentativamente son asignados al Paleozoico y son posiblemente asimilables a los esquistos de Arroyo Pescado, continuando la secuencia con un conjunto de areniscas arcillosas marinas de edad liásica y rocas volcánicas mesosilícicas y ácidas incluídas en el lapso Post-liásico - Pre-Cretácico superior.

Este conjunto litológico fue intruído por el stock del cerro Caquel asignado al Cretácico superior. Se trata principalmente de un cuerpo diorítico que presenta facies más gruesas de composición tonalítica. Un reducido afloramiento de pórfiro dacítico con xenolitos de la plutonita y diques básicos representan una eruptividad postplutónica asignable al Terciario (Eoceno medio temprano).

Sobre estas unidades se apoyan rocas de edad terciaria (Oligoceno-Mioceno) representadas por microcoquinas de ostrácodos, tobas, areniscas y conglomerados continentales. Finalmente, un manto de rodados cuarzosos de origen fluvio-glacial tapizan los asomos antes mencionados.

Abstract

The geology of the Cerro Caquel hill and adjacent area, western Chubut Province, is presented in this paper.

The main rock types are biotite-amphibole schists thought to be equivalent to the nearby Arroyo Pescado Schists and therefore also of Lower Paleozoic age, Liassic marine sandstones and post-Liassic intermediate volcanic rocks. This rock assemblage is intruded by the Cerro Caquel Stock of Upper Cretaceous age, mainly composed of diorite and tonalite.

In addition, a number of Tertiary basic dykes and an isolated outcrop of dacite porphyry including xenoliths of the Cerro Caquel Stock represent the youngest igneous activity known in the study area.

Finally, a Quaternary fluvio-glacial deposit partly covers the older units.

Introducción

El presente trabajo corresponde a la integración de los Trabajos Finales de Licenciatura (Benito, 1981; Chernicoff, 1981) que los autores presentaron a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Los estudios geológicos de campo fueron llevados a cabo durante las campañas realizadas en marzo de 1981 y febrero de 1982 con los aportes económicos y logísticos del Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos. Durante dicho lapso se recorrió la zona y se realizaron dos perfiles a escala 1:5000 con plancheta y un mapa geológico a escala aproximada 1:40.000 sobre la base de foto-

gramas (Nº 4372-201-20/4372-202-23) del Instituto Geográfico Militar.

Ubicación geográfica

La zona se halla ubicada en el noroeste de la Provincia del Chubut, Departamento Futaleufú, sobre la ruta nacional 40, unos 20 km al norte del pueblo de Tecka (véase figura 1).

El cerro Caquel ubicado dentro de este marco se levanta sobre un paisaje de suaves lomadas limitado al norte por el arroyo El Rápido, al sur por el arroyo Caquel y al este por el río Tecka, colector principal del área.

Antecedentes

Diversos autores han hecho directa o indirectamente referencia a las unidades que se distinguen en la comarca.

Las primeras informaciones sobre depósitos liásicos en la zona fueron dadas a conocer por Roth (1908), quien menciona, al sudoeste del río Tecka, sedimentos calcáreos dolomíticos con fauna marina, posteriormente estudiada por Schiller (en Wahnish de Carral Tolosa, 1942). Keidel (1920) también estudió otros asomos litológicos a ambos lados del río Genoa, principalmente en la margen oeste.

La zona constituida por estratos liásicos se extiende hacia el Norte del mencionado río a lo largo de numerosos afloramientos descubiertos por Piatnitzky (1933-1936) desapareciendo hacia el Sur bajo las mesetas situadas al Oeste del río Senguerr.

Otra de las unidades aflorantes es el stock del cerro Caquel, el cual se inscribe dentro del plutonismo del Chubut extra-andino, y que Suero (1947) lo describe intruyendo sedimentitas marinas, posteriormente documentadas como liásicas (Suero, 1953).

Freytes (1973) postula que la fase magmática que dió lugar al emplazamiento de los granitos de la sierra de Tepuel, cordón Putrachoique y cerro Caquel, se habría verificado entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior. Spikermann (1978) se refiere a este cuerpo ubicando la intrusividad del stock del cerro Caquel en el Cretácico Superior, con una edad mínima de 75 ± 5 Ma. Por otra parte Turner (1982) hace referencia al stock del cerro Caquel incluyéndolo en la Formación Aleusco del Cretácico Superior.

Respecto a los trabajos referentes a sedimentitas terciarias en el área se deben citar los realizados por Roth (1908) quien las comparó con la "Formación Santacruceana". Lesta, Ferello y Chebli (1976) las ubican como equivalentes a la Formación Collón Cura. Turner (op. cit.), en un trabajo regional, refiriéndose a las sedimentitas terciarias que se hallan en las barrancas del río Tecka, las denominó Formación La Mimosa, asignándole edad miocena. Asimismo, cita afloramientos de rocas sedimentarias de edad oligoceno-miocena (Formación Carinao) sobre el costado occidental de la ruta nacional 40.

Estratigrafía

Paleozoico inferior?-Lias

Rocas esquistosas:

El corte natural del arroyo El Rápido, afluente noroccidental del arroyo Caquel, permite observar un reducido afloramiento de rocas esquistosas (1200 m según la dirección del arroyo), que ofrece un singular interés geológico por cuanto significan un tipo petrográfico netamente distinto a lo conocido en la zona.

Estos esquistos se hallan en contacto con una roca tonalítica que corresponde a una diferenciación del stock del cerro Caquel.

Presentan una coloración castaño clara, con esquistosidad subvertical de rumbo $N22^{\circ}E$ y se hallan atravesados por filones capa post-jurásicos, de composición andesítica. Aguas abajo del contacto con la tonalita estos paquetes esquistosos con intercalaciones volcánicas se destacan por su contenido de sulfuros, cuya presencia es notoria en los afloramientos que se hallan en la junta de los arroyos El Rápido y Caquel.

Estas rocas esquistosas presentan un metamorfismo de nivel biotita-hornblenda-piroxeno. El estudio al microscopio revela las siguientes características:

- Mineralógicamente predomina la asociación cuarzo-biotita-hornblenda-piroxeno (plagioclasa, epidoto, apatita, magnetita, pirita). Presentan una textura esquistosa y un "mosaico" firmemente soldado debido a una avanzada recristalización.
- La biotita presenta carácter "fresco", tanto la de mayores dimensiones (fuertemente ordenada) que determina la esquistosidad, como la biotita de menores dimensiones (más desordenada) que integra una textura tipo "sal y pimienta".
- Desarrollo de porfiroblastos de hornblenda y augita que llegan a formar nódulos, y también de poikiloblastos de hornblenda que engloban laminillas de biotita, y granoblastos de cuarzo y plagioclasa. En algunos casos desplazan a las laminillas de biotita.
- Presencia de pirita (baja cantidad), incrementándose su contenido aguas abajo del arroyo El Rápido, donde llega a alcanzar un 30 % de la composición de la roca.

La primera hipótesis enunciable para esta entidad consistiría en considerarla una facies muy transformada de las sedimentitas liásicas marinas descritas más adelante, de forma que la esquistosidad desarrollada se debería al efecto del metamorfismo de contacto, provocado por la intrusión granítica y por el "amasamiento" producido por movimientos diferenciales de los filones capa intercalados, obedeciendo precisamente a estas causas el profuso crecimiento para-

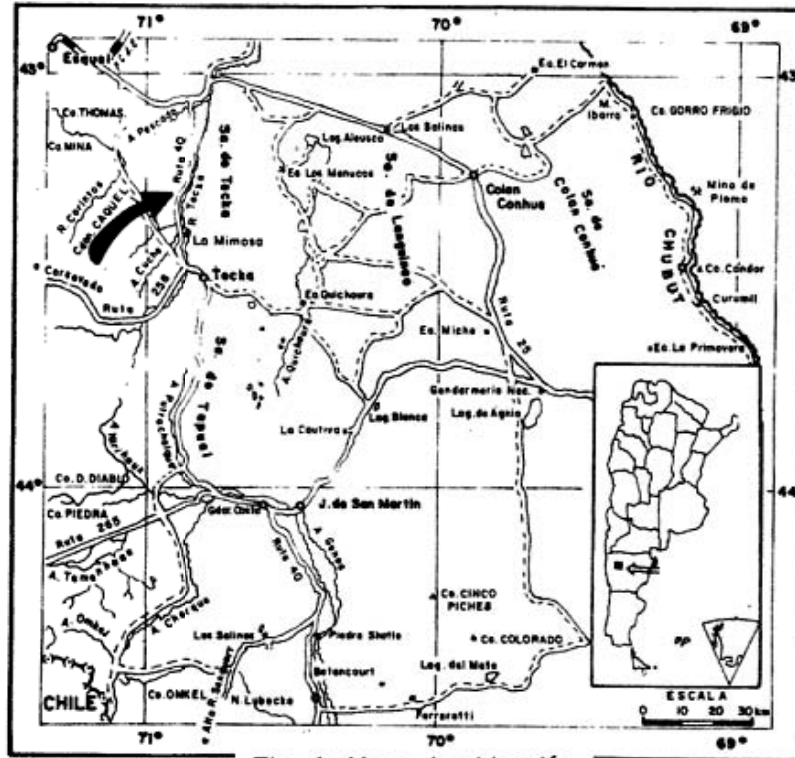


Fig. 1: Mapa de ubicación.

lelo de biotita y/o anfíbol.

La segunda hipótesis consistiría en que los esquistos constituyen una unidad más antigua que el Liásico, probablemente pre-Grupo Tepuel. Esto último se plantea por la marcada diferencia litológica y estructural existente entre los esquistos del arroyo El Rápido y las sedimentitas liásicas del área, que muestran también el efecto de contacto producido por el stock del cerro Caquel, pero sin ninguna evidencia de esquistosidad o plegamiento.

Probablemente estos esquistos provengan de rocas psamítico-pelíticas replegadas del Paleozoico bajo, cuyas estructuras sedimentarias original y de plegamiento han sido obliteradas en primer lugar por metamorfismo regional y posteriormente por los efectos de contacto del plutón antes mencionado.

Apoyan este criterio la presencia regional de afloramientos de rocas esquistosas (Arroyo Pescado, Esquel, etc.), además se han observado en clastos de conglomerados del Grupo Tepuel individuos de esquistos biotíticos (Spikermann, 1977). Por lo expuesto en este trabajo y a falta de mayores datos se conviene apoyar la hipótesis enunciada en segundo término.

Jurásico (Lias)

Sedimentitas marinas

Las rocas sedimentarias de edad liásica pertenecen a la gran cuenca estrecha y

alargada en sentido meridiano ya definida por Suero (1953) al estudiar las sedimentitas de edad carbónico-pérmica aflorantes en la región. Se debe resaltar que la extensión de estas capas es particularmente destacable en la provincia del Chubut, donde acompañan en forma muy significativa a las largas fajas de sedimentitas antracóliticas aflorantes en las serranías de rumbo norte-sur, llegándolas a sobrepasar algo hacia el este.

Los afloramientos principales de estas sedimentitas, dentro de la zona estudiada, se hallan sobre la margen izquierda del río Tecka, a la altura del km 1595 de la ruta nacional 40 (figuras 2 y 3).

Estos afloramientos muestran bancos bien estratificados, compactos, de una coloración general castaña, con sectores más claros en uno de los cuales se ha encontrado un nivel fosilífero que contiene *Weyla alata*, *Trigonia catanillensis* y otros bivalvos mal conservados y no determinados.

El arrumbamiento de estos bancos es norte-sur con inclinación de 30° hacia el oeste. No obstante, en las cercanías del stock, se observan variaciones en el rumbo y en la inclinación, provocadas probablemente por la mecánica de intrusión del mismo. Es de destacar que estos afloramientos se encuentran afectados por un juego de diaclasas de rumbo noroeste e inclinación subvertical.

El espesor mínimo aflorante es del orden de 90 m, aunque este valor debe conside-

rarse con reservas, dado que la exposición de los afloramientos no es muy buena y además los mismos están, como se dijo anteriormente, disturbados por la tectónica debido a la intrusión del plutón.

Estas sedimentitas son principalmente areniscas arcillosas (wakes) de grano fino, poseen textura microbrechosa conspicua, y presentan intercalaciones de lutitas y niveles tobáceos y tuffíticos.

La fracción clástica de las areniscas es angulosa, presenta una gradación de tamaño entre los 0,05 mm y 0,50 mm, y está constituida, en orden decreciente de abundancia, por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (ortosa, y microclino en menor cantidad), fragmentos líticos (vulcanógenos de cuarzo microcristalino y otros no determinados), titanita, circón y apatita.

La característica distintiva de estas areniscas arcillosas es su matriz recristalizada, compuesta por material arcilloso-sericita, clorita-cuarzo, "nidos" de biotita, agregados microcristalinos ("grumos") de epidoto y turmalina.

Se considera que estas sedimentitas liásicas tienen en parte aporte de un basamento plutónico, hecho que está sugerido por la presencia de microclino y, en forma aleatoria, cuarzo con extinción ondulosa a fragmentosa y plagioclasa deformada mecánicamente.

En la margen derecha del arroyo Caquel a unos 4 km de la ruta nacional 40 (figura 2) se observa otro asomo de sedimentitas liásicas. Presentan rumbo N25°O e inclinación 52° al sudoeste, y tienen características similares a las descritas anteriormente. Se trata de pelitas finamente bandeadas con alternancia de bandas oscuras y claras, constituidas por cuarzo, sericita, muscovita, biotita y escasa clorita. Los minerales laminares citados son notablemente más abundantes en las bandas oscuras, donde están fuertemente orientados, mientras que el cuarzo predomina en las bandas claras. En cantidad subordinada al resto de los minerales hay turmalina, escasa apatita y minerales opacos.

Estas sedimentitas también muestran el efecto térmico del metamorfismo de contacto, que se evidencia una vez más, por una notable recristalización. Este afloramiento se halla atravesado por un dique riodacítico de 5 m de espesor, poco alterado, afectado por un juego de diaclasas de rumbo este-oeste e inclinación 42° al Sur y N35°O e inclinación 28° al noreste.

En base a lo expuesto se pudo verificar la relación de contacto con el stock pese a que en el campo no se evidencia. De forma que este liásico que constituye su

caja (por lo menos en parte) ha experimentado una acción térmica, dado que se hacen observables los siguientes fenómenos: recristalización de la matriz, epidotización, biotización y presencia de minerales secundarios granoblásticos de turmalina.

Las sedimentitas marinas aquí descritas podrían correlacionarse con aquéllas, también de edad liásica, estudiadas por Pezzuchi y Takigawa (1983) en el cerro Cuche, distante aproximadamente 35 km al sudoeste del cerro Caquel. Por lo tanto, estas rocas corresponderían a la Formación Arroyo (Pesce, 1979), a la que los autores arriba mencionados asignaron las sedimentitas del cerro Cuche.

Post Jurásico-pre Cretácico superior (?) Vulcanitas

Acompañando a modo de faja discontinua el stock del cerro Caquel, se extienden afloramientos de rocas volcánicas (figura 2), cuyas relaciones de contacto con el cuerpo granítico no se pueden observar debido a la persistente cubierta detrítica cuartaria.

Son rocas alteradas de composición principalmente feno-riodacítica y feno-traquianandesítica en similares proporciones, y feno-andesítica en forma subordinada, de coloración predominantemente gris verdosa a marrón clara. Están afectadas por tres juegos de diaclasas subverticales cuyos rumbos son: norte-sur, N75°O y N35°E.

Las feno-riodacitas presentan una textura porfírica, y están constituidas por un 25 % de fenocristales subhedrales y un 75 % de pasta. Estas rocas se componen principalmente de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, y en menor proporción biotita, epidoto y óxidos de hierro; estos últimos, junto con cuarzo secundario, se presentan en algunos casos rellenando microfracturas y definiendo una textura microbrechosa. La pasta, de textura microcristalina, está constituida por individuos de similar tamaño de feldespato alcalino, plagioclasa ácida y cuarzo, acompañados por biotita y minerales opacos.

Las feno-traquianandesitas también poseen una textura porfírica microbrechosa. Los fenocristales (20-40 %) están constituidos por: feldespato potásico en cristales subhedrales, alterados a sericita y material arcilloso; plagioclasa (andesina) en cristales subhedrales maclados, la misma presenta una zonación normal con una alteración a sericita y epidoto. La lista de minerales se completa con escasas cantidades de biotita y hornblenda, apatita, epidoto, circón, titanita y opacos. La pasta posee una textura afín con la bastonítica, estando constituida por cristales de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo y biotita (esta última en

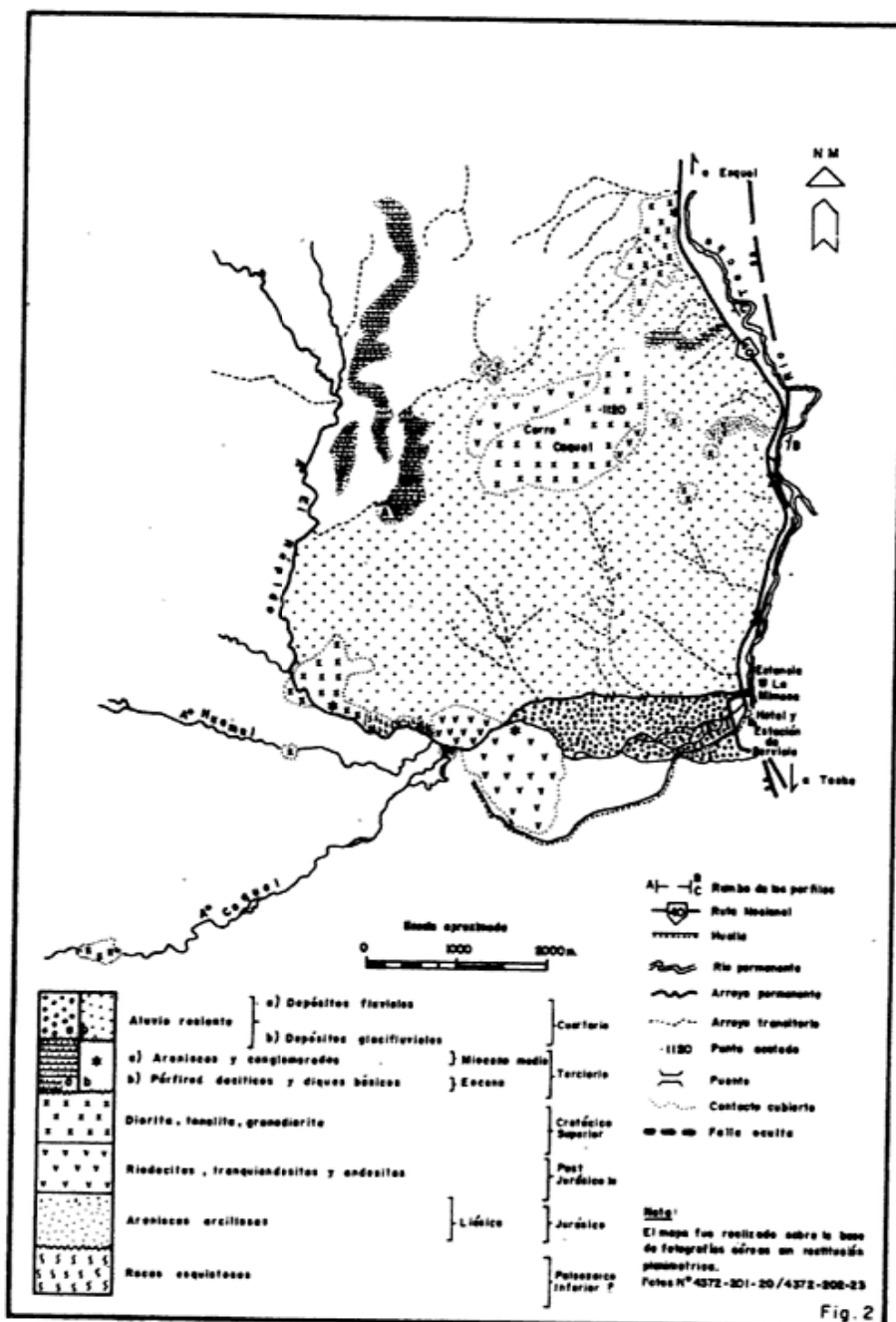


Fig. 2: Geología del área del cerro Caquel.

algunos casos forma pequeños "nidos"). Puede observarse también que en algunos sectores los minerales poseen cierta orientación, definiendo así una textura de tipo traquítica.

Las feno-andesitas por su parte están caracterizadas por una profusa blastesis de biotita y anfíbol (feno-andesitas hornfelizadas); también hay andesitas gruesas, brechosas, que evidencian el efecto térmico de la intrusión del stock del cerro Caquel (biotización diseminada y en "nidos", y epidotización).

Se incluyen también en este evento los

filones capa subverticales intercalados entre los esquistos del arroyo El Rápido, fundamentalmente constituidos por plagioclasa (oligoclasa-andesina) (60 %) y anfíbol (hornblenda, 40 %). La composición mineralógica se completa con cantidades pequeñas de biotita y minerales opacos notablemente asociados con el anfíbol. Se debe puntualizar que estos filones capa están cortados por las apófisis del cuerpo granítico y presentan signos de hornfelización, lo que demuestra sin lugar a dudas una edad pre-stock.

Cabe destacar que en los términos riodacíticos y traquiandesíticos no son dables

a observar efectos contundentes de intrusión, como sí se evidencian en las rocas y diques andesíticos, no obstante la presencia de pequeños nidos de biotita y en cierta manera la epidotización haría suponer para los dos primeros términos una edad pre-stock, no descartándose que los mismos sean comagmáticos con el cuerpo plutónico.

Cretácico

Rocas graníticas

Intruyendo a las unidades litoestratigráficas ya mencionadas se halla el cuerpo diorítico del cerro Caquel. Se extiende a modo de faja con un rumbo general nornoreste, desde la ruta nacional 40 a la altura del kilómetro 1592,8 hasta sus últimos asomos sobre el cauce del arroyo Caquel (figura 2).

El afloramiento principal, cuya cota máxima es de 1120 m s.n.m., es de sección aproximadamente elíptica de 2,2 km por 0,8 km. Si se prolonga hacia ambos lados el eje mayor de la elipse vemos que en esa dirección, y en ambos sentidos, aparecen otros afloramientos menores de la masa plutónica que han sido considerados como pertenecientes al mismo cuerpo. Así es entonces que, considerando que esta discontinuidad aflorante es sólo debida a la cubierta cuarteria, la cual en general ha dificultado el trabajo de reconocimiento, el cuerpo llegaría a tener una forma elongada de 10,5 km de largo con un ancho medio de 2 km (o sea una superficie de 21 km² aproximadamente).

El cuerpo, a pesar de una aparente homogeneidad, presenta sutiles variaciones texturales y composicionales. La textura tipo es granosa hipidiomórfica y varía entre los términos muy fino, mediano y grueso. En este último caso se destacan a simple vista cristales de anfíbol de 1 a 2 cm de longitud.

Las variedades gruesas se limitan a los bordes del cuerpo intrusivo y presentan, al igual que las otras dos, un aspecto masivo y una coloración que varía entre gris verdosa y gris rosada.

Composicionalmente el stock es diorítico, con variaciones hacia términos granodioríticos, tonalíticos y sienodioríticos. Las rocas dioríticas están constituidas esencialmente por plagioclasa (andesina) y anfíbol (hornblenda). La lista de minerales se completa con cuarzo -cuya participación es escasa- biotita, titanita y minerales opacos.

Las plagioclasas constituyen entre un 50 y un 70 % del total de la roca. Ostentan un cierto grado de idiomorfismo con un tamaño de grano que gradúa entre 0,2

mm a 1,2 milímetros. Los individuos se hallan maclados según las leyes de Albita y Carlsbad, siendo común la presencia de una zonación de tipo normal, con un característico reborde albítico que indica un enriquecimiento sódico tardío. Las plagioclasas están afectadas por alteración a sericita y epidoto.

Los cristales subhedrales de anfíbol (hornblenda verde) se presentan con tamaños variables entre 0,3 mm y 2,5 mm, y constituyen del 25 al 30 % del total de minerales formadores de la roca. Su coloración generalmente varía entre las tonalidades castañas y verdosas. En algunos casos, cristales primarios de anfíbol exhiben en continuidad óptica un reborde anfíbólico secundario a veces discontinuo de coloración verdosa, levemente pleocroico y con una serie de inclusiones de minerales opacos y plagioclasa, entre otros, los cuales marcan de este modo, una separación neta entre los dos niveles de anfíbol. Es este mismo anfíbol secundario el que también se presenta rellenando los intersticios dejados por la plagioclasa.

Quiere decir que el enriquecimiento sódico tardío está evidenciado en más de un mineral, siendo coherente el reborde albítico de la plagioclasa con el carácter más sódico presumible del reborde de los anfíboles.

La existencia de cuarzo resulta casi inadvertida, presentándose en pequeños cristales de 0,1 mm que participan en menos del 5 % en la composición total de la roca.

La parte aflorante del plutón sobre la ruta nacional N° 40 (km 1592,8) presenta características petrográficas similares a las antes descriptas. En este sector está intruído por diques básicos de grano fino de edad terciaria (cuadro I); el más potente de ellos posee un rumbo N60°E e inclinación 60° al sudeste con un espesor de 90 cm, el contacto con la plutonita es neto, tanto a escala macroscópica como microscópica, correspondiendo su composición a una roca intermedia a básica, que por su alto grado de alteración a materiales cloríticos, epidoto y titanita, no se pudo clasificar con mayor precisión.

En la prolongación del cuerpo mayor hacia el sudoeste, sobre las márgenes de los arroyos El Rápido, Huemul y Caquel, se observaron tres afloramientos que se interpretan como pertenecientes al mismo stock del cerro Caquel.

El sector aflorante sobre el arroyo El Rápido en su parte proximal a los esquistos se observa con un marcado grado de alteración, es de composición francamente tonalítica, de un mayor tamaño de grano y cataclisis. Tanto la plagioclasa (oligoclasa-andesina) como el feldespato potásico (ortosa)

muestran una avanzada alteración a material arcilloso, sericita y epidoto en menor cantidad, habiendo un menor porcentaje de biotita parcialmente cloritizada. Llama la atención la ausencia de anfíbol, que tan constantemente aparece en el resto del cuerpo plutónico. En este lugar pudo comprobarse una precisa relación de contacto neto entre el plutón y su caja, en este caso esquistosa, corroborando además el carácter intrusivo por la presencia de apófisis e intercalaciones microtonalíticas que afectan tanto a los esquistos como a los filones capa.

Unos 400 m aguas arriba del afloramiento recién mencionado, el plutón es cortado en forma de "garganta", con rumbo N40°E, por el arroyo El Rápido. Este tramo del arroyo que atraviesa a la plutonita tiene unos 900 m de longitud y el afloramiento abarca 0,4 km² de superficie. En este caso se trata de una tonalita de grano mediano con características texturales y mineralógicas similares a las del afloramiento principal, formada por plagioclasa (70 %), cuarzo (15 %), anfíbol (8 %), feldespato potásico (5 %), biotita (2 %) y cantidades menores de minerales opacos y titanita. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) se presenta en cristales subhedrales parcialmente alterados a epidoto y sericita, el cuarzo se halla en cristales anhedrales con extinción ondulosa a fragmentosa, el anfíbol (hornblenda) aparece en cristales subhedrales generalmente no mayores de 1 mm, destacándose algunos cristales con tamaños que varían entre 0,5 mm a 1,5 mm, el feldespato potásico (ortosa) se presenta en cristales anhedrales parcialmente alterados a clorita.

Entre estos dos últimos afloramientos se han localizado pequeños asomos graníticos intruídos por diques básicos muy alterados con espesores variables entre 7 cm y 2 m y rumbos entre norte-sur y N30°E, todos ellos subverticales. En el sector sudoccidental de la zona de estudio, en los arroyos Caquel y Huemul (figura 2), aparecen otros dos afloramientos que serían continuación de la masa principal del plutón.

El más austral de ellos está representado por una tonalita de grano mediano, constituida por plagioclasa (65 %), cuarzo (25 %), feldespato potásico (5 %), anfíbol (3 %), biotita (2 %) y apatita y minerales opacos en reducida cantidad. La plagioclasa (oligoclasa ácida) se presenta en cristales subhedrales de 1,5 mm a 3 mm, con zonación normal; el cuarzo se presenta con características anhedrales, con extinción ondulosa a fragmentosa y tamaños no mayores a 2 mm; el anfíbol (hornblenda) se destaca por su tamaño mayor respecto al resto de los minerales (3,5 mm a 5 mm).

En el caso del afloramiento del arroyo Huemul, también es una tonalita de textura granosa mediana, formada por plagioclasa (50 %), feldespato potásico (10 %), cuarzo (30 %), anfíbol (40 %) y en cantidad subordinada a los minerales anteriores hay biotita (parcialmente cloritizada) y apatita. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) se presenta en cristales subhedrales de hábito tabular (1,5 mm a 2 mm) con zonación directa fuertemente marcada, con avanzada alteración a sericita e inclusiones de pequeños cristales de anfíbol. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales de 1,5 mm con extinción ondulosa-fragmentosa; junto con el feldespato potásico constituye intercrecimientos micrograníticos y con la plagioclasa constituye mirmequitas. La hornblenda se presenta en cristales de tamaño notablemente mayor al resto de los minerales (5 mm), algunos de ellos maclados y alterados a epidoto.

Una característica destacable general de los afloramientos es la presencia de inclusiones oscuras, en cantidad creciente hacia los bordes del cuerpo plutónico, que alcanza dimensiones de hasta 40 cm de longitud, siendo las más comunes del orden de 15 centímetros. Estas diferenciaciones son de formas irregulares y poseen bordes redondeados. Son rocas melanocráticas, de textura hipidiomorfa y tamaño de grano más fino (0,2 mm a 0,5 mm) que el de la roca huésped; su mineralogía es esencialmente la misma que la de la diorita ya descrita, pero siendo más abundante en minerales máficos. La plagioclasa (andesina) constituye granos con tamaños entre 0,2 a 0,5 mm, con zonación normal y alteración a epidoto y material arcilloso. El anfíbol (hornblenda), con tamaños de grano parecidos a los de la plagioclasa, se encuentra en cristales subhedrales algo cloritizados. Se observan finalmente pequeñas cantidades de cuarzo (3 %) rellenando intersticios.

El significado de estas aparentes inclusiones cae dentro del conocido problema petrológico de identificar cual es su origen. Por su forma redondeada se deduce que se trata de inclusiones verdaderas, no siendo claro si son autolitos provenientes de las primeras etapas de la cristalización del magma diorítico o si son xenolitos de rocas no aflorantes en las proximidades, pero que podrían hallarse en profundidad. En el primer caso estas inclusiones serían una muestra del proceso de cristalización, en el segundo caso podrían ser indicadores de una basificación del magma original.

En cuanto a las características estructurales del cuerpo, éste presenta un marcado diaclasamiento, pudiendo reconocerse varios juegos de diaclasas de rumbos predominan-

tes norte-sur, oeste-noroeste a noroeste y noreste.

Otro aspecto señalable lo constituye la disyunción catafilar de la masa plutónica, cuyo desmembramiento escamoso produce placas curvas a favor de una separa-

ción a través de superficies de debilidad.

En cuanto a la edad del plutón pudo verificarse que intruye a las unidades ya descritas disponiéndose además de las siguientes dataciones por el método K/Ar.

Muestra	Roca	Edad (m. a.)	K (%)	K 40 (mol/g)x10 ⁸	Ar 40 rad (mol/g)x10 ⁸	Ar 40 atm (%)	Ubicación
MC ₁ * sobre anfíbol	tonalita	75 ± 5	0,40	—	0,545	90	Cumbre del C° Caquel
MR ₄ ** sobre roca total	tonalita	92 ± 5	0,70	2,090	1,142	29,1	Km 1592,8 de la ruta Nac. 40
MR ₂ *** sobre roca total	Dique básico	48 ± 4	5,08	14,707	4,240	24,5	Km 1592,8 de la ruta Nac. 40

* Spikermann, 1978

** Muestra INGEIS 2549 (E 5448)

*** Muestra INGEIS 2548 (E 5444)

Cuadro I: Dataciones radimétricas correspondientes al Stock del cerro Caquel.

Terciario: Eoceno medio temprano

a) Rocas hipabisales y diques básicos

En la comarca se han hallado un conjunto de pórfiros y diques básicos que afectan de manera directa al stock del cerro Caquel.

Estos afloramientos de rocas porfíricas se hallan situados en la margen derecha del arroyo Caquel, aguas abajo de la confluencia de éste con el arroyo El Rápido. A los mismos se los considera como terciarios ya que incluyen xenolitos de la plutonita hallada en la zona.

Petrográficamente se trata de pórfiros dacíticos constituidos por plagioclasa (oligoclasa), la que participa en un 60 % del total de la roca, acompañando además cuarzo y cantidades subordinadas de feldespato potásico, hornblenda, titanita, apatita, minerales opacos y minerales de alteración (clorita, calcita y epidoto).

Los xenolitos incluidos en estos pórfiros poseen composición tonalítica y están constituidos por plagioclasa (oligoclasa-andesina) con zonación normal, cuarzo, anfíbol reemplazado por clorita, calcita y epidoto, titanita y grano fino intersticial.

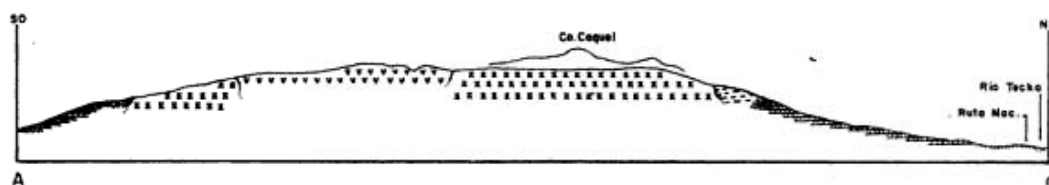
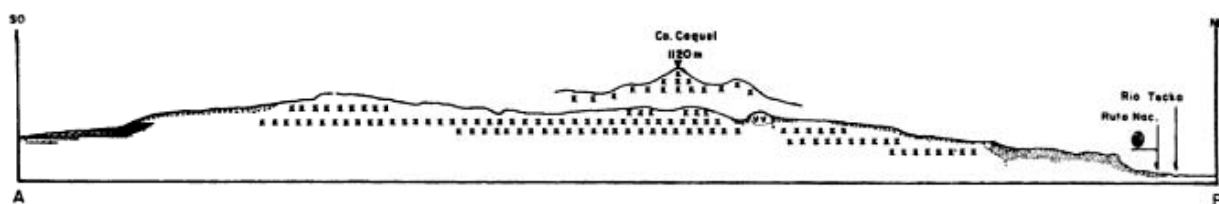
Asimismo se incluye en este evento terciario la gran mayoría de diques básicos de espesores variables que cortan el cuerpo plutónico con rumbos predominantes noreste y norte-sur. De acuerdo a las determinaciones radimétricas llevadas a cabo en el INGEIS, se obtuvo para estas rocas una edad de 48±4 Ma, es decir que este evento volcánico habría tenido lugar en el Eoceno medio temprano.

b) Sedimentitas

Las sedimentitas terciarias afloran en las laderas de los valles, especialmente en el valle del río Tecka donde se encuentran las mayores exposiciones y en los afluentes principales de este río.

Estos afloramientos, en los lugares donde ello es visible, se apoyan en discordancia sobre las sedimentitas liásicas y sobre el cuerpo plutónico del cerro Caquel.

La secuencia terciaria exhibe variaciones litológicas laterales susceptibles de ser interpretadas como de ambiente fluvial y lacustre principalmente. En esto seguramente ha influido la forma del relieve pre-Terciario controlando el curso de la sedimentación continental, proceso por el cual se rellenaron cuencas y bajos locales.



REFERENCIAS

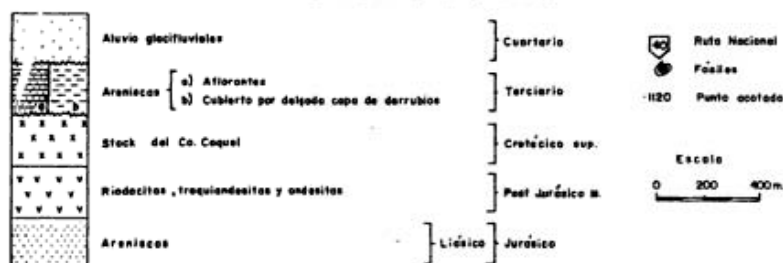


Fig. 3: Perfiles del cerro Caquel (ver A, B y C en fig. 2).

A continuación se describen los distintos afloramientos que se encuentran inconexos y que en su mayor parte corresponden a los cortes efectuados para la construcción de la ruta nacional 40.

Oligoceno-Mioceno

El afloramiento más peculiar, que Turner (1979) denomina Formación Carinao y asigna al Oligoceno-Mioceno, se halla ubicada a la altura del km 1606 de la ruta nacional N° 40. Se trata de una secuencia de unos 20 m de espesor, con rumbo N15°E e inclinación 21° al sudeste, compuesta como se observa en el afloramiento por una secuencia rítmica de tobas, diatomitas y microcoquinas de característico color blanquecino, las cuales exhiben estratificación masiva sin ninguna estructura importante excepto algunos diques clásticos y laminaciones del orden del mm de espesor, siendo dominante la granometría fina.

En la secuencia se observan siete niveles tobáceos, cuya composición general está dada por trizas vítreas ácidas, con toda la variedad de formas que le son características y trozos cristalinos en proporción muy inferior. Por todo esto son de textura vitroclástica, siendo la naturaleza del material cristalino lo que le confiere el carácter

ácido, pues se trata de plagioclasa ácida y cuarzo; en algunos casos las partículas de vidrio muestran birrefringencia discontinua debido a devitrificación.

Entre estos horizontes se intercalan, especialmente en el nivel inferior, rocas organógenas que presentan en algunos casos cemento carbonático y trizas vítreas en muy baja proporción: son diatomitas y microcoquinas. Estas últimas la mayoría de las veces están formadas enteramente por caparzones de ostrácodos, en ocasiones acompañados por restos de peces óseos (actinopterigios teleosteos del orden Perciforme).

Es justamente dentro de estos niveles donde se han recuperado numerosos caparzones y valvas de ostrácodos continentales, relativamente bien conservados para su estudio (Benito y Chernicoff, 1982).

Mioceno

La entidad que se describe a continuación presenta sus mejores afloramientos en las barrancas del río Tecka, con un espesor mínimo de 170 metros constituida por bancos que inclinan ligeramente al este. Los mismos son portadores de una fauna de mamíferos típica que permite ubicarlos como equivalente de la Formación Collón

Cura (Lesta, et al., 1976).

Estos depósitos están integrados principalmente por areniscas con lentes conglomerádicas e intercalaciones de niveles tobáceos y carbonáticos.

Las psamitas, por lo común friables, presentan una coloración amarillenta clara, tornándose más oscura hacia los niveles superiores, probablemente por una disminución en el porcentual de carbonato, el cual actúa como material cementante. Es de resaltar también que entre los bancos areniscos aparecen, en algunos sectores, lentes formadas por nódulos de sílice cementados por hematita-limonita, la cual indica condiciones marcadamente oxidantes, característica que es común en estos depósitos. Las areniscas, cuyo tamaño de grano varía entre 0,2-0,7 mm, están constituidas por cuarzo y plagioclasa fundamentalmente, e hipersteno, granate, augita, hornblenda, rutilo, epidoto, biotita, vidrio, titanita y zircón en cantidades subordinadas a los primeros.

La estructura presente en estos bancos es la estratificación entrecruzada y ondulosa, aunque en la mayoría de los casos lo que se observa es una estratificación masiva.

Los conglomerados están constituidos por clastos angulosos de vulcanitas y areniscas, en general mal seleccionados. La matriz es arena y el cemento es carbonato.

En cuanto a las rocas carbonáticas, éstas poseen texturas muy variadas correspondientes algunas de ellas a caliches y travertinos, los que indicarían un paleoclima desértico.

En general todos estos depósitos presentan grano grueso, lo cual hace suponer un área de aporte relativamente cercana, verificados también por la composición de los clastos (líticos de vulcanitas y sedimentitas liásicas). Las estructuras sedimentarias indican un medio de alta energía con elevado régimen de flujo. Por otro lado es característica la variación lateral que presentan los bancos, siendo comunes las lentes de conglomerados y arenas limpias, lo cual con seguridad responden a barras de canales fluviales.

Estos bancos terciarios están tapizados por capas de rodados glaciafluviales cuaternarios integrados por un agregado suelto de grava, con escasos bloques, todo inmerso en un material principalmente arenoso. El espesor de este manto no supera los 15 metros.

Alcance de los resultados obtenidos

El estudio realizado se considera como

una contribución parcial al conocimiento en detalle del plutonismo y su relación con las distintas unidades litoestratigráficas en el sector occidental del Chubut extraandino.

Se han caracterizado los esquistos del arroyo El Rápido que constituyen un nuevo tipo petrográfico hasta ahora desconocido en los alrededores del cerro Caquel, los que podrían ser correlacionados con los esquistos de arroyo Pescado, Esquel, etc. de probable edad Paleozoica inferior.

Asimismo fueron reconocidos en la zona sedimentitas liásicas tentativamente asimilables a la Formación Arroyo Cajón, y vulcanitas post-Jurásicas. La secuencia estratigráfica continúa con el stock del cerro Caquel que intruye a las rocas anteriores provocando efectos térmicos de contacto y de deformación mecánica, en el primer caso evidenciado por fenómenos de recristalización, biotitización, presencia de hornblenda, turmalina y epidoto, y en el segundo caso, por los bruscos cambios en el rumbo e inclinación provocados en las rocas liásicas.

Al stock del cerro Caquel se lo considera como un cuerpo plutónico circunscripto (en el sentido de Raguin, 1957); epizonal (en el sentido de Buddington, 1959); probablemente subvolcánico, ya que texturalmente se trata de pórfiros y diferenciado, debido a que presenta variaciones entre los términos dioríticos, granodioríticos, tonalíticos y sienodioríticos. Haciendo una reconstrucción con la integración de los afloramientos observados se deduce para el stock una forma elongada de unos 10 km en dirección nor-noreste con un ancho medio de 2 kilómetros. La asignación de este cuerpo al período Cretácico (Turoniano) está basada en nuevas dataciones radiométricas por K/Ar (edad: 92 ± 5 Ma). En lo referente al Terciario se determinó que está constituido por facies lacustres y fluviales, siendo las primeras caracterizadas por la presencia de cineritas y diatomitas intercaladas en una secuencia clástica fina y asimismo por la presencia de restos fósiles de peces, ostrácodos y diatomeas, lo cual aporta hacia el futuro elementos críticos de correlación, en cuyo caso podrán ser evaluados en su importancia. Con respecto a estas sedimentitas terciarias se llama la atención sobre la actitud inclinada de algunos de sus afloramientos, lo cual parece explicarse por el conocido criterio anteriormente propuesto por el Dr. Turner en cuanto a una tectónica relativamente joven en la región, no descartándose la posibilidad opuesta y más simple de que pudiera tratarse de fenómenos gravitacionales ocurridos en las márgenes del amplio valle del río Tecka.

Se ha evidenciado también un evento

magmático post-plutonita, caracterizado por la ocurrencia de diques básicos y pórfiros dacíticos que incluyen xenolitos de la plutonita del cerro Caquel, y que por lo tanto se los indica como terciarios.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos por los medios aporta-

dos para la realización del estudio y a los directores de los trabajos originales, doctores B. J. Quartino y J. P. Spikermann.

Asimismo deben su reconocimiento al Dr. E. Olivero por la lectura crítica del manuscrito y al señor G. A. Giordanengo por las ilustraciones presentadas.

Lista de trabajos citados en el texto

- BENITO, J. I., 1981. Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Caquel. Trabajo final de licenciatura, Fac. Cs. Exact. y Nat. de la Univ. de Buenos Aires, (inéd.), Buenos Aires.
- _____ y C. J. CHERNICOFF, 1982. Ostrácodos del Terciario Continental en la zona de Tecka, Dpto. Futaleufú, provincia del Chubut. CIRCEO, (inéd.), Buenos Aires.
- BUDDINGTON, A. F., 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 70 (6): 671-747, Boulder.
- CHERNICOFF, C. J., 1981. Geología del stock del cerro Caquel y sus inmediaciones. Trabajo final de licenciatura, Fac. de Cs. Exact. y Nat. de la Univ. de Buenos Aires, (inéd.), Buenos Aires.
- FREYTES, E. A., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la Sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). Vº Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 407-412, Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1920. Memoria de la Dirección de Minas correspondiente al año 1917. Tomo XIV (2): 23-29, Buenos Aires.
- PESCE, A. H., 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 43° y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 257-270, Buenos Aires.
- PEZZUCHI, H. D. y A. TAKIGAWA, 1983. Geología del sector del cerro Cuche, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (3-4): 490-493, Buenos Aires.
- PIATNITSKY, A., 1933. Retico y Liásico de los valles Genua y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo. *Bol. Inf. Petrol.*, 10 (113): 151-182, Buenos Aires.
- _____, 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua. *Bol. Inf. Petrol.*, 13 (137): 83-118, Buenos Aires.
- RAGUIN, E., 1957. *Geologie du granite*. Ed. Masson et Cie. Zemme ed., 1-275, París.
- ROTH, S., 1902. Investigaciones geológicas en la región norte de Patagonia durante los años 1897 a 1899. *Rev. Mus. La Plata*, 26 (tercera serie): 333-392, La Plata.
- SPIKERMANN, J. P., 1977. Geología de los alrededores de la Estancia Arroyo Pescado, Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXII (4): 265-276, Buenos Aires.
- _____, 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIII (1): 17-35, Buenos Aires.
- SUERO, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón Cherque; Putrachoique; Río Tecka y Languiño. (Dtos. Tehuelches y Languiño), Terr. Nac. del Chubut. Y.P.F. (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut (Patagonia austral-República Argentina). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VIII (1): 37-53, Buenos Aires.
- TURNER, J. C., 1982. Descripción geológica de la hoja 44 c, Tecka. *Serv. Geol. Nac.* (inéd.), Buenos Aires.
- WANHISH DE CARRAL TOLOSA, E., 1942. Observaciones geológicas en el oeste del Chubut. *Estratigrafía y Fauna del Liásico en los alrededores del río Genua*. *Dir. Minas y Geo.*, Bol. N° 51: 1-67, Buenos Aires.

Recibido: 5 de diciembre, 1984

Aceptado: 17 de marzo, 1986

JOSE IGNACIO BENITO

CONICET

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos.
(CIRCEO)

CARLOS JORGE CHERNICOFF

CONICET

Dirección Nacional de Geología y Minería
Av. Santa Fe 1548 - (1060) Buenos Aires