

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIX - N° 3-4

Julio - Diciembre

Buenos Aires 1984

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1983 - 1985)

Presidente: DR. FRANCISCO E. NULLO; **Vicepresidente:** DR. CARLOS A. CINGOLANI;
Secretario: LIC. EDUARDO ESPISÚA; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; **Vocales titulares:** LIC. ROBERTO N. PAGE, LIC. GABRIEL PANDO, DR. MARIO MAZZONI; **Vocales Suplentes:** LIC. RAÚL DE BARRIO, LIC. MARCOS MOZETIC, DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. VÍCTOR A. RAMOS
Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN, LIC. JULIO LAGE

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. 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, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Casa 8287, Bº S. Martín este, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Vélez Sarfield 229, 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, C. C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Daniel Poire, 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. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mendoza: Lic. R. Pombo, Distrito Geol. Explor. YPF, Salta 672, Godoy Cruz, 5501 Mendoza.
Mina Aguilar: Pablo Dicinidio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica Nº 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. Nº 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, C.C. 147, 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 Bernabé de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Ana María Esparza de Serrallonga, Av. del Libertador 1106, Oeste, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 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 Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Dist. Geol. YPF, 4562 Vespucio.
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, 3º piso (1064).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: 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.): Dr. Jorge Kimsa, 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: Dr. Bruno Baldi, 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. Fauque, 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 Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster, 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.

ESTUDIO PETRO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE "LA PUERTA" EN EL DISTRITO AURIFERO DEL RIO DE LA CANDELARIA, DEPARTAMENTO CRUZ DEL EJE PROVINCIA DE CORDOBA

ALDO A. BONALUMI y ALBERTO A. GIGENA

Resumen

Sobre la base del análisis petrográfico con las interpretaciones petrológicas correspondientes y el estudio y la medición de las estructuras que contienen las vetas mineralizadas, se ha podido determinar un patrón petro-estructural para la investigación y el hallazgo de sectores mineralizados en el distrito aurífero del río de La Candelaria, provincia de Córdoba. La importancia litológica de las rocas cataclásticas con cohesión primaria, así como las orientaciones adoptadas preferentemente por las estructuras, han conducido finalmente a poder separar las dislocaciones antiguas de las modernas y también a interpretar como corolario un patrón de prospección que ha sido puesto en práctica con resultados positivos.

Introducción

Estas mineralizaciones auríferas se encuentran ubicadas en el ámbito de las Sierras Pampeanas al noroeste de la provincia de Córdoba en la localidad de La Puerta a 78 km de Molinari y 27 km de Villa de Soto por el camino que une ambas localidades.

Se trata de un complejo estructural mineralizado por vetas de cuarzo aurífero, alojadas en el seno de las fracturas viejas y removilizadas por eventos tectónicos modernos.

La fracturación ha generado un diseño patrón que es posible observar también en otras comarcas cercanas a La Puerta, como el distrito aurífero El Patacón y Oro Grueso. Esta repetición de características geológicas similares, llevó a la investigación detallada del caso, tanto en la faz estructural como litológica de cada una de las comarcas, con miras a resolver el problema metalogénico de las mineralizaciones.

La fracturación tiene características regionales y afecta al basamento cristalino metamórfico, conformado por gneises micá-

Resume

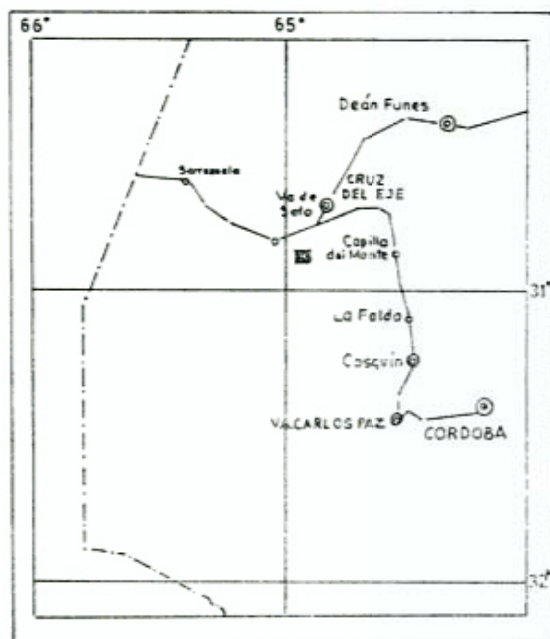
Grâce a une analyse pétrographique avec l'interprétation pétrologique correspondante, et en attendant à bonne fin l'étude et le mesurage des structures contenant les veines minéralisées, on a pu déterminer un patron petro-structurel pour la recherche et la découverte des gisements minéralisés dans le secteur aurifère dont il s'agit. L'importance lithologique des roches cataclastiques de cohésion primaire, aussi bien que les orientations adoptées préférentiellement par les structures, ont conduit finalement à pouvoir séparer les dislocations anciennes des modernes, et aussi à interpréter comme corollaire un patron de prospection qui a été mis en pratique avec des résultats très favorables.

ceos inyectados, gneises hornblendo granatíferos, esquistos micáceos y cuarzo micáceos, estando diferenciada la zona tecto-estructural por la presencia de rocas cataclásticas con cohesión primaria y estructura oftálmica como los gneises y esquistos de ojos.

En esta área es donde se hallan potencialmente todas las reservas auríferas de la provincia de Córdoba a juzgar por los antecedentes existentes.

Fueron los jesuitas en el siglo XVI los primeros en localizar y explotar parcialmente las vetas de cuarzo aurífero del lugar, haciendo pequeños laboreos luego abandonados. Con posterioridad, a fines del siglo XVI, se reactiva el área sin llegar a concretar grandes explotaciones, aunque hay rastros de algunos trabajos primitivos.

Una compañía de origen británico comenzó, en el año 1919, la explotación masiva del área y construyó una planta de beneficio en el paraje el Molle, a orillas del río de la Candelaria y frente a la mina más rica del lugar (mina Puigari). En esta planta, a la que se convergía desde todos



UBICACION DEL AREA
DE ESTUDIO



los puntos de extracción a lomo de mula, se separaba el metal. La crisis económica mundial 1929-30 hizo que no se pudiera mantener el ritmo de tareas, cerrándose definitivamente la planta.

Las investigaciones que se han llevado a cabo en el área son escasas. El Dr. Juan Olsacher, en 1931, al hacer trabajos de carácter regional en la zona de Los Gigantes fue el primero en recorrer el lugar, pero sin llegar a profundizar en el tema. En 1937 el Ing. Dewey J. Sabin efectuó el estudio de los distritos auríferos haciendo hincapié en la analítica del oro. En 1944 se concretó el estudio del Dr. Carlos Camargo para su tesis doctoral y, posteriormente se llevó a cabo el estudio de la Hoja Geológica de Cruz del Eje a cargo del Dr. Hugo Lucero.

Petrología

La litología general del área donde aparecen estas estructuras, de las cuales se tomó la de La Puerta para su descripción en detalle, está conformada por una secuencia metamórfica bien definida, integrada por tres unidades litológicas principales, ubicadas submeridionalmente y generando

tres bancos de características regionales.

Al oeste la roca es un esquisto cuarzo micáceo pasando en el sector central a un esquisto típicamente inyectado, común, de composición tonalítica y rematando en el extremo este con un gneis granatífero (ver figura 1), dando la real apariencia de una estratificación pelítica premetamórfica cuya madurez mineralógica aumenta hacia el oeste ya que las rocas son mucho más ricas en cuarzo.

Estas tres grandes unidades litológicas albergan en su interior un cúmulo de rocas, que si bien arealmente están menos extendidas, no dejan de ser importantes y significativas en la petrología del lugar.

El esquisto cuarzo micáceo que aflora en el sector oeste, está invadido por innumerables filones diasquísticos de composición ácida teniendo los mismos la siguiente paragénesis:

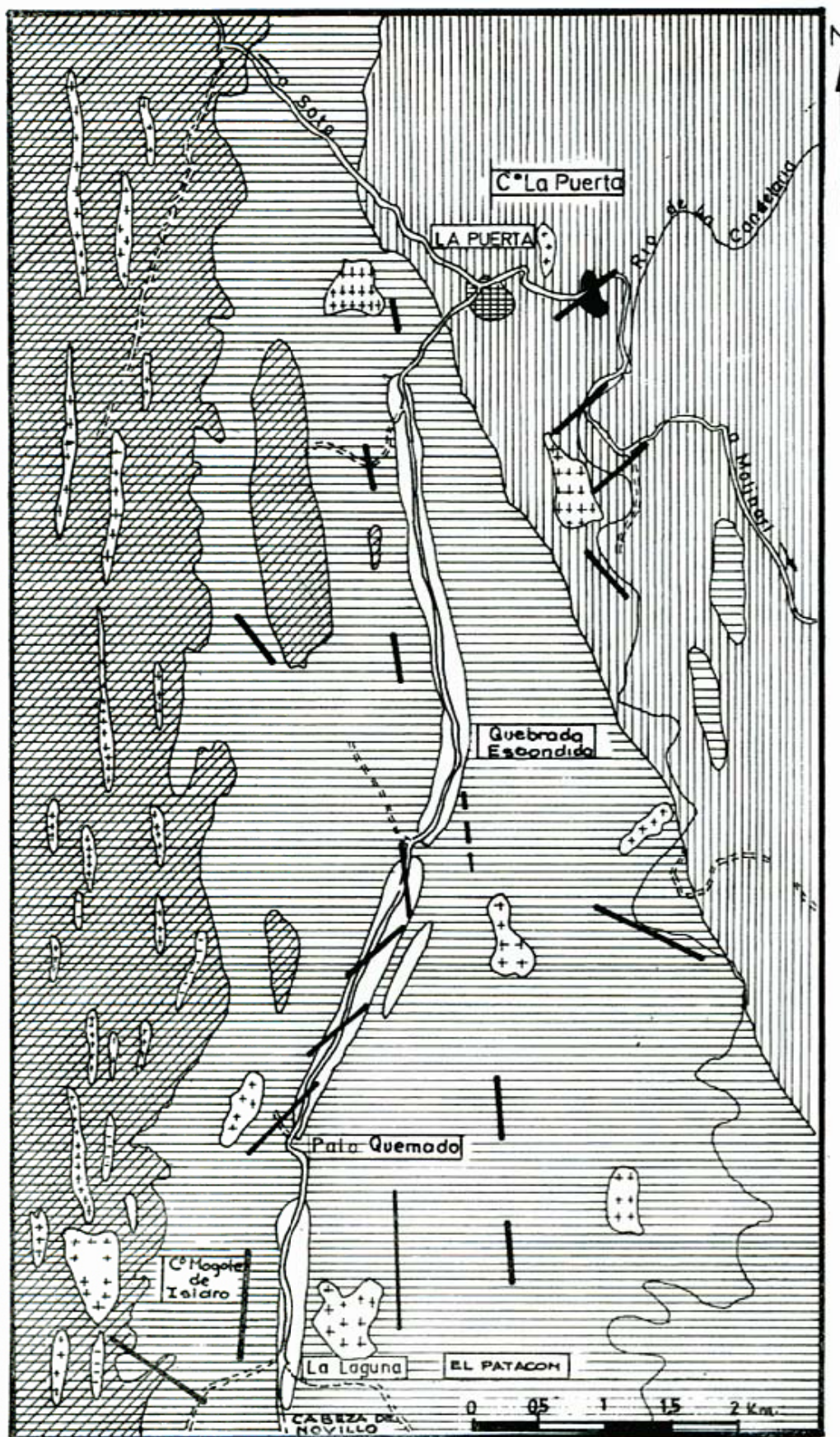
$Cz + Or + Musc + Plag + Turmalina$

Presenta una estructura típicamente hipabisal de tipo pegmatítico y textura gráfica. Su granulometría es intermedia entre un real diferenciado pegmatítico y un granito de grano grueso y, si bien en su aspecto textural se parece más a un granito, en algunos sectores hay concentraciones monominerales de tipo pegmatóide que, en definitiva, clasifican al material como un Pegmatófiro. También afloran paragenéticamente aplitas, microgranitos y plagioplititas.

La segunda unidad litológica, es decir los afloramientos centrales, están compuestos por esquistos micáceos inyectados, también afectados por intercalaciones ácidas, pero en mucho menor escala, y con una clara y definida vacancia plutónica menor, de composición definitivamente granítica. Es posible observar, aunque muy escasamente, algunos microdiques de composición spessartítica.

El extremo este del área de estudio lo integran rocas de la serie maciza, del tipo gnéisico y de composición granatífera. En la zona de La Puerta, el gneis granatífero posee notables variantes, como el gneis granatífero cordierítico que aflora en vado de La Puerta o el gneis hornblendo-granatífero de dos micas yacinte sobre el camino principal antes de cruzar el puente sobre el río de La Candelaria, yendo para Molinari. Este complejo litológico, que aflora en el sector este está acompañado también por algunos plutones menores de composición granítica.

La serie maciza se completa con la pre-



- Gneis de ojos ▨ Gneis cordierítico ▩ Gneis granatífero ■ Gneis ho. granatífero
- ▧ Esq. cz. micáceo ▩ Esq. micáceo inyectado ⊕ Cuerpos igneos acidos ⊞ ESTRU.

Figura 1.— Mapa geológico con las principales estructuras del área.

sencia del gneis de ojos, el que forma parte de las principales estructuras regionales generando afloramientos extensos; es posible observarlo sobre la margen izquierda del camino en Palo Quemado y La Laguna.

Petrografía de las principales unidades litológicas que alojan las estructuras mineralizadas

Gneis de ojos

Se trata de una roca cataclástica típica con cohesión primaria, característica que la hace tenaz y no friable aunque, la alteración meteórica (post-tectónica) en las zonas cercanas a la superficie y en los hastiales de veta, la ha debilitado algo, especialmente en sectores donde la esquistosidad es notable. En los afloramientos más importantes se la observa con estructura maciza bien definida, aunque esta particularidad no es excluyente de ciertas lineaciones y planos de esquistosidad acentuados, que se dan en forma localizada.

Generalizando en sus aspectos textominales la roca es clasificada como un gneis de ojos, pero es conveniente aclarar que rocas de este tipo donde la estructura esquistosa es muy notable son denominadas esquistos miloníticos.

Es pertinente, en este caso, decir que el término esquisto milonítico fue acuñado por Harker (1964), para distinguirlo de los gneises y esquistos de ojos de Lapworth (1885). Este autor aclara el término para indicar cataclasis y no confundir ciertos gneises de ojos porfiroblásticos que son productos exclusivos del metamorfismo regional progresivo y no presentan signos de cataclasis alguna.

La roca está básicamente compuesta por tres minerales petrográficos elementales: cuarzo, feldespato y biotita.

Como se hace referencia a una roca de tipo cataclástico, es conveniente aclarar que los integrantes paragenéticos de esta unidad litológica no reaccionan de la misma manera (Higgins 1971) sino que, por el contrario, lo hacen en forma muy diversa frente a las condiciones metamórficas (de presión dirigida) que ha tenido que soportar. Precisamente este comportamiento es el que ha permitido la generación del modelo textural actual (muy permeable) que ha per-

mitido el alojamiento de los fluidos mineralizantes formadores de las vetas.

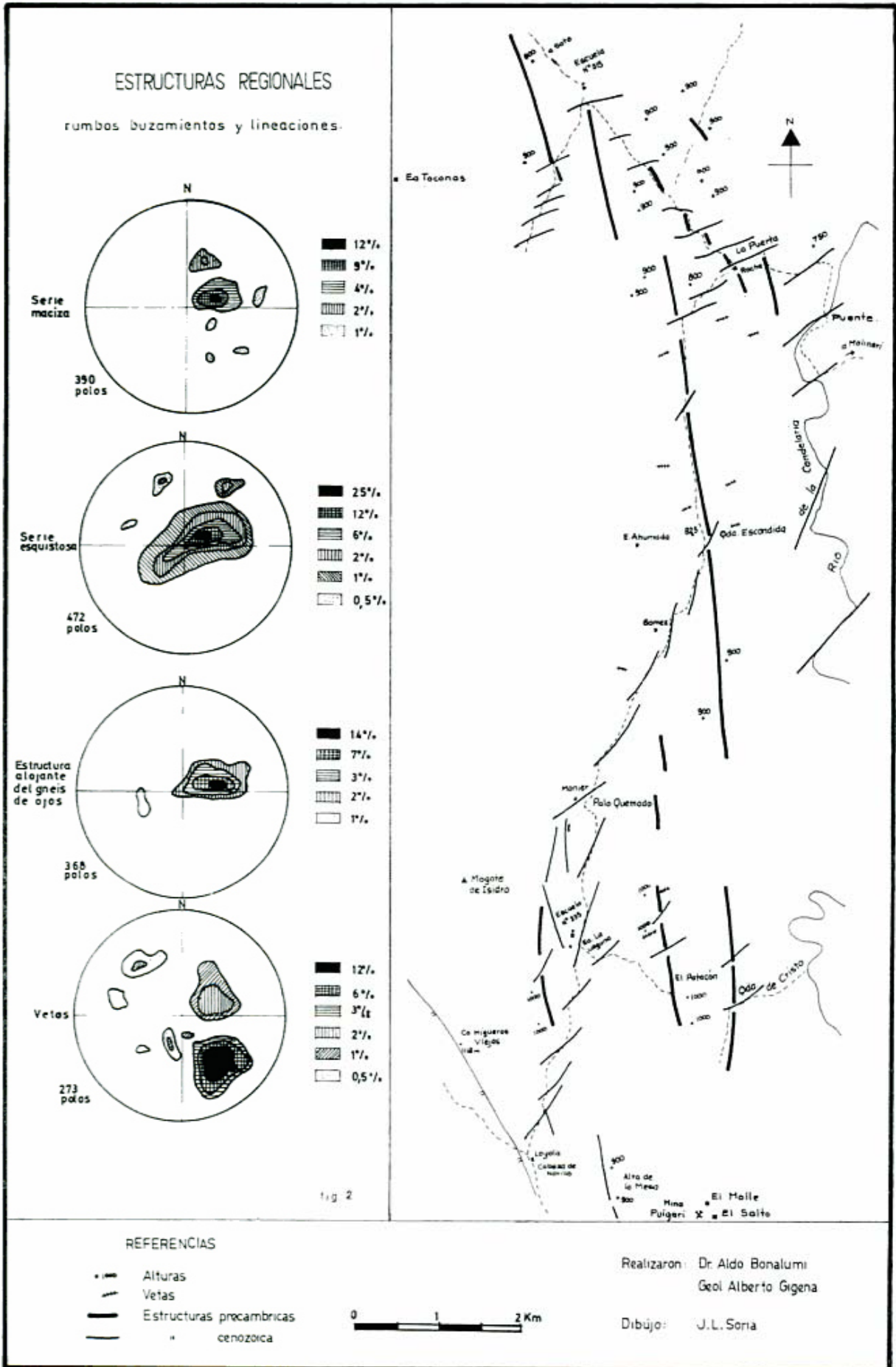
El cuarzo es el mineral más común y sensible a la deformación y, por lo tanto, un buen indicador. El primer efecto es la extinción microscópica ondulosa y la formación de láminas de Bohm; en este estadio no se observan granulaciones perigranulares ni suturas. Luego da comienzo la fracturación en trozos grandes pero todavía no decididamente elongados y aparece la granulación perigranular típica de rocas donde la cataclasis se intensifica; por último el cuarzo se hace microcristalino no detectable a simple vista, ya que es polvo, sólo perceptible microscópicamente y alojado en una masa fusiforme generalmente vaciando interlaminarmente con las micas. Estos dos últimos estadios son los más desarrollados en nuestro caso, precisamente cuando el cuarzo llega al punto de recrystalización.

Los feldespatos, en cambio, son notablemente resistentes a la trituración y quedan generalmente como porfiroblastos en estas tectonitas. La trituración del feldespato (microclino), en este caso, comienza de afuera hacia adentro del cristal y se produce apenas cuando el cuarzo está pulverizado denotando una cataclasis alta. Las primeras que se afectan son las esquinas del cristal, típicamente de hábito tubular. Luego por granulación se vuelve ovalado y a medida que va rolando disminuye su tamaño por atrición; esto es en realidad lo que se observa, a simple vista, como ojos, que les dan el nombre a esta roca.

La biotita es fácilmente deformada pero, al mismo tiempo, recrystaliza. Esta mica es difícil que sufra cataclasis sin alterarse, en este caso se cloritizó en parte, aunque muy incipientemente produciéndose una deferrización notable, la cual dio origen a la formación de "colas" de magnetita y pigmentaciones hematíticas que, por sectores, son muy notables.

Debido a la gran importancia que tiene esta unidad litológica, es dable hacer algunas conjeturas petrogenéticas, basadas en observaciones comprobadas en el campo y laboratorio para, de esa manera, intentar un ordenamiento cronológico de los diferentes eventos geológicos a que ha sido sometida y entender mejor la yacencia de las vetas mineralizadas en su seno.

En un análisis mineralográfico global de esta roca, se ve que el desarrollo oftálmico es exclusividad del feldespato de tipo alca-



This One



N4GO-K1G-BEEA

Material protegido por derechos de autor

lino (microclino) lo que estaría indicando una evidencia migmática, probablemente arterítica. No se puede atribuir su textura y estructura cataclásticas a eventos tectónicos precámbricos ya que estas arteritas estarían vinculadas sin lugar a dudas al plutonismo ácido de edad eopaleozoica (Cingolani y Varela 1975). Sin embargo, las evidencias de campo y las microscópicas muestran que tanto el paleo como el neosoma de estas migmatitas arteríticas, están afectados por iguales condiciones dinamometamórficas, efecto éste, que indica claramente que el crecimiento y generación de la estructura de "ojos" ha sido anterior a las manifestaciones plutónicas presentes en el área. No obstante se pueden resumir los acontecimientos de la siguiente manera:

1°) Por las relaciones de campo, las vetas mineralizadas, claramente discordantes con la roca de caja, son posteriores a la cataclasis sea cual fuere la génesis de los filones cuarcíticos portadores.

2°) No cabe duda que la roca ha oficiado de contenedora de los fluidos portadores, favorecida notablemente por su modelo textural muy permeable y por estar englobada en una estructura tectónica de envergadura.

3°) No se puede atribuir una edad de formación post-devónico al gneis de ojos, pues los filones mineralizados, sin lugar a dudas eopaleozoicos, si derivan del batolito, y más viejos si tienen otro origen, no han sido alcanzados por deformaciones tan intensas como la roca de caja (gneis de ojos) sino que, por el contrario, poseen signos de deformación someros.

4°) Una última evidencia de un hecho concreto, es la primera presencia de *hornblenda* y *clorita* (secundaria). Esto atestigua claramente la existencia de un proceso de alteración hidrotermal de características propilíticas. Para la generación de una roca como la que se analiza, es necesaria la presencia de temperatura, presión y fluidos mineralizantes intersticiales de origen hidrotermal, los que dan origen a la formación de la hornblenda secundaria a que se hace mención, además de la presencia de eventos termales hidratados en la roca.

Por tratarse de una roca cataclástica, en todos los lugares donde aflora esta unidad litológica se observan elementos tecto-estructurales de gran envergadura. Pensando en estos elementos puede decirse que el gneis

d ojos es una roca alojada en una dislocación, ya que es parte de ella y su textura así lo refleja. La notable textura de flujo, la neomineralización y la recrystalización indican que esa particularidad pudo ser adquirida únicamente al ser sometida a grandes esfuerzos dirigidos bajo presiones litostáticas también grandes. Un ambiente de tales características pudo haberse logrado únicamente cuando el soterramiento de los sedimentos primarios originales era lo suficientemente profundo como para generar fenómenos metamórficos. Se desprende de esto que estas rocas tan características, llamadas gneises y esquistos de ojos, indican lineaciones y presencia de estructuras viejas, por lo menos predevónicas, que en definitiva es lo que interesa en este caso, ya que todos los movilizados ácidos de tipo aplogranítico son de esa edad y los aparentes causantes de las mineralizaciones.

Gneis granatífero de dos micas

Es el representante litológico menos abundante de todos los que afloran regionalmente, ya que si bien se lo observa con cierta frecuencia no está desarrollado arealmente y, por el contrario, forma pequeños afloramientos, tipo *resisters* (pero que no son tales) dentro de la litología regional. Así, es común verlo en la localidad de La Puerta, sobre el camino que va a Molinari en el sector norte del área en estudio y, aún más al norte sobre el camino entre El Caracol y La Puerta.

Se trata de una roca maciza, bien formada y con un muy buen estado de conservación, hecho este que la hace muy coherente a pesar de que su contenido en biotita es elevado para rocas de este tipo. Las hojuelas de biotita generan como efecto una esquistosidad bien marcada que, en este caso está completamente ausente.

Macroscópicamente es posible observar su color gris oscuro. En el yacimiento da a veces la apariencia de tratarse de una verdadera roca básica, ya que su índice de color es muy elevado.

Su grano es fino a medio, llamando la atención su homogeneidad que es prácticamente absoluta, notándose sólo algunas escamillas biotíticas dispuestas en forma esporádica.

Su cohesión es muy buena. Obviamente, una roca con las características que ésta

presenta, no puede tener mala coherencia, ya que su estado de conservación es bueno y su estructura maciza le confiere una tenacidad y firmeza de excepción.

La estructura es maciza y está presente en todos los afloramientos revisados; aún desde lejos es bien observable, hasta el punto que la roca puede ser confundida con verdaderos granitos ya que forman un paisaje abochado y densamente diaclasado como si se tratara de una roca ígnea plutónica ácida. La incipiente desferrización de la biotita genera una película superficial de óxido férrico que le da una tonalidad pardo claro a los afloramientos.

Macroscópicamente sólo es posible identificar con certeza algunas pequeñas laminillas de biotita y tablas de plagioclasa, mientras que las alteraciones no se ven en absoluto.

Descripción microscópica:

Textura: Granoblástica

Posee un buen desarrollo granular, no estando afectada por procesos deformantes. Sólo varía la textura, cuando en algunos sectores el hábito laminar típico de la muscovita se hace acicular y también se cloritiza incipientemente por un leve proceso hidrotermal; esto coincide plenamente con lo observado en otros sectores por el Dr. Hugo Lucero en la Hoja Geológica 19 h.

Mineralogía primaria

Mineralógicamente está conformado por: cuarzo, plagioclasa (An: 24) - oligoclasa; biotita, muscovita; muy escasa hornblenda, rutilo, opacos, granate —muy escasos— almadino.

Mineralogía secundaria:

Sus alteraciones son: sericita que reemplaza a la plagioclasa e hidrotermalización; y clorita que reemplaza a la biotita y granates hidrotermalización.

Como se puede apreciar, se está en presencia de un "gneis granatífero de dos micas". La muscovita es típicamente primaria (aunque la de hábito acicular es secundaria, juntamente con la sericita) lo que ubica a esta unidad litológica dentro de la facies de anfibolitas en un grado metamórfico no muy elevado que concuerda con los esquistos regionales de la zona. Podría pensarse que un gneis con este tipo de estructura,

podiera ser de más alto grado, pero la presencia de muscovita primaria está indicando que aún no ha comenzado el proceso metamórfico de alto grado, ya que no hay minerales indicativos que la acompañen, sólo almandino que le da características granatíferas pero nada más.

Esquisto cuarzo - micáceo

Esta roca es típica de la zona oeste del área en estudio y equivalente a la denominada cuarcita biotítico plagioclásica (Lucero y Olsacher, 1981) en la descripción de la Hoja Geológica 19 h, Cruz del Eje.

Esta sutil discrepancia que se hace con respecto a la denominación de esta roca, está basada simplemente en el contenido de cuarzo que posee esta unidad litológica, como lo apuntara ya oportunamente el Dr. Gordillo, al computar sus análisis modales. Esta formación rocosa fue estudiada en detalle, pudiéndose comprobar ciertas variaciones composicionales y texto-estructurales pero manteniendo siempre sus parámetros clasificatorios en valores normales como para denominarla esquisto cuarzo-biotítico.

Desde el punto de vista estructural se pueden observar dos tipos diferentes de esquisto:

a) Donde el estado de conservación es bueno, si bien presenta cierta esquistosidad, ésta no es muy notable, observándose en ella un denso bandeamiento, claro y oscuro, de muy poco espesor (2-4 mm). Se puede determinar que dicha laminación es una consecuencia hereditaria de los sedimentos pre-metamórficos.

b) Donde el estado de conservación si bien no es malo, presenta niveles alterados y la roca en general está algo meteorizada, ayudando de esta forma a acentuar algo más su esquistosidad que en algunos sectores se torna lajosa e intensamente laminada.

Otra de las pequeñas diferencias que se observan en estos dos tipos estructurales de rocas es que en (b) las inyecciones de material ácido están presentes confiriéndole un aspecto macroscópico algo diferente mientras que en (a) dichas inyecciones están ausentes.

Composicionalmente la roca tiene una paragénesis sencilla; debido a la gran madurez mineralógica del sedimento original no se generó en ella una mineralización me-

tamórfica crítica, siendo los minerales componentes los siguientes: Cz - Biot - Plg. (An:23).

Escasamente se observa en algunos sectores muscovita. La totalidad de los minerales están dispuestos en la roca en forma alternada, dándole al material características de listado, con concentraciones melanocráticas (biotita) con clara textura lepidoblástica y leucocráticas (Cz-Plag) donde es posible observar cierto lineamiento y algunas flexuras en las plagioclasas y craquelamientos en el cuarzo, dejando vislumbrar las consecuencias de presiones a que ha sido sometida sin que llegue a ser su textura de carácter cataclástico.

Esquisto micáceo inyectado

Esta es la unidad litológica de mayor envergadura relativa.

Sus afloramientos son claros y muy bien definidos, configurándole a la región un paisaje típicamente esquistoso.

La granulometría en general es media, notándose algunos aumentos locales en el tamaño del grano, en cambio cuando es fina, este esquisto se transforma (como en la zona oeste) en esquisto cuarzo-micáceo. Se trata de una roca no muy coherente debido a su esquistosidad y a su grado de alteración notable, por lo que es difícil lograr una buena muestra fresca en superficie.

Composicionalmente se puede decir que es normal, mostrando la mineralogía del esquisto tonalítico común, siendo esta la roca más característica observable.

Este esquisto micáceo inyectado posee homogeneidad composicional y sólo es posible detectar algunas variantes granatíferas en la zona este.

No hay indicios en la mayoría de los afloramientos de haber sido una roca regionalmente tectonizada sino que por el contrario, se la observa bien lineada y las fracturaciones son normales y localizadas, dando origen en algunos sectores a verdaderas filonitas como las que se observan en los dos escalones estructurales de Cañada del Blanco, en el camino que une Villa de Soto con Candelaria.

Estructura

Las formas del relieve fueron ocasionadas por distintos eventos deformantes de la cor-

teza donde la fracturación originada por esfuerzos comprensivos tuvo actuación principal.

El relieve transcurrió en continuo estado de positividad desde el Precámbrico superior y fue sometido a una erosión no muy profunda que permitió la subsistencia de los caracteres primarios de la formación del basamento cristalino metamórfico.

El modelo estructural de la zona es, a grandes rasgos el ya establecido por anteriores autores para esta parte de las Sierras Pampeanas González Bonorino (1950), Gordillo (1973), Lucero y Gamkosian (1978), Gross (1948), Lencinas y Tomonieri (1968), Cuerda (1973), etc. que consideran una estructuración según bloques volcados limitados meridional a submeridionalmente por fajas deformacionales (donde intervienen varios eventos tectónicos) originados por esfuerzos comprensivos que principalmente produjeron fallamientos de tipo inverso con alto ángulo. Estos lineamientos longitudinales se encuentran acompañados por juegos menores de alivio de tensiones.

Es de hacer notar que debido al continuo levantamiento, la parte central del área tiene mayores elevaciones (lomadas que van desde el cerro Mogote de Isidro a cerro La Puerta), estando al oeste el relleno moderno después del río Soto, al norte también se manifiesta el relleno en su extremo septentrional, igual que descende paulatinamente y en escalones hacia el este (Pampa de Olaen, Valle de Punilla).

Tipo de fracturación

La gran mayoría de las estructuras observadas son de tipo inverso de alto ángulo con inclinaciones que van de 50° a 80° con dirección meridiana predominantemente variable hacia el nor-noroeste. Estas fracturas se sitúan al pie del escarpe donde generalmente existe una cubierta moderna que cubre la traza de la falla, no pudiendo observarse en detalle la potencia de la deformación. Hacia el labio levantado y en contacto con la roca regional se observa material coherente muy tenaz (gneis de ojos) que corresponde a la litología que pone en evidencia la dirección cataclástica. Este material se encuentra algo cloritizado.

Las dislocaciones principales son longitudinales con orientación norte-sur, nor-noroeste y nornoroeste siendo este juego el con-

jugado del nor-noroeste de mayor desarrollo e importancia ya que define dos importantes tectolíneas:

- 1) Traza del río Cruz del Eje,
- 2) Traza del encuentro del río Soto con el arroyo La Carbonera, línea que va hasta la estancia Cabeza de Novillo.

Ambas líneas son paralelas y corresponden a ramificaciones del lineamiento principal de la sierra, que un poco al sur adopta la orientación norte-sur.

Esta fracturación ha producido la división del basamento en bloques con basculación de los mismos al nornoreste y este-sureste.

No existen en la zona elementos litológicos sobre el basamento que den una idea del grado de basculamiento de los bloques aludidos suponiéndose que se conserva la deshorizontalización general del basamento cristalino (de 2° a 8°, excepcionalmente 12°).

También interviene el diaclasamiento, restringido al material ácido, el que no se ha considerado en profundidad por no intervenir en la mineralización de las vetas auríferas.

Edad del Fallamiento

Probablemente el basamento cristalino se comportó como un ente rígido a partir del Precámbrico superior.

La sierra Grande se originó antes que la sierra Chica siendo la zona considerada, la prolongación norte de la sierra Grande.

Se podría establecer la secuencia tentativa siguiente:

Estructuras Antiguas:

- 1) Fallamiento anteprecámbrico que actuó sincrónicamente con presión y aplanamiento de los sedimentos originales.

Estructuras Cenozoicas:

- 2) Nuevo esfuerzo comprensivo que originó el levantamiento principal de Sierra Grande. Prueba de ello es la reactivación de las estructuras antiguas, representadas por fajas de rocas cataclásticas.

- 3) Nuevo esfuerzo comprensivo con mayor positividad de la masa principal de la sierra Grande y formación de los valles principales y de la sierra Chica. Este esfuerzo está representado por el apor-

te de material, principalmente bloques de metamorfitas y granito generados por reactivación tectónica.

- 4) Simultáneamente, ascenso permanente vertical por la fracturación antitética (desde el Precámbrico hasta reactivación del Cenozoico) hasta dar definitiva arquitectura a los bloques erosionados que se observan actualmente. Esto se visualiza por la decapitación de las formaciones conglomerádicas en áreas de sierra Chica.

Estas características morfoestructurales finales de las sierras implican la acción de mecanismos endógenos que han producido además de la basculación de bloques por acciones esencialmente comprensivas, el importante ascenso vertical de naturaleza diferencial debido a una fase de naturaleza neotectónica (plio-pleistocena).

Magnitud del fallamiento

No tienen gran desarrollo en extensión siendo las mayores las longitudinales, tanto de viejas estructuras como las del evento cenozoico llegan a medir de unos 2 a 3 kms.

La fracturación menor es la de los juegos conjugados que escasamente pueden llegar a los 800 m.

Nivel estructural

De acuerdo a la litología observada, el mecanismo dominante es el aplanamiento (deformación que produce la esquistosidad), que se encuentra ligado a la formación interna del basamento cristalino, correspondiendo la ubicación dentro del nivel estructural inferior (parte superior).

En presencia de heterogeneidades litológicas se hace poco preciso el deslinde de las unidades estructurales distinguiéndose en el cambio gneis-esquisto.

Dado que la zona ha sido sometida a varias fases de deformación, la delimitación de los niveles no es sencilla, pudiendo considerarse en forma simplificada dos eventos principales:

- 1) Fase inicial de aplanamiento (predominando presión tectónica), con formación de esquistosidad.

- 2) Fase de compresión principal con fallamiento y elevación de nivel de esquistosidad.

Estructuras antiguas

Existen una serie de dislocaciones de orientación meridiana a submeridiana vinculadas a las estructuras internas del basamento cristalino metamórfico la que se destaca en los cambios litológicos en los que hay predominio de elementos en disposición lineal y planar sobre todo en el cambio gneis-esquistos.

Estas tectolíneas son el producto de los esfuerzos de compresión regional correspondientes a los movimientos más antiguos de probable ubicación en el ciclo precámbrico y/o caledónico, esfuerzos estos que actuaron sobre un complejo de protosedimentos que sufrieron el proceso termodinámico regional.

Se distinguen estas líneas estructurales por su composición que responde a rocas cataclásticas denominadas gneis de ojos y por su ubicación dentro de los valles longitudinales de orientación principal norte-sur. Se encuentra generalmente esta litología cubierta por sedimentos modernos.

Estas líneas limitan fajas de basamento que constituyen fajas de composición y textura micácea, elongadas en sentido meridional, que se encuentran limitadas en los extremos por líneas menores de disposición al noreste o noroeste.

Observando el mapa adjunto se distingue la predominancia de estas líneas por las orientaciones norte-sur, con variaciones noroeste y noreste. A fin de visualizar el modelo generalizado que se postula, se menciona la línea que se inicia un poco al sur de La Puerta y que se continúa hasta La quebrada Escondida; a partir de ésta continúa hacia el sur pasando por el distrito minero denominado El Patacón ya en forma desmembrada o ramificada por la tectónica posterior, pero conservando una continuidad predominante en el rumbo e inclinación regional.

En el tramo norte de ésta línea (sobre el camino) constituye un tipo litológico sumamente tenaz que se encuentra muy cloritizado conformando una típica roca cataclástica con cohesión primaria.

También corresponde al mismo tipo que la anterior, la línea que va un poco al oeste del lugar denominado El Caracol (sobre el camino que une Soto con La Puerta) hasta la estancia Las Toconas. Esta tectolínea marca un cambio entre una faja de gneis inyectado al oeste y una faja de esquistos cuarzo biotítico al este.

Además de estos lineamientos mayores se destacan otros que constituyen pequeñas líneas estructurales, dispuestas a 90° con respecto a las líneas principales y que, genéticamente, son grietas de alivio del esfuerzo comprensivo principal. No tienen gran desarrollo longitudinal (rara vez superan los 100 m) ni tampoco la potencia es grande (del orden de los 0,10 m a 0,30 m).

Estas grietas son las que en forma profusa son ocupadas por material ácido, principalmente cuarzo con los minerales asociados que constituyen la asociación favorable para la mineralización aurífera (pirita, galena, óxidos de Fe, etc.). Esta invasión ácida es parte integrante de un conjunto definido también por cuerpos de aplitas, pegmatófilos y granitos menores, elementos que encontraron como lugares favorables las mismas líneas de debilidad, distribuyéndose en ellas.

También existen dentro de la zona lineamientos menores de orientación meridional como la que va de Palo Quemado a estancia La Laguna, en la zona del Molle, línea que va de la antigua Planta hasta la mina Las Inglesas pasando por el Salto.

En ésta se nota en forma muy evidente la reactivación posterior debido a que todo el material ácido de la veta de la mina Puigari se encuentra tectonizado el emplazamiento primitivo, produciendo además en el material de la veta la destrucción de la pirita (probable circulación de fluidos) con gran generación de óxidos de hierro (hematización del sulfuro).

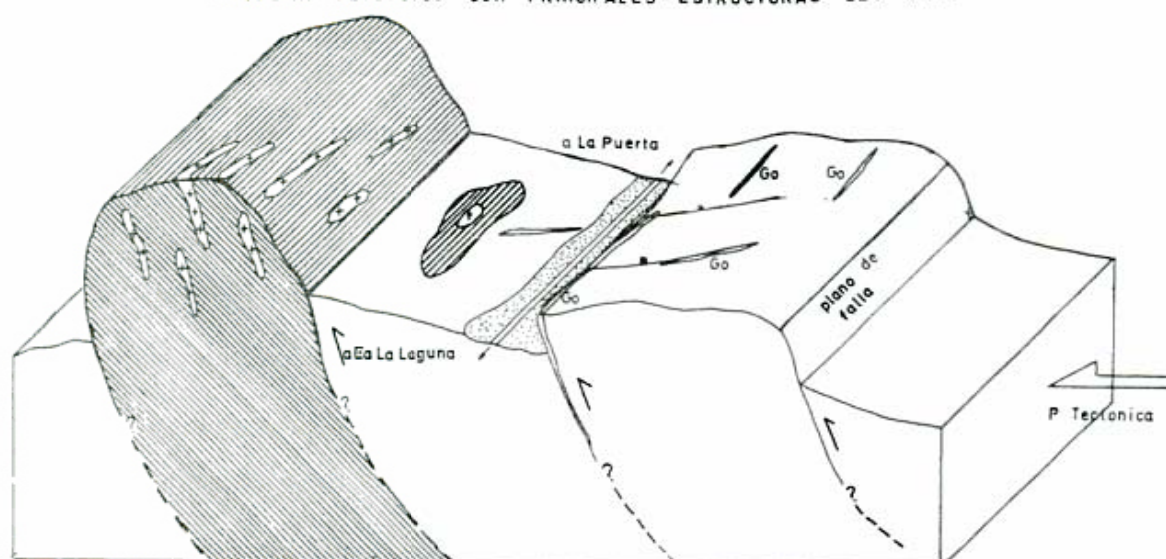
En la ilustración adjunta es posible observar la posición de una falla principal y de las grietas de alivio conjugadas donde se encuentran las vetas mineralizadas (figura 3).

Estructuras cenozoicas

De la observación de la imagen satelitaria ERST banda 7 del año 1975/76, a escala 1:250.000 surge claramente que el lineamiento principal del último evento tectónico toma, al llegar al extremo norte de las sierras, una orientación que está definida por la traza del río Cruz del Eje luego de salir del embalse y que se repite hacia el sudoeste en forma paralela.

En la zona considerada se destaca la línea que va desde la unión del arroyo La Carbonera con el río Soto y que se dirige

ESQUEMA GEOLOGICO CON PRINCIPALES ESTRUCTURAS DEL AREA



REFERENCIAS

	Esquisto Cuarzo Micáceo		Cuerpos Igneos Ácidos.
	Gneis de Ojos		Falla Longitudinal
	Esquisto Micáceo Inyectado.		Falla Transversal

fig. 3

S/Escala.

al casco de la estancia Cabeza del Novillo para continuar por el camino que conduce a Cañada del Blanco.

Este fallecimiento es el que define la morfología del relieve actual. Acompañan a esta fractura principal hacia el este el grueso de la filonación ácida denominada Formación Tuclame (Lucero y Olsacher, 1981) constituida por esquistos micáceos inyectados.

Esta faja es la de mayor altura y está comprendida entre fracturas del tipo inverso cenozoicas.

Acompañan a esta fracturación el correspondiente juego de alivio de tensión con orientación al nor-noreste.

Estas deformaciones se encontraron con estructuras antiguas del basamento cristalino actuando sobre ellas y produciendo:

1) Su reactivación (cloritización, circulación de fluidos);

2) Desmembrando las viejas estructuras.

Este evento tectónico cenozoico en algunos sectores ha perturbado profundamente a las estructuras antiguas (como en la línea que va de La Puerta a Soto, traza del camino) encontrándose las vetas de cuarzo

en material sin cohesión primaria (harina de falla) y en rocas cataclásticas muy tenaces, como los gneises, esquistos de ojos y filonitas que a su vez están afectados por la fracturación póstuma.

Es dable aclarar que en este sector es donde se han producido los mayores desniveles topográficos y desmembramiento de las estructuras antiguas que provienen del sur-sureste.

Proyecciones de estructuras regionales

Para tener una clara idea de la posición regional, tanto de la litología como de las vetas yacientes en las estructuras alojantes, vale la pena analizar, el resultado de las proyecciones Lambert (figura 2), en donde se pueden apreciar muy bien las tendencias de las distintas unidades litológicas en cuestión, en lo que a sus estructuras se refiere.

Como se desprende de las proyecciones antes aludidas, la *serie maciza* (gneis inyectado y granatífero) posee conjuntamente con la *serie esquistosa* (esquistos cuarzo-micáceo, micáceo inyectado y filonitas) y el

gneis de ojos una inclinación y lineación parecidas hacia el noroeste con altos ángulos de buzamiento hacia el este con valores que van de 60° a 85°, mientras que si comparamos la proyección correspondiente a las vetas, salta a la vista que su yacencia está a 90° aproximadamente del resto de las estructuras alojadas en fracturas de alivio, con respecto a la tendencia de la tectónica global de la zona. Estas vetas tienen un claro rumbo noreste de 40° a 45° y una inclinación media hacia el sudeste de 40° a 55° promedio.

Justamente en estas vetas alojadas en estructuras de alivio es donde la mineralización es más abundante.

Conclusiones

A - Se detectaron dos eventos tectónicos, uno precámbrico sintectónico con la generación de las metamorfitas, y el otro cenozoico que desmembra la estructura original del basamento cristalino.

B - Las tendencias longitudinales del fallamiento precámbrico son norte-sur con leve desviación hacia el noroeste mientras que las cenozoicas son definitivamente noroeste.

C - Ambos sistemas producen fracturaciones transversales, alojándose las mineralizaciones en las grietas de alivio del sistema precámbrico, mientras que el sistema cenozoico altera al primero.

D - En menor grado se observan vetas mineralizadas concordantes con la lineación general.

E - La presencia del *gneis de ojos*, condujo directamente al hallazgo de las principales estructuras mineralizadas.

F - El cambio litológico definido y cor-

tante, entre el esquistos cuarzo-micáceo al oeste y el micáceo inyectado al centro y entre éste último y el *gneis granatífero* al este indica también niveles estructurales que alojan vetas mineralizadas.

G - La presencia de algunas alteraciones hidrotermales (cloritización - epidotización) que aparecen exclusivamente en las rocas cataclásticas con cohesión primaria, indicarían la probable metalogénesis de la mineralización aurífera.

H - Se aclara que postulaciones anteriores (Olsacher, 1960) vincula estos filones mineralizados con la fase hidrotermal del granito de Achala. No obstante, observaciones llevadas a cabo por los autores, indicarían una relación de las vetas mineralizadas con áreas anatéticas cercanas, cabe destacar que esta última hipótesis está siendo investigada profundamente.

Se hace notar que la importancia específica de este trabajo radica en el hecho de que las conclusiones anteriormente enumeradas son las guías estructurales que se han establecido para la prospección y hallazgo de las vetas auríferas en el Sector Candelaria del Departamento Cruz del Eje, en la provincia de Córdoba.

Agradecimientos

Los autores quedan profundamente agradecidos al Sr. Subdirector de la Dirección de Geología y Minería-Córdoba, Dr. Domingo Raúl González, por el apoyo recibido, al Dr. Carlos E. Gordillos por sus apreciaciones personales y consejos directos y a los Dres. H. Magliola y N. Hillar por la lectura de los manuscritos y críticas llevadas a cabo por los mismos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cingolani C. y R. Varela, 1975. *Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande y metamórficas de Córdoba*. Seg. Cong. Iber.-Amer. de Geol. Econ., I: 9-36, Buenos Aires.
- Cuerda, A., 1973. *Sierras Pampeanas: una nueva interpretación de su estructura*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 28 (3): 293-303, Buenos Aires.
- Camargo, C., 1944. Tesis Doctoral. Univ. Nac. Córdoba.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 5 (3): 81-110, Buenos Aires.
- Gordillo, C., 1973. *Contribución a la Geología del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba*. V Congr. Geol. Arg., I: 141-152, Buenos Aires.
- Gross, W., 1948. *Cuadro tectónico del Valle de Punilla*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 3 (2): 73-132, Buenos Aires.

- Harker, A., 1964. *Petrology for Students* (8th. ed.) Cambridge. Cambridge Univ. Press, 283 p.
- Lapworth, Ch., 1885. *The Highland controversy in British Geology; its cause, course, and consequences*. Nature, V. 32: 558-559.
- Lucero, H. y A. Gamkosian, 1978. *Mapas geológico y Tectónico de la Sierra de Córdoba. (Escala 1: 500.000)*. Convenio Decreto N° 2975/75, Univ. Nac. Córdoba. Gov. Prov. Córdoba. Inéd.
- Olsacher, J. 1960. *Descripción Geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes, Prov. de Córdoba*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 90, Buenos Aires.
- Sabin, D. Embajada Británica. Comunicación Inédito.

Recibido: 28 de abril, 1983.

Aceptado: 18 de julio, 1984.

ALDO A. BONALUMI

Universidad Nacional de Córdoba,

Departamento de Geología.

Dirección de Geología y Minería de Córdoba.

ALBERTO A. GIGENA

Dirección de Geología y Minería de Córdoba.

Hipólito Yrigoyen 401, 5000 Córdoba.

La COMISION DEL III CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA informa que: Ya apareció publicado el volumen de las ACTAS.

El libro de unas 250 páginas, contiene 25 trabajos, en algunos casos las versiones in extenso; en otros, los resúmenes largos de los trabajos presentados al Congreso.

El precio válido hasta el 31 de Diciembre de 1984 es de:

— \$a 500 para Argentina, y su valor será de \$a 1000 hasta el 30 de Junio de 1985.

— u\$a 10 para el exterior.

Los pagos deberán efectuarse por cheques/giros, a nombre de Rafael Herbst, Casilla de Correo 128, 3400 Corrientes.

DOS OBSERVACIONES EN EL ORDOVICICO DE LA PRECORDILLERA SANJUANINA

HECTOR H. GARCIA y EDUARDO A. ROSSELLO

Resumen

Se presentan los resultados de los estudios en dos localidades del Ordovícico de la Precordillera Sanjuanina. La primera está ubicada en la Ruta Nacional 150 y allí existen grandes lentes de la Formación San Juan dentro de la Formación Yerba Loca, la primera atribuida al Arenigiano y la segunda al Caradociano. La otra observación consiste en la determinación de que la Formación Las Vacas en la quebrada homónima es un conglomerado con muchos clastos de rocas eruptivas básicas, provenientes de la Formación Yerba Loca, ubicada al poniente. Se sugiere una revisión de la estratigrafía de esas formaciones en la Precordillera Argentina.

Abstract

The results of the study of two ordovician localities in the Precordillera Sanjuanina, are reported. Along Ruta Nacional 150, in the first place, there are big lens of San Juan Formation inside Yerba Loca Formation, the first is considered arenigian and the second caradocian. Las Vacas Formation is adscribed to llandeilian and on the creek of the same name is a conglomerate with many clasts of basic eruptive rocks that can belongs to Yerba Loca Formation (caradocian) located to the west. We suggest to revise the stratigraphy of some formations in the Argentine Precordillera.

Introducción

Durante el control de campo de los trabajos finales de licenciatura de algunos alumnos del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) llevados a cabo en el departamento Jáchal, al norte de la provincia de San Juan, en sus lugares de trabajo y en comarcas cercanas se pudieron estudiar detalladamente algunas características litológicas y estructurales que permiten expresar dos nuevas interpretaciones estratigráficas del Ordovícico de la Precordillera sanjuanina. Las observaciones que se detallarán fueron realizadas en los dos lugares indicados en la figura 1, Los Túneles sobre la Ruta Nacional 150 y la quebrada de Las Vacas que desemboca en el río Gualcamayo.

Los Túneles de la Ruta Nacional 150

Siguiendo la Ruta Nacional 150 que conecta San José de Jáchal con Rodeo y apenas se cruza con dirección al oeste el ancho valle del río del Caracol, comienzan a aparecer delgados y espaciados banquitos y láminas calcáreas intercaladas dentro de rocas pelíticas y psammíticas de colores os-

curos. A unos cientos de metros hacia el poniente y donde la ruta posee dos túneles viales, ya se ha desarrollado una gran lente de carbonatos de unos 100 metros de potencia y varios kilómetros de largo que posee contactos normales con sus rocas de caja (hay otras lentes algo menores en la comarca aledaña).

La estructura carbonática es cortada por el curso este-oeste del río Jáchal y está muy bien expuesta dado que sus contactos casi coinciden con el principio del primer túnel y el final del segundo; tiene un rumbo aproximado nor-noreste y 45° de inclinación hacia el noroeste. Sus porciones más occidentales son de naturaleza dolomítica, grano fino y color general castaño amarillento, que se transforma casi en negro hacia el este. Se le observan enrejados de llamativas vetillas de calcita blanca, más abundante en el sector oriental. Posee algunas intercalaciones de delgados bancos de rocas pelíticas oscuras y abundantes nódulos, lentes y banquitos de chert, tanto en las calizas como en sus cajas pelíticas concordantes. Las calizas son lajosas con bancos de potencias variables, aunque por lo general no superan unos pocos decímetros.

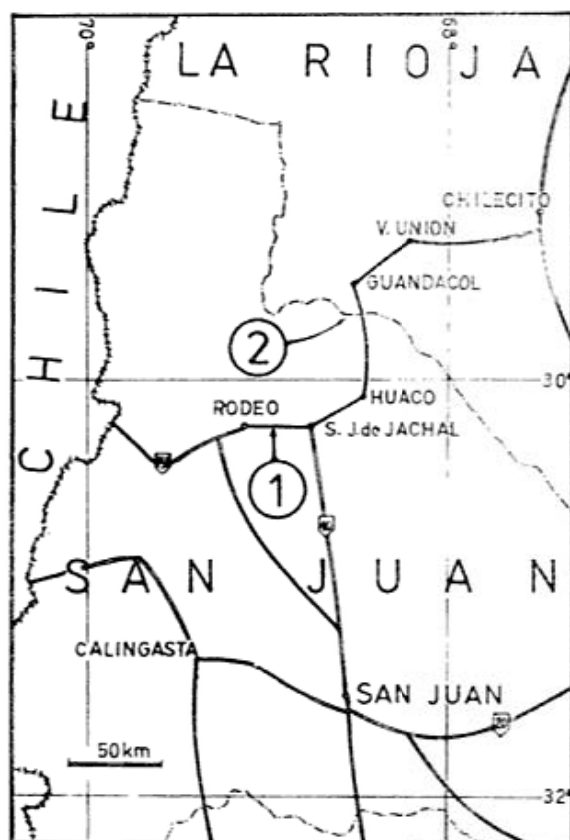


Figura 1. — Mapa de ubicación.

Como se desprende de lo descrito se trata de rocas calcáreas muy semejantes a las de los sectores más jóvenes de la Formación San Juan, apoyado esto también por la observación de Furque y Cuerda (1980) de que en esos mismos cuerpos tabulares de calizas hay restos de *Orthoceras* (escasos) por lo que además los interpretan como equivalentes laterales de la Formación San Juan.

Similares características fueron comprobadas por Baldis *et al.* (1982) en otro sector de la Precordillera próximo al sur, al manifestar que "Hacia el oeste la Formación San Juan cambia de facies, pasando de carbonatitas fosilíferas a calizas y calizas dolomíticas con desaparición de su macrofauna. Simultáneamente comienza una suplantación de calizas por elementos clásicos, lo que se manifiesta definitivamente en el flanco este de la sierra de Tontal (km 101 del río San Juan) en donde se observa una lengua de calizas intercalada entre lutitas oscuras. Inmediatamente al oeste, lutitas negras graptolíticas que evidencian una cuenca semi-cerrada (Formación Alcaparrosa) indican facies profundas intruidas singenéticamente por lavas ba-

sálticas con estructuras pillow". Aparicio (1975) informa que la Formación Alcaparrosa es visible en la misma Ruta Nacional 20 desde antes del km 90 hacia el oeste hasta la ciudad de Calingasta.

Es interesante destacar que Cortezezi *et al.* (1982) comunican haber encontrado en el cerro Bayo, cumbre mayor de la sierra de la Invernada, un pequeño cuerpo hipabisal basáltico discordante que intruye a calizas y lutitas filíticas ordovícicas, y que ellos interpretan como una expresión del magmatismo ordovícico eugeosinclinal.

Ahora bien, anteriormente se aceptaba que aquellos lentes calcáreos de párrafos precedentes aflorantes sobre el río Jáchal eran escamas tectónicas de la Formación San Juan (Arenigiano) dentro de la Formación Yerba Loca pero, dado que esto no es así y en vista de la aceptada edad caradociana de la última (y de otras semejantes como la Formación Alcaparrosa), sobre la base de variadas determinaciones paleontológicas detalladas entre otros por Angelelli *et al.* (1976) y Furque (1979), surge claramente que para que se logre una aceptable armonía es posible que algunos conceptos deban revisarse en el esquema geológico vigente del cuadro estratigráfico.

En la solución del problema planteado también deberán intervenir las rocas eruptivas que aparecen dentro de la Formación Yerba Loca y consideradas como de su misma edad. Estas rocas son las que permitieron desarrollar un esquema eugeosinclinal en el sector occidental de la Precordillera durante el Paleozoico inferior. En el mapeo regional de la comarca (Furque, 1979) aparecen muy próximas a los grandes lentes calcáreos descritos, tanto cerca de sus pisos como de sus techos.

Quebrada de Las Vacas

Según se ve en el cuadro siguiente el conglomerado de la Formación Las Vacas (Grupo Trapiche) está ubicado entre lutitas llanvirnianas (Formación Gualcamayo) y otras caradocianas (Formación Las Plantas). Es la expresión sedimentaria que en el ámbito de Precordillera apoya la existencia del diastrofismo Caledónico en su Fase Guandacol-Subfase Principal (Furque y Cuerda, 1982). Dada la im-

Cuadro estratigráfico del Ordovícico (Furque y Cuerda, 1980)

Localidad	Río Jachal	Guandacol
Ashgiliano		
Caradociano	F. Yerba Loca	Grupo Trapiche { F. Trapiche F. Lutitas Las Plantas F. Conglomerado Las Vacas
Llandeiliano		
Llanvirniano		
Arenigiano	F. San Juan	F. San Juan
Tremadociano		

portancia que posee esta formación dentro del esquema tectónico allí vigente es conveniente ampliar las resumidas descripciones que de ella se han publicado, para lo cual extractamos de Alonso (1984) algunas observaciones que se realizaran conjuntamente en la misma quebrada de Las Vacas y alrededores, donde aparece directamente sobre la Formación San Juan y es sucedida por lutitas de color gris oscuro.

Esta unidad está constituida por un conglomerado de color gris verdoso muy consolidado de cientos de metros de potencia y con fracturas irregulares que no atraviesan los clastos. No presenta estratificación ni otras estructuras primarias visibles, aunque en algunos sectores sus clastos exhiben una imbricación de 4° a 10° hacia el oeste. La fracción clástica mayor alcanza al 70 % de la roca y está compuesta por clastos de tamaño muy variable que van desde guija a bloque, lo cual indica una selección regular a mala, no obstante ello su redondez y esfericidad son buenas y predominan los prolados. Desde el punto de vista litológico esta fracción presenta gran diversidad, ya que un 40 % son rocas eruptivas de color gris verdoso, un 25 % son calizas de color gris azulado claro y un 20 % son clastos silíceos de colores blanquecinos a negruzcos, el 15 % restante son de rocas psammíticas y pelíticas de colores gris verdoso oscuro y negro. Es de destacar la presencia de bloques angulosos de calizas (¿olistolitos?), los de mayor tamaño, que por lo general tienen forma tabular y color gris azulado claro y alcanzan dimensiones de hasta 10 m

de largo por 2 m de ancho. La fracción clástica menor de la mátrix conforma el 30 % restante de la roca y es un material psammítico gris verdoso de tamaño arena mediana a fina. Se lo clasificó como un ortoconglomerado polimictico.

Dada la importancia que tiene el hallazgo de clastos de rocas eruptivas en un alto porcentaje se detendrá en su caracterización microscópica, que determinó que su mineralogía está enmascarada por una intensa alteración, aunque se llega a distinguir tablas de plagioclasas reemplazadas por materiales arcillosos y óxidos de hierro y cristales esqueléticos de leucóxeno. Entre las tablas de plagioclasas se ubican los minerales máficos totalmente cloritizados y alterados a carbonatos, sericita y óxidos de hierro. Estas características permiten reconocer a una roca diabásica de tamaño de grano mediano que llama a comparar con aquellas descritas para la zona de Rodeo por Cortelezzi *et al.* (1982) y con las rocas básicas del Paleozoico inferior de la Precordillera, al sur de Calingasta, según B. J. Quartino (comunicación verbal, luego de estudiar nuestra muestra).

Como se desprende de todo lo descrito el conglomerado de la Formación Las Vacas tiene características no comunes en cuanto a madurez, selección, presencia de posibles olistolitos, proveniencia, etc., y, tal como se destaca en su caracterización litológica, son muy abundantes los clastos de rocas eruptivas básicas asociados con otros provenientes de diversos ambientes sedimentarios. En cuanto a su origen se acepta que señalan al mismo ambiente sedimentario de

la Precordillera, tal como ya lo destacaran Furque y Cuerda (1980).

Dado, el por lo menos parcial, sincronismo existente entre la Formación San Juan y la Formación Yerba Loca en concordancia con lo que se detalló en la primera observación en Los Túneles (*cf. supra*), esta última entidad es la única que poseerá la litología, ubicación geográfica y edad apropiadas para poder ser considerada la formación de proveniencia, entre otros, de la totalidad de los clastos eruptivos de la Formación Las Vacas. Esta deducción se apoya en que, según la literatura geológica revisada, no se conocen en otros lugares de la Precordillera ni en las regiones morfoestructurales vecinas ningún otro ambiente con las características necesarias que pueda haber suministrado tal material. Si provinieran de Valle Fértil estarían acompañadas por clastos de pegmatitas, granitos, gneises, etc.

Del párrafo anterior también concluimos con que el área general de aporte desde el este a las cuencas del Paleozoico inferior en la Precordillera (Baldis *et al.*, 1982), sufrió por lo menos una inversión durante la depositación del conglomerado de la Formación Las Vacas.

La mayor similitud entre las edades de

la Formación Yerba Loca y de la Formación San Juan también lleva implícito un mayor sincronismo entre el esquema eugeosinclinal y miogeosinclinal del Ordovícico en la Precordillera.

Conclusiones

a) En la región de Los Túneles sobre la ruta Nacional 150 que une San José de Jáchal con Rodeo aparecen grandes lentes de calizas de la Formación San Juan depositados sincrónicamente con rocas atribuidas a la Formación Yerba Loca.

b) La Formación Las Vacas, en la quebrada homónima, posee muy abundantes clastos de rocas eruptivas básicas y cuya proveniencia probablemente está localizada en la Formación Yerba Loca.

c) Dado que se viene considerando que la Formación San Juan es de edad arenigiana, la Formación Las Vacas llendeiliana y la Formación Yerba Loca caradociana, se sugiere revisar la estratigrafía de la comarca, problema que escapa al alcance de los autores del presente trabajo debido a la índole de las especialidades que necesariamente deben involucrarse.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alonso, E., 1984. Trab. Fin. Licenc. Depart. Cienc. Geol. FCEN (UBA) - En preparación.
- Angelelli, V., E. P. Aparicio, J. Matar Ibañez y J. Llano, 1976. *Geoquímica de las Lutitas Alumbríferas de la Precordillera Sanjuanina*. Inst. Invest. Geol. Univ. Nac. San Juan.
- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa Geológico de San Juan*. Inst. Invest. Geol. Univ. Nac. San Juan.
- Baldis, B. A., M. S. Beresi, O. Bordonaro y A. Vaca, 1982. *Síntesis Evolutiva de la Precordillera Argentina*. Vº Cong. Latinoam. Geol., IV: 399-445, Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. R., G. Furque y R. E. Pavlicevic, 1982. *Estudio petrológico de las Lavas en Almohadilla del Caradociano de la zona de Rodeo, departamento Iglesia, provincia de San Juan, Argentina*. Vº Cong. Latinoam. Geol. II: 161-172, Buenos Aires.
- Furque, G., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 17b - Guandacol, provincia de La Rioja - provincia San Juan*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 92, Buenos Aires.
- 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 18c - Jáchal, provincia de San Juan*. Serv. Geol. Nac., Bol. 164, Buenos Aires.
- Furque, G. y A. J. Cuerda, 1980. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. Acad. Nac. Cienc., Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. I: 435-522. Córdoba.
- 1982. *Extensión y edad de los Movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del Oeste Argentino*. Vº Cong. Latinoam. Geol. I: 191-200, Buenos Aires.

Recibido: 29 de junio, 1983

Aceptado: 30 de julio, 1984

HECTOR H. GARCIA

EDUARDO A. ROSSELLO

Universidad de Buenos Aires
Fac. de Cs. Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria - Pabellón 2
(1428) Buenos Aires

FENOMENO DE TRANSFERENCIA DE MASA POR DIFUSION EN EL CONGLOMERADO CON RODADOS INTERPENETRADOS DE LA FORMACION MAJADITAS, BARREAL, SAN JUAN

MARIA SILVIA JAPAS

Resumen

Los rodados del conglomerado de la Formación Majaditas fueron estudiados para determinar el origen y características del proceso de interpenetración.

El análisis, encaminado a la detección de características deformacionales (a través del estudio de la fábrica del conglomerado y forma de sus rodados) descarta el origen tectónico del proceso. Asimismo se obtienen una serie de evidencias que afirman la participación de la *solución por presión* (iniciadora de la *transferencia de masa por difusión*) como proceso de importancia para su desarrollo (*fábrica de solución, microestilolitas, segregación, mineralógica, etc.*).

Se concluye que la interpenetración en el conglomerado en estudio es un fenómeno controlado por la *transferencia de masa por difusión* en un ambiente diagenético atectónico.

Introducción

En la literatura geológica se ha denominado *rodados interpenetrados* o *indentados* a aquellos que presentan hoyos u oquedades en su superficie, producidos por la penetración de fragmentos pefíticos adyacentes. Este curioso fenómeno, relativamente frecuente en la naturaleza, ha sido mencionado en los depósitos del "Mármol de Potomac" (conglomerado con rodados de caliza, del Triásico de Maryland; Bastin, 1940), en el conglomerado terciario del sudoeste de Montana (Tanner, 1964), en los conglomerados del Terciario superior de la zona de la Molasa Alpina (Ramsay, 1967), en el Elsburg Reefs del Sistema Witwatersrand superior de Sudáfrica (Gay y Fripp, 1976), en un conglomerado carbónico del norte de España (McEwen, 1981) y en el conglomerado de la Formación Piedra Shottle, Pérmico inferior del noroeste de Chubut (López

Abstract

The clasts of the Majaditas Formation conglomerate were studied to determine the origin and characteristics of the pitted pebbles.

A tectonic origin of the phenomena was discarded with the help of strain analysis (conglomerate fabric and pebble shapes studies). Some evidences (solution fabric, microstylolites, Mineralogical segregation), indicate that pressure solution (starter of diffusional mass transfer) is an important factor for their development.

In conclusion, the Majaditas Formation pitted pebbles are a diffusional mass transfer phenomena developed in a diagenetic nontectonic environment.

Gamundi, *com. pers.*), entre varios ejemplos.

El origen de los rodados interpenetrados, descritos por algunos autores con escasa profundidad o preferentemente relacionado a procesos deformativos, fue encarado aquí a través de un estudio microtectónico, es decir, un análisis de la posible deformación del conglomerado. Esta idea fue posteriormente descartada, llegándose a la conclusión de la inexistencia de una causa tectónica generadora del proceso. Un estudio detallado de las relaciones entre rodados y de las características físicas y mineralógicas en zonas de borde de hoyo permitió definir a la transferencia de masa por difusión (iniciada a través de la solución por presión) como responsable de la indentación. El proceso denominado *solución por presión* ha sido definido por Sorby (Rutter,

1976) como "la disolución y removilización de sustancia mineral en los contactos de los granos sometidos a presión".¹ La presión es la promotora del proceso y el término no incluiría, a su entender, los procesos de cristalización. Para este autor, entonces:

$$\begin{array}{l} \text{Transferencia} \\ \text{por solución} \\ (\text{Lösungsumsatz}) \end{array} = \begin{array}{l} \text{Solución} \\ \text{por presión} \\ (\text{Drucklösung}) \end{array} - + \rightarrow$$

$$- + \rightarrow \text{Difusión} \quad - + \rightarrow \text{Cristalización}$$

El concepto aparece generalmente atribuido a Riecke (principio de Riecke), el cual es sintetizado por Harker (1932): "Un cristal bajo presión y otro sin ella, en contacto con una solución saturada, deben ser observados como dos fases sólidas distintas y, entonces, no pueden estar en equilibrio. El material de uno de ellos debe disolverse y depositarse en el otro, hasta que la forma haya desaparecido. Así, si un cristal está sometido a presión en distintas partes, se produce transferencia de material, esto es, cambia su forma".²

Este principio, nacido a la luz de los procesos metamórficos, ha sido extendido a eventos desarrollados en ambientes diagenéticos donde, a criterio de Chilingar *et al.* (1967), la presión sería aportada por la sobrecarga.

La solución por presión puede definirse como el proceso de disolución del material en caras estadísticamente normales al esfuerzo compresivo máximo (presión de Sorby y Riecke) tectónico o diagenético, en respuesta a la existencia de un gradiente de esfuerzo (presión). La cristalización se producirá en aquellas áreas donde el esfuerzo (presión) es mínimo, por sobresaturación de la solución bajo esas condiciones.

Frecuentemente, en la literatura geológica, el término transferencia por solución es reemplazado por la expresión transferencia de masa por difusión. Estrictamente, el último término es más amplio, ya que involucra "difusión" en cualquier estado.

Ubicación geológica

La zona estudiada corresponde al área de afloramiento de la Formación Majaditas

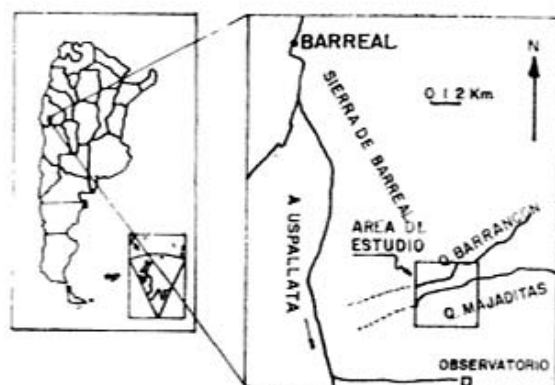


Figura 1. — Mapa de ubicación.

en las quebradas de Barrancón y Majaditas (con algunas observaciones en las cercanías de la estancia El Leoncito), localizadas a aproximadamente 18 km al sudeste de Barreal, sobre la margen oriental del valle de Calingasta-Uspallata, provincia de San Juan (fig. 1).

En esta zona, la Formación Majaditas (Amos y Rolleri, 1965) de edad carbónica yace en discordancia angular sobre la Formación Hilario (Mésigos, 1953), asignada, esta última, al Ordovícico por su nominador. El contacto superior de la unidad carbónica es aquí de tipo tectónico (Quartino *et al.*, 1971; Sessarego, 1980), relacionándose con la Formación Planchón (Devónico). El conglomerado que presenta sus rodados interpenetrados corresponde al miembro basal (Sessarego, *op. cit.*) y yace adyacente a la discordancia mencionada.

Texturalmente, el conglomerado en estudio se caracteriza por la participación, en proporciones variables, de material pefítico y matriz psamítica. Los rodados son principalmente de naturaleza grauváquica y, en menor proporción, derivados de rocas volcánicas, pelíticas, conglomerádicas y de cuarzo de vena. Se trata pues, de un depósito diamictítico de moderada a alta madurez composicional y de baja selección. La matriz arenosa es predominantemente cuarzo-feldespática-clorítica con frecuentes fragmentos líticos; el cemento, carbonático y clorítico, es escaso.

La Formación Majaditas presenta una estructura homoclinal de rumbo general norte-sur, inclinando unos 60° a 75° al poniente. La actitud general de las lentes diamictíticas (Sessarego, *op. cit.*) es N 20° O con inclinación al oeste de 60°. La

¹ Traducción del autor.

² Traducción del autor.

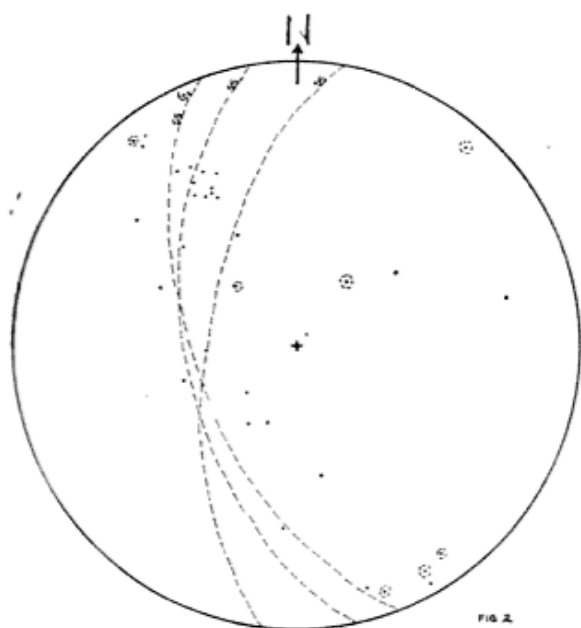


FIG. 2.

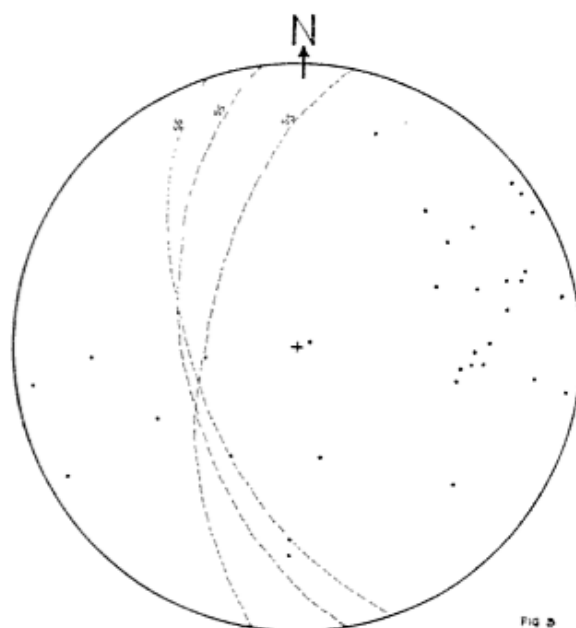


FIG. 3.

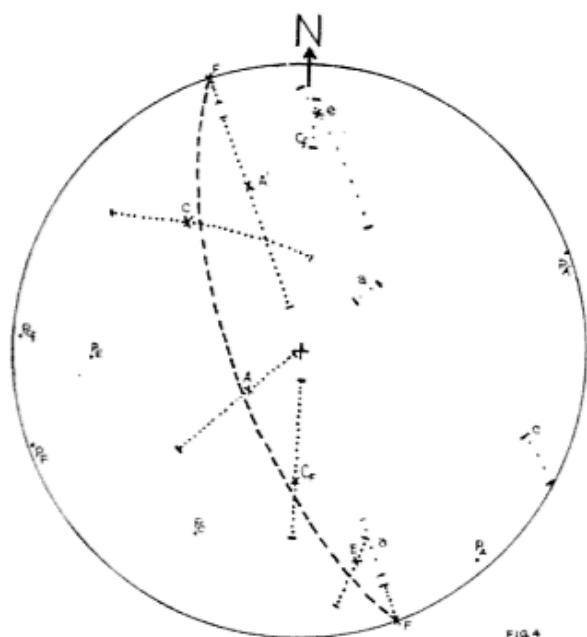


FIG. 4.

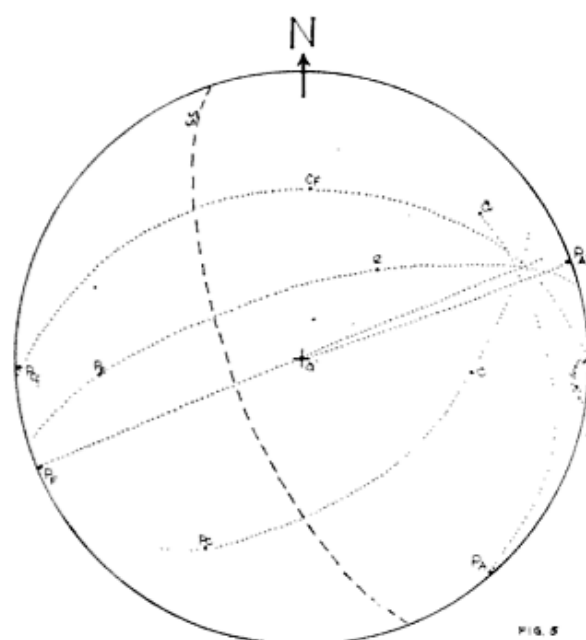


FIG. 5.

Figura 2. — Análisis tridimensional de la fábrica megascópica. Gráfico de actitudes de ejes mayores (X) de los rodados grauváquicos. Hemisferio inferior de representación. Figura 3. — Análisis tridimensional de la fábrica megascópica. Gráfico de actitudes de ejes menores (Z) de los rodados grauváquicos. Hemisferio inferior de representación. Figura 4. — Análisis bidimensional de la fábrica megascópica. Gráfico de actitudes aparentes sobre una traza de afloramiento, de ejes mayores (X'). El trazo discontinuo corresponde al plano de fábrica obtenido mediante el análisis bidimensional. Las orientaciones subordinadas (en minúsculas) no conforman ninguna fábrica planar secundaria. Hemisferio inferior de representación. Figura 5. — Análisis bidimensional de la fábrica megascópica. Gráfico de actitudes en una traza de afloramiento, de ejes menores (Y') de rodados grauváquicos. La intersección en la construcción indica la existencia de una lineación respecto de los ejes menores (Z). Obsérvese la posición de Z respecto de la estratificación. Hemisferio inferior de representación. P: Polo de la traza de afloramiento.

potencia estimada es de 25 m en la quebrada de Majaditas.

Análisis de la fábrica megascópica

a) Análisis tridimensional

Se graficaron las actitudes de los ejes mayores (X) y menores (Z) de 32 rodados de naturaleza grauváquica, las cuales aparecen representadas (mediante la red de Schmidt) en las figuras 2 y 3 respectivamente. El limitado número de observaciones tridimensionales está controlado por la naturaleza del depósito.

En la figura 2 no llega a delinirse una orientación lineal preferencial de la fábrica, pero existe sí, una tendencia a la localización del eje X en un plano aproximadamente paralelo al plano general de estratificación (ss). La validez de esta afirmación no es total y debe, para una mayor aproximación, ajustarse a las disposiciones locales de la estratificación. Las anomalías a este patrón de comportamiento corresponden, fundamentalmente, a aquellos rodados de menor tamaño.

En la figura 3, con similares connotaciones anómalas respecto de los tamaños, aparecen representadas las actitudes de los ejes Z de los clastos. Puede observarse que estos elementos se disponen, aproximadamente, en posición normal al plano de estratificación para cada localidad (*flat-lying pebble* de Krumbein, 1939).

b) Análisis bidimensional

Se representaron los valores de dirección y buzamiento de ejes aparentes, mayores (X') y menores (Y') (medidos en los afloramientos sobre planos estructurales —diaclasas—) mediante el empleo de la técnica de representación propuesta por Ragan (1968) (figuras 4 y 5).

En la figura 4 puede observarse que la integración de los buzamientos aparentes en las distintas secciones abarca un mismo círculo máximo, que corresponde al del plano N 25° O y 70° de inclinación al oeste N 20° O y 64° de inclinación al oeste. El análisis de este gráfico permite, pues, relacionar los datos bidimensionales con una fábrica tridimensional planar aproximadamente paralela a la estratificación.

En la figura 5 se puede observar la existencia de una lineación respecto del elemento Z de los rodados (Z normal a la estratificación).

De la observación de estas cuatro figuras pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- existencia de una fábrica planar, debido al paralelismo de elementos de fábrica planos;
- existencia de una fábrica *anisotrópica dimensional*, aparentemente de aposición o primaria (Pettijohn, 1949). Corroboraría la posible naturaleza primaria del depósito la "inhomogeneidad" de la fábrica (Japas, 1982). Este término se refiere al hecho que los rodados menores son aquellos que adoptan las posiciones más atípicas e indica, además, la existencia de una relación directa entre la relación clasto/matriz y el grado de orientación de los mismos.

En cuanto a la matriz arenosa, la fábrica microscópica es isotrópica en lo referente a granos clásticos elongados no micáceos. Sin embargo, las micas (excluidas las cloritas) aunque escasas, parecen adoptar una actitud conforme con la fábrica primaria mayor: (001) es aproximadamente paralelo a la estratificación. Los granos de la matriz retienen su forma clástica; no se observan contactos clásticos suturados ni texturas miloníticas.

Análisis de la forma de los rodados

La existencia del tipo de fábrica mencionada (anisotrópica dimensional), por sí misma, no resulta excluyente de una participación tectónica. Por ello, el análisis de la forma de los rodados complementa el estudio de la deformación.

En la figura 6 aparecen representadas las relaciones axiales para los rodados grauváquicos (39) medidos.

En la figura 6a, no ha sido observada ninguna variación sistemática de las formas ni de su desviación (σ), hecho que indicaría que las formas que se están analizando están muy influenciadas por la forma inicial del rodado y no son variaciones experimentadas por deformación.

En la figura 6b. (modificada de Zingg) se puede apreciar la distribución de los

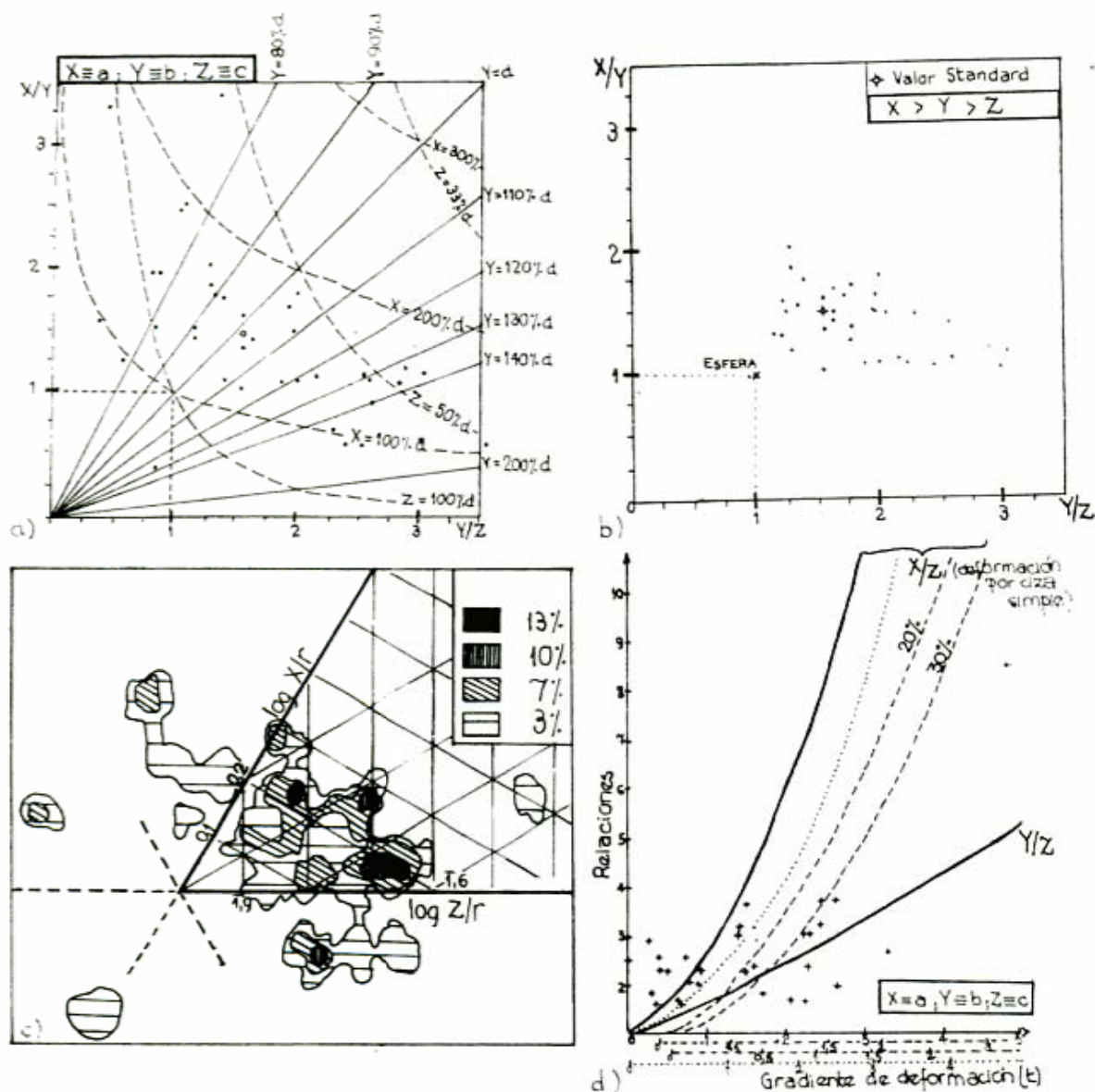


Figura 6. — Representaciones de las relaciones axiales tridimensionales de los rodados grauváquicos, según distintos criterios. (a) Gráfico de forma de rodados según lo propuesto por Flinn (1956). (b) Gráfico de forma de rodados según la representación modificada de Zingg (1935). (c) Gráfico de forma de los mismos rodados de a y b, según lo propuesto por Burns y Spry (1969). (d) Gráfico de forma de los mismos rodados grauváquicos, según Oftedahl (1948).

puntos correspondientes a los rodados medidos, respecto de la forma inicial representada por el punto "predeformado" standard para la composición litológica en cuestión. El punto de referencia ha sido extraído de la literatura disponible, a través de un cálculo estimativo sencillo (a partir de un valor promedio de esfericidad para gravas modernas d/X : 0,71-0,75; Pettijohn, *op. cit.*) y de un valor $X/Y/Z$ de 2,17/1,52/1,00 enunciado por Hossack (1968: 322) para rodados de areniscas y cuarcíticos muy cercano al calculado. De

todo esto se infiere que las formas ploteadas no se apartan del promedio inicial estipulado bajo un grado de dispersión (y localización) que permita asignarlo a un depósito deformado en grado apreciable. Los intervalos de confianza son 1,37-1,57 y 1,64-2,14 para X/Y e Y/Z , respectivamente (96 %).

En la figura 6c. se ha graficado la forma de los rodados siguiendo el concepto doble "orientación-magnitud" de los ejes de los fragmentos según la propuesta de Burns y Spry (1969). En ella se define

una distribución polimodal de las relaciones graficadas. Correspondientemente con lo expuesto en el apartado anterior, las modas secundarias responden a poblaciones de menor tamaño de rodado. La posición de la moda dominante y de su dispersión es indicativa de un depósito no deformado o ligeramente deformado (Burns y Spry, *op. cit.*). Esta moda dominante muestra una pequeña asimetría en la dirección del eje de representación z/r (donde z : semi eje Z y r : radio de una esfera de igual volumen, equivalente a $\sqrt[3]{xyz}$). Esto es interpretado por los mismos autores, como "indicativo de una fábrica con una concentración de ejes menores en orientación de un campo de la moda Z"; esto es, una fábrica con una componente fundamentalmente sedimentaria (primaria), con "plano sedimentario" paralelo a XY.

Para el estudio de la deformación por cizalla simple, Oftedahl (1948) introduce un gráfico a partir de las relaciones X/Z e Y/Z . El ploteo de la información del conglomerado en estudio (fig. 6d) no cumple con las condiciones requeridas para definir este tipo de deformación. Puede apreciarse que los puntos representados no coinciden con la curva X/Z (ni con sus modificaciones por distorsión del eje intermedio o por influencia de forma original no esférica) correspondiente a rodados deformados por ciza simple. Esto significa que no existe dependencia de las relaciones axiales mencionadas respecto del gradiente de deformación (t) y que el conglomerado no evidencia deformación de este tipo.

Resumiendo las evidencias hasta aquí mencionadas y completándolas con las siguientes observaciones:

- las características de fábrica y formas analizadas no podrían ser explicadas satisfactoriamente bajo la lupa de la deformación (Japas, *op. cit.*);
 - las evidencias microscópicas de deformación obtenidas han sido consideradas por López Gamundi (*com. pers*) como un carácter heredado;
 - la variación de la forma está muy influenciada por la forma original;
 - se han hallado algunos rodados con características de forma que indican un fuerte control por la estructura de la roca origen y, por lo tanto, fuerte influencia de la forma inicial;
 - los clastos pelíticos con clivaje de fractura no exhiben evidencias de deformación (cuando, de mediar deformación, deberían ser los más afectados por ella);
 - algunos ejemplares presentan predominio de interpenetraciones en las caras normales al eje Z (fenómeno que podría indicar un proceso iniciado y regulado por la presión de sobrecarga);
 - no ha sido observada orientación preferencial alguna de los hoyos de indentación;
- se propone que la fábrica del conglomerado de base de la Formación Majaditas es de compactación, con una importante herencia primaria.

Análisis de la interpenetración

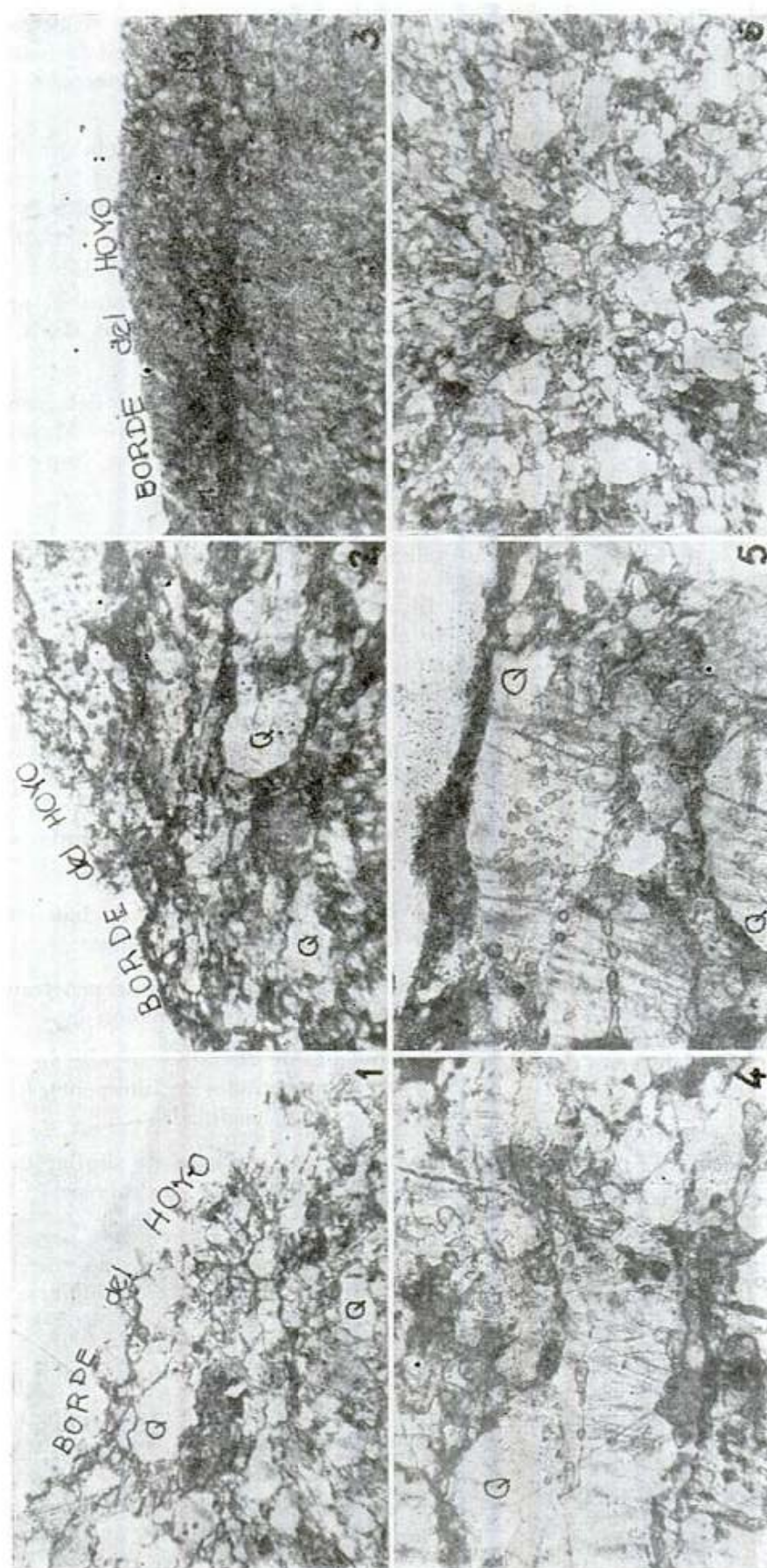
El análisis de las interpenetraciones ha sido abordado en sus aspectos microscópico (para determinar las modificaciones texturales y mineralógicas acontecidas en las zonas de las cavidades) y macroscópico (tratando de detectar la forma en que estas variaciones se manifiestan en la muestra de mano, y de determinar los factores controlantes del fenómeno, de acuerdo a la observación en el afloramiento).

a) Estudio macroscópico: Se han observado las siguientes características:

- los rodados menores interpenetran a aquellos de mayor tamaño;
- los rodados de distinta composición exhiben distintos grados de interpenetración, en la misma localidad;
- contactos entre clastos de similar tamaño y composición, son planos; y
- en aquellas zonas con elevada participación de matriz, los rodados no muestran interpenetraciones, por no hallarse en contacto directo.

Estas observaciones permiten señalar que:

- el tamaño relativo, convenientemente expresado en términos de curvatura de los rodados,
- la composición de los clastos participantes y
- la relación Clasto/Matriz.



Fotomicrografías 1 y 2. — (Nic.//; 35x): Fábrica de Solución en las zonas de hoyo, correspondientes a rodados de naturaleza grauváquica. Q: Cuarzo. Fotomicrografía 3 (Nic.//; 35x): Microestilolitas en zona de hoyo correspondiente a un rodado de naturaleza grauváquica. M: Microestilolita. Fotomicrografía 4. (Nic.//; 100x): Fracturas de cizalla en individuos clásticos de cuarzo (Q) pertenecientes a la zona de borde de hoyo. Rodado grauváquico. Fotomicrografía 5. (Nic.//; 100x): Grietas cicatrizadas (*Healed cracks*) en individuos clásticos de cuarzo (Q), correspondientes al área de borde de hoyo de rodados grauváquicos. Fotomicrografía 6. (Nic.//; 35x): Área "interna" de un rodado de naturaleza grauváquica, inafectada por el fenómeno de Solución por presión. Compárese con las Fotomicrografías 1 y 2 para observar las diferencias textuales existentes entre esta zona y aquélla correspondiente a la región de hoyo. Q: Cuarzo.

Actúan como factores de importancia durante el desarrollo de las indentaciones.

b) Estudio microscópico: Se realizaron estudios comparados de las características texturales y mineralógicas de la zona de los hoyos respecto de aquéllas del resto del rodado.

1. *Interpenetración en los clastos grauwáquicos*: Entre las características más destacadas, observadas en las zonas adyacentes al borde del hoyo del rodado, figura la existencia de una *fábrica de solución* (Thomson, 1959) en un reducido espesor del mismo. Esta fábrica se halla definida a través de elementos clásticos de cuarzo, alineados, que presentan contactos suturados (o microestilolíticos de contacto de grano) con abundante material residual (fotomicrografías 1 y 2). En algunos ejemplares se observan, además, minerales micáceos orientados en la zona de borde de hoyo.

En algunos ejemplares puede no hallarse bien definida esta fábrica de solución enunciada, pero el desarrollo de *Microestilolitas* evidenciaría un proceso similar (fotomicrografía 3). Estas juntas estilolíticas se disponen normalmente a la dirección de presión ejercida por los rodados interpenetrantes, y aparecen remarcados por material residual (opacos).

Entre otras evidencias de presión observadas se hallaron *fracturas de cizalla* (fotomicrografía 4), *grietas cicatrizadas* (*healed cracks*) (fotomicrografía 5) y *láminas* (*lamellae*) —con dudas— en granos clásticos de cuarzo, y *bandas kink* en algunas micas.

Las características anteriormente citadas no se observan en zonas centrales del clasto, aparentemente no afectadas por el proceso. En estas áreas "internas", los contactos entre granos clásticos son flotantes, tangenciales y rectos y, en proporciones menores, *cóncavo-convexos* (fotomicrografía 6). Tampoco se observan juntas microestilolíticas, ni elementos clásticos de cuarzo con fracturaciones y, finalmente, los individuos micáceos se presentan predominantemente flexurados.

2. *Interpenetración en los clastos de arenisca calcárea*: Entre las características sobresalientes figura la *segregación mineralógica* manifestada paralelamente al borde del hoyo analizado. La misma involucra al carbonato del cemento y a la clorita de la

matriz, e indicaría una mayor solubilidad relativa a la presión por parte de la calcita. Evidencias de deformación en el clivaje de este último mineral segregado (depositado en las adyacencias sometidas a menor presión) señalan una deformación por presión debida a una continua penetración del clasto menor interpenetrante. (Japas, *op. cit.*).

Evidencias menores en cuanto a frecuencia y no a valor interpretativo, corresponden a fracturación de los granos clásticos de cuarzo (más numerosas en los alrededores del hoyo); contactos clásticos tangenciales, rectos y flotantes; sutiles evidencias de corrosión del cuarzo clástico en los contactos. Fracturas sinuosas remarcadas por materiales opacos se adaptan a los contornos clásticos menores y podrían ser indicadores del desarrollo de microestilolitas sobre fracturas previas. La "meteorización diferencial" de la superficie de los rodados y el desplazamiento de venillas podrían reafirmar estas evidencias (Japas, *op. cit.*).

3. *Interpenetración en los clastos de cuarzo*: Se han observado rodados de cuarzo con suaves interpenetraciones, sobre los cuales no fue posible realizar el estudio microscópico correspondiente. Marcas superficiales podrían explicarse como aplanamientos por presión. Algunos autores citan superficies lisas y profundas en los hoyos cuarcíticos, debidos a *solución por presión* (Kuenen, 1942). Se considera que la ausencia de residuos insolubles que favorezcan la disolución en estos casos, podría ser compensada por la presencia de soluciones alcalinas que corroan al cuarzo. Otros investigadores han hallado evidencias de fracturación y trituración en los hoyos de rodados cuarcíticos (Wiltshko y Sutton, 1982, en un conglomerado eoceno).

De acuerdo, pues, a las evidencias enunciadas en los párrafos anteriores del texto, el proceso principal generador de las interpretaciones entre los rodados del conglomerado estudiado es aquél de *solución por presión* (*pressure solution*), iniciador de la *transferencia de masa por difusión*. (Cuadro A).

Se ha intentado establecer una "secuencia petrográfica de solubilidades relativas a la presión" a través de la observación de las interpenetraciones en los *rodados menores*, la cual estaría íntimamente relacionada a la secuencia mineralógica respectiva y los

Agradecimientos

El autor agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico y

financiero. Al Dr. A. J. Amos, por la dirección del trabajo original, sus sugerencias y la lectura crítica del manuscrito. A los doctores O. R. López Gamundi y E. A. Rossello por sus colaboraciones.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J. y E. O. Roller, 1965. *El Carbónico marino en el Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 368: 1-21.
- Bastin, E. S., 1940. *Discussion. A note on pressure stylolites*. J. Geol., XLVIII: 214-216.
- Burns, K. L. and A. H. Spry, 1969. *Analysis of the shape of deformed pebbles*. Tectonophysics, VII (3): 177-196.
- Chilingar, G. V., H. J. Bissell and K. H. Wolf, 1967. *Diagenesis of carbonate rocks*. En: *Developments in Sedimentology 8, Diagenesis in sediments*. Editado por G. Larsen y G. V. Chilingar. Elsevier, Amsterdam.
- Fairbridge, R. W., 1967. *Phases of diagenesis and authigenesis*. En: *Developments in Sedimentology 8, Diagenesis in sediments*. Editado por G. Larsen y G. V. Chilingar. Elsevier, Amsterdam.
- Flinn, D., 1956. *On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland*. J. Geol. LXIV: 480-505.
- Gay, N. C. and R. E. P. Fripp, 1976. *The control of ductility on the deformation of pebbles and conglomerates*. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 283: 109-128.
- Harker, A., 1932. *Metamorphism*. Methuen y Co. London.
- Hossack, J. R., 1968. *Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area, (Southern Norway)*, Tectonophysics, V (4): 315-339.
- Japas, M. S., 1982. *Análisis de los rodados interpenetrados del Conglomerado de la Formación Majaditas, Barreal, provincia de San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura. Fac. Cs. Ex. y Nat., (inédito), Univ. Buenos Aires.
- Krumbein, W. C., 1939. *Preferred orientation of pebble in sedimentary deposits*. J. Geol., XLVII (7): 673-706.
- Kuenen, Ph. H., 1942. *Pitted pebbles*. Leidsche. Geol. Mededeel., XIII: 189-201.
- McEwen, T. J., 1978. *Diffusional mass transfer processes in pitted pebble conglomerates*. Contrib. Min. Petrol., LXVII: 405-415.
- 1981. *Brittle deformation in pitted pebble conglomerates*. J. Struct. Geol., 3 (1): 25-37.
- Mésigos, M. G., 1953. *El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (Provincia de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VIII (2): 65-109, Buenos Aires.
- Mosher, S., 1980. *Pressure solution deformation of conglomerates in shear zones, Narragansett Basin, Rhode Island*. J. Struct. Geol., 2 (1/2): 219-225.
- 1981. *Pressure solution deformation of the Purgatory conglomerate from Rhode Island*. J. Geol., LXXXIX (1): 37-56.
- Oftedahl, Ch., 1948. *Deformation of quartz conglomerates in Central Norway*. J. Geol., LVI: 476-487.
- Pettijohn, F. J., 1949. *Sedimentary rocks*. Harpers y Bros., New York.
- Quartino, B. J.: R. A. Zardini y A. J. Amos, 1971. *Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan - República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Monogr. 1, Buenos Aires.
- Ragan, D. M., 1968. *Structural geology: An introduction to geometrical techniques*. John Wiley y Sons, New York.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing in rocks*. McGraw-Hill, New York, N. Y.
- Rutter, E. H., 1976. *The kinetics of rock deformation by pressure solution*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A., 283: 203-219.
- Sessarego, H.L.F., 1980. *Estratigrafía y estructura de la Formación Majaditas y Barrancón, el SE de Barreal, provincia de San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura, Fac. Cs. Ex. y Nat., (inédito), Univ. Bs. As.
- Tanner, W. F., 1964. *Crushed pebble conglomerate of Southwestern Montana*. J. Geol., LXXI (5): 637-641.
- Thomson, A., 1959. *Pressure solution and porosity*. En: *Silica in sediments*. S.E.P.M., Spec. Pub., VII: 92-110.
- Wiltshko, D. V. and S. Sutton, 1982. *Deformation by overburden of a coarse quartzite conglomerate*. J. Geol. XC (6): 725-733.
- Zingg, Th., 1935. *Beitrag zur Schotteranalyse*. Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt., 15: 39-140.

Recibido: 4 de julio, 1983.

Aceptado: 6 de julio, 1984.

MARIA SILVIA JAPAS

Departamento de Ciencias Geológicas
Fac. de Cs. Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
1428 Buenos Aires

LAS DIAMICTITAS DEL SECTOR ORIENTAL DE TANDILIA: CARACTERES SEDIMENTOLOGICOS Y ORIGEN

LUIS A. SPALLETTI y ANALIA DEL VALLE

Resumen

Entre el basamento cristalino intensamente meteorizado y la sucesión ortocuarcítica de la Formación Balcarce, aparece una delgada secuencia diamictica constituida por dos tipos litológicos: a) psamitas, psamopelitas y pelitas con cadilitos dispersos de diverso tamaño, muchos con indicios de facetamiento y morfología polihédrica dispuestos con sus vértices hacia abajo, que alteran la delicada estratificación ondulosa de las psamopelitas y la estructura laminar de las pelitas; b) diamictita maciza que incluye bloques de ortocuarcitas y granitoides de más de 300 mm de tamaño medio, que hacia arriba se torna algo estratificada y de granulometría fina, con corrugaciones sindeposicionales locales.

Los estudios granulométricos han permitido inferir que las psamitas de la base se han depositado en ambientes litorales, más precisamente en zonas de playa y zona de desplazamiento (*surf*) hasta la transición entre la región infralitoral (*nearshore*) y circalitoral (*offshore*). Las mixtitas suprayacentes se han formado por *agentes viscosos, poco selectivos*, aunque algunos depósitos pudieron quedar sometidos a procesos de reabajamiento parcial por corrientes ácuas. Por su textura y composición microscópica, las diamictitas han sido clasificadas como wackes cuarzosas (hasta feldespáticas).

Se ha comprobado que los componentes clásticos fueron provistos por el basamento cristalino local y por sucesiones sedimentarias preexistentes, ubicadas en las inmediaciones. Los procesos de aporte a la cuenca han requerido la intervención de más de un agente de movilización de los detritos.

Se concluye que las diamictitas estudiadas se formaron por acción glacial en ambiente marino cercano a la línea de costa en una región previamente peneplanizada. Evidencias de carácter estratigráfico y paleomagnético sugieren edad vendiana o infracámbrica para esta glaciación.

Introducción

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer el hallazgo de diamictitas en la base de la secuencia ortocuarcítica que aparece en las sierras del Volcán y de la Vigilancia, en el sector oriental del Sistema de Tandilia. Se tratan también las características salientes de los depósitos sedimenta-

Abstract

A thin diamictic sequence crops out between the crystalline basement and the ortoquartzitic Balcarce Formation. This sequence is composed of two lithologic types of mixtites: a) sandstones, sandy shales and shales with scattered dropstones of variable size, many of them with faceted faces, polyhedral shape and arranged with their "nose" downwards, affecting the delicate ripple bedding and laminations of the fine grained sequence; b) massive mixtite including ortoquartzitic and granitoid boulders up to 300 mm in mean size; this diamictite grades upwards to a poorly stratified and finer mixtite with local syndepositional corrugations.

On the basis of grain size studies it was inferred that the basal sandstones were deposited in marine and littoral environments, between the beach and the nearshore-offshore transition zone. The overlying diamictites, classified as quartzose (and feldspathic) wackes, were laid down by viscous and poorly selective agents, although some portions of these deposits would be exposed to partial remobilisation by marine currents.

Source rocks of clastic materials were those of the local crystalline basement and preexisting sedimentary formations. The contribution of debris to the basin required the participation of more than one process of transportation.

It is concluded that the diamictites may be considered as glaciomarinities deposited near a peneplanized continent in the shallow platform of an epeiric sea. Stratigraphic and paleomagnetic evidences suggest a vendian age for this glaciation.

rios, entre las que se incluyen sus atributos texturales y composicionales. Por último se efectúa una discusión sobre el origen de las diamictitas y se destaca su significado paleoambiental y estratigráfico.

La existencia de las diamictitas ha sido detectada durante las tareas de relevamiento

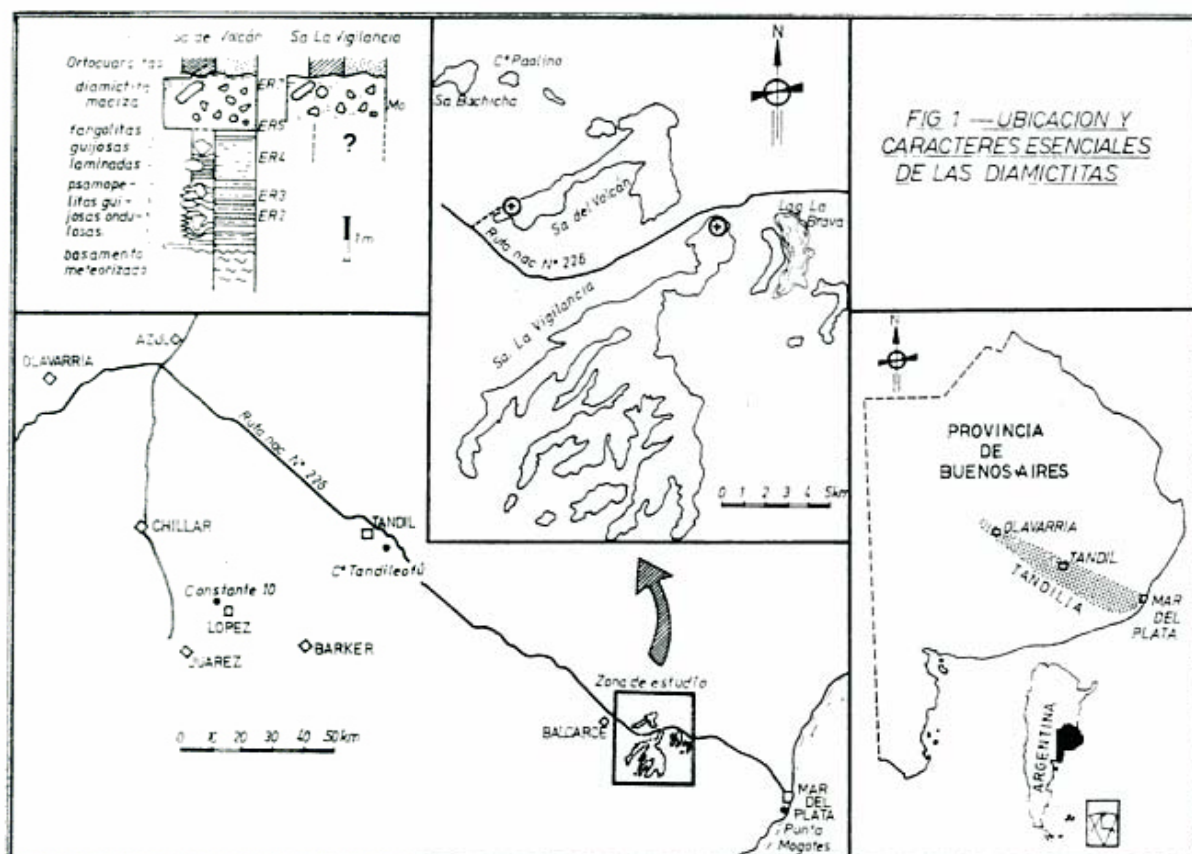


FIG. 1 — UBICACION Y CARACTERES ESENCIALES DE LAS DIAMICTITAS

detallado destinadas a caracterizar las facies y ambientes deposicionales de la columna sedimentaria local (del Valle, 1983). Los asomos aquí estudiados se localizan en pequeñas canteras o piques abandonados, el primero y más extenso de ellos en el sector occidental de la sierra del Volcán, unos 8 kms al este de la ciudad de Balcarce por la ruta 226, se accede por un camino de tierra de unos 3 kms que conduce al frigorífico en construcción "El Recuerdo" y el segundo en el extremo nor-noreste de la sierra la Vigilancia a pocos metros de la citada ruta (fig. 1). La investigación se ha completado con el análisis de testigos facilitados por el Dr. M. E. Teruggi, que pertenecen a una de las perforaciones efectuadas para el proyecto de la central hidroeléctrica en la sierra la Vigilancia, especialmente los de la base de la sucesión sedimentaria.

Síntesis sobre la estratigrafía de la región

Son numerosos los estudios estratigráficos efectuados en la secuencia sedimentaria que aparece en el sector oriental del Sistema de Tandilia así como variadas las ideas sobre

cantidad y extensión de las unidades estratigráficas, y edad de los depósitos. Recientes contribuciones (Teruggi y Kilmurray, 1975; 1980; Dalla Salda, 1978; Dalla Salda e Iñiguez, 1978; Bonhomme y Cingolani, 1980) han brindado una visión sintética de los conocimientos geológicos y han apuntado a consolidar las ideas de Iñiguez (1970) y Amos *et al.* (1972) respecto a la existencia de una unidad estratigráfica en el sector oriental del cordón de Tandilia independiente de las sedimentitas precámbricas (Formación Sierras Bayas) que aparecen en la porción centro y nor-occidental del sistema. Dicha unidad, denominada Cuarcitas Balcarce por Amos *et al.* (*op. cit.*) o Formación Balcarce por Dalla Salda e Iñiguez (*op. cit.*), está en esencia constituida por ortocuarcitas, a las que se asocian algunos niveles de ortoconglomerados oligomícticos y de sedimentitas silicoclásticas pelíticas (fangolitas, limolitas y arcilitas). En estas secuencias son comunes los icnogéneros (*cf.* Borrello, 1966; Dalla Salda e Iñiguez, *op. cit.*; Regalía y Herrera, 1981) y los materiales clásticos muestran signos de haber soportado más de un ciclo sedimentario (*cf.* Tozzi, 1957; Teruggi *et al.*,

1962). Por otra parte, los autores que se han ocupado de su estudio han coincidido en afirmar que la Formación Balcarce puede apoyarse discordantemente sobre basamento cristalino (ígneo-metamórfico de alto grado) o sobre la Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962), entidad constituida por metapelitas y pelitas pizarreñas (Marchese y Di Paola, 1975a). En cambio, en la región central de Tandilia, la Formación Balcarce (o Formación Las Águilas, en el sentido de Zalba, 1978), se encuentra en discordancia sobre sedimentitas carbonáticas de la Formación Sierras Bayas.

En lo que hace a la constitución litológica de la base de la secuencia sedimentaria, punto de interés en la presente contribución, Teruggi y Kilmurray (1980) mencionaron la presencia de un conglomerado basal entre el basamento gnéisico y la base del miembro cuarcítico. Su desarrollo en la perforación de la sierra La Vigilancia es —según Mauriño *et al.* (1981)— de 7 m. Marchese y Di Paola (1975 a y b) también han señalado la existencia de un conglomerado similar en la perforación de Punta Mogotes (en la región costera) y en la zona de Chillar-López. Es asimismo psefítica la apertura de la sedimentación en la zona de Barker, donde sobre las calizas de la Formación Sierras Bayas aparece una brecha carbonática con matriz cuarcítica (Dalla Salda, *et al.*, 1972; Zalba, 1979). No obstante, Dalla Salda e Iñiguez (*op. cit.*) han indicado que la Formación Balcarce no siempre se inicia con conglomerados y cuarcitas ya que en la localidad de Constante 10 lo hace con pelitas. Por su parte, Cortezzi y Rabassa (1976) han descrito la presencia de wackes apoyadas directamente sobre basamento cristalino en el cerro Tandileofú; cabe destacar, al respecto, que rocas de este tipo son raras en la secuencia sedimentaria de la región entre Balcarce y Mar del Plata y sólo han sido mencionadas como wackes o paraarenitas con clastos de tamaño guija en un nivel intermedio de la sucesión atravesada por la perforación Punta Mogotes n° 1 (Marchese y Di Paola, 1975a).

Terminología empleada en este trabajo

Los depósitos analizados han sido denominados en base a la terminología propuesta por Flint *et al.* (1960) como diamictitas

(o su sinónimo mixtitas; *cf.* Schermerhorn, 1966). El empleo de esta nomenclatura tiene un sentido meramente descriptivo y se aplica —en nuestro caso— a sedimentitas clásticas que presentan mezcla de componentes finos y gruesos (*cf.* Teruggi, 1981) y reflejan una falta total de selección. Desde el punto de vista litológico pueden corresponder tanto a rocas psefíticas como psamíticas (Spalletti, 1980).

Según la clasificación de Folk (1954), ampliada por Frakes *et al.* (1968), entre las diamictitas psefíticas se pueden reconocer fangolitas guijosas (*pebbly mudstones*), areniscas fangolíticas guijosas (*pebbly muddy sandstones*) y lutitas guijosas (*pebbly shales*).

Desde el punto de vista genético, hemos seguido el ordenamiento presentado por Spalletti (*op. cit.*) en el que se reconocen diamictitas glaciales y no glaciales. Las primeras bajo la denominación de tillitas, empleado el vocablo en un sentido amplio, como lo recomendara Hambrey (1981), para rocas que poseen componentes transportados por hielo tanto en tierra firme como en medio ácuco. Para las no glaciales se mantiene el uso de tilloides, a pesar de cierta tendencia reciente que prefiere utilizar el término en forma descriptiva, para rocas que tienen la apariencia de tillitas (Hambrey, *op. cit.*).

Antecedentes sobre diamictitas en la región de Tandilia y su posición estratigráfica

En lo que hace al hallazgo de diamictitas en la región de las Sierras Septentrionales Bonaerenses, debemos mencionar que Teruggi *et al.* (1958) han señalado la existencia de una arcosa basal o tilita (*sic*) en la base de la columna sedimentaria de la zona de Barker, y aunque no han precisado detalles sobre sus afloramientos y características, dicho nivel no corresponde a la secuencia de la Formación Balcarce, sino más bien al conjunto sedimentario precámbrico infrayacente.

Otra referencia, se encuentra en la contribución de Amos *et al.* (1972) quienes consignan que Maack identificó sedimentos "glaciales de drift" encima de las areniscas cuarcíticas de Mar del Plata; dichos autores, al analizar la eventual edad de esta posible glaciación destacan el hallazgo de

sedimentitas similares en el Precámbrico de Brasil. De todas formas, varios investigadores entre los que nos encontramos, han fracasado en el intento de localizar los afloramientos indicados y fotografiados por Maack en la zona aludida. Recientemente, Amos y López Gamundi (1978), han indicado —aunque con dudas— que los afloramientos de “drift glacial” mencionados por Maack (1951 y en Amos *et al.*, *op. cit.*) sobre las Cuarcitas Balcarce pueden correlacionar con la Formación Sauce Grande, que probablemente sea de edad carbónica superior.

Desde el punto de vista estratigráfico, ninguna de estas sedimentitas parece tener vinculación con los depósitos que nos ocupan y que se encuentran por debajo de la secuencia ortocuarcítica paleozoica. En cambio, debería investigarse la posible relación entre éstos y las wackes descritas por Cortezzi y Rabassa (1976) que apoyan sobre basamento en el cerro Tandileofú, así como las que se encuentran intercaladas en la sucesión ortocuarcítica de la perforación de Punta Mogotes.

Respecto a las diamictitas estudiadas, cabe destacar que en el sondeo efectuado en la sierra la Vigilancia, Mauriño *et al.* (1981) al describir el conglomerado basal de la secuencia ortocuarcítica, han presentado datos que concuerdan con los caracteres generales de las diamictitas, tales como composición polimictica, abundancia de clastos entre 5 y 20 mm con formas y grados de redondez dispares, disposición desordenada de los individuos, matriz de amplia granulometría, muy inmadura en la base y con mayor selección y madurez (*sic*) en el techo, pasando transicionalmente a cuarcitas que le son concordantes (*sic*). Sin embargo, estos autores no han caracterizado a esta roca como mixtita ni han dado la razón de su origen.

Caracteres generales de las diamictitas

Relaciones estratigráficas, rasgos megascópicos y secuencia sedimentaria

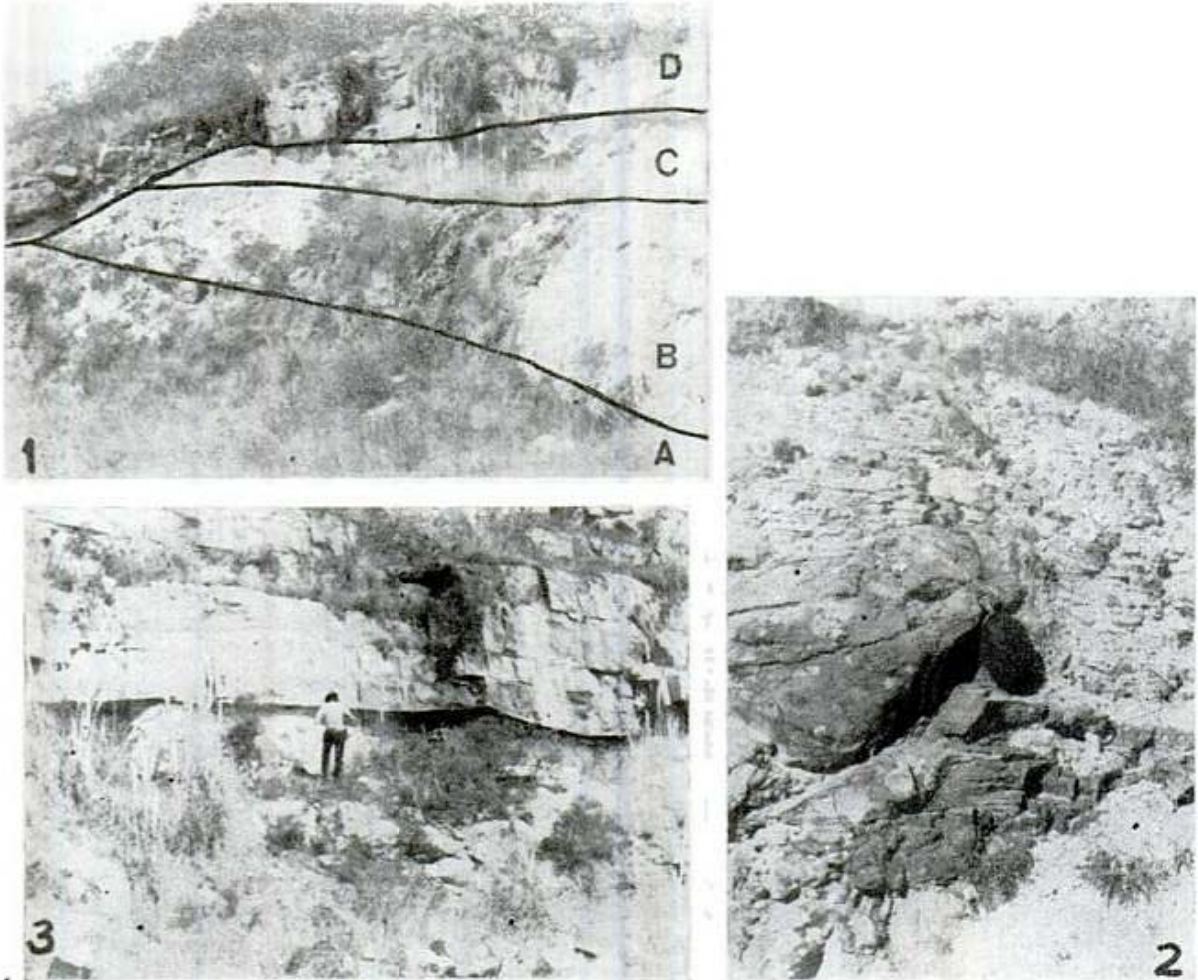
La vinculación entre las diamictitas y el basamento cristalino ha podido observarse con claridad en la sierra del Volcán. En esta localidad, hacia la parte más baja de la cantera analizada aparece una roca gra-

nitoide o migmática de color ocre rojizo, esquistosidad poco marcada, aunque profusamente diaclasada y con muy intensa alteración, a la que se asocian algunas venas de cuarzo y cuerpos pegmatíticos que también se muestran fuertemente descompuestos.

A pesar de lo reducido del afloramiento (*lámina 1*), puede apreciarse que la superficie de este basamento alterado presenta ciertas irregularidades que denotan la existencia de procesos erosivos previos a la sedimentación de las diamictitas. Con todo, éstos no han sido lo suficientemente enérgicos, pues no han podido eliminar la cubierta meteorizada desarrollada a expensas del complejo ígneo metamórfico.

En la parte más deprimida de esta superficie de erosión aparece una psamita muy gruesa hasta sabulita de color pardo rojizo (*muestra ER 1*) constituida por clastos cuarzosos de baja redondez. Esta sedimentita pasa en transición a una sucesión de pelitas y psamitas que tiene un espesor máximo de 1,60 m. Las pelitas presentan tonos amarillentos (*muestra ER 3*), grises y —en sectores— borravino, y muestran una delicada laminación de 2 a 5 mm de potencia. Las psamitas (*muestra ER 2*) son muy finas, de hasta 8 mm de espesor y portan niveles delgados con trenes de granos gruesos hasta gránulos de cuarzo anguloso. La interestratificación pelita-psamita define una estructura ondulosa incipiente, ya que los términos arenosos exhiben cierta lenticularidad o —más bien— morfología ondulada de la estratificación.

Uno de los rasgos más típicos de estos términos es la presencia de cadilitos, cantos rodados y bloques subangulosos hasta subredondeados dispersos de diversa granulometría (desde 10 mm hasta 670 mm de tamaño medio) y composición, ya que los hay de cuarzo (más cuarzo de vena), cuarcita y material granitoide y/o migmático fresco y alterado. Cabe consignar que el hecho de encontrarse componentes clásticos de basamento alterados permite probar que el sustrato de la secuencia sedimentaria se encontraba descompuesto antes de iniciarse la depositación. Otro carácter digno de ser consignado es que en los cadilitos más gruesos se han encontrado caras con indicios de facetamiento y morfología “en plancha” o aproximadamente triangular. Además, los bloques muestran una muy peculiar disposición, dado que yacen como “clavados” en el depósito pelítico-psamítico, es



Fotografía 1. — Vista de la secuencia estudiada en la sierra del Volcán. A: basamento; B: psamopelitas y fangolitas guijosas (muestras ER 1 a ER 4); C: diamictita maciza (muestras ER 5 a ER 8); D: ortocuarzitas de la Formación Balcarce.

Fotografía 2. — Detalle de un cadilito de roca granitoide incluido en psamopelitas onduladas. Sierra del Volcán.

Fotografía 3. — Vista de las diamictitas con bloques de ortocuarzitas y su contacto con las ortocuarzitas de la Formación Balcarce. Sierra del Volcán.

decir se los encuentra con el vértice de sus caras triangulares hacia abajo y la base hacia arriba (lámina 2). Por supuesto que la presencia de estos individuos altera y deforma la delicada laminación y estratificación ondulosa de la sucesión pelítico-psamítica, con más intensidad cuanto mayor es la dimensión de los cadilitos, y a tal punto que debajo de un gran bloque de basamento las sedimentitas muestran replegamientos por deformación sin-sedimentarias. Sin dudas, esta secuencia que acabamos de describir constituye una típica diamictita que podría corresponder a las fangolitas guijosas laminadas de Pettijohn (1964), *pebbly mudstones* de Crowell (1957) o *pebbly shales* de Frakes *et al.* (1968).

La sucesión sedimentaria continúa con un sector de pelitas grises a gris rosadas (*muestra ER 4*) de hasta 1,20 m de potencia que se apoyan tanto sobre los términos anteriormente descriptos como sobre el basamento cristalino (lámina 1). Presentan laminación en capas de 5 mm y poseen clastos dispersos de cuarzitas y de rocas graníticas de hasta 300 mm de diámetro medio. Es evidente que se trata de un depósito de caracteres similares al de la base de la sucesión, aunque en este caso no se han depositado los componentes psamíticos con estructura ondulítica.

En forma transicional se pasa hacia arriba a una diamictita maciza de color blanquecino a gris claro, en sectores algo amarillenta, que tiene un espesor de 1,30 m. Se

trata de una psamita hasta limolita pobremente seleccionada, muy deleznable (muestra ER 5) que incluye —con cierta abundancia aunque dispersos— clastos subangulosos, subredondeados y algunos redondeados de cuarcitas y, en menor proporción rocas granitoides alteradas, cuyo tamaño es variable entre 7 y 60 mm. En su parte media a superior la diamictita (muestra ER 7) incluye bloques de más de 300 mm de tamaño medio (lámina 3) con forma tabular angulosos de ortocuarzitas blanquecinas (muestras ER 6, ER 8), con sus ejes A muy inclinados (más de 30°) respecto a la base y techo del cuerpo de roca. En la porción más alta de este nivel, la diamictita muestra grosera estratificación de su matriz psamopelítica, y ya en el techo de la sucesión se torna muy fina, arcilítica, en partes muy compacta, laminada y por sectores posee corrugaciones sindeposicionales.

Por encima de este nivel aparecen con disposición subhorizontal las ortocuarzitas típicas de la Formación Balcarce, con tonos claros (grisáceos), estratificación entrecruzada y megaóndulas en su porción basal (lámina 3), con una longitud de hasta 4 m y altura del orden de los 0,10 m. Es de destacar que la relación entre las diamictitas y las ortocuarzitas es muy difícil de precisar, dado el reducido desarrollo del afloramiento. No obstante, resulta sugestivo el hecho de que en el sector sur de la cantera la sucesión de ortocuarzitas se apoya sobre las diamictitas macizas, en tanto que hacia el borde noroeste se encuentran directamente por encima de las pelitas con cadilitos dispersos. Además, el buzamiento del orden de 20° hacia el SE de la secuencia diamictítica contrasta con la posición subhorizontal de las ortocuarzitas suprayacentes.

En la sierra La Vigilancia, más precisamente en la cantera que se ubica en su extremo nornoreste (figura 1), se han hallado cinco pequeños asomos de diamictitas, dos de los cuales han permitido observar el contacto superior con las ortocuarzitas. Desafortunadamente, no se ha apreciado con claridad la relación entre el basamento y la diamictita, aunque Mauriño *et al.* (1981) han indicado que en esta comarca es visible el contacto entre el complejo ígneo-metamórfico y el conglomerado basal de la sucesión sedimentaria.

Nuestros estudios se efectuaron en afloramientos en los que la diamictita, de color blanquecino a rosado, tiene un espe-

sor máximo de 1,10 m y aspecto macizo. La matriz, que comprende de un 70 a 80 % de la roca, está compuesta esencialmente por fracción psamítica gruesa y muy gruesa; entre tanto, los clastos mayores son guija a guijones subangulosos y subredondeados de hasta 150 mm; la composición de estos individuos es cuarzosa, de líticos cuarcíticos y de rocas granitoides o migmáticas bandeada, totalmente descompuestas a arcillas. Inmediatamente por debajo del contacto con las ortocuarzitas, la diamictita muestra incipiente estratificación e incluye guijones cuarcíticos tabulares angulosos de más de 100 mm de diámetro medio, junto a clastos (paraclastos?) de arcillas.

Por sus caracteres de campo, las sedimentitas de esta localidad pueden correlacionarse con las diamictitas (muestras ER 5 - ER 8) que aparecen justo por debajo de las ortocuarzitas en la vecina sierra del Volcán.

Es importante señalar que, si bien el afloramiento de la sierra La Vigilancia es de pobre desarrollo, nos ha permitido deducir que la formación de diamictitas en estos niveles estratigráficos no constituyó un hecho aislado o fortuito, sino que pudo haber tenido alcance regional.

Caracteres texturales de las sedimentitas

El análisis textural de las rocas que componen la sucesión descrita comprendió determinaciones granulométricas y observación de morfología y disposición de clastos en cortes delgados. Cabe aclarar, por lo tanto, que en el caso de las diamictitas se analizó por vía microscópica sólo la textura de su fracción psamopelítica.

En lo concerniente a granulometría, la determinación de distribución de frecuencias se efectuó con el empleo de la metodología de Friedman (1958), ya utilizada en otras oportunidades (Spalletti, 1973), que consiste en la mensura de los ejes mayores de más de 200 clastos en cortes delgados (de más de 30 micrones), el cálculo de la frecuencia numérica de cada clase de tamaño y la transformación de valores de percentiles numéricos a ponderales (ϕ 5 a ϕ 95) con el uso de un gráfico de conversión (véase Friedman, *op. cit.*; Carver, 1971: 104). Los análisis granulométricos se completaron con el cálculo, por conteo puntual, del tenor de matriz de la roca,

considerando como tal al conjunto clásico de tamaño menor a 30 micrones (véase Spalletti, 1973; Pettijohn *et al.*, 1972). Los resultados fueron representados en gráficos acumulativos con escala probabilística (fig. 2) y para el cálculo de coeficientes estadísticos se empleó el método de Folk y Ward (1957) (Ej.: cuadro 1).

Las muestras analizadas son ER 1 (psamita), ER 2 (psamopelita guijosa) y ER 5 (diamictita maciza) del perfil de la sierra del Volcán (fig. 1), más las diamictitas muestreadas en la sierra La Vigilancia (muestras Mo y SV), la última extraída de la perforación del proyecto hidroeléctrico. Debe consignarse que del nivel psamopelítico se han analizado dos pequeñas intercalaciones arenosas con estructura ondulítica (muestras ER 2 a, ER 2 b). Los resultados del estudio estadístico se presentan en el cuadro 1, en tanto que en la figura 2 se ilustran las distribuciones acumulativas.

El conjunto de datos obtenidos nos ha proporcionado un panorama de los procesos dinámicos bajo los que se desarrolló la sedimentación. La distribución de tamaños en las rocas psamíticas (muestra ER 1, ER 2 a, ER 2 b; figura 2 A) refleja, en nuestra opinión, las características de medio ambiente en general; así, tanto coeficiente estadísticos como el diseño de la distribución acumulativa apuntan a un medio ácuo, marino, de escasa profundidad y/o considerable energía. La psamita basal tiene todos los rasgos de los sedimentos formados en playas por procesos de saltación (Visher, 1969; Glaister y Nelson, 1974), y por su granulometría media y máxima (ϕ 1) revela condiciones de intensa dinámica litoral; si bien carece de los típicos truncamientos de intersaltación de las arenas de playa, este carácter parece quedar obliterado por procesos postdeposicionales (*cf.* Visher, *op. cit.*). Las otras sedimentitas arenosas,

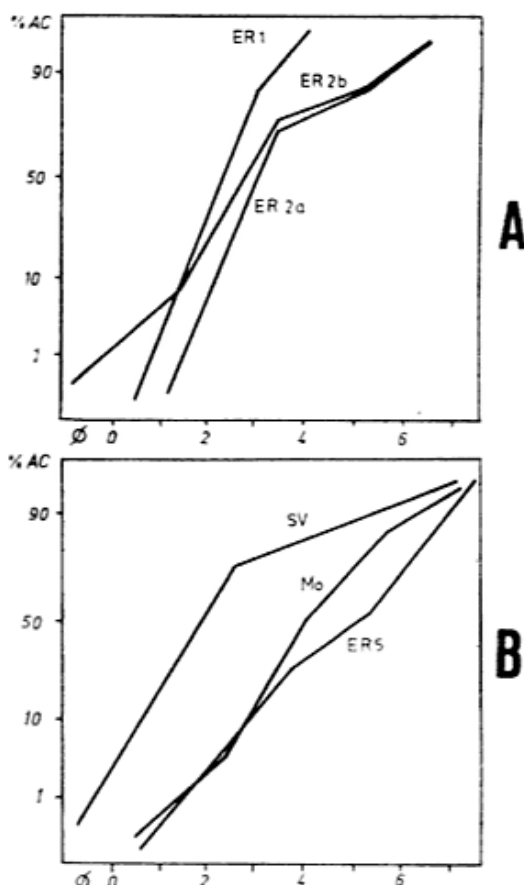


Fig. 2 - Distribución acumulativa de frecuencias.
A - Rocas psamíticas
B - Diamictitas

que forman parte de los niveles psamopelíticos con cadilitos, poseen atributos granulométricos que —en parte— recuerdan a las arenas de la zona de desplazamiento (*surf*) (Visher, *op. cit.*), aunque con el agregado de una población fina de suspensión, similar a la que presentan muchos depósitos fluviales, en especial los de barra en espolón (Glaister y Nelson, *op. cit.*). La presencia de esta cola de finos que deprime la selección del depósito, está indudablemente vinculada a las láminas pelíticas sus-

CUADRO 1. — Resultados del análisis granulométrico. Parámetros y coeficientes estadísticos

Muestra	Matriz %	Porcentil 1 ϕ	Mediana ϕ	Media ϕ	Desv. Est. ϕ	Asimetría ϕ	Curtosis ϕ
ER 1	—	0,75	2,30	2,30	0,688	0,040	1,093
ER2 a	14	1,55	3,05	3,53	1,400	0,541	1,605
ER2 b	13	0,25	2,80	3,23	1,688	0,381	1,611
ER 5	55	1,50	5,25	5,02	1,637	0,151	0,870
Mo	30	1,10	4,10	4,30	1,337	0,269	1,101
SV	16	0,40	1,95	2,35	1,870	0,436	2,095

pensivas con las que se interestratifican las psamitas ondulíticas analizadas y debería atribuirse a la profundidad del ambiente (mayor a 3 m en promedio); en este sentido, la sedimentación parece reflejar una zona de transición entre ambientes sublitorales y circalitorales, ya que reúne muchos de los rasgos descritos por Spalletti (1980) como típicos de estos sectores en ambiente marino abierto. Por otra parte, la abundancia de individuos redondeados entre los granos más gruesos y de subredondeados a redondeados en el lote psamítico más fino revela un buen grado de madurez textural provocado por intenso transporte tractivo. Asimismo, la orientación preferida de clastos, con marcada disposición paralela y tendencia a la imbricación denota la existencia de flujos tractivos unidireccionales.

En lo que hace a las mixtitas que aparecen en la parte superior de la secuencia descrita, los atributos de la distribución granulométrica son variados (cf. cuadro 1, figura 2 B). Es así que mientras unas muestran diseño irregular de baja pendiente, la otra (SV) exhibe un importante segmento intermedio o de saltación de alto régimen; en todos los casos, el lote de material suspensivo es volumétricamente importante. Evidentemente, estas figuras de frecuencia con líneas quebradas de forma más o menos errática y pobre selección son el resultado de mecanismos de transporte y depositación incapaces de producir segregación de tamaños, del tipo de los flujos o corrientes de densidad, y en especial recuerdan a los depósitos de flujos de detritos (Glaister y Nelson, *op. cit.*). No obstante se aprecia en nuestros gráficos un desarrollo algo más empinado o seleccionado de las distribuciones y cierta tendencia al desarrollo de segmentos tractivos, saltacionales y suspensivos que sugieren —al menos— la parcial intervención de agentes más fluidos. De todos modos, no se han encontrado distribuciones homologables a las de depósitos turbidíticos (Visher, 1969) o de remoción en masa (cenoglomerados, Spalletti, 1972).

Desde el punto de vista de la relación entre agentes de transporte y caracteres granulométricos, los coeficientes estadísticos más comúnmente empleados en los trabajos de discriminación son los de tendencia central más la desviación standard. En lo que hace a la media, se aprecia que en nuestras diamictitas puede variar desde fracción limo (mediano) hasta arena fina (cuadro 1), lo

que en términos generales coincide con las diamictitas tillíticas estudiadas por Landim y Frakes (1968), Bigarella y Salamuni (1967) y Crowell y Frakes (1971), así como con cenoglomerados actuales (cf. Spalletti, *op. cit.*); al respecto, conviene destacar que nuestros datos no han podido ser comparados con los de investigaciones que incorporaron fracciones psefíticas a sus análisis granulométricos (Mills, 1977a y b, entre otros).

Por su parte, la desviación standard corresponde con depósitos pobremente seleccionados (según escala de Folk y Ward, 1957, modificada por Folk, 1966), y oscila entre 1,34 y 1,87 (cuadro 1). Estas cifras son algo inferiores a las de till continental actual del sur argentino (Spalletti y Gutiérrez, 1976) y las de tills pleistocenos analizados por Landim y Frakes (*op. cit.*). Típicas tillitas de Brasil, estudiadas por Bigarella *et al.* (1967), muestran valores bastante aproximados a los obtenidos por nosotros, y aunque estos autores aplicaron el método de Ingram, vale recordar la estrecha correlatividad entre las cifras de selección Ingram y Folk-Ward (McBride, 1971). Nuestros sedimentos resultan también mejor seleccionados que los depósitos de abanicos aluviales formados por flujos de barro (Landim y Frakes, *op. cit.*; Spalletti, 1972).

En lo que hace a asimetría y curtosis, ambos parámetros han dado resultados variables (cuadro 1) que no permiten establecer comparaciones ni proporcionan evidencias claras en cuanto a la dilucidación de la génesis de las mixtitas.

Respecto a la utilidad de las medidas estadísticas granulométricas en la diagnosis de los depósitos, cabe acotar que si bien han existido intentos de discriminación entre diamictitas glaciales y no glaciales (cf. Landim y Frakes, *op. cit.*), recientes investigaciones han probado que en una misma región, las diamictitas glaciales y no glaciales tienen comportamiento textural muy similar (Madole, 1982). Todavía no se ha llegado, a partir de gráficos de distribución acumulativa y con parámetros texturales tradicionales, a diferenciar con claridad depósitos formados por los diversos agentes viscosos. Más aún, en muchos casos existe desde el punto de vista granulométrico toda una gama de valores numéricos para sedimentos de un mismo origen, aún dentro de las mismas zonas de distribución; así por ejemplo tillitas paleozoicas superiores de Austra-

lia poseen tenores de matriz variables de 78 % a 14 % (Crowell y Frakes, *op. cit.*), y los variados diamictos estudiados por Landim y Frakes oscilan en media desde arena mediana hasta arcilla y en desviación standard desde moderadamente seleccionados a extremadamente mal seleccionados.

En el conjunto de muestras mixtíticas aquí analizadas, la variabilidad textural evidencia condiciones de formación ligeramente diferentes. Resulta claro que la diamictita maciza de la sierra del Volcán (muestra ER 5) es la que ha tenido origen a partir de agentes relativamente viscosos que provocaron la depositación simultánea de muy diversas fracciones granulométricas y dieron origen a una sedimentita con abundante matriz pelítica y textura de fango-sostén. La redondez de los clastos revela, a su vez, una evidente madurez diferencial entre los componentes psamíticos gruesos (redondeados) y los finos —muy finos— (y limosos) (subangulosos), lo que pone de manifiesto que en el aporte de materiales gruesos han intervenido agentes tractivos o que previamente a la captura de los granos por los agentes viscosos han actuado mecanismos de transporte y sedimentación más fluidos y selectivos; en cambio, los constituyentes de granulometría menor no muestran signos de haber soportado —al menos con intensidad— ciclos de transporte y sedimentación previos al que provocara su definitiva acumulación.

Si bien el carácter megascópico de los depósitos diamicticos de la sierra La Vigilancia es muy similar al de los recientemente descritos, hecho que pone de manifiesto una cierta uniformidad genética global de las mixtitas, los análisis y observaciones texturales proporcionan datos que permiten intensificar la interpretación sobre el origen de los materiales. Características tales como distribución acumulativa de frecuencias, coeficientes estadísticos, tenor de matriz y buena redondez de granos apuntan sin dudas a deducir que si bien la sedimentación de estas diamictitas (muestras Mo y SV) pudo producirse por agentes de escasa fluidez y poco selectivos, capaces de depositar caóticamente una amplia gama de componentes granulométricos, han existido procesos de retrabajamiento o removilización parcial —con probable lavado del lote más fino— de los que resultaron incrementos relativos de tamaño medio y máximo de grano, pérdida de material pelítico de la

matriz y pasaje a textura de grano sostén, segregación incipiente de poblaciones tractivas, suspensivas y saltacionales en la distribución de frecuencias, fábrica anisótropa con orientación paralela de clastos psamíticos e incremento de la redondez de los materiales que componen la fracción arena fina a limo grueso, en comparación con la diamictita maciza (muestra ER 5) de la sierra del Volcán.

Caracteres composicionales

En otra parte se ha hecho mención a la litología de los individuos mayores (guijones y bloques) que aparecen incluidos en la secuencia diamictica, destacándose la presencia de componentes cuarcíticos —que denotan aportes de sedimentitas previamente formadas— y del basamento cristalino local (de naturaleza granitoide, gnéisica y migmática). En estos párrafos haremos referencia a la composición de los materiales psamíticos y pelíticos que conforman los diversos tipos sedimentarios muestreados. Las determinaciones en el conjunto arena-limo fueron efectuadas por vía microscópica, mientras que las de la fracción arcillosa se lograron por difracción de rayos X.

El lote psamítico (y limoso grueso) está esencialmente constituido por cuarzo mono y policristalino. El primero, que es siempre el más abundante (*cf.* cuadro 2), presenta por lo común formas equidimensionales (a veces esquirlosas en los individuos limosos de las diamictitas), extinción variable desde normal a marcadamente ondulante (con láminas de Bohem) aunque con predominio de variedades con extinción normal. Los granos pueden estar límpidos o tener trenes orientados de inclusiones globulares, son mucho más raros los que incluyen pequeños cristales micáceos o de turmalina. Los individuos de cuarzo policristalino constituyen un mosaico de cristales *ecuanter*, a veces de igual dimensión y otras inequigranulares, pero siempre con contornos saturados muy marcados; por lo común son puramente cuarzosos, aunque en ocasiones pueden estar acompañados por escasa muscovita. El tenor de cuarzo policristalino es variable; respecto al cuarzo total oscila entre un 5 y un 37 %, y es mucho más frecuente en las diamictitas halladas en la sierra La Vigilancia (cuadro 2). Al igual que en otros estudios composicionales (*cf.* Blatt *et al.*, 1972) hemos determinado que a medida que

se incrementa el tamaño de grano se produce aumento en la proporción de cuarzo policristalino, aunque es necesario mencionar que clastos de cuarzo monocristalino pueden superar los 3 mm de diámetro.

Entre los litoclastos se han podido identificar granos extracuencales de psamitas y limolitas (hasta fangolitas) cuarzosas en las diamictitas de la sierra La Vigilancia, aunque siempre con bajos tenores (cuadro 2). En casi todas las muestras estudiadas se encuentran paraclastos arcillosos, con marcada orientación de los filosilicatos e intensa deformación plástica, que contrasta con la textura intacta de los restantes silicoclastos y denota su carácter intraformacional; al respecto, en algún corte delgado resulta a veces bastante difícil si no imposible discriminar entre estos paraclastos y la matriz, más cuando los constituyentes de esta última muestran cierta orientación preferencial.

Con respecto a los feldespatos se ha podido apreciar su presencia en las rocas diamicticas, en especial en las de la sierra La Vigilancia y con notable incremento en la muestra correspondiente al sondeo para la central hidroeléctrica (SV, cuadro 2). Las variedades identificadas son microclino fresco a parcialmente alterado, a veces microfracturado, y ortosa con débil descomposición arcillosa; en la mencionada muestra SV, los feldespatos potásicos aparecen asiduamente reemplazados en sectores por calcita. Los individuos feldespáticos en esta diamictita varían en tamaño desde los 30 micrones hasta enormes clastos monocristalinos de más de 9000 micrones, aunque en las demás muestras se confinan a las fracciones arena fina, muy fina y limo grueso.

Entre los minerales pesados, los tenores son muy exigüos, siempre por debajo del 1 %. La asociación a nivel de cortes delgados es pobre y consiste en pequeños gra-

nos menores a 80 micrones de turmalina y circón, a los que se suman fragmentos más irregulares de hematita (tanto autógena como alotígena) y muy esporádica muscovita. Con todo, mayores precisiones se podrán obtener cuando se cuente con estudios más específicos de sus concentrados.

En lo que hace a cemento, éste aparece en proporciones importantes en la arenita de la muestra ER 1. Consiste en cuarzo crecido en continuidad óptica respecto a los granos detríticos, al que acompaña una discreta proporción de hematita que resulta —sin embargo— suficiente para provocar la rubefacción de la sedimentita. En el resto de las muestras no hay evidencias de precipitados autógenos, salvo en la diamictita SV en la que, a causa del ya comentado decrecimiento en el tenor de matriz y la textura grano sostén, se advierten ocasionales crecimientos epigénicos en los contactos entre granos cuarzosos, recristalización parcial de la matriz y precipitación de calcita. Es indudable que la secuencia ha sido afectada por el ámbito de la diagénesis, pero sus efectos —en especial los producidos por soluciones epigénicas— se manifestaron con intensidad sólo en los depósitos más permeables. En los restantes la matriz parece haber obrado como un freno o inhibido los cambios postdeposicionales.

Los estudios petrográficos nos han permitido clasificar a los componentes psamopelíticos de las rocas aquí analizadas. Con el empleo de la sistemática de Dott (1964) las psamitas basales de la sierra del Volcán (muestras ER 1 y niveles intercaladas en ER 2) son arenitas, en tanto que las diamictitas macizas corresponden a las wackes. En lo que concierne a las proporciones de componentes arenosos, las sedimentitas de la sierra del Volcán son cuarzosas (arenitas y wackes cuarzosas, respectivamente), mien-

CUADRO 2. — Caracteres composicionales determinados por vía microscópica.

Localidad	Muestra	Qz. Total %	Relación. Qz. Monocr/Policr	Paraclastos arcillosos %	Líticos Sedimentarios %	Feldespatos %	Pesados
Sierra del Volcán	ER 1	98,5	92/8	1,5	—	—	Tr.
	ER 2	100	90/10	—	—	—	—
	ER 5	99	95/5	0,5	—	0,5	Tr.
Sierra La Vigilancia	Mo	92	83/17	4	2	2	Tr.
	SV	82	63/37	3	2	13	Tr.

tras que las mixtitas de la sierra La Vigilancia varían en composición entre wackes cuarzosas y feldespáticas.

Por su parte, y desde el punto de vista microscópico, la matriz aparece invariablemente constituida por muy pequeñas partículas esquirrosas de cuarzo y por una masa de argilominerales. En algunas oportunidades se han visto fenómenos de recristalización y hasta reorientación postdeposicional de estos últimos componentes, como por ejemplo alargamiento de granos sericíticos, muy en especial en la diamictita SV, y ocasionales cristales de caolinita con formas de acordeón muy comprimidas (diamictita muestra Mo). Pero sin dudas uno de los rasgos más típicos de la matriz de las mixtitas es la existencia de individuos arcillosos con recristalización a lo largo de los bordes de clastos mayores, conformando una textura micromorfológica que resulta idéntica a los cutanes de grano (argillanes, Brewer, 1964), considerados por algunos investigadores como muy conspicuos caracteres de niveles paleoedáficos.

Las determinaciones composicionales difractométricas de la fracción arcilla no sólo se efectuaron en los niveles pelíticos y en la matriz de las diamictitas, sino también en clastos intercalados y en el basamento cristalino alterado local (cuadro 3). En términos generales, las sedimentitas que cons-

tituyen la secuencia estudiada tienen composición illítica y caolínica, a veces con el predominio de una y otras con el de la restante especie, y casos en los que la abundancia de ambos componentes es similar. Estos argilominerales pueden aparecer acompañados por montmorillonita, clorita y un interestratificado irregular 10-14M, todos ellos en tenores muy bajos y con distribución saltuaria (cuadro 3).

Las arcillas de las sedimentitas psamopelíticas guijosas (muestra ER 2) de la sierra del Volcán son en esencia caolínicas, aunque aparecen proporciones subordinadas de montmorillonita e illita. En las diamictitas macizas los componentes varían en contenido de lugar a lugar; así en la sierra mencionada (muestras ER 5-ER 7) aparece illita de pobre cristalinidad acompañada de caolinita, en la de la Vigilancia (muestra Mo) resalta la caolinita a la que se agregan bajas proporciones de illita y 10-14 M, mientras que en la perforación para la central hidroeléctrica (muestra SV) la illita se asocia con escasa caolinita y trazas de clorita.

La composición argilomineral de los bloques intercalados en las diamictitas de la sierra del Volcán muestra que los de naturaleza ortocuarcítica poseen pareja proporción de caolinita bien formada e illita de pobre cristalinidad, junto a rastros de 10-14 M (cuadro 3). Por su parte, los de basa-

CUADRO 1. — Distribución de los distintos argilominerales en las muestras estudiadas. Estimación semicuantitativa según método de Pierce y Siegel (1969)

Localidad	Tipo Litológico	Muestra	Caolinita %	Illita %	Montmorillonita %	Clorita	Interestratificado 10-14 M
Sierra La Vigilancia	Diamictita	Mo	75	25			X
	Diamictita	SV	17	83		X	
	Diamictita	ER 7	29	71			
	Diamictita	ER 5	24	76			
	(Psamopelita guijosa)	ER 2	52	34	14		
Sierra del Volcán	Bloque ortocuarcítico en diamictita	ER 8	51	49			
	Bloque ortocuarcítico en diamictita	ER 6	49	51			X
	Bloque basamento (cataclasita) en diamictita	V 4	93	7			X
	Bloque basamento en diamictita	V 3	76	24			X
	Bloque basamento en fangolita guijosa	V 1	7	90	3		
	Bloque basamento en psamopelita guijosa	V 2	3	92	5		

mento poseen composición variable: unos con illita de alta cristalinidad junto a muy escasa proporción de caolinita y montmorillonita, y otros con abundante caolinita y exigua illita; esta última asociación también se ha encontrado en los afloramientos de basamento sobre los que se asienta la secuencia sedimentaria estudiada (cuadro 3).

Procedencia de los materiales clásticos

Respecto a procedencia, los materiales detríticos de los depósitos estudiados tienen total afinidad con el basamento cristalino de la región (cf. Teruggi *et al.*, 1962; Dalla Salda, 1975). No obstante, la presencia de clastos y megaclastos sedimentarios alotígenos nos revela la existencia de ciclos previos al que dio origen a los depósitos. También es prueba de policiclicidad la *elevada redondez* de los granos psamíticos resistentes (cuarzo) en las arenitas de la base y en la fracción gruesa de las diamictitas.

El análisis de composición y textura de estas últimas sedimentitas denota que para muchos individuos el transporte no ha sido suficientemente intenso, ya que junto a los muy maduros se presentan granos psamíticos angulosos y subangulosos en la fracción arena fina y limo —que son de primer ciclo y han sido aportados por el basamento—, feldespatos frescos y algo alterados, muy abundantes en la mixtita de la Vigilancia, así como bloques (cadilitos) de material del basamento con el mismo grado de alteración que el que presenta la superficie del complejo ígneo metamórfico en la zona de contacto con la secuencia sedimentaria.

A diferencia de las sucesiones típicamente ortocuarcíticas, como la que se superpone a las diamictitas, estas rocas muestran sensibles cambios composicionales entre localidades muy próximas, tales como variaciones en el tenor de feldespatos y de cuarzo mono y policristalino (cuadro 2), que revelan la importante influencia de la procedencia en la composición, en desmedro de los procesos de remoción mecánica conducentes a la eliminación de componentes más lábiles. En este sentido, conviene remarcar que el decrecimiento en feldespatos y granos de cuarzo policristalino con correlativo aumento de cuarzo monocristalino en la sierra del Volcán no pueden ser atribuidos a fenómenos de transporte, sino que son consecuencia de procedencias diferenciales, con

mayor influencia del basamento en la Vigilancia y de sedimentitas preexistentes en la sierra del Volcán.

La abundante información existente sobre los argilominerales en las sedimentitas de la región de Tandilia, nos ha permitido intensificar las inferencias sobre procedencia de los materiales clásticos y relación de las diamictitas con otras unidades estratigráficas. Particularmente, los trabajos de Iñiguez (1965, 1970) Caillere e Iñiguez (1967) e Iñiguez y Zalba (1974) revelaron la existencia de una distribución regional preferencial de los argilominerales en este sistema serrano. Con posterioridad, Dalla Salda e Iñiguez (1978) relacionaron el mencionado comportamiento con la presencia de dos unidades estratigráficas diferentes: la Formación Sierras Bayas al oeste, de edad precámbrica y con asociaciones esencialmente illíticas, y la Formación Balcarce al este, paleozoica inferior y con caolinita-illita a las que se suma escasa montmorillonita (s. Iñiguez, 1970; Iñiguez y Zalba *op. cit.*). Investigaciones posteriores demostraron que en determinados sectores (por ej. Barker), la asociación de argilominerales en la Formación Balcarce es más compleja, con caolinita, pirofilita e illita, más esporádica presencia de clorita ferrosa (Zalba, 1979), a las que deben agregarse diásporo, alunita y halloysita autógenas (Zalba *et al.*, 1982). En cambio, en la zona de influencia de las sierras del Volcán y la Vigilancia, los argilominerales que caracterizan a esta unidad parecen ser en esencia illita y caolinita.

Los tipos composicionales identificados en la sucesión estudiada son semejantes a los de la Formación Balcarce. Esta similitud debe reflejar el origen detrítico de los argilominerales que componen tanto a las diamictitas como a las sedimentitas de la entidad mencionada, tal como lo indicaran Iñiguez y Zalba (*op. cit.*) y que —según estos autores— derivarían de la alteración hidrotermal del basamento cristalino. En este último sentido, conviene puntualizar que el estudio de los clastos y de los afloramientos del basamento local han dado resultados variables, poniendo de manifiesto la existencia de distintos procesos de alteración y/o desde diversas regiones. Es probable, dada la intensa saprolitización de los afloramientos de este basamento, que en la generación de argilominerales no sólo hayan intervenido procesos hidrotermales (Iñiguez y Zalba, 1974), sino de parcial descompo-

sición de minerales metaestables (micas, feldespatos) que acompañara a la fuerte desintegración mecánica de las rocas ígneo metamórficas.

En la mineralogía de los depósitos sedimentarios, parece no haber influencia del comportamiento hidrodinámico de los argilo-minerales, ya que las rocas más finas son las que poseen especies (caolinita) con tendencia a la acumulación en zonas de mayor energía (cf. Caillere e Iñiguez, *op. cit.*; Iñiguez y Zalba, *op. cit.*; Dalla Salda e Iñiguez, *op. cit.*); esta razón también nos induce a pensar que la distribución de estos componentes depende en esencia de la procedencia.

En síntesis, es nuestra opinión que la asociación illita-caolinita es típica de la región Balcarce - Mar del Plata, independientemente de la edad de los materiales involucrados, de los fenómenos de transporte y del ambiente de depositación de los sedimentos. Simplemente es el resultado de procesos de alteración del basamento cristalino desintegrado, sin que su movilización detrítica ni los fenómenos postdeposicionales produjeran mayores modificaciones en la composición de estos minerales.

Otro hecho digno de destacarse es que la composición argilomineral caolinítica-illítica de los bosques de ortocuarcitas incluidos en las mixtitas responde a las asociaciones que caracterizan a las sedimentitas diamicticas y a las suprayacentes de la Formación Balcarce. Este factor es de gran importancia, pues revela que —contrariamente a lo que se podría suponer— la procedencia de estos bloques no está vinculada con la denudación de la Formación Sierras Bayas, cuyas cuarcitas son —al igual que sus pelitas— esencialmente illíticas, ni pudo derivar de removilizaciones de material intracuenal ya que al momento de su depositación los megaclastos se encontraban fuertemente consolidados.

La existencia de estos bloques puede entonces denotar el aporte de otra unidad cuarcítica pre Formación Balcarce, no registrada hasta el momento, o bien que no todos los términos de la Formación Sierras Bayas reúnan composición illítica, con facies caoliníticas —illíticas más al este asignadas erróneamente por su mineralogía de arcillas— a la Formación Balcarce. Cualquiera sea la cuestión, este rasgo abre nuevos interrogantes que será necesario resolver en futuras investigaciones. Sólo conviene re-

cordar, en relación a este tema, la contribución de Marchese y Di Paola (1975a) sobre la perforación Punta Mogotes. En este sitio, la secuencia sedimentaria apoyada sobre las metapelitas de la formación homónima alcanza 395 m, contra 180 m máximos en las áreas de afloramiento de la Formación Balcarce (véase Teruggi *et al.*, 1962). La diamictita, descrita por Marchese y Di Paola como paraarenita o wackes hasta conglomerado arenoso de mala selección, aparece intercalada en la parte media de la secuencia con un espesor de 31 m; es decir se ubica entre dos unidades constituidas por areniscas, pelitas y conglomerados cuarcíticos, una suprayacente de 245 m y otra inferior a 118 m, ambas con asociación argilomineral caolinítica-illítica. Si se correlaciona esta diamictita con las estudiadas por nosotros, en vista de su escasez en la columna estratigráfica y teniendo en cuenta el excesivo espesor de la sucesión en Punta Mogotes, la relación descrita entre términos ortocuarcíticos y diamicticos en la mencionada perforación podría tomarse como un punto de partida para investigar el problema planteado.

Génesis de las diamictitas

Si bien son abundantes las investigaciones sobre sucesiones diamicticas, podríamos enunciar que todavía subsisten serios inconvenientes en lo que concierne a definir el origen de los diversos depósitos. El análisis de la bibliografía existente, indica que hasta el momento los mayores esfuerzos se han encaminado a proporcionar evidencias para la diagnosis de secuencias glaciales, mientras que para las no glaciales se han utilizado criterios negativos o bien se ha puesto énfasis tan sólo en discriminaciones respecto a los depósitos vinculados con el hielo, sin que se desarrollaran contribuciones sobre caracteres diagnósticos propios para cada uno de los posibles agentes formadores de estos materiales.

Los principales criterios para la definición de depósitos glaciogénicos han sido sintetizados por Deynoux y Trompette (1976, 1981), Karfunkel y Karfunkel (1976), Spalletti (1980), Ojakangas y Matsch (1980), Hambrey y Harland (1981), López Gamundi y Amos (1982), entre otros. Estos autores han coincidido en señalar que no existen evidencias geológicas que toma-

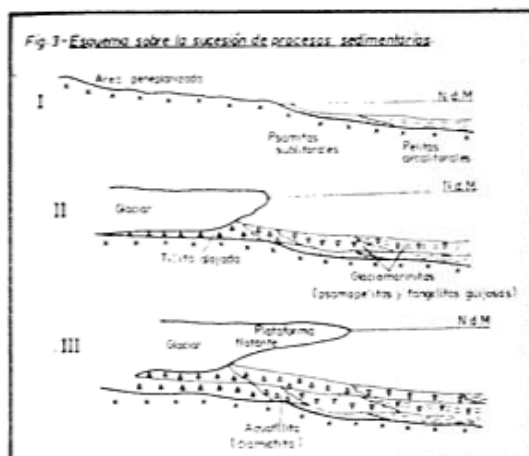
das individualmente permitan afirmar que un determinado depósito diamictico tuvo origen glaciar. Es así que muchos de los atributos considerados diagnósticos de sedimentitas glaciales han sido identificados en otras secuencias o atribuidos a diversos procesos sedimentarios (Cf. Crowell, 1957; Dott, 1961; Bigarella y Salamuni, 1967; Schermerhorn, 1974). Por lo tanto, para inferir la existencia de fenómenos glaciégenos lo más conveniente es encontrar un conjunto de caracteres de cuya combinación puedan surgir criterios de interpretación algo más seguros.

Las diamictitas estudiadas muestran una serie de rasgos que son indicativos de su vinculación con procesos glaciales. Entre los más destacados están la existencia de sedimentitas pobremente seleccionadas (mixtitas) con amplio rango de tamaño de grano y abundante matriz arenosa hasta arcillosa, litología variable del material clástico, presencia de minerales metaestables no descompuestos o pobremente descompuestos, presencia de paraclastos intraformacionales, clastos inmaduros texturalmente por lo común de forma tabular o con caras planas, bloques facetados, cadilitos como evidencia de procesos de balsaje, deformaciones locales sinsedimentarias (capas replegadas), espesor poco marcado de las secuencias diamicticas (común de 3 a 5 m), depositación por encima de una discontinuidad de desarrollo planar.

El listado precedente da, en apariencia, cierta seguridad en cuanto a la interpretación de los depósitos, aunque debemos destacar que atributos muy importantes y que hacen a la diagnosis de depósitos glaciales no han sido detectados en la secuencia estudiada. Entre ellos se destacan la inexistencia de rocas de base pulidas y estriadas que son típicas de procesos de glaciario continental, rocas aborregadas y formas erosivas profundas del sustrato, las estrías y surcos en clastos, demás de otras marcas glaciectónicas. Otros caracteres, como la extensión regional considerable de los depósitos, no han podido ser precisados hasta el momento, mientras que rasgos tales como microtexturas superficiales de grano de arena no han sido estudiadas en esta ocasión. Tampoco se han identificado o inferido procesos de acumulación loésica y de soliflución que suelen acompañar a las tillitas (Hambrey y Harland, *op. cit.*), así como no se han podido hallar evidencias de estructu-

ras poligonales (Deynoux y Trompette, 1976, 1981); con todo, microestructuras del tipo de los argillanes podrían resultar elementos dignos de tenerse en consideración como posibles evidencias de fenómenos criogénicos.

Uno de los rasgos más conspicuos de la secuencia estudiada es la existencia de estratos constituidos por sedimentitas finas (psamopelitas y pelitas) que incluyen cadilitos de diverso tamaño. Estos depósitos no sólo han sido considerados de gran valor en la diagnosis glacial de las diamictitas (Deynoux y Trompette, *op. cit.*; Spalletti, *op. cit.*), sino que cuando portan —como en nuestro caso— abundantes clastos, algunos de gran tamaño y de procedencia glaciégena (polihédricos y facetados) incluidos en materiales detríticos seleccionados, pueden ser empleados como evidencia de fenómenos glaciomarinos (Dott, 1961; Heezen y Hollister, 1964; Ojakangas y Matsch, *op. cit.*; López Gamundi y Amos, *op. cit.*) y —como tales— han recibido la denominación de glaciomarinitas (Schermerhorn, 1974). Aunque estos depósitos pueden producirse por balsaje mediante témpanos a distancias considerables de regiones englazadas (Hambrey y Harland, 1981; Edwards, 1978), la evidencia de perturbación de cadilitos sobre materiales formados en ambiente de transición entre el área infralitoral (*nearshore*) y circolitoral (*offshore*) es indicativa que su zona de acumulación era cercana a la línea de costa (figura 3). Más aún, las características texturales de las diamictitas que se superponen a las glaciomarinitas (qqv) se alejan en buena medida de aquéllas típicas para sedimentos glaciales continentales, ya que muestran mejor grado de selección; este carácter sugiere procesos de depositación final en medios fluidos o acciones de retrabajamiento parcial del *drift* glacial. A este atributo se le puede sumar la incipiente estratificación y ordenamiento de clastos de dichas diamictitas, por lo que puede inferirse que estamos en presencia de acuatillitas (en el sentido de Schermerhorn, 1966, 1974; Edwards, 1978) con rasgos similares a las de ambientes actuales descritas por Griggs y Kulm (1969) y Carlson y Nelson (1969), y que se habrían formado cerca de la zona de despegue entre la capa de hielo y el fondo marino (cf. Edwards, *op. cit.*). (figura 3). Asimismo, la disposición de la secuencia estudiada sobre un basamento *desintegrado* es prueba de la exposición del sus-



trato a agentes atmosféricos y denota la proximidad de los depósitos glaciáricos transgresivos respecto al ambiente continental; a la vez, la preservación de la cubierta meteorizada del basamento y el espesor reducido de las diamictitas es —siguiendo a Trompette (1981) y Deynoux y Trompette (1981)— el reflejo de la existencia de una discontinuidad glacial con escaso poder erosivo de los agentes a causa de fenómenos previos de peneplanización, tan comúnmente vinculados con las glaciaciones precámbricas. En la figura 3 se muestra en forma esquemática nuestra opinión sobre la evolución de los procesos sedimentarios en el área estudiada.

Edad de las diamictitas

Las consideraciones precedentes, en particular las que conciernen a procedencia de los materiales y ubicación estratigráfica de las mixtitas, nos conducen a discutir la cuestión de su edad. Desgraciadamente, la falta de fósiles y de dataciones radimétricas de los componentes de estas sedimentitas no nos permiten contar con información precisa a este respecto; no obstante, la posición en secuencia y las relaciones con otras unidades pueden aportar datos indirectos que contribuyan a resolver parcialmente la cuestión.

Mucho es lo que se ha discutido y se discute acerca de la edad de la secuencia sedimentaria que aparece sobre el basamento cristalino de la región de Tandilia. Es así que algunos investigadores se inclinaron por asignarla al Paleozoico inferior Teruggi, 1964; Teruggi *et al.*, 1962; Borrello, 1966; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980, entre

otros); los hay quienes la han considerado precámbrica (Marchese y Di Paola, 1975 b), mientras que otros definen dos ciclos sedimentarios principales de distinta edad, uno precámbrico y otro paleozoico inferior (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iniguez, 1978; Zalba, 1979; Dalla Salda, 1978; Bonhomme y Cingolani, 1980). Las más recientes investigaciones radimétricas y bioestratigráficas apuntan a sustentar la última de las ideas.

Nuestras observaciones sugieren que el conjunto diamictico puede considerarse independiente y anterior a la Formación Balcarce, atribuida al Paleozoico inferior por evidencias bioestratigráficas (icnofósiles: Borrello, 1966; Amos, *et al.*, 1972; Regalía y Herrera, 1981) y por los cuerpos básicos que la intruyen y son del Ordovícico (Rapela *et al.*, 1974). Por otra parte, el hecho que algunos materiales clásticos de las mixtitas hayan derivado de sedimentitas ortocuarcíticas que no fueran afectadas por procesos de metamorfismo ni por mayores esfuerzos deformantes, sugiere que su deposición ha sido posterior a la de la secuencia sedimentaria más antigua de la región, es decir la Formación Sierras Bayas, que ha sido datada precámbrica, tanto por sus materiales estromatolíticos (Amos *et al.*, *op. cit.*; Marchese y Di Paola, 1975 b) como por análisis radimétricos (del orden de 720 a 770 m. a. para su diagénesis, Bonhomme y Cingolani, *op. cit.*).

Cabe destacar, además, que la independencia del ciclo sedimentario que nos ocupa respecto de las sucesiones cuarcíticas-carbonáticas precámbricas y de las ortocuarcitas cambro-ordovícicas, queda también confirmada por los aspectos genéticos. Es evidente que las diamictitas estudiadas ponen de manifiesto acontecimientos paleoclimáticos incompatibles con algunos de los caracteres sedimentológicos de las otras sucesiones sedimentarias. En este sentido, la columna precámbrica (Formación Sierras Bayas) posee niveles dolomíticos y estromatolíticos que sugieren condiciones cálidas o relativamente cálidas y depósitos carbonáticos cuyo desarrollo queda inhibido en condiciones de baja temperatura (Friedman y Sanders, 1978). Por su lado, la Formación Balcarce muestra la presencia de alunita (Alfaro, 1981) que, según Zalba *et al.* (1982), deriva de la diagénesis de materiales evaporíticos. Asimismo, los procesos de alteración del basamento y los de gene-

ración de argilominerales presentes en los niveles pelíticos de esta formación se han atribuido a condiciones de clima hidrolizante cálido y húmedo (Caillere e Iñiguez, 1967; Di Paola y Marchese, 1974; Marchese y Di Paola, 1975 b; Teruggi y Kilmurray, 1975; Zalba *et al.*, *op. cit.*).

En síntesis, en nuestra opinión, la secuencia diamictica de la región oriental de Tandilia debe haberse formado durante el Vendiano o Infracámbrico. La tectónica que afectara la sucesión de la Formación Sierras Bayas debería ubicarse posteriormente a la data de su diagénesis, entre el Rifeano y el Vendiano.

Desde el punto de vista de la correlación de estas diamictitas con otras del continente de Gondwana, numerosos estudios han revelado la existencia de dos grandes glaciaciones en el Precámbrico superior (Cf. Bonhomme y Bertrand Sarfati, 1982). A pesar de la relativa inseguridad en cuanto a la edad de estos eventos, se ha deducido que la más antigua corresponde al Rifeano superior y aparece documentada tanto en Africa como en América del Sur. En tanto, la más joven, atribuida al Vendiano, ha sido identificada en diversos sectores del continente africano, aunque con *variabilidad* en su edad absoluta (entre 708 y 595 m.a., según datos de Bonhomme y Weber, 1977; Deynoux *et al.*, 1978; Trompette, 1981); en cambio, en Sudamérica no se tenía aun registro de este fenómeno glaciogeno, salvo una comunicación de Trompette (1981, en Bonhomme y Bertrand Sarfati, *op. cit.*) quien señala "indicios de un episodio frío probablemente vendiano en este continente". Por las consideraciones discutidas más arriba, las tillitas objeto de la presente contribución parecen constituir entonces uno de los primeros hallazgos de la glaciación precámbrica más joven en la porción americana de Gondwana.

Si bien Coats y Preiss (1980) han supuesto que los episodios glaciales resultan sincrónicos en todo el planeta, existen fuertes evidencias acerca de la progresiva migración témporo-espacial de tales eventos. En nuestra opinión, las glaciaciones mundiales parecen ser acontecimientos simultáneos cuando —como en el caso de algunas fanerozoicas— han tenido una limitada duración en edad absoluta. Por otra parte, en el caso de glaciaciones de gran persistencia (corren las precámbricas) se torna más lógica la posibilidad de migración o desplazamiento

de los centros de englazamiento concomitantemente con los fenómenos de deriva continental. En este sentido, los estudios paleomagnéticos han aportado evidencias que ponen de manifiesto estrecha vinculación entre sucesiones glaciogenas, edad y migración polar aparente. A pesar de las incertidumbres que persisten en las reconstrucciones paleogeográficas del Gondwana en el Precámbrico tardío-Paleozoico temprano sobre la base de datos paleomagnéticos (Vilas *et al.*, 1978), es posible apreciar que la porción austral del Gondwana (Africa y Sudamérica) pasó por encima del polo a fines del Precámbrico (Vilas *et al.*, *op. cit.*; Vilas, 1981), en el lapso que va de los 700 a los 620 m.a. (Deynoux *et al.*, 1978). Así también, la gran difusión de rocas glaciarias durante esos tiempos en dicho megacontinente es atribuida por Vilas a su rápido desplazamiento con relación al polo. En otra contribución, Valencio *et al.* (1980) señalan que las sedimentitas precámbricas de la Tinta (la Formación Sierras Bayas) son algo anteriores a la glaciación Marinoan, datada en 700 m.a. en Australia. En vista que la trayectoria del camino polar aparente cruzó el Gondwana desde el SE al NO (Veevers y Mcelhinny, 1976), es muy probable que los episodios más jóvenes correspondientes a esta glaciación se hayan dado en Sudamérica, dejando como registro las sedimentitas estudiadas.

En relación con el discutido aspecto de la paleogeografía del englazamiento vendiano (cf. Schermerhorn, 1974, 1976; Young, 1976; Deynoux y Trompette, 1976; Bonhomme y Bertrand Sarfati, *op. cit.*), las consideraciones precedentes y —principalmente— el carácter glaciario de las sedimentitas estudiadas en el sector oriental de Tandilia, proporcionan evidencias en favor de una glaciación global y de alta latitud extendida hasta la porción sudamericana de Gondwana.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los dres. Luis H. Dalla Salda, Adrián M. Iñiguez Rodríguez y Carlos A. Cingolani las sugerencias aportadas y la lectura crítica del manuscrito. Expresan su reconocimiento a la empresa Loma Negra C.I.A.S.A. por el inestimable apoyo brindado para la concreción de los viajes de campaña.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alfaro, M. B., 1981. *Estudio geológico de la zona comprendida por las hojas La Numancia, Licenciado Matienzo y Estancia San Antonio, en las Sierras Septentrionales de Buenos Aires*. V Reun. Cient. Inf. C.I.C., La Plata.
- Amos, A. J. y O. López Gamundi, 1978. *Las rocas del Paleozoico superior de Argentina*. Acta Geol. Lilloana, Suplem. T. 14: 11-113. Tucumán.
- Amos, A. J.; B. J.; R. A. Zardini, 1972. *El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires, Argentina), Paleozoico o Precámbrico?* XXV Congr. Brasil. Geol., 211-221. San Pablo.
- Bigarella, J. J. y R. Salamuni, 1967. *A review of South American Gondwana geology*. Reviews 1^o Symp. Gondwana Strat. (IU&S): 7-137.
- Blatt, H.; G. V. Middleton; R. Murray, 1972. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice Hall Inc., 634 pp. N. Jersey.
- Bonhomme, M. y J. Bertrand Sarfati, 1982. *Correlation of Proterozoic sediments of western and central Africa and South America based upon radiochronological and paleontological data*. Precambrian Research 18, 1-2: 171-194. Amsterdam.
- y C. A. Cingolani, 1980. *Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXV, 4: 519-538, Buenos Aires.
- y F. Weber, 1977. *Donées géochronologiques, par la méthode Rb-Sr, sur les séries du Précambrien supérieur de la région de Bakouma (République Centrafricaine)*. Ann. Soc. Géol. Belg., 100: 125-133.
- Borrello, A. V. 1962. *Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico - Provincia de Buenos Aires)*. Notas Com. Inv. Cient., 1, 1. Buenos Aires.
- 1966. *Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires*, Paleontografía Bonear., Fasc. 5, Com. Inv. Cient., Bs. As. La Plata.
- Brewer, R. 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. J. Wiley y Sons, 470 pp. N. York.
- Caillere, S. y A. M. Iñiguez, 1967. *Etude mineralogique de "La Tinta" formation argilleuse de la Province de Buenos Aires, République Argentine*. Bull. Soc. Franc. Min. Cristall. 90: 245-251. Paris.
- Carlson, P. R. y C. H. Nelson, 1969. *Sediments and sedimentary structures of the Astoria submarine canyon-fan system, northeast Pacific*: Jour. Sed. Petrol. 39: 1269-1282. Tulsa.
- Carver, R. E. 1971. *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley-Intersci., 653 pp. N. York.
- Coats, R. P. y W. V. Preiss, 1980. *Stratigraphic and geochronological reinterpretation of Late Proterozoic glaciogenic sequences in the Kimberley region, Western Australia*. Precambrian Research, 13: 181-208. Amsterdam.
- Cortelezzi, C. R. y J. Rabassa, 1976. *Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileofú, Tandil, Provincia de Buenos Aires*. VI Congr. Geol. Arg. I: 475-480, Buenos Aires.
- Crowell, J. C. 1957. *Origin of pebbly mudstone*. Geol. Soc. Am. Bull. 68: 993-1009.
- y L. A. Frakes, 1971. *Late Paleozoic glaciation of Australia*. Jour. Geol. Soc. Austral. 17, 2: 115-155.
- Dalla Salda, L. H. 1975. *Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García*. Tesis Doct. Fac. Cienc. Nac. La Plata (inédita).
- 1978. *Nama and La Tinta Groups - a common Southern-Africa-Argentine basin?* Chamber of Mines, 16^o An. Rept.: 113-128. Cape Town.
- Dalla Salda, L. H. y A. M. Iñiguez, 1978. *"La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Cong. Geol. Arg. I: 539-550. Neuquén.
- Del Valle, A. 1981. *Análisis microfacial de las sedimentitas de la Formación Balcarce entre Mar del Plata y Sierra de la Vigilancia, provincia de Bs. As.* Informe final beca de estudio, Com. Inv. Cient. Bs. As. (inédito). La Plata.
- Deynoux, M. y R. Trompette. 1976. *Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial? dealing especially with the mixtites of West Africa. Discussion*. Am. Jour. Sci. 276, 10: 1302-1315.
- Deynoux, M. y R. Trompette. 1981. *Late Precambrian tillites of the Toudeni Basin, West Africa*. Rept. A 19, 1^o Meet. IGCP Proj. 179: 123-131.
- Deynoux, M.; R. Trompette; R. Clauer; J. Sougy, 1978. *Upper Precambrian and Lowmost Paleozoic correlations in West Africa and in the Western Part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite*. Geol. Rundschau 67, 2: 615-630.
- Di Paola, E. C. y H. Marchese, 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta*. Asoc. Min. Petr. Sed. Rev. V, 3.4: 45-58. Bs. As.
- Dott, R. H. jr. 1961. *Squantum "Tillite", Massachusetts - Evidence or glaciation or subaqueous mass movement?* Geol. Soc. Am. Bull. 72: 1289-1306.
- Dott, R. H. jr. 1964. *Wackes, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification?* Jour. Sed. Petrol. 34: 625-632. Tulsa.

- Edwards, M. B. 1978. *Glacial environments*. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Publ.: 416-438. Oxford.
- Flint, R. F.; J. E. Sanders; J. Rodgers, 1960. *Diamictite, a substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Am. Bull. 71: 1809.
- Folk, R. L. 1954. *The distinction between grain-size and mineral composition in sedimentary-rocks nomenclature*. Jour. Geol. 62: 344-359.
- Folk, R. L. 1966. *A review of grain-size parameters*. Sedimentology 6: 73-93. Amsterdam.
- Folk, R. L. y W. X. Ward, 1957. *Brazos River bar, a study in the significance of grain - size parameters*. Jour. Sed. Petrol. 27: 3-27. Tulsa.
- Frakes, L. A.; A. J. Amos; J. C. Crowell, 1968. *Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. Iº Symp. Gondwana Strat. T. 2: 821-843. Mar del Plata.
- Friedman, G. M. 1958. *Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies*. J. Geol. 66: 394-416.
- Friedman, G. M. y J. E. Sanders. 1978. *Principles of sedimentology*. J. Wiley & sons., 792 pp. N. York.
- Glaister, R. P. y H. W. Nelson. 1974. *Grain-size distributions an aid in facies identification*. Bull. Cand. Petrol. Geol. 22, 3: 203-240.
- Griggs, G. B. y L. D. Kulm., 1969. *Glacial marine sediments from the northeast Pacific*. Jour. Sed. Petrol. 39: 1142-1148. Tulsa.
- Hambrey, M. J. 1981. *Organisation of the Pre-Pleistocene tillite project*. Iº Meet. IGCP Proj. 179, Chapt. 2.
- Hambrey, M. J. y W. B. Harland 1981. *Earths Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press, 1004 pp.
- Heezen, B. C. y C. Hollister, 1964. *Turbidite currents and glaciation*. In Nairn, A. (Ed.) *Problems in paleoclimatology*. Intersc.: 99-109. Nueva York.
- Iñiguez, A. M. 1965. *Mineralogía de algunos yacimientos de arcilla de la provincia de Buenos Aires*. Tesis Doct. Fac. Cienc. Nat. La Plata (inéd.).
- Iñiguez, A. M. 1970. *Composición mineralógica de las arcillas de la Serie La Tinta, Prov de Bs. As.* LEMIT, Ser. II, 156: 75-83. La Plata.
- Iñiguez, A. M. y P. E. Zalba, 1974. *Geología de yacimientos de arcillas refractarias de la provincia de Bs. As., República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIX, 3: 304-310, Buenos Aires.
- Karfunkel, B. y J. Karfunkel, 1976. *Estudios petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaco - M. G. An. 29º Congr. Brasil Geol. v. 2: 179-188.*
- Landim, P. y L. A. Frakes, 1968. *Distinction between tills and other diamictons based on textural characteristics*. Jour. Sed. Petrol. 38, 4: 1213-1223. Tulsa.
- López Gamundi, O. y A. J. Amos, 1982. *Criterios para identificar antiguos depósitos glaciégenos*. Resúm. Reun. Reg. Sudamér. Comm. Gen. Lit. Quat. Dep. INQUA: 19-20. Neuquén.
- Maack, R. 1951. *Comentarios sobre Geologic map of South America*. 1950. Biol. e Tecnol. V-VI, 15: 173-206. Curitiba.
- Madole, R. F. 1982. *Possible origins of till-like deposits near the summit of the Front Range in north-central Colorado*. Geol. Surv. U. S. Prof. Paper 1243, 31 pp.
- Marchese, H. G. y E. C. Di Paola, 1975 a. *Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes nº 1, provincia de Bs. As., República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXX, 1: 44-52, Buenos Aires.
- Marchese, H. G. y E. C. Di Paola, 1975 b. *Miogeosinclinal Tandil*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXX, 2: 161-179, Buenos Aires.
- Mauriño, V.; O. Varde; R. Scanavino, 1981. *Investigaciones geológicas y geotécnicas realizadas para el proyecto de una central hidroeléctrica de acumulación por bombeo*. VII Congr. Geol. Arg. II: 45-66, Buenos Aires.
- McBride, E. F. 1971. *Mathematical treatment of size distribution data*. In Carver, R. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley Intersci.: 109-127, N. York.
- Mills, H. H. 1977 a. *Differentiation of glacial environments by sediment. characteristics: Athabasca glacier, Alberta, Canada*. Jour. Sed. Petrol. 47, 2: 728-737.
- Mills, H. H. 1977 b. *Textural characteristics of drift from some representative cordilleran glaciers*. Geol. Soc. Am. Bull. 88: 1135-1143.
- Ojakangas, R. W. y Ch. L. Matsch, 1980. *Upper Precambrian Mineral Fork tillite of Utah: a continental glacial and glacionarine sequence*. Geol. Soc. Am. Bull. 91, 8: 495-501.
- Pettijohn, F. J. 1964. *Rocas sedimentarias*. ED. EUDEBA, 731 pp. Buenos Aires.
- Pettijohn, F. J.; P. E. Potter; R. Siever, 1972. *Sand and sandstone*. Springer, 618 pp. N. York.
- Rapela, C. W.; L. H. Dalla Salda; C. A. Cingolani, 1974. *Un intrusivo básico ordovícico en la "Formación La Tinta" (Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina)*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIX, 3: 319-331, Buenos Aires.
- Regalía, G. M. y H. E. Herrera, 1981. *Phycodes aff. pedum (traza fósil) e estratos cuarcíticos de San*

- Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXVI, 3: 257-261, Buenos Aires.
- Schermerhorn, L. J. G. 1966. *Terminology of mixed coarse-fine sediments.* *Jour. Sed. Petrol.* 36: 831-835. Tulsa.
- 1974. *Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial?* *Am Jour. Sci.* 274, 7: 673-824.
- 1976. *Reply to discussion Deynoux, M. and Trompette, R.* *Am. Jour. Sci.* 276, 10: 1315-1324.
- Spalletti, L. 1972. *Sedimentología de los conglomerados de Volcán provincia de Jujuy.* *Rev. Museo La Plata, nva. ser., sec. geol.* VIII, 66: 137-225. La Plata.
- 1973. *Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Guandacol (Carbónico) en la Sierra de Maz.* *Rev. Museo La Plata, nva. Ser., sec. geol.* IX, 71: 9-23. La Plata.
- 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas.* *Asoc. Geol. Arg. Ser. B, Did. y Compl., n° 8,* 175 pp. Bs. As.
- Spalletti, L. A. y R. D. Gutiérrez, 1976. *Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz.* *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXI, 2: 95-117. Bs. As.
- Teruggi, M. E. 1964. *Paleocorrientes y paleografía de las ortocuarcitas de la Serie La Tinta (Prov. de Bs. As.).* *Anal. Com. Inv. Cient. Bs. As. V.* 27 pp. La Plata.
- *Diccionario sedimentológico, vol. I. Rocas clásticas y piroclásticas.* Edic. Cient. Arg. Librart, 104 pp. Buenos Aires.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1975. *Tandilia.* *Relatorio VI Congr. Geol. Arg.:* 55-77. B. Blanca.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Bs. As. In Geol. Region. Argentina, v. II:* 919-965. Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Teruggi, M. E.; V. Mauriño; T. Limousin; O. Schauer, 1958. *Geología de las sierras de Tandil.* *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XIII, 3: 185-204. Bs. As.
- Teruggi, M. E.; V. Mauriño; T. Limousin, 1962. *Geología de la porción oriental de las sierras de Tandil.* *An. 1º Jorn. Geol. Arg. II:* 359-372. Bs. As.
- Tozzi, M. A. 1957. *Estudio sedimentológico de las ortocuarcitas de la región de Balcarce.* Tesis Doct. Fac. Cienc. Nat. La Plata (inédita).
- Trompette, R. 1981. *Late Precambrian tillites of the Volta Basin and the Dahomeyides orogenic belt (Benin, Ghana, Niger, Togo and Upper-Volta).* *Rept. A 21, 1º Meet. IGCP Proj. 179:* 135-139.
- Valencio, D. A.; J. F. Vilas; A. M. Sinito, 1980. *Paleomagnetismo y edades radiométricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina.* *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXV, 3: 421-433. Bs. As.
- Veevers, J. J. y M. W. McElhinny, 1976. *The separation of Australia from other continents.* *Earth Sci Review* 12: 139-159.
- Vilas, J. F. A. 1981. *Paleomagnetism of South American rocks and the dynamic processes related to the fragmentation of western Gondwana.* In: McElhinny, M. W. y D. A. Valencio (eds.) *Paleoreconstruction of the continents:* 106-114, *Geodyn, Ser. v. 2* Am. Geophys. Union.
- Vilas, J. F.; D. A. Valencio; D. M. Tetslaff, 1978. *El Gondwana: su evolución desde el Precámbrico tardío.* *VII Congr. Geol. Arg. I:* 749-761. Neuquén.
- Visher, G. S. 1969. *Grain size distributions and depositional processes.* *Jour. Sed. Petrol.* 39, 3: 1074-1106. Tulsa.
- Young, G. M. 1976. *Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial: discussion.* *Am. Jour. Sci.* 276, 3: 366-370.
- Zalba, P. E. 1978. *Estudio geológico-económico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, Partido de Juárez, Provincia de Buenos Aires y su importancia económica.* Tesis Doct. Fac. Cienc. Nat. La Plata (inédita).
- 1979. *Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires. Province, Argentina.* *Clays and Clay Min.* 27, 6: 433-439.
- Zalba, P. E.; R. R. Andreis; F. C. Lorenzo, 1982. *Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en la Cuchilla de Las Aguilas, Barker, Argentina.* *5º Congr. Latinoamér. Geol. II:* 389-409. Buenos Aires.

Recibido: 6 de julio, 1983.
Aceptado: 6 de julio, 1984.

LUIS A. SPALLETTI
CIG, Facultad de Cs. Naturales y Museo,
La Plata. Carrera investigador científico,
CONICET.

ANALÍA DEL VALLE
Becaria Comisión de Investigaciones Científicas,
Buenos Aires.

GEOLOGIA DEL CABO MARSH, ISLA ROBERTSON, ANTARTIDA

RODOLFO DEL VALLE y FRANCISCO A. MEDINA

Resumen

En cabo Marsh aflora una secuencia sedimentaria marina constituida por clastitas y carbonatitas estromatolíticas de edad campaniana, correlacionables con las capas superiores de la Formación López de Bertodano. Las clastitas corresponden a sedimentos mixtos depositados en un ambiente litoral de intermarea bajo condiciones de exposición subaérea intermitente, con aguas, hipersalinas, de turbulencia moderada y etapas de turbulencia baja, dentro de un complejo albúfera-barrera típico de costas lineales.

El reconocimiento de una costa lineal con depósitos de algas calcáreas existentes durante el Cretácico superior en cabo Marsh, implica que la sedimentación ocurrió muy cerca del borde deposicional de la cuenca marina mesozoica antártica.

Introducción

Este trabajo fue realizado durante las campañas antárticas 1977, 1978 y 1978/79, del Instituto Antártico Argentino, en la isla Robertson; el objeto del mismo fue analizar la secuencia mesozoica que aflora en el cabo Marsh situado en el extremo oriental de la isla Robertson (65°10' S y 59°40' O) a 75 km hacia el este del borde oriental de la península Antártica (fig. 1).

La isla Robertson está casi completamente cubierta por hielo excepto en dos afloramientos que se ubican sobre sus extremos oeste y este, constituyendo el denominado "nunatak Oceana" y el cabo Marsh respectivamente (fig. 2).

El nunatak Oceana está compuesto por rocas de origen volcánico pertenecientes al Grupo Volcánico de la Isla James Ross (Nelson, 1966) y en cabo Marsh afloran rocas sedimentarias mesozoicas con inclinación regional de 5° hacia el oeste-suroeste (fig. 3).

Fleet (1968) menciona brevemente la existencia de fósiles cretácicos en los estratos del cabo Marsh; posteriormente Medina y del Valle (1980) describieron la fauna de invertebrados que hallaron en esta localidad

Abstract

A marine sedimentary sequence crops out at Cape Marsh made up by clastic rocks and by stromatolitic carbonatites of Campanian age, correlating them with the upper beds of the López de Bertodano formation. Clastic rocks correspond to mixed sediments deposited in an intertidal environment under intermittent subaerial exposure conditions, with hypersaline waters of moderate turbulence and stages of low turbulence, within a typical complex lagoon-barrier island coasts.

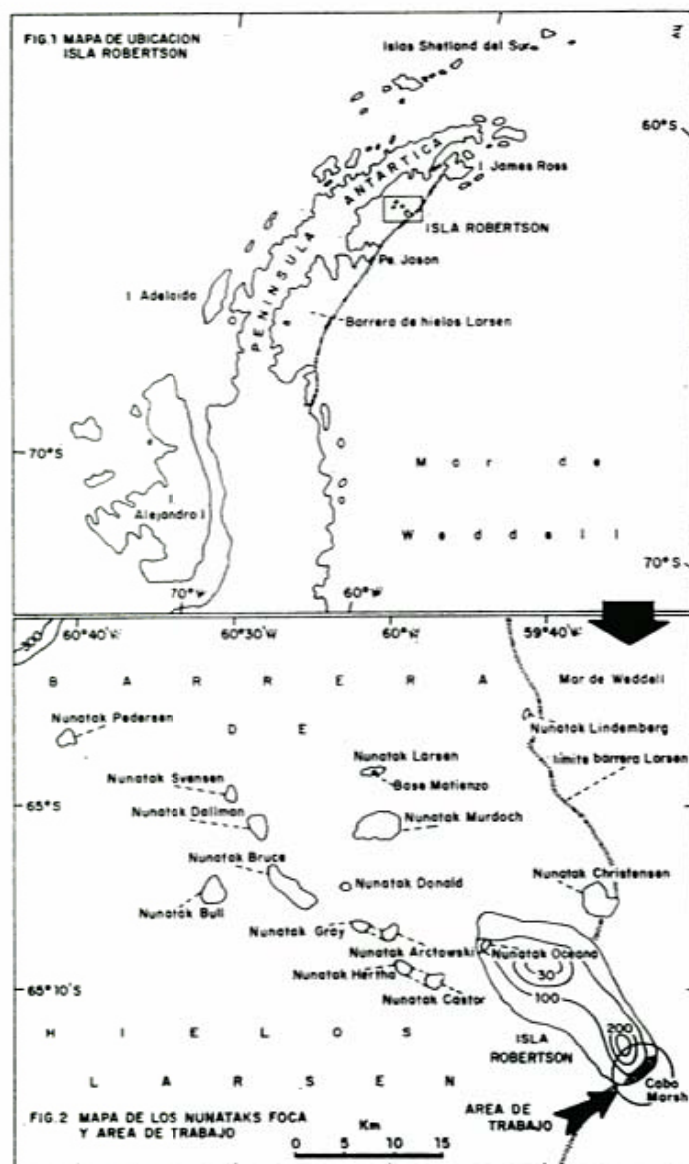
The recognition of a barrier island coast with calcareous algae deposits existing during the Upper Cretaceous in Cape Marsh implies that the sedimentation took place very near to the depositional border of the Mesozoic marine antarctic basin.

asignándole una edad senoniana y correlacionando los citados estratos con la Formación López de Bertodano (Rinaldi *et al.*, 1978).

Estratigrafía

La secuencia sedimentaria analizada de 224 m de espesor, es homologada con las capas superiores de la Formación López de Bertodano. Consiste en una monótona alternancia de areniscas de grano fino que constituyen el 77 % del espesor total y pelitas negras, 16 % del espesor, con carbonatitas, intercaladas en un 7 % de la columna litológica. Las areniscas de color gris verdoso, poco consolidadas, son de grano mediano a muy fino con una matriz limosa. Los granos, generalmente subredondeados, están compuestos por cuarzo, feldespatos, minerales pesados y fragmentos de vulcanitas y metamorfitas (cuadro 1).

La selección es moderada a buena. Los estratos son de geometría variable entre lenticular e irregular. Estas psamitas forman secuencias granocrecientes, en estratos de es-



pesores variables entre medianos y muy gruesos, con microentrecruzamientos, laminación ondulítica, estratificación flaser, estratificación ondulada y estratificación entrecruzada de tipo espigada (*herringbone*), en sectores aislados.

Contienen rodados arcillosos y concreciones ferruginosas y calcáreas fosilíferas, siendo portadoras de una fauna de invertebrados que se incrementa hacia la parte superior del perfil donde asimismo, existen restos de madera silicificada.

El contenido paleontológico de las areniscas comprende anélidos, bivalvos, gastrópodos y cefalópodos. Existen conspicuos niveles con trazas fósiles y sectores intensamente bioturbados.

Las *pelitas* de color gris oscuro o negro,

generalmente sueltas, son en su mayoría arcilitas que están finamente laminadas o presentan estructura interna masiva.

Las *carbonatitas* de color blanco, castaño o gris verdoso, son de dos tipos:

—*Carbonatitas estromatolíticas* de color castaño verdoso, consolidadas, están formadas por masas compactas finamente laminadas de calcita y dolomita microcristalina, constituyendo lentes de 30 cm de potencia promedio y unos 15 cm de extensión lateral, con base y techo netos.

El espesor medio de las láminas internas varía entre 0,5 mm y 3 mm, con láminas más gruesas separadas por diminutas lentes irregulares de carbonatos pulverulentos de color castaño.

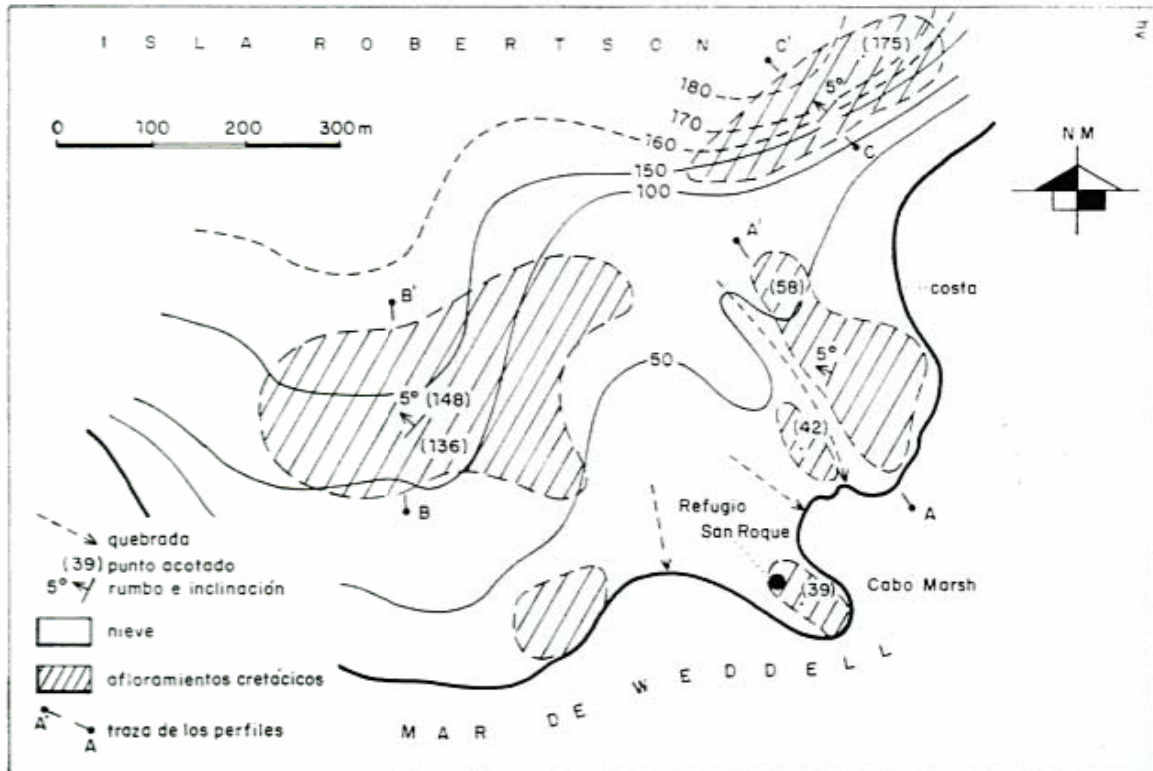


Figura 3.—Mapa geológico esquemático de Cabo Marsh.

La estructura interna está compuesta por el apilamiento irregular de múltiples hemiesferoides convexos hacia arriba con escaso relieve individual, alrededor de 3 mm, y radios de curvatura variables entre 0,5 mm y 5 mm.

Por lo general los hemiesferoides se disponen unidos unos a otros dentro de la misma lámina y lateralmente son continuos, correspondiéndoles la denominación LLH-C según la nomenclatura propuesta por Logan *et al.* (1964).

En pocos casos se observó estructura diferente a la descrita, preferentemente en la base de las colonias, formada por hemiesferoides lateralmente discontinuos que se apilan respondiendo al modelo denominado SH-V (Logan *et al.*, 1964). Este tipo, denominado digitado por Aitken (1967) persiste verticalmente a través de unos 5 cm, al cabo de los cuales los hemiesferoides vuelven a coalescer, pasando a formar estructuras de tipo normal LLH.

En la parte superior de las colonias se observó tendencia a desarrollar hemiesferoides espaciados lateralmente ("LLH-S") con radios de curvatura del orden de 1,5 cm.

Por lo general el grado de superposición vertical de los sucesivos hemiesferoides es bajo, siendo también bajo su factor de crecimiento, que determina el tipo "nodular" o "estratiforme" definido por Hofman (1969) para describir la morfología general de los depósitos algales fósiles y actuales.

La configuración superficial de las láminas es de tipo "corrugado" o "dentado" y preferentemente "crenulado", observándose generalmente más de un orden de curvatura. El perfil de las láminas varía entre suavemente convexo y plano, con hábito de acreción anastomosado a coalescente e inclusive parcialmente columnar, según la nomenclatura de Donalson (1963), pero generalmente constituyen masas con estructura interna estratiforme.

—El segundo tipo de *carbonatitas* está integrado por fangolitas calcáreas generalmente sueltas, compuestas por material carbonático pulverulento con "pelletoides" en sectores aislados y abundantes agujas de calcita, conteniendo asimismo pequeñas cantidades de material silíceo detrítico y formando bancos lenticulares asociados a los niveles estromatolíticos.

CUADRO 1.—Tabla de análisis modales de las areniscas del cabo Marsh.

Muestras de los bancos

(la numeración de las muestras corresponde a la columna litológica de la figura 5).

	Banco 5 B	15	17	20	27
<i>Clastos</i>	30 %	80 %	80 %	35 %	30 %
<i>Cuarzo:</i>					
Monocristalino	(90)	(95)	(90)	(83)	(80)
Policristalino	—	—	—	(2)	(2)
<i>Feldespatos:</i>					
Microclino	(1)	T*	(5)	—	T*
Plagioclasa	—	—	—	—	(5)
Sin maclas	(3)	—	T*	(1)	(5)
<i>Micas:</i>					
Biotita?	T*	—	T*	—	T*
Muscovita	(3)	—	(1)	(1)	(3)
<i>Glauconita:</i>	T*	(5)	(2)	—	T*
<i>Circón:</i>	(1)	T*	(1)	(1)	(1)
<i>Minerales opacos:</i>	(1)	T*	T*	(1)	T*
<i>Fragmento de rocas:</i>					
Metamorfitas	T*	—	T*	(1)	(1)
Vulcanitas	T*	—	T*	—	(1)
<i>Vidrio Volcánico:</i>	(1)	T*	(1)	T*	(2)
<i>Bioclastos calcáreos:</i>	—	5 %	—	—	—
<i>Matriz arcillosa:</i>	656 %	1 %	1 %	60 %	67 %
<i>Cemento:</i>	5 %	14 %	19 %	5 %	3 %
Calcita	(100)	(100)	(100)	(99)	(100)
Ceolitas (phillipsita)	—	—	—	(1)	—

* (T: Trazas)

Petrología

Las areniscas del cabo Marsh contienen principalmente granos de cuarzo, con cantidades subordinadas de feldespatos y cantidades menores de glauconita, fragmentos de rocas y minerales pesados (cuadro 1).

La matriz está formada por porcentajes variables de arcilla; calcita, juntamente con ceolitas y trazas de glauconita, constituyen el cemento que oscila entre el 3 % y el 15 % en las muestras consolidadas.

El cuarzo por lo general es microcristalino, a menudo con extinción ondulatoria, presentándose asimismo ejemplares policristalinos con sus contactos internos suturados.

El microclino es el más abundante de los feldespatos, observándose también, pequeñas cantidades de feldespatos alcalinos y plagioclasas parcialmente reemplazadas por calcita.

Los minerales pesados incluyen micas, zircón y opacos; en cantidades menores existen fragmentos de rocas metamórficas y volcánicas entre las cuales se presenta vidrio.

La glauconita se halla en dos formas, detritica formando clastos subredondeados con poco transporte y también autigénica relleno los intersticios entre los clastos.

Los análisis modales de las psamitas (cuadro 1) permiten clasificarlas como arenitas cuarzosas, vaques y vaques arcóscicos (fig. 10), según la clasificación de Dott (1964). La composición de las areniscas de

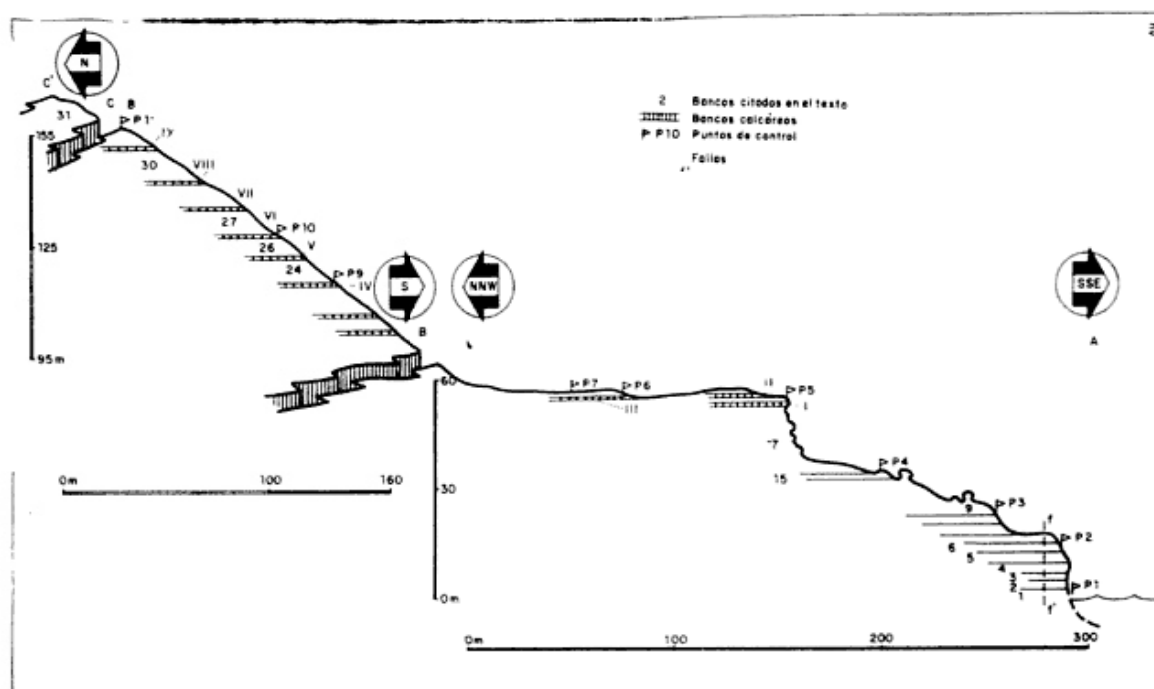


Figura 4. — Perfil esquemático de Cabo Marsh.

cabo Marsh no muestran variaciones significativas a lo largo de toda la columna litológica.

La existencia de fragmentos de rocas metamórficas y volcánicas, incluyendo vidrio, juntamente con una asociación de clastos

procedentes de rocas plutónicas silíceas (granos de cuarzo con extinción ondulatoria, microclino y zircón), sugiere que el área de aporte estaba formada por un complejo plutónico-metamórfico con aporte volcánico subordinado.

Contenido paleontológico y edad

ANELIDOS:	<i>Rotularia shackletoni</i> Wilckens
BIVALVOS:	<i>Linotrigonia (Oistotrigonia) antarctica</i> (Wilckens). <i>Nucula cf. subolonga</i> Wilckens.
GASTROPODOS:	<i>Taioma globus</i> Medina y del Valle. <i>Fusus</i> sp.
AMONITES:	<i>Gaudryceras</i> sp.
NAUTILOIDEOS:	<i>Cymatoceras</i> sp.
PLANTAS:	restos de madera silicificada (hacia el techo de la sección).
TRAZAS:	distribuidas a través de toda la sección existen:

- Tubos rugosos similares a *Ophiomorpha* Lundgreen, comparables a los ilustrados por Hantzschel (1966, figs. 125-4 y 9).
- Trazas que recuerdan a *Chondrites* Sternberg, semejantes a los presentados por el citado autor (Hantzschel 1966, fig. 115-1 a).
- Tubos parecidos a *Tisoa* De Serres (*op. cit.*, 1966, figs. 137-4 a y b) y tubos lisos a veces estriados, con sección ovalada de 0,5 cm de diámetro, semejantes a *Cylindricum* Linck (*op. cit.*, 1966, figura 118-1).

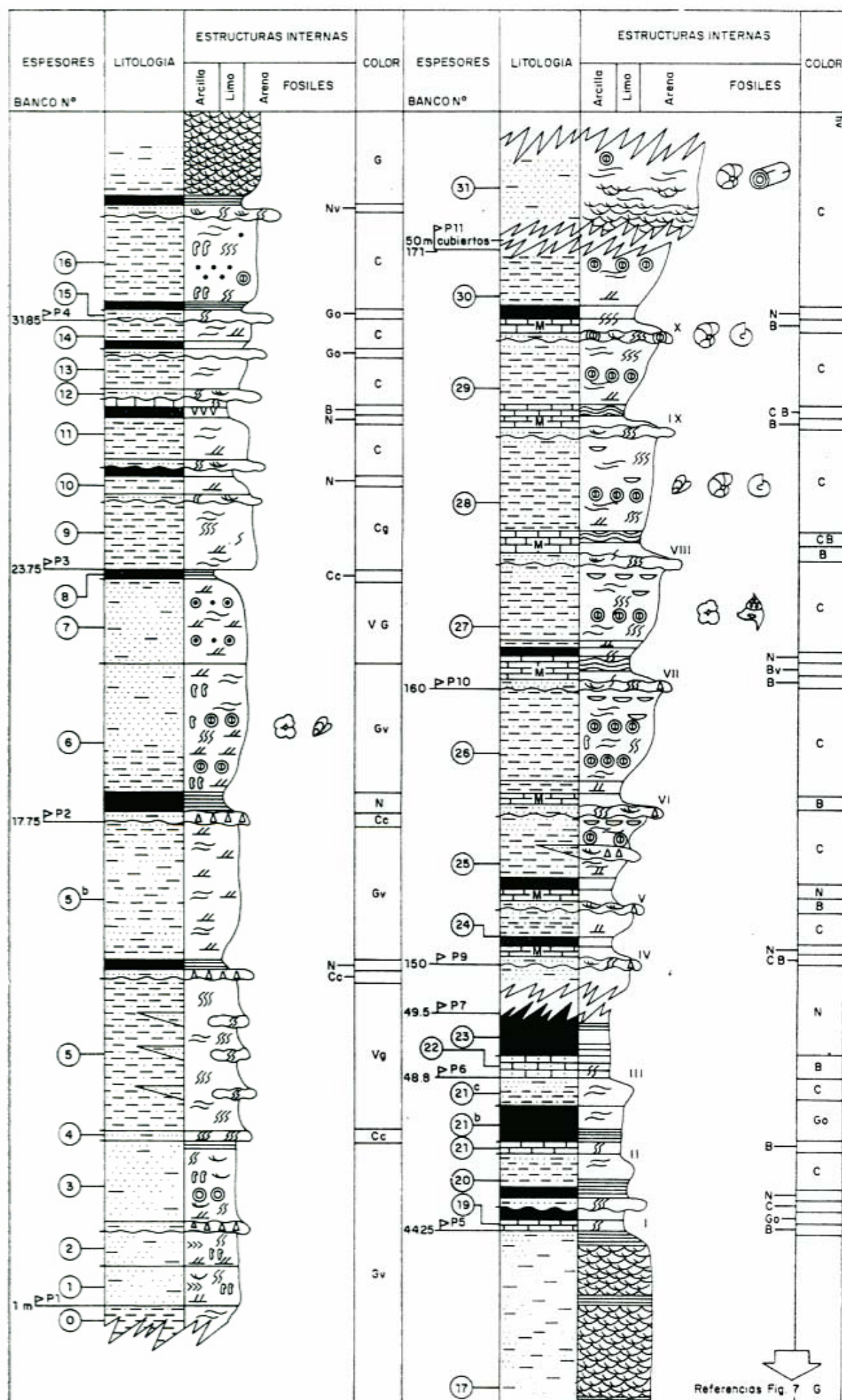


Figura 5. - Columna litológica de los estratos cretácicos de Cabo Marsh.

A lo largo de toda la sección son frecuentes los grupos de tubos cilíndricos, asociados a la parte inmediatamente inferior al techo de los bancos, similares a *Phycodes Richter* (*op. cit.*, 1966, fig. 128-1 b). Asimismo se presentan constantemente trazas de organismos bentónicos no determinados.

Medina y del Valle (1980) asignan a esta fauna una edad campaniana, en base a las similitudes que presentan con la fauna del Grupo Marambio (Rinaldi *et al.*, 1978).

Ambiente de sedimentación

En los bancos 1 y 2 del perfil (fig. 5), existe estratificación entrecruzada espigada (*herringbone*) bien desarrollada, que es típica de ambientes de intermarea según Reineck y Singh (1975).

Hacia la base de estos bancos existen entrecruzamientos con ondulitas superpuestas (similares a los ilustrados por Pettijhon, 1964, figura 39); este tipo de ondulitas generalmente no se hallan en ambientes de intermarea pero localmente pueden abundar en ambientes litorales si el régimen de sedimentación es alto (Wunderlich, 1969).

En ambos bancos abundan los microentrecruzamientos y la estratificación *flaser* bifurcada, que ha sido señalada por Reineck y Singh (1975) como indicador característico de sedimentación en ambientes litorales con fuerte influencia de mareas.

Los niveles con tubos de anélidos se interpretan como planos de erosión intraestratal formando superficies cubiertas por bioclastos con síntomas de poco transporte.

Estos bancos han sido probablemente originados en un ambiente con alto régimen de sedimentación a partir de corrientes tractivas bidireccionales que periódicamente disminuían su velocidad permitiendo la decantación de pequeñas cantidades de arcilla.

Las areniscas de grano fino con laminación ondulítica que forman el banco 3 (fig. 5), contienen pequeños cantos pelíticos intraformacionales, interpretándose que su deposición ocurrió, en un medio capaz de transportar ocasionalmente clastos de mayor tamaño que en el caso anterior, llegando incluso a erosionar depósitos arcillosos semiconsolidados.

La situación anterior vuelve a repetirse en el banco 5, que presenta lentes de areniscas intercaladas dentro de fangolitas con laminación ondulítica y estratificación *flaser*.

Se interpreta que normalmente el medio depositaba fangos con estratificación de marea y, que solo esporádicamente, actuaban corrientes tractivas de mayor velocidad que depositaron arenas dentro de pequeños cauces de muy poca profundidad.

Los bancos 6 y 7 (fig. 5), documentan un moderado y constante incremento de la energía del medio respecto de los niveles anteriores, depositando primero fangos y luego areniscas microentrecruzadas.

Desde el banco 9 al 16 (fig. 6), están representadas condiciones paleoambientales similares a las documentadas desde el banco 6 al 7; en el techo del banco 11, existe un estrato de arcillitas con grietas de contracción que es cubierto por fangos calcáreos bioturbados.

Las grietas de contracción habrían sido producidas por una rápida floculación de arcillas seguida por su inmediata compactación; otro factor participante en la génesis de las grietas serían bruscos incrementos en la salinidad del medio ocurridos durante cortos períodos.

Los fangos calcáreos pueden haberse formado en un medio litoral con fuertes corrientes de fondo como lo indica su elevado contenido en "pelletoides" calcáreos.

Las potentes capas de areniscas con matriz fangosa que forman el banco 17 (fig. 6), poseen conspicuos entrecruzamientos festoneados y niveles con estratificación para-

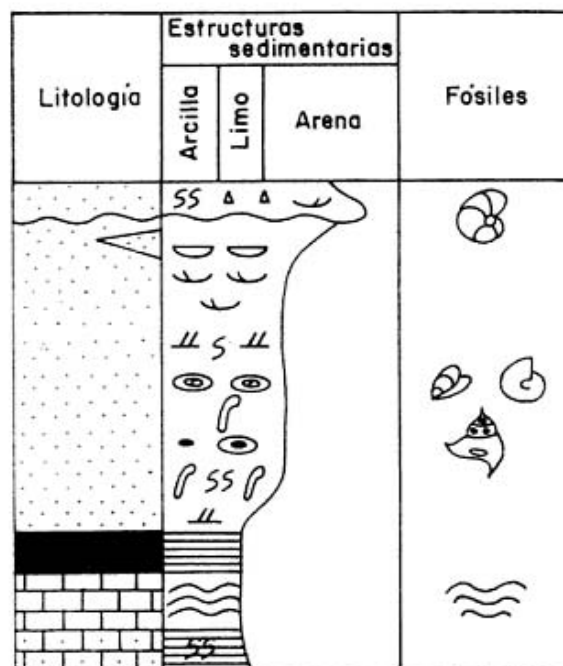


Figura 6. — Secuencia tipo de la columna litológica de cabo Marsh.

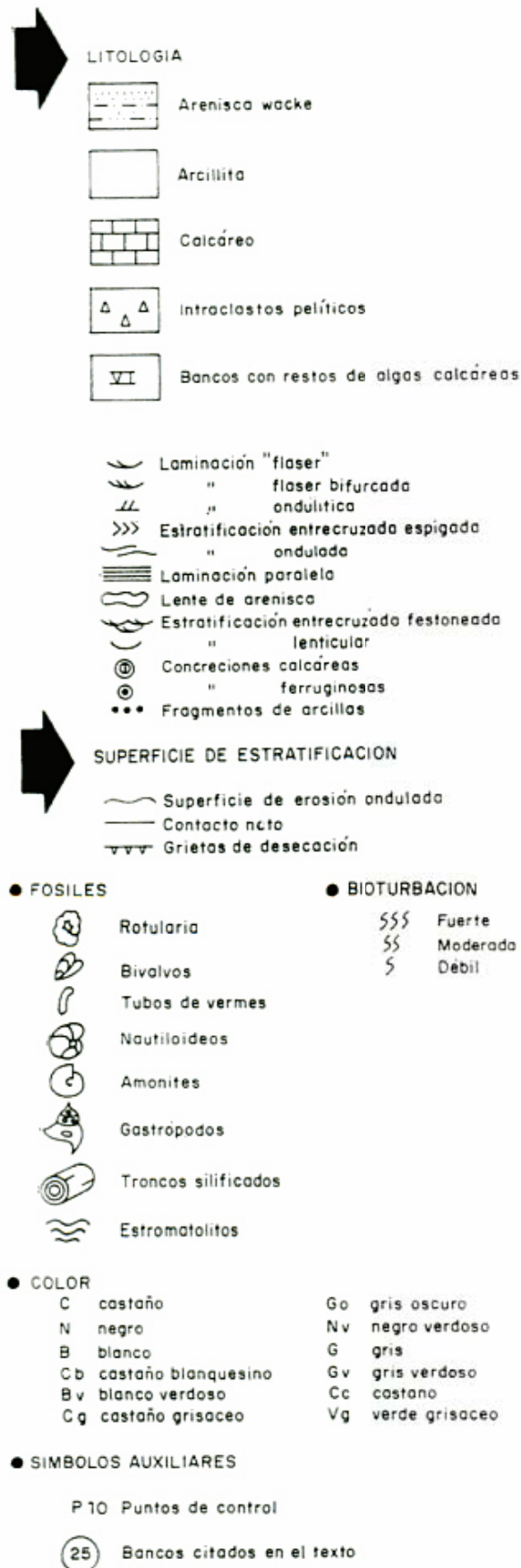


Figura 7

lela, representando depósitos originados a partir de corrientes tractivas encauzadas, que pueden ser atribuidas a arroyos de submarea.

El intervalo litológico comprendido entre los bancos 18 al 23 (fig. 6), posee la misma composición existente entre los bancos 9 y 16, con mayor participación de estratos arcillosos y más frecuentes lentes calcáreas. Esos lodos calcáreos documentarían la sedimentación en un ambiente de bajo régimen de flujo, casi sin corrientes, pero con espirádicos aumentos de velocidad indicados por la existencia de cantos pelíticos intraformacionales.

Los bancos 24 al 30 (fig. 7), consisten en una alternancia regular de *fangolitas calcáreas*, *carbonatitas estromatolíticas*, *pelitas negras*, *areniscas finas*, con estratificación de marea e invertebrados fósiles y *areniscas medianas* con estratificación flaser bifurcada y clastos intraformacionales.

Las *fangolitas calcáreas* se habrían originado en un ambiente de baja energía a partir de la erosión de construcciones de carbonatos generadas por la actividad de organismos que desarrollaron su vida sobre fondos marinos poco profundos; estos organismos pueden ser algas calcáreas como lo indican las abundantes agujas de calcita y los filamentos carbonáticos que los componen.

El ambiente que reúne estas características correspondería al de albuferas con poco aporte sedimentario, comparables con los modelos teóricos propuestos por Selley (1976) para regiones litorales de otras partes del mundo. Las aguas dentro de estas albuferas habrían sido salinas con circulación restringida y periódicos aportes de agua marina, en clima probablemente cálido. Esta circulación restringida está documentada por el bajo contenido paleontológico en los barros calcáreos, reducido a trazas y tubos de vermes.

Las *carbonatitas estromatolíticas* son de indudable origen algal; las masas calcáreas arrecifales están dolomitizadas y poseen estructura interna estratiforme con fina laminación ondulada, formando hemiesferoides contiguos generalmente dispuestos según el tipo LLH-C en la nomenclatura de Logan *et. al.*, (1964). También existen escasos niveles con laminación de tipo SH-V y en la parte superior de los depósitos algales se observó una tendencia constante a desarrollar estructuras de tipo LLH-S.

Estas características morfológicas de los

estromatolitos indican que se originaron en un medio litoral, de transición entre el ambiente continental y el ambiente marino, según la clasificación paleoambiental de Selley (1976).

Los estromatolitos de cabo Marsh son de tipo cóncavo, según la clasificación propuesta por Aitken (1967), aunque existen etapas donde las colonias poseen estructuras de tipo digitado.

Los estromatolitos cóncavos fósiles, estudiados fuera de la Antártida, se originaron típicamente en antiguas llanuras de mareas bajo condiciones de exposición subaérea intermitente, según analogías halladas por Black (1933), Ginzburg *et al.* (1954) y Logan (1964), quienes compararon fósiles de localidades extra-antárticas con estructuras producidas por organismos similares que viven actualmente.

Los autores citados establecieron que las condiciones requeridas para el desarrollo de los estromatolitos cóncavos, tanto fósiles como actuales, serían aguas marinas muy someras y exposición subaérea intermitente en climas cálidos. La dolomitización observada en los estromatolitos de cabo Marsh sugiere condiciones hipersalinas de las aguas, siendo similar a la observada en otras partes del mundo por Deffeyes *et al.* (1965), Shinn *et al.* (1965) e Illings *et al.* (1965).

Todas las conclusiones previas permiten establecer que el medio sedimentario, donde se produjo la depositación de los estromatolitos antárticos, habría sido un complejo llanura de mareas-albúfera con circulación restringida de aguas marinas cálidas generalmente hipersalinas, con periódica introducción de nuevas aguas marinas con salinidad normal y alto rango de sedimentación.

La identificación de breves etapas "digitadas" en el desarrollo de los depósitos algales antárticos, implica que estos estromatolitos están compuestos por una temporaria etapa SH, según la nomenclatura de Logan *et al.* (1964), pasando progresivamente al tipo LLH. Este tipo de cambio ha sido descrito para los estromatolitos de Alberta (Canadá) por Aitken (1967), indicando el pasaje desde condiciones paleoambientales en las cuales las algas estaban restringidas a parches discontinuos, donde se originó la colonia, hasta condiciones de exposición subaérea intermitente con gran expansión de las algas. Esta expansión pa-

rece verificarse también en el perfil de cabo Marsh donde los niveles estromatolíticos se hacen más abundantes hacia la parte superior y están mejor desarrollados.

Asimismo Logan *et al.* (1964), indican que la génesis de las estructuras estromatolíticas de tipo LLH se originan en zonas bajas de intermarea, en costas expuestas al oleaje moderado-bajo (de turbulencia moderada según Aitken, 1967).

Las *pelitas* negras se habrían depositado dentro de la albúfera bajo condiciones de muy baja turbulencia ocurridas durante aislamientos periódicos de las aguas interiores de la laguna litoral, con la consiguiente hipersalinización de las mismas. Una vez restablecida la comunicación con el mar, por la rotura de la barrera, se habría reiniciado la circulación libre de las aguas originándose corrientes tractivas bidireccionales. A partir de estas últimas, se produjo la depositación de las areniscas con estratificación de marea y microentrecruzamientos, ingresando al interior de la albúfera una fauna de invertebrados marinos que se mezcló con los organismos propios de la misma.

Las *areniscas medianas* fuertemente bioturbadas con estratificación *flaser*, clastos intraformacionales y fragmentos esqueléticos de moluscos, indicarían el progresivo aumento del oleaje en aguas fuertemente influidas por mareas y representarían la barrera arenosa que separa la albúfera del mar.

Las *areniscas finas* con estratificación de marea, laminación ondulítica, estratificación ondulada y lenticular, que forman los bancos más gruesos de la secuencia, con excepción del banco 17, se habrían originado en una planicie de mareas desarrollada entre la barrera y el borde continental.

La delicada interestratificación existente entre psamitas de grano fino y *pelitas* intensamente bioturbadas, indican alternancia entre condiciones subaéreas dinámicas, con corrientes tractivas bidireccionales, y períodos estáticos de estancamiento de las aguas.

Las características enunciadas permiten suponer, que estas areniscas microentrecruzadas y bioturbadas constituyen depósitos de intermareas identificables con la denominada planicie mixta, establecida dentro de una albúfera.

Conclusiones

En cabo Marsh existe una secuencia sedimentaria integrada por clastitas y carbonatitas de edad campaniana, correlacionadas con las capas superiores de la Formación López de Bertodano, aflorantes en la isla Vicecomodoro Marambio.

La sedimentación mixta (clástico-carbonática), que originó los estratos de cabo Marsh, se produjo en un ambiente litoral de intermarea, bajo condiciones de exposición subaérea intermitente, con aguas hipersalinas y turbulencia moderada con etapas de turbulencia baja, en un clima cálido y dentro de un complejo de albufera-barrera, típico de costas lineales. La circulación entre las albuferas y el mar habría estado parcialmente cerrada por barras de arena paralelas a la costa (barreras), y la comunicación entre ambos ambientes deposicionales se habría verificado a través de canales de marea que cortaban la barrera. Esos canales están representados por las areniscas con entrecruzamientos festoneados del banco 17 (fig. 5).

Las características más llamativas de la sección del cabo Marsh (figs. 5, 6 y 7), son su marcada ciclicidad y la presencia de carbonatitas estromatolíticas que son citadas por primera vez en la península Antártica.

La secuencia tipo (fig. 8) se repite, en forma incompleta, a través de toda la columna litológica unas veinte veces, siendo similar a la secuencia granocreciente teórica ilustrada por Selley (1974), para los depósitos típicos de costas lineales regresivas.

Según este último autor, las costas lineales no tienen procesos sedimentarios mediante los cuales pueden generar ciclicidad como la observada en cabo Marsh, pero según Duff *et al.* (1967) cuando existe

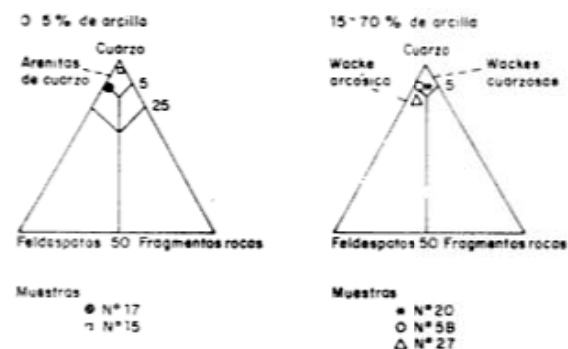


Figura 8. — Clasificación de las areniscas, según Dott (1964).

ciclicidad en depósitos de costas lineales, estos ciclos tendrían origen eustático v/o tectónico.

Se interpreta que la ciclicidad, en la columna analizada, puede atribuirse a reiteradas oscilaciones del nivel del mar, con tendencia general regresiva, remarcada por la existencia de restos vegetales continentales en la parte superior de la sección.

El reconocimiento de una costa lineal con depósitos de algas calcáreas, existente durante el Cretácico superior en cabo Marsh, implica que la sedimentación ocurrió muy cerca del borde deposicional marino de la cuenca mesozoica antártica.

En el comienzo del ciclo sedimentario post-triásico, el borde de la cuenca era adyacente al flanco oriental de la península Antártica, pero, al cabo del lapso comprendido entre el Jurásico superior y el Cretácico superior, se habría desplazado unos 75 km hacia el sudeste, configurando una regresión marina generalizada, que está asimismo parcialmente documentada en los estratos de cabo Marsh.

Esta regresión puede ser atribuida al sistemático desarrollo de un arco magmático, que habría originado el progresivo ascenso de la península Antártica, y la formación de una extensa cuenca marina de retroarco (*back-arc-basin*) ubicada hacia el oriente de la península.

Apéndice I

Descripción de la secuencia (Fig. 5)

Formación López de Bertodano

Perfil Cabo Marsh

Banco 1: (1,10 m) Arenisca (Vaque)

Color gris verdoso, poco consolidado, de grano fino. Clastos redondeados de cuarzo y escasos feldspatos y cloritas. Selección moderada, material intersticial arcilloso abundante. Estrato tabular muy grueso.

Internamente presenta microentrecruzamientos: parte inferior con laminación ondútica densa con ondulitas fuera de fase; parte media con estratificación entrecruzada espigada (*herringbone*); parte superior con estratificación *flaser*. Base neta y techo transicional. Contiene niveles de erosión intraestratal con delgados niveles con tubos rotos de vermes, parecidos a *Arenicolites* Salter. Presenta intensa bioturbación que se incrementa hacia la parte superior, trazas horizontales de vermes y tubos de *Arenicolites* transportados.

Banco 2: (0,95 m) Arenisca (Vaque)

Características similares a las del banco 1.

Banco 3: (2,65 m) Arenisca (Vaque)

Color gris verdoso, poco consolidado, de grano fino con matriz limosa.

Composición similar a la del banco 1. Internamente presenta laminación ondulítica hacia la base con estratificación *flaser* en el resto. Estrato tabular muy grueso. En la base existe un nivel lenticular delgado de arenisca de grano fino consolidado, con intraclastos pelíticos de hasta 1 cm de diámetro, que asienta sobre una superficie suavemente erosiva. En la parte media presenta niveles con concreciones calcáreas semiesféricas de 20 cm de diámetro. Intensamente bioturbado con abundantes tubos de vermes transportados. Los últimos 20 cm presentan estratificación paralela.

Banco 4: (0,05 m) Arenisca (Vaque)

Características similares a las de la base del banco 3. Base neta. Estrato tabular de gran desarrollo lateral. Contiene trazas horizontales de vermes.

Banco 5: (4 m) Arenisca (Vaque)

Color verde grisáceo, no consolidado, con abundante matriz limpo-arcillosa. Presenta microentrecruzamientos y estratificación ondulada difusa por bioturbación e intercalaciones regularmente espaciadas de areniscas similares al banco 4, con bioturbación moderada (pistas). Estrato tabular muy grueso con base transicional.

Banco 5 B: (6 m) Arenisca (Vaque)

Color gris verdoso. Comienza con un nivel delgado de areniscas consolidadas, similar a la base del banco 3. Continúan 30 cm de arcillitas de color negro con laminación horizontal. El resto son areniscas granocrecientes, muy fina a fina, internamente con microentrecruzamientos, laminación ondulítica y estratificación ondulada difusa. Estrato tabular muy grueso con base erosiva.

Banco 6: (6 m) Arenisca (Vaque)

Color gris verdoso poco consolidada. Comienza con un nivel delgado similar al banco 5 B, continuando 50 cm de arcillitas negras con laminación paralela; el resto son areniscas muy finas a finas con entrecruzamientos y niveles concrecionales calcáreos fosilíferos. Presentan niveles con intensa bioturbación y trazas de vermes. El contenido fosilífero consiste en *Rotularia shackletoni* Wilckens y *Linotrignonia* sp. Estrato tabular muy grueso con base erosiva y techo transicional.

Banco 7: (3 m) Arenisca (Vaque)

Color verde grisáceo de grano muy fino con abundante matriz limosa poco consolidada. Internamente presenta laminación ondulítica y estratificación ondulada difusa.

Contiene rodados de arcilla y concreciones ferruginosas. Estrato tabular muy grueso con base y techo transicional.

Banco 8: (0,05 m) Arcilita

Color castaño oscuro. Internamente laminada con base transicional. Estrato tabular muy fino.

Banco 9: (2,10 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño grisáceo, poco consolidada, de grano muy fino con clastos subangulosos; posee similar composición al banco 1, con matriz arcilosa.

Internamente presenta laminación entrecruzada ondulítica, estratificación *flaser* y ondulada difusa. Se observan también niveles con intensa bioturbación y trazas horizontales de vermes.

Estrato tabular muy grueso con base transicional.

Banco 10: (1 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño, poco consolidada, de grano fino a muy fino con 35 % de clastos generalmente subangulosos y pequeñas cantidades de clastos muy bien redondeados, compuestos por cuarzo, plagioclasa, micas, minerales opacos, circón y líticos de vulcanitas y metamorfitas. La matriz arcillosa constituye el 60 % de la roca y el cemento es carbonático con trazas de ceolitas (*phillipsita*). La selección es buena y la empaquetadura es abierta. En la base presenta un nivel delgado de areniscas medianas con estratificación *flaser* moderadamente bioturbadas que pasan transicionalmente a areniscas sueltas con laminación ondulítica. Las areniscas inferiores presentan trazas horizontales de arrastre de organismos. Hacia la parte superior del estrato existe un nivel delgado de arcillas negras masivas. Estrato tabular grueso con base erosiva.

Banco 11: (2 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño, poco consolidado, similar al banco 10. Las arcillitas negras de la parte superior presentan grietas de contracción y son cubiertas por una delgada capa calcárea bioturbada de 2 m de espesor (*mudstone*). Estrato tabular muy grueso con base erosiva.

Banco 12: (0,10 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño, consolidado, similar al banco 4, con base erosiva.

Banco 13: (1 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño, similar al banco 11.

Banco 14: (1 m) Arenisca (Vaque)

Similar al banco 13, con un nivel de arcillitas negras hacia la base.

Banco 15: (0,20 m) Arenisca (Vaque)

Similar al banco 12.

Banco 16: (4,75 m) Arenisca (Vaque)

Similar al banco 13. Comienza con 30 cm de arcillitas negras laminadas que gradan hacia areniscas finas masivas por bioturbación. Hacia el techo presentan estratificación ondulada difusa y contienen rodados de arcilla y escasas concreciones calcáreas de hasta 30 cm de diámetro. Presentan "Labensspuren", marcas de vermes y *Rotularia* sp.

Banco 17: (7,45 m) Arenisca (Vaque)

Color gris, poco consolidado. En la base presenta un delgado nivel de arenisca (Vaque) similar al banco 15, seguidas de arcillitas negras sueltas, laminadas horizontalmente, que gradan hacia arriba a areniscas de grano mediano. Los 7 m superiores presentan estratificación entrecruzada festoneada, regularmente interrumpida por niveles de laminación paralela. Estrato lenticular muy grueso con base erosiva que culmina con un nivel con estratificación paralela. Contiene clastos subangulosos a subredondeados, de cuarzo, feldes-

pato, glauconita, líticos y minerales pesados. La matriz limosa es muy escasa y el cemento es carbonático. La selección es muy buena y la empaquetadura es densa, los contactos intergranulares son tangenciales. Base erosiva y techo neto, forma canales extensos y profundos.

Banco 18: (0,10 m) Grainstone (calcarenita)

Color gris blanquecino, porosa y muy friable, compuesta por pelotoides calcáreos. Estrato tabular delgado con base y techo netos. Presenta bioturbación moderada. Contiene trazas parecidas a *Ophiomorpha* Lundgreen, *Tisoa* De Serres, *Chondrites* Sternberg y tubos de 0,8 cm de sección ovalada parecidos a *Cylindricum* Linck.

Banco 19: (0,30 m) Arcilita

Color gris oscuro, suelta, muy porosa y con estructura interna masiva. Estrato tabular mediano con base neta.

Banco 20: (2,25 m) Arenisca

Similar al banco 14. Presenta grupos de tubos cilíndricos similares a *Phycodes* y tubos lisos parecidos a *Cylindricum* Linck.

Banco 21: (0,20 m) Grainstone (calcarenita)

Color blanco, suelta, con base neta y moderada bioturbación. Estrato tabular mediano con abundantes fragmentos calcáreos bioclásticos, agujas calcáreas de calcita biogénica y partículas de fango, trazas afines a *Phycodes* Richter y a *Cylindricum* Linck.

Banco 21 B: (1,50 m)

Similar a la parte superior del banco 20. Trazas de *Ophiomorpha* Lundgreen.

Banco 22: (0,20 m) Mudstone

Color blanco, compuesto por material calcáreo microcristalino suelto, con excepción de los primeros 2 cm basales que están consolidados. Contiene agujas calcáreas y pequeños clastos intraformacionales ordenados en forma granocreciente desde 1 mm hasta 5 mm y fragmentos de carbonatitas estromatolíticas. Estrato tabular mediano con base y techo netos.

Banco 23: (más de 0,70 m) Arcilita

Similar al banco 21 B. Continúan aproximadamente 1,01 m cubiertos.

Banco 24: (1,50 m)

Secuencia vertical integrada por cuatro estratos medianos compuestos por areniscas de grano mediano, calcáreas, arcillitas y areniscas de grano fino. Las areniscas basales son de color castaño, consolidadas, con clastos subangulosos de cuarzo, plagioclasas, micas y líticos (vulcanitas y metamorfitas) en cantidades variables con escaso material intersticial pelítico. Poseen rodados angulosos de arcillas intraformacionales, estratificación *flaser* y están intensamente bioturbados (excavaciones y pistas horizontales). Estrato lenticular de 15 cm de espesor con base erosiva y techo ondulado.

Los calcáreos son de color blanquecino, microcristalino y masivos similares al banco 18, con 10 cm de potencia.

Las arcillitas son de color negro con estructura

interna masiva, similares al banco 19. Espesor: 10 cm.

Las areniscas superiores son de grano fino y color castaño, levemente granocrecientes con laminación ondulítica en la base y estratificación ondulada difusa hacia el techo. Contiene *Lebensspuren* y trazas de vermes.

Estrato tabular de 1,15 m de espesor con base transicional y techo erosionado por las areniscas suprayacentes.

Banco 25: (2,30 m)

Secuencia similar al banco 24. Las areniscas superiores contienen lentes de 3 m de extensión lateral, compuestas por areniscas similares a las de la base del banco 24 y concreciones calcáreas de 30 cm de diámetro. Hacia el techo de la secuencia existe un nivel de 15 cm de potencia compuesto por areniscas medianas con estratificación lenticular.

Banco 26: (6,20 m)

Secuencia similar al banco 24, con tamaño de grano general algo más grueso. Las arcillitas son reemplazadas por fangolitas. Existen varios niveles concrecionales calcáreos fosilíferos. Los fósiles consisten en resto bien conservados de *Taioma globus* Medina y del Valle, *Rotularia shackletoni* Wilckens, trazas de *Chondrites* Sternberg y trazas que se asemejan a *Phycodes* Richter y *Cylindricum* Linck.

Banco 27: (3 m)

Secuencia similar al banco 26 con conspicuas carbonatitas estromatolíticas formando bancos lenticulares de aproximadamente 15 m de extensión lateral. Los estromatolitos presentan en la base delgados niveles de calcáreos pulverulentos ídem banco 18.

Banco 28: (3 m)

Secuencia similar al banco 27 con conspicuos niveles de concreciones calcáreas fosilíferas conteniendo *Linotrigonia* (*Oistotrigonia*) *antarctica* (Wilckens), *Gaudryceras* sp. y *Taioma globus* Medina y del Valle. Las areniscas superiores presentan tubos que se asemejan a *Cylindricum* Linck, *Chondrites* Sternberg, *Ophiomorpha* Lundgreen y *Tisoa* De Serres.

Banco 29: (2,5 m)

Secuencia similar al banco 28 con las areniscas inferiores profusamente excavadas y con trazas semejantes de *Phycodes* Richter y *Chondrites* Sternberg.

Banco 30: (2,5 m)

Secuencia similar al banco 24. Contiene abundantes concreciones calcáreas fosilíferas en los niveles arenosos basales con *Cymatoceras* sp., *Gaudryceras* sp., trazas similares a *Chondrites* Sternberg y pistas indeterminadas. Continúan aproximadamente 50 m cubiertos.

Banco 31: (más de 2,5 m) Arenisca (Vaque)

Color castaño claro, consolidado, de grano mediano a grueso con conspicua estratificación ondulítica y sectores aislados con estratificación ondulada. Este banco contiene fragmentos de *Cymatoceras* sp. y restos de troncos silicificados.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino por haber hecho posible la ejecución de este trabajo y por haber autorizado su publicación. Asimismo hacen

extensivo el agradecimiento al Dr. Néstor H. Fourcade y a la Lic. M. Trinidad Díaz por la lectura crítica del manuscrito, al Sr. Héctor D. Vecchio por las ilustraciones y a la Sra. Delia Kofman por el mecanografiado.

Referencias citadas en el texto

- Aitken, L. D. 1967. *Clasificación and environmental significance of Cryptalgal limestone and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South Western Alberta*. Jour. Sed. Pet. 37, (4): 1163-1178.
- Black, M. 1933. *The Algal Sediments of Andros Island, Bahamas*. Royal Soc. London, Philos. Trans., Ser. B. U. 222: 165-192.
- Deffeyes, K. S., F. J. Lucía y P. K. Weyl 1965. *Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by Marine evaporite waters on Bonaire, Netherland Antilles*. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. and Min., Spec. Pub. 13: 71-88, Tulsa.
- Donalson, J. A. 1963. *Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, coast of Labrador, Newfoundland*. Geol. Survey Canada, Bull. 102: 33.
- Dott, R. L. Jr. 1964. *Wacke, graywacke and matrix*. Jour. Sed. Petrology 34: 625-632.
- Duff, P. L., A. Mc L. Hallen y E. K. Walton 1968. *Cyclic Sedimentation*. Elsevier-Tanner, Ed.
- Fleet, M. 1968. *The Geology of the Oscar II Coats*. Brit. Ant. Sur. Sci. Rpt. 59: 1-46, London.
- Ginzburg, R. N., L. B. Ishan, S. J. Bein y J. Kuperburg 1954. *Laminated algal sediments of south Florida and their recognition in the fossil record*. Mar. Lab. Univ. Miami, (inédito), Rept. 54 (21): 337. Coral Gables.
- Hantzschell, W. 1962. *"Trace Fossils and problematica"*. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W, Miscellanea*. Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas Press, Ed. R. C. Moore.
- Hoffmann, H. J. 1969. *Attributes of stromatolites*. Geol. Soc. of Canada, Paper 6939: 1-58.
- Illing, L. V., A. J. Wells y J. C. M. Taylor 1935. *Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf*. In: *Soc. Econ. Paleont. and Min. Pub. No 13, Spec. Dolomitization and limestone diagenesis* 89-111, Tulsa.
- Logan, B. W., R. Rezak y R. N. Ginzburg 1964. *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. J. Geol. 72: 63-83, Chicago.
- Medina, F. A., R. A. del Valle y C. A. Rinaldi, 1981. *Nautiloideos (Euthephoceras y Aturia) eocenos de la isla Vicecomodoro Marambio, Península Antártica*. II Congreso Latino-Americano de Paleontología.
- Medina, F. A., N. H. Fourcade, y R. A. del Valle 1980. *La fauna senoniana del cabo Marsh (isla Robertson)*. Instituto Antártico Argentino, Cont. Cient. 4, (262): 99-111.
- Nelson, P. H. H. 1966. *The James Ross Island Volcanic Group of the Northeast Graham Land*. Brit. Ant. Sur. Sci. Rpt. 54: 62.
- Pettijohn, F. J. y P. E. Potter, 1964. *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary structures*. Springer-Verlag. E.D. Berlin, Heidelberg y New York.
- Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1975. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, Heindemburg, New York.
- Rinaldi, C. A., A. Massabie, J. Morelli, L. Rosenman y R. A. del Valle, 1978. *Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio*. Instituto Antártico Argentino, Cont. Cient. 217: 1-137, Buenos Aires.
- Selley, R. C. 1976. *Medios sedimentarios antiguos*. H. Blumé Ed., Madrid.
- Shinn, E. A., R. N. Ginzburg y R. M. Lloyd 1965. *Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas*. In: *Dolomitization and limestone diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spe. Pub., 13, 112-123, Tulsa.
- Wunderlich, F. 1969. *Studien zur sediment Bewe Gungl. Transportformen und schichbildung, in Gebietder iade*. Sencknbergiana Marit. 1: 107-146.

Recibido: 4 de julio, 1983.

Aceptado: 24 Mayo, 1984.

RODOLFO A. DEL VALLE

Instituto Antártico Argentino
Cerrito 1248 1010, Buenos Aires

FRANCISCO A. MEDINA

CONICET - CIRGEO
Ramírez de Velazco 847
1414 Buenos Aires