

SEDIMENTITAS DEL TRIASICO SUPERIOR CONTINENTAL EN EL VALLE DEL RIO COLLON CURA, ENTRE LOS ARROYOS QUEMQUEMTREU Y CALEUFU, PROVINCIA DEL NEUQUEN

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Resumen

Se dan a conocer las características litológicas de unas sedimentitas de origen continental, distinguidas en afloramientos situados sobre la margen derecha del río Collón Cura, entre las desembocaduras de sus tributarios, arroyos Quemquemtreu y Caleufú. Se han diferenciado tres secciones litológicas, que de abajo hacia arriba están integrados casi exclusivamente por pefitas, arenitas y tobas con pelitas subordinadas. Los restos paleobotánicos recogidos en la sección superior, han permitido su asignación al Triásico superior (Carniano-Noriano). Entre la referida paleoflora se individualizó *Dicroidium odontopteroides* var. *remotum* (Szajnocha), *Dicroidium* cf. *pinnisdistantibus* (Kurtz) Frenguelli y *Xilopteris argentina* (Kurtz) Frenguelli. Es común la presencia de trozos de troncos silicificados, indeterminables. Se correlacionan estos asomos con aquellos de la localidad-tipo de Paso Flores, sobre las márgenes del río Limay.

Introducción

Se dan a conocer los aspectos distintivos de un conjunto sedimentario de origen continental, cuyo reconocimiento, en oportunidad del levantamiento de la Hoja Geológica 38b, San Martín de los Andes, condujo al hallazgo de una nueva localidad fosilífera, cuya paleoflora, facilitó su asignación al *Triásico superior*.

Si se toman en cuenta sus características litológicas, dicho conjunto muestra una marcada similitud con los afloramientos de la Formación Paso Flores ("Serie de Paso Flores", *sensu* Fossa Mancini, 1937), en su localidad tipo en el valle del río Limay. Se agradece al doctor Juan C. Riggi, su asesoramiento sobre el particular.

La determinación preliminar de los géneros de las plantas fósiles colectadas por el autor, permitió individualizar una asociación florística que indica inicialmente su incorporación al Carniano-Noriano.

El desarrollo de la Formación Paso Flores fue reconocida en el área de influencia de la cuenca del río Collón Cura por Galli

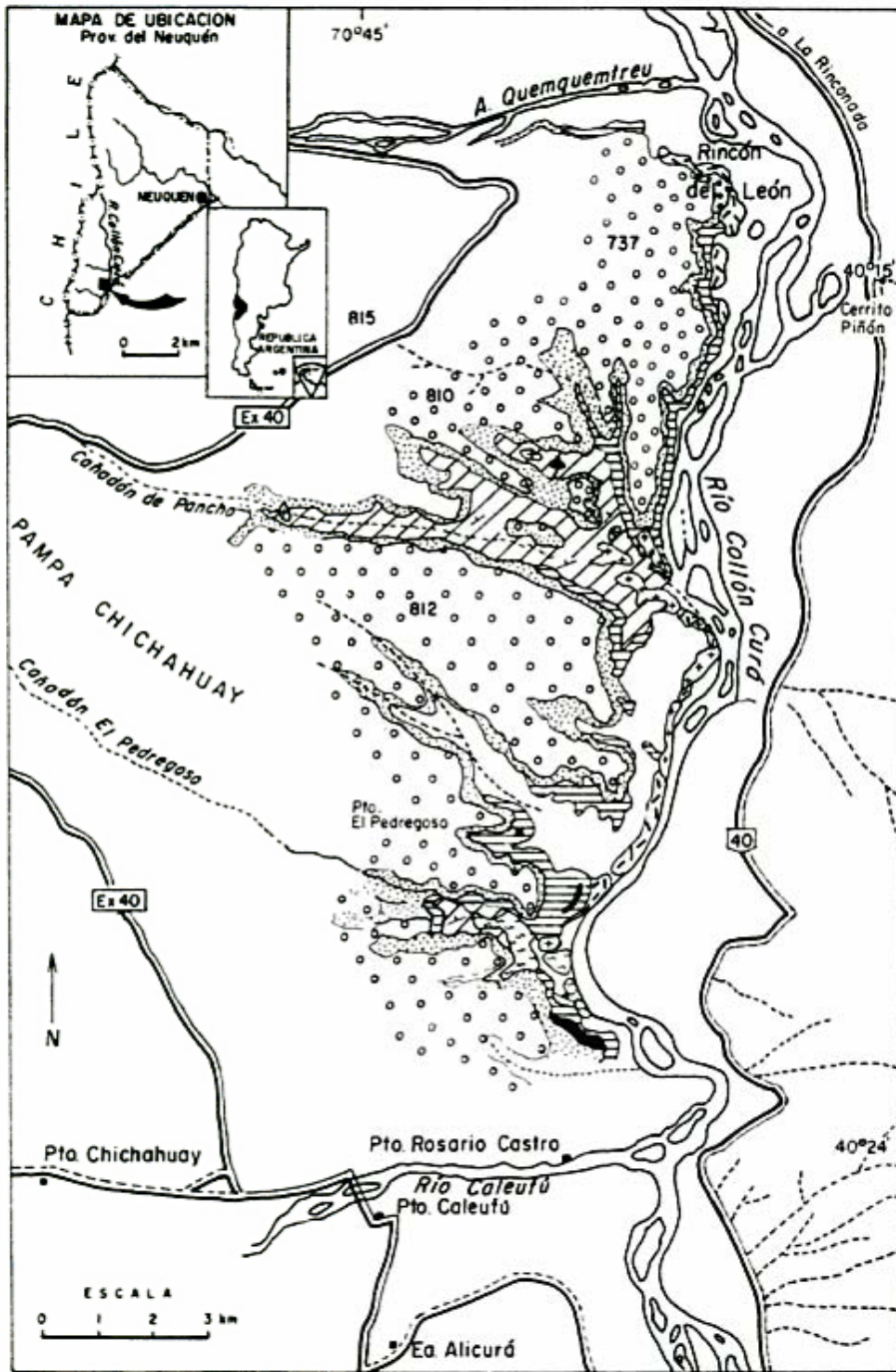
Abstract

The lithological characteristics of continental deposits from the western margin of Collón Cura valley at province of Neuquén, bearing a paleoflora of *Dicroidium odontopteroides* var. *remotum* (Szajnocha), *Dicroidium* cf. *pinnisdistantibus* (Kurtz) Frenguelli and *Xilopteris argentina* (Kurtz) Frenguelli are described. The plants remains, permit to assigne this sequence to the Late Triassic and to correlate it with the Paso Flores type locality, further south in the Limay valley.

(1969), quien, durante el levantamiento de la Hoja Geológica 38 c, Piedra del Aguila, determinó nuevos asomos de aquella entidad en las bajas serranías que integran el borde oriental de la "Fosa de Collón Cura" (González Díaz y Nullo, 1980). En dicha región estas exposiciones se disponen según una línea norte-sur que imaginariamente une los cerros Muleros, Mesa y Pampa del Unco (integrando la sierra de la Angostura) y por lo tanto, relativamente alejadas de las márgenes del río Collón Cura. Esta presentación, se refiere a los primeros asomos de sedimentitas continentales de esa edad, identificados en la margen derecha del citado río, a escasos centenares de metros del mismo.

Su situación geográfica aproximada se establece entre los 70°43' y 40°30'; corresponde al sector más oriental del departamento Lacar, de la provincia del Neuquén.

Dichos afloramientos se observan principalmente a lo largo de dos pequeños cañadones, ubicados entre los ríos Quemquemtreu



REFERENCIAS

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Rocas metamórficas
Precámbricas - Paleozoicas ? |  | Cubierta de "rodados sueltos" (Plio-Pleistoceno ?) |
|  | Rocas graníticas
Precámbricas - Paleozoicas ? |  | Rocas basálticas cenozoicas |
|  | Sedimentitas del Triásico superior
(~ Formación Paso Flores) |  | Depósitos de terrazas aluviales |
|  | Formación Collón Cura
Mioceno med. a sup. - al Monte ignimbrítica |  | Rumbo e inclinación |
|  | Formación Río Negro
Plioceno |  | Rumbo y esquistosidad |
| |  | 737 | Punto acotado o cota altimétrica |
| |  | | Plantas fósiles |

y Caleufú, conocidos como de Pancho y El Pedregoso. En el primero, el más septentrional, estas rocas tienen un mayor desarrollo, que se reduce notablemente en la zona del segundo. Estos cañadones, que muestran una general orientación hacia el este a favor de un control estructural, tienen un desarrollo longitudinal cercano a los 11 kilómetros.

Derivan hacia el Collón Cura las aguas de dos reducidas cuencas secundarias. Sus cabeceras se encuentran en la Pampa de Chichahuay, que integra la extensa planicie pedemontana desarrollada entre los cordones cordilleranos occidentales y el valle del río Collón Cura; la mencionada pampa conforma prácticamente el límite sudeste de la Hoja 38 b, San Martín de los Andes.

La casi totalidad de los asomos mencionados se sitúan en el ámbito centro-occidental de la Hoja 38 c; Galli (1969), indica para ese sector, solamente la presencia de depósitos continentales del Terciario superior.

Relaciones estratigráficas

Estas sedimentitas se apoyan en discordancia erosiva sobre un complejo ígneo-metamórfico similar al distinguido en el área cordillerana y sus proximidades extraandinas (Diez y Zubía, 1979; González Díaz, 1981), generalmente constituido por mica-citas y migmatitas, en las que se emplazan granitoides. Como resultado del conocimiento regional del área de referencia, dicho complejo es correlacionado por el autor con aquel distinguido en las vecindades de San Martín de los Andes, al norte de la cuenca del lago Meliquina (González Díaz, 1981). Un cierto número de análisis radimétricos del mismo, tienden a confirmar su asignación al Paleozoico alto, particularmente al Carbónico (González Díaz, 1980). Del ambiente subyacente, el granítico, muestra generalmente en el límite con estas sedimentitas, una delgada interposición de material arcósico, prueba de la prolongada exposición y meteorización subaérea de aquél con anterioridad a la cubierta triásica. Son notables también, estrechos sectores paralelos a determinados juegos de diaclasas, fuertemente alterados a materiales arcillosos; su presencia muy localizada hace suponer una influencia circunstancial de superficies de rotura (fallas).

Hay un gran hiato estratigráfico entre este "basamento" y las sedimentitas triásicas

suprayacentes; éstas a su vez están cubiertas, también en discordancia, por rocas sedimentarias del Terciario superior, correspondientes a las Formaciones Collón Cura y Río Negro. La primera, del Mioceno medio a superior, suele mostrar en sus niveles inferiores, depósitos cineríticos hasta tufíticos bastante diagenizados, con numerosas oquedades y grietas con desarrollo de "suelos fósiles", portadores de nidos de escarabeidos y véspidos. Estos últimos sectores resaltan en el paisaje por sus colores castaño oscuro a verdoso amarillento y por la evidente adaptación de su acumulación original al relieve previo, mostrando al observador poco avisado, un aspecto de estratos dislocados o plegados. Este carácter fue reconocido desde antiguo por Groeber (1929) y por Galli (1969); más recientemente Uliana y Robbiano (1974), se han vuelto a ocupar del tema. Algunos autores (Coira, 1975; Nullo, 1978, 1979; González Díaz y Nullo, 1980) diferencian este sector basal, no siempre presente, como Formación La Pava. Los niveles superiores de la Formación Collón Cura se disponen característicamente sin estructuras visibles, con típicos colores grises claros (Roth, 1899), propios de su composición tobácea fina.

En algunos lugares la discordancia erosiva reconocida entre las Formaciones Collón Cura y Río Negro (no aceptada unánimemente), hizo que la Formación Río Negro se apoye directa y discordantemente sobre las sedimentitas triásicas, ante la erosión de los depósitos miocenos, que normalmente se interponen entre las referidas Formaciones.

Descripción de los afloramientos

a) Formación Paso Flores (Fossa Mancini, 1937)

A fin de no incorporar una nueva denominación a la ya frondosa lista de términos formacionales y a pesar de la no total coincidencia de los elementos paleoflorísticos recogidos, con los de la localidad-tipo de Paso Flores, el autor prefiere, basándose en la similitud de su litología —que se describirá a continuación— mantener el nombre de Formación Paso Flores para estos afloramientos.

b) Litología

No se ha realizado un perfil detallado de esta sucesión sedimentaria triásica; sin em-

bargo se ha logrado una generalización de la misma, que se considera suficiente para caracterizarla. Ello se realizó en la desembocadura y el lateral derecho de un pequeño curso de orden I (a la escala de fotos 1:50.000), cuyas cabeceras se sitúan cerca de un punto acotado con un valor de 810 m s.n.m., señalado en el mapa adjunto. Dicho curso es a su vez afluente de otro que vuelca sus ocasionales aguas al Cañadón de Pancho; sobre su margen izquierda está la futura traza del camino de acceso a las obras del proyectado dique de Collón Cura, del complejo hidroeléctrico ALICOPA.

De la generalización citada se diferenciaron tres tramos en la ladera donde se hallaron los restos fósiles; se caracterizan por una dominante litología. De abajo hacia arriba se observa:

1) *El tramo inferior* está constituido por conglomerados y areniscas conglomerádicas, bien diagenizados, con rodados de hasta 8-10 cm de diámetro, con intercalaciones de lentes areniscosas.

En esta facies conglomerádica predominan rodados de vulcanitas ácidas (riolitas, pórfidos riolíticos y sus tobas, de variada textura), sobre aquellos derivados del "basamento" ígneo-metamórfico. Los primeros parecen corresponder a elementos del episodio volcánico conocido en la literatura geológica como "Choiyoilitense" (Groeber, 1946). Según Galli (1969), los "pórfitos cuarcíferos", cuyos rodados observa en la Formación Paso Flores, son "provenientes con gran probabilidad del Choiyoilitense". Sus polígenos conglomerados fluviales, presentan coloraciones rojizas, hasta amarillentas, siendo comunes las lentes con intercalaciones de areniscas conglomerádicas y areniscas de grano grueso. También se han observado rodados de rocas volcánicas mesosilíceas, las "porfiritas" de algunos autores. Distintos colegas han indicado la presencia de masas volcánicas previas de esas características en el área del valle de río Limay, Catán Lil, etcétera.

Se confirmó en este tramo la presencia de rodados de riolitas de tono pardo amarillento, algo biotíticas; otras son de tono pardo claro. También hay tobas riolíticas rosado claro, que contienen escasa biotita; tobas riolíticas cristalinas y cristalolíticas, tobas areniscosas ácidas biotíticas, rosadas; tobas areniscosas verdosas pobres en cuarzo y pórfidos riolíticos de tono rosado claro. Asimismo se individualizaron clastos más pequeños de metacuarcitas, bien redondeados, de

rocas gnéissicas hasta granitos gnéissicos, granitos biotíticos rosados (similares a los que asoman en las cercanías de la confluencia del río Chimehuín con el Collón Cura), junto a granitos aplíticos y escasos rodados de cuarzo.

La presencia del material del zócalo cristalino en el conglomerado se explica claramente, pues constituye el sustrato donde invariablemente se apoya esta entidad. Los clastos volcánicos parecieran tener su área de procedencia al este y norte de la zona de acuerdo a Galli (1969), en dominios del llamado "Choiyoilitense", el que probablemente constituía en el momento de la acumulación del Triásico superior, el marco geológico más sobresaliente de la cuenca, desde el punto de vista del relieve. El grado de redondeamiento de los rodados es bueno, en especial el de las metacuarcitas; no ocurre lo mismo con los derivados de otras rocas metamórficas, cuya estructura secundaria impone a veces un carácter discoidal al elasto.

La matriz de los conglomerados tiene composición areno-limo-arcillosa, con abundante óxido de hierro; está bien diagenizada y evidencia procesos de silificación parcial.

En las areniscas conglomerádicas es posible el reconocimiento de los minerales aislados (granos) principalmente derivados de las rocas del citado sustrato; también se observan litos (fracción pefita), del mismo origen, siendo la matriz de las mismas características que las anteriormente mencionadas.

2) *El tramo medio* está compuesto casi exclusivamente por areniscas feldespáticas, gruesas a muy gruesas, en partes con lentes finamente conglomerádicas, con clastos de hasta un centímetro de diámetro. Es probable que un estudio exhaustivo compruebe un alto porcentaje de verdaderas arcosas. Su color varía entre castaño rojizo claro, verdoso amarillento claro, rosado grisáceo y rojizo. La matriz es limo-arcillosa, con alguna participación de cemento carbonático; se reconocen zonas con predominio de óxido de hierro.

En general están fuertemente diagenizadas no pudiéndose, en la mayoría de los casos, diferenciar bajo la lupa los clastos de la matriz; también se comprobó la presencia de un material intersticial caolínico o microgranoso a criptocristalino silíceo. Como cemento, también suele verse carbonato de calcio. Están formadas por cuarzo (principalmente de origen plutónico), por feldespato alcalino

y en menor proporción por biotita, generalmente fresca; la abundancia de esta última es muy variable. Las areniscas exhiben inmadurez composicional; si bien los granos aparecen algo redondeados, predominan los componentes con escaso redondeamiento, una evidencia de su reducido transporte. Hacia la parte superior del tramo medio, se comprueba una pequeña participación de vidrio volcánico en estas sedimentitas. En algunos lugares estas rocas se asemejan macroscópicamente a una roca granítica, hecho que apoya aquella presunción del reducido transporte de los detritos. Estructuras del tipo torrencial son comunes en este tramo abigarrado; en el mismo, en las pendientes, se configuran cornisas cuyo remate superior es redondeado.

3) En el *tramo superior*, hay manifiesto predominio de elementos volcánicos. En su parte baja hay un elevado porcentaje de tobas areniscosas o brechosas de composición ácida, con evidencias de caolinización y silicificación; se pueden observar restos ("fantasmas") de trizas originales que fueron reemplazadas por SiO₂ o alteradas en coalín. Son comunes los cristales de pirita; su vinculación con la acumulación no ha sido analizada, aunque se supone que están relacionadas con el episodio volcánico que dio origen a este tramo.

Más arriba se encuentran arcilitas, productos de la alteración y diagénesis de *chonitas* previas, o sea sedimentitas derivadas de la acumulación de fino polvo volcánico. Hay casos de extrema silicificación, que recuerdan a los cherts; aquí también suelen verse restos del vidrio original y cristales de pirita.

Este tramo de la sucesión muestra muy buena estructura estratiforme, a veces muy fina (de milímetros de espesor); además en él se hallaron los elementos paleoflorísticos. La pendiente de sus exposiciones resalta bajo la forma de delgadas y abruptas cornisas, que forman numerosas interrupciones en la suave convexidad del faldeo. Aquí los colores dominantes son el gris pálido y el castaño amarillento. Son abundantes en esta parte del perfil aquí descrito, restos de troncos fósiles silicificados, de gran tamaño, que se presentan comúnmente en forma de "rodajas" de hasta 0,70 m de diámetro.

c) Espesor

El valor máximo observado no llega a superar los 100 metros; ello acontece en las

cercanías de la desembocadura de esta pequeña cuenca del río Collón Cura, en el punto donde se diferenciaron los tres tramos descritos precedentemente. Hacia las cabeceras del Cañadón de Pancho, el espesor es menor y la litología se hace monótona, con dominante material areniscoso. El espesor de la zona inferior conglomerádica es muy variable, dependiendo, al parecer en gran parte, de las irregularidades del relieve previo del "basamento".

d) Ambiente de acumulación

El conjunto pareciera relacionarse con formas acumulativas propias de una bajada pedemontana, con predominio de característicos ríos anastomosados; las condiciones de energía del sistema fueron disminuyendo progresivamente; ello está probado por las estructuras sedimentarias reconocidas a través del desarrollo del perfil.

La presencia de material volcánico (tobas y chonitas alteradas), en la parte alta de la sucesión, señala un acontecimiento eruptivo —cuya situación no se pudo establecer— que afectó aspectos relacionados con la morfología de la zona, rellenando bajos u obstruyendo la red de drenaje, favoreciendo así la formación de cuerpos locales de agua (lagunas, lagos), los que progresivamente fueron colmatados con fino material volcánico. Además el mismo debió tener importancia sobresaliente en la muerte de la vegetación de esa época (algunos troncos silicificados se encuentran en posición aparentemente natural) y en el proceso de silicificación posterior. De este evento han resultado los depósitos limo-arcillosos finamente estratificados, que son los principales portadores de restos fósiles.

e) Aspectos estructurales

La estructura general muestra una leve inclinación de los estratos (no superior a los 15°), salvo alguna situación local, hacia el cuadrante noroeste, con un arrumbamiento general al noreste o este-noreste. La dislocación de estos terrenos triásicos es generalmente adjudicada a una etapa de movimientos posteriores al Noriano inferior, que en otros lugares establecen una discordancia entre los depósitos triásicos y los jurásicos en nuestro país y en Chile (Stipanović y Bonetti, 1969). Para Stipanović y Rodrigo (en Stipanović y Bonetti, 1969), dicha fase

diastrófica acontece en el techo del Noriano y durante el Retiano.

Aparentemente los movimientos principales fueron soportados y ejecutados por las rocas del "basamento" ígneo-metamórfico (el que ya mostraba evidencias de deformaciones previas); las sedimentitas triásicas participarían pasivamente en la deformación, "montadas" sobre esos bloques antiguos.

La situación topográfica de estos afloramientos, respecto de los distinguidos por Galli (1969), en la vecina sierra de la Angostura (al oriente del valle del Collón Cura), indica entre ambos un desnivel cercano a los 150-200 metros. Este valor señalaría el rechazo de la falla que margina por el este la "Fosa de Collón Cura" (González Díaz y Nullo, 1980), que es previa al depósito de la Formación Collón Cura, es decir por lo menos pre-Mioceno medio. Aquel valor contrasta con los 500 metros propuestos por Groeber (en Galli, 1969: 53).

f) Edad de las sedimentitas

Si bien el establecimiento de una correlación de las mismas con la Formación Paso Flores (Triásico superior), basada en las llamativas similitudes litológicas puede tener valor, esta propuesta se ve corroborada por el hallazgo de restos paleoflorísticos, que han permitido referirlas al Triásico alto.

Los elementos recolectados fueron entregados para su estudio a la doctora Alicia M. Baldoni (Miembro de la Carrera del Investigador, CONICET), quien facilitó al autor una "lista preliminar" de aquéllos, todos los cuales se hallan al estado de improntas. De acuerdo a la misma se han distinguido los siguientes géneros:

1) Orden Corystospermales

Géneros: *Dicroidium* Gothan

Johnstonia Walkom

Xylopteris Frenguelli

2) Orden Ginkgoales

Géneros: *Sphenobaiera* Florin

Ginkgoites Seward

Ginkgoidium Frenguelli

3) Orden Caytoniales

Géneros: *Sagenopteris* Presl

4) Plantas de incierta posición sistemática:

a) *Desmiophyllum* Lesquereux

b) *Taeniopteris* Brongniart

c) *Linguifolium* Arber

d) Restos de posibles Equisetales.

5) Se han observado en forma algo confusa, restos de posibles fructificaciones masculinas y/o femeninas del tipo "Carpolithus" o "Pilophorosperma".

Para los géneros *Dicroidium* y *Xylopteris* la citada profesional reconoció *D. odontopteroides* var. *remotum* (Szajnocha) Retallack, *D. cf. pinnisdistantibus* (Kurtz) Frenguelli y *X. argentina* (Kurtz) Frenguelli.

Siguiendo a Pietrella (1979) y tomando en cuenta aquellas consideraciones cronoestratigráficas de Stipanovic y Bonetti (1969), las formas aquí individualizadas de *Dicroidium*, muestran un general biochron en el Neotriásico (preferentemente en el el lapso Carniano-Noriano). *Xylopteris argentina*, también se corresponde con los tramos superiores del Triásico argentino, habiendo sido distinguida su presencia en la Formación Paso Flores. Este hecho refuerza las propuestas previas de la correspondencia entre estas sedimentitas y aquéllas de la localidad-tipo de Paso Flores.

Pese al carácter "preliminar" de esta clasificación, las razones apuntadas y la "convergencia" manifiesta de las formas analizadas hacia determinado lapso estratigráfico, permiten al autor remitir al Triásico superior, o más concretamente al Carniano-noriano, la edad de estos afloramientos.

Si bien el estudio paleoflorístico no ha concluido, Baldoni (comp. epist.), presume una correlación con el llamado "Complejo IV" (Stipanovic y Bonetti, 1969), también asignado al Triásico superior bajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Coira, B., 1975. *Descripción geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci (provincia de Río Negro)*. Serv. Geol. Nac., Bol. 168, Buenos Aires.
- Diez, O. y M. A. Zubia, 1979. *Informe preliminar del Proyecto 14 ACR, provincia del Neuquén*. Serv. Minero Nac., Plan Patagonia-Comahue. (Inédito).
- Fossa Mancini, E., 1937. *La Formación continental de Paso Flores, en el río Limay*. Notas Mus. La Plata, Geol. 2 (3): 89, La Plata.
- Galli, C. A., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Aguila (provincias del Neuquén y Río Negro)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 111, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1980. *Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of intrusive cycles*. Symph. Magmatic Evolution of the Andes, Earth Sci. Rev. (en prensa) Amsterdam.
- 1981. *Mapa Geológico (parcial) de la Hoja 38 b, San Martín de los Andes (provincia del Neuquén)*. Serv. Geol. Nac. (inédito).
- González Díaz, E. F. y E. Nullo, 1980. *Cordillera Neuquina*, en: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147, Córdoba.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gen. Min. Geol., Hidrol., Publ. 58, Buenos Aires.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°. Hoja Chos Malal*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (3): 177-208, Buenos Aires.
- Nullo, F., 1978. *Descripción Geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén, prov. de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 158.
- 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 39 c, Paso Flores, prov. de Río Negro - Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol. 167.
- Pietrella, B., 1979. *Sinopsis sobre los Corystopermaceae (Corystopermales, Pteridospermophyta) de Argentina. I. Hojas*. Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., XVI (1-2): 81-102, Buenos Aires.
- Roth, S., 1899. *Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén*. Rev. Mus. La Plata, IX: 143-197, La Plata.
- Stipanovic, P. N. y M. I. R. Bonetti, 1969. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos*. Simposio UICG: Estratigrafía del Gondwana. UNESCO, Ciencias de la Tierra, 2: 1081-1119.
- Uliana, M. y J. R. Robbiano, 1974. *Pseudoplicues de la Formación Collón Cura en cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Aguila (Cerro Bayo) (prov. de Río Negro y del Neuquén)*, Rep. Arg. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (2): 213-222, Buenos Aires.

Recibido: 13 noviembre, 1981.

Aceptado: 12 julio, 1982.

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Servicio Geológico Nacional,
Subsecretaría de Minería
Av. Santa Fe 1548 - 2º P
1060 Buenos Aires.

DATOS PALINOLOGICOS DEL LIMITE ORDOVICICO-SILURICO DE TALACASTO, PROVINCIA DE SAN JUAN.

Parte I: Base del Silúrico

DANIEL LUIS MELENDI y WOLFGANG VOLKHEIMER

Resumen

Estudio palinológico de una asociación de acritarcos y quitinozoos de la base del Silúrico de la Precordillera sanjuanina.

La microflora está compuesta por los siguientes elementos: *Acanthodiacrodium* sp. (redepositado?), *Baltisphaeridium brevispinosum minor* n. subsp., *Baltisphaeridium* sp. A, *Cymatiooglea* sp. (redepositada?), *Cymatiosphaera* (?) sp., *Deunffia* sp., *Dicrodiacrodium* sp. (redepositado?), *Leiofusa* sp., *Leiosphaeridia* spp., *Moyeria* sp., *Multiplicisphaeridium* sp. 1, *Multiplicisphaeridium* sp. 2, *Multiplicisphaeridium* sp. aff. *M. remotum polygonatum* (Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel & Vachey 1972), *Multiplicisphaeridium* sp. cf. *M. arbusculiferum* (Downie 1963), *Multiplicisphaeridium* sp., *Pterospermella* sp. 1, *Pterospermella* sp., *Saharidia talacastensis* n. sp., *Verghachium lairdii* Deflandre ex Deunff 1959, *Verghachium valensii* (Valensi 1953) Downie & Sarjeant, emend. 1964, *Verghachium* sp. 1, *Verghachium* (?) sp., espora trilete similar a *Ceratospores*.

Los elementos de la microflora estudiada no permiten asignar a los estratos portadores de la misma una edad definida, dado el escaso valor estratigráfico de los mismos y el hecho que ciertas formas estarían redepositadas. Sin embargo la presencia de *Climacograptus* aff. *hughesi* asociado con varias especies de *Monograptus*, indica una edad llandoveryana de la microflora.

I. Introducción y ubicación geográfica

En el presente estudio se dan datos de una asociación de acritarcos y quitinozoos del Silúrico inferior de la Precordillera sanjuanina. Este estudio es una contribución al Proyecto 44, Paleozoico inferior de América del Sur (UNESCO, Comité Argentino de Correlación Geológica).

El material estudiado proviene de lutitas gris oscuras que se apoyan con un conglomerado basal de hasta 1 m sobre las calizas arenigianas de la Formación San Juan.

Abstract

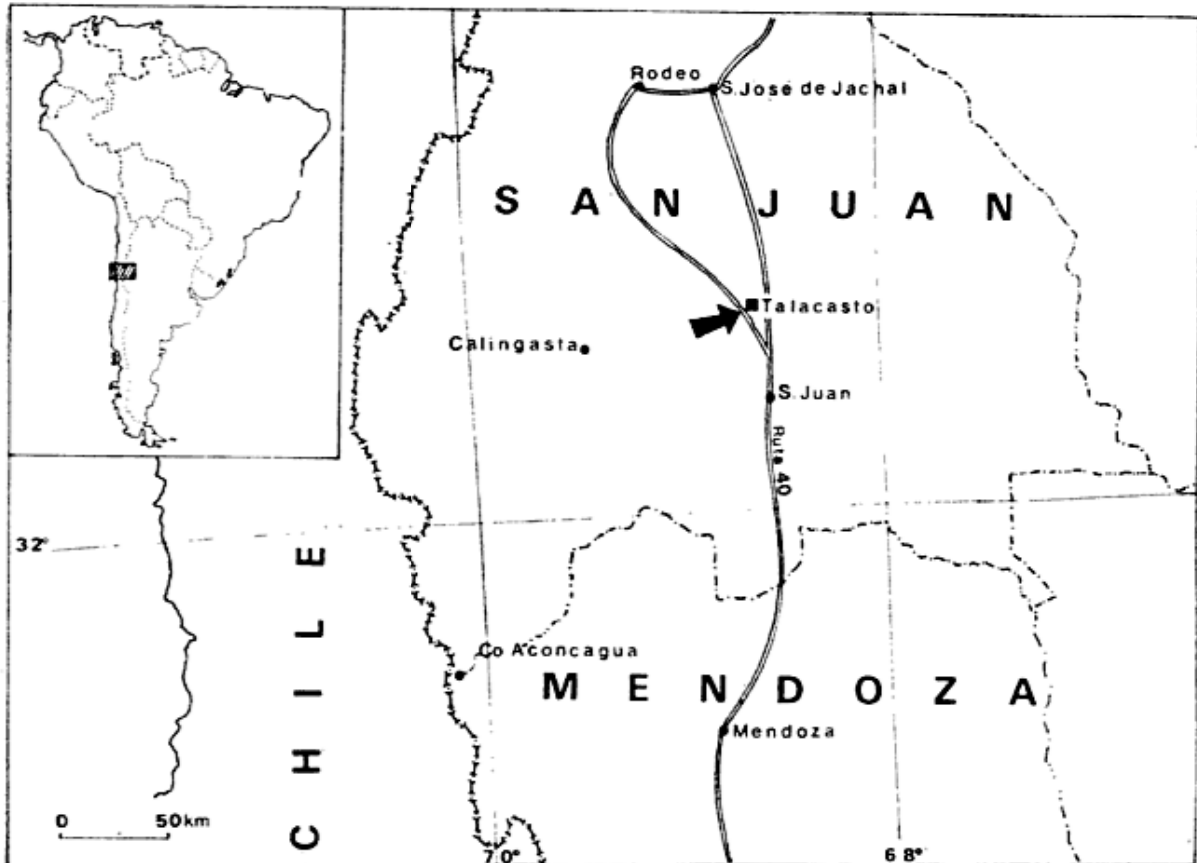
Palynological study of a Lower Silurian association of acritarchs and chitinozoans from the Precordillera, San Juan province, Argentina. The microflora is composed of the following elements: *Acanthodiacrodium* sp. (redepositated?), *Baltisphaeridium brevispinosum minor* n. subsp., *Baltisphaeridium* sp. A, *Cymatiooglea* sp. (redepositated?), *Cymatiosphaera* (?) sp., *Deunffia* sp., *Dicrodiacrodium* sp. (redepositated?) *Leiofusa* sp., *Leiosphaeridia* spp., *Moyeria* sp., *Multiplicisphaeridium* sp. 1, *Multiplicisphaeridium* sp. 2, *Multiplicisphaeridium* sp. aff., *M. remotum polygonatum* (Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel & Vachey, 1972), *Multiplicisphaeridium* sp. cf. *M. arbusculiferum* (Downie 1963) *Multiplicisphaeridium* sp., *Pterospermella* sp. 1, *Pterospermella* sp., *Saharidia talacastensis* n. sp., *Verghachium lairdii* Deflandre ex Deunff 1959, *Verghachium valensii* (Valensi 1953) Downie & Sarjeant, emend. 1964, *Verghachium* sp. 1, *Verghachium* (?) sp., trilete spore similar to *Ceratospores*.

Most elements of the microflora are long-lived or new; thus they do not permit an exact dating at the moment. The graptofauna associated (*Climacograptus* aff. *hughesi* and several species of *Monograptus*) indicate a Lower Silurian age.

La muestra portadora de la microflora aquí descrita se tomó a 5,50 m sobre la base del conglomerado basal mencionado. De la misma muestra se obtuvieron restos de *Climacograptus* aff. *hughesi* y varias especies de *Monograptus* (A. Cuerda comunicación verbal).

Más detalles sobre la estratigrafía en la localidad de muestreo se hallan en Ramos, Malanca y Martel, 1978: 115-116.

La ubicación geográfica (fig. 1) corresponde a la entrada oriental de la Quebrada



de Talacasto, frente a los Baños de la localidad homónima, inmediatamente al sur de la ruta.

En una segunda y tercera parte de este trabajo, se darán descripciones de microflores del Ordovícico final y Silúrico basal de localidades de la misma comarca.

II. Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, Buenos Aires (Proyecto 44 del Comité Argentino de Correlación Geológica: Paleozoico inferior de América del Sur. Estudios Palinológicos) por haber concedido un subsidio para solventar los gastos de viajes y laboratorio, y al Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" e Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Natural por la infraestructura brindada y por haber puesto a nuestra disposición un vehículo apto para los trabajos de campo. Nuestro especial agradecimiento al doctor A. J. Cuernada, quien determinó y dató la graptofauna asociada con la microflora.

III. Métodos, técnicas y materiales

La extracción de los palinomorfos se realizó empleando las técnicas habitualmente usadas en palinología; los carbonatos se eliminaron con ácido clorhídrico al 10 %, posteriormente con ácido fluorhídrico se removieron los silicatos, y luego a través de sucesivas oxidaciones con ácido nítrico se logró limpiar y aclarar el material.

Los compuestos húmicos se eliminaron lavando la muestra con hidróxido de amonio al 1 %, y finalmente el polvillo (partículas del orden de 5 a 10 μ) se separó por centrifugados breves en un medio dispersante de hexametáfosfato de sodio.

El material está montado en gelatina-glicerina y su estudio se realizó con un microscopio Olympus BH-B de la División Paleobotánica del Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia".

Las microfotografías se tomaron con una cámara Leitz Orthomat superponible, empleando película Kodak Panatomic de 16° DIN.

CUADRO 1. — Taxones presentes en la microflora silúrica hallada a 5,50 m estratigráficos por encima del techo de las calizas arenigianas de la Formación San Juan-

Acanthodiacrodium sp. (redepositado?)
Baltisphaeridium brevispinosum minor n. subsp.
Baltisphaeridium sp. A
Cymatiogalea sp. (redepositado?)
Cymatiosphaera (?) sp.
Deunffia sp.
Dicrodiacrodium sp. (redepositado?)
Leiofusa sp.
Leiosphaeridia spp.
Moyeria sp.
Multiplicisphaeridium sp. 1
Multiplicisphaeridium sp. 2
Multiplicisphaeridium sp. aff. *M. remotum polygonatum* (Jardiné, Combaz, Maglorie, Peniguel & Vachey 1972)
Multiplicisphaeridium sp. cf. *M. arbusculiferum* (Downie 1963)
Multiplicisphaeridium sp.
Pterospermella sp. 1
Pterospermella sp.
Saharidia talacastensis n. sp.
Veryhachium lairdii Deflandre ex Deunff 1959
Veryhachium valensii (Valensi 1953) Downie & Sarjeant, emend. 1964
Veryhachium sp. 1
Veryhachium (?) sp.
 Espora trilete similar a *Ceratosporites*

IV. Descripciones sistemáticas

Género **ACANTHODIACRODIUM** Timofeev 1958

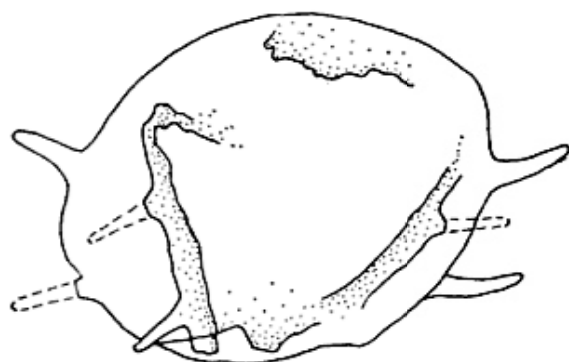
Acanthodiacrodium sp.

Lám. 1, fig. 5; fig. de texto 1

Descripción: Vesícula bipolar, ovalada. Espesor de la pared 0,4 μ . Procesos distribuidos principalmente sobre los polos. Largo de los procesos 3-4 μ . Procesos \pm acuminados.

Dimensiones: Diámetro polar 24 μ . Diámetro ecuatorial 18 μ .

Material estudiado: C-298b: 33,3/110,9 BA PB.



20 μ

Fig. texto 1: *Acanthodiacrodium* sp.

Observaciones: Por disponer de un solo ejemplar en mal estado de conservación, no es posible dar el número exacto de procesos, dada la presencia de roturas y pliegues secundarios.

Género **BALTISPHAERIDIUM** Eisenack 1958 emend. Eisenack 1969

Baltisphaeridium brevispinosum minor n. subsp.

Lám. 1, figs. 1 y 2; fig. de texto 2

Diagnosis: Una subespecie de *Baltisphaeridium brevispinosum* que se caracteriza por su tamaño pequeño (15-21-26 μ), procesos relativamente cortos (2-3,3-7 μ) y anchos, de puntas en su mayoría redondeadas. Los procesos se encuentran espaciadamente distribuidos sobre el cuerpo central (se observan 7 en un contorno) y su cavidad se halla comunicada con la cavidad del cuerpo central. Espesor de la pared \pm 0,3 μ .

Holotipo: C-298 1: 31,3/105,4 BAPB.

Principal material estudiado: C-298 d: 33,4/103,2; C-298 f: 36,8/115,1 31,1/106,8; C-298 h: 43,6/110,1, 46,7/104,5; C-298 i: 46,9/101,7 29,9/100,5, 45,2/95,3, 38,1/105,4; C-298 j: 29,2/98,6, 33,3/99,8 32,8/112,2, 36,1/110,8, 35,1/106,0; C-298 l: 27,8/100,5 31,3/105,4 BAPB.

Comparaciones: *B. brevispinosum castaneooides* (Sannemann 1955) es de tamaño

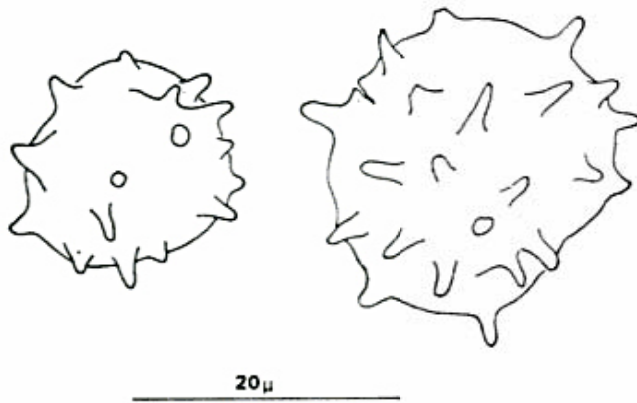


Fig. texto 2. - 2 a: *Baltisphaeridium brevispinosum minor*.

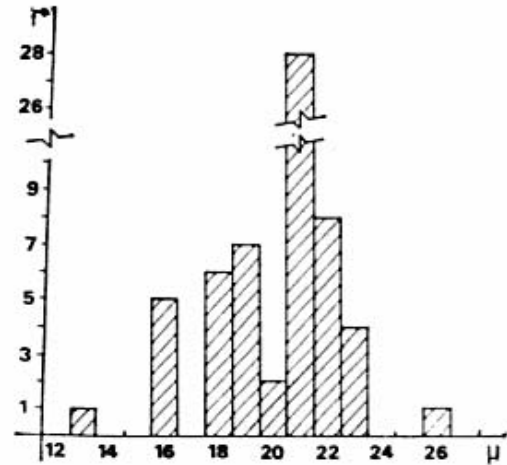


Fig. texto 2. - 2 b: *Baltisphaeridium brevispinosum minor*. Distribución de frecuencias del diámetro del cuerpo central en una población de 62 ejemplares.

mucho mayor y tiene procesos relativamente más largos. *B. brevispinosum callosum* (Sanemann 1955) es una forma más robusta, y finalmente *B. brevispinosum britannun* (Deunff 1965) es de tamaño mayor (aproximadamente el doble de nuestro material) y tiene procesos más numerosos y más largos.

Baltisphaeridium sp. A

Lám. 7, figs. 3 y 4; fig. de texto 3

Descripción: Cuerpo subsférico, ornamentado con espinas acuminadas y levemente arqueadas, cuya base en la mayoría de los casos transita paulatinamente a la superficie del cuerpo. Las espinas se distribuyen de tal manera que entre dos de ellas podría ubicarse cómodamente otra más. La cavidad de las espinas está comunicada con la cavidad del cuerpo. Espesor de la pared 0,3 μ.

Dimensiones: Diámetro del cuerpo: (13-19,23 μ); Altura de las espinas: (3-5,5-7 μ); Ancho base espinas: 1,5 a 2 μ.

Principal material estudiado: C-298 o: 28,6/93,8; C-298 a: 30,7/96,4 C-298 b: 39,2/112,0; C-298 d: 39,2/111,3; C-298 f: 42,7/104,3; C-298 h: 41,3/100,5; C-298 i: 28,1/97,6; C-298 j: 31,3/96,1; C-298 n: 38,1/98,1 BAPB.

Comparaciones: *Baltisphaeridium simplex* (Deunff 1961) del Tremadociano del Sahara es de menor tamaño y las espinas no transitan paulatinamente a la pared del

cuerpo como ocurre en nuestro material. *B. breviciliatum* (Staplin 1961) es de mayor tamaño y más densamente ornamentado, con

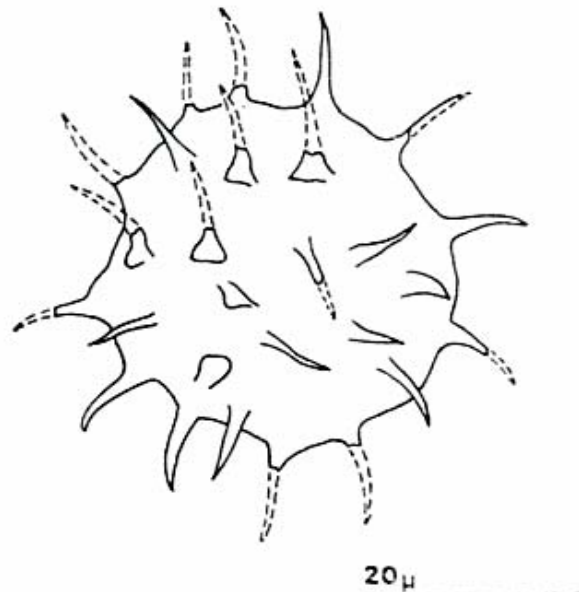


Fig. texto 3. - *Baltisphaeridium* sp. A.

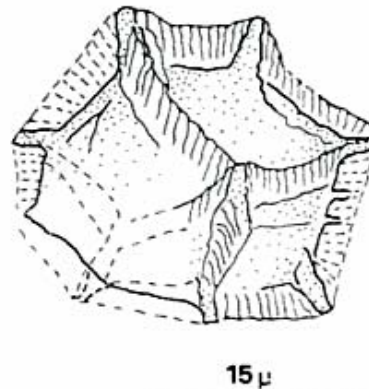
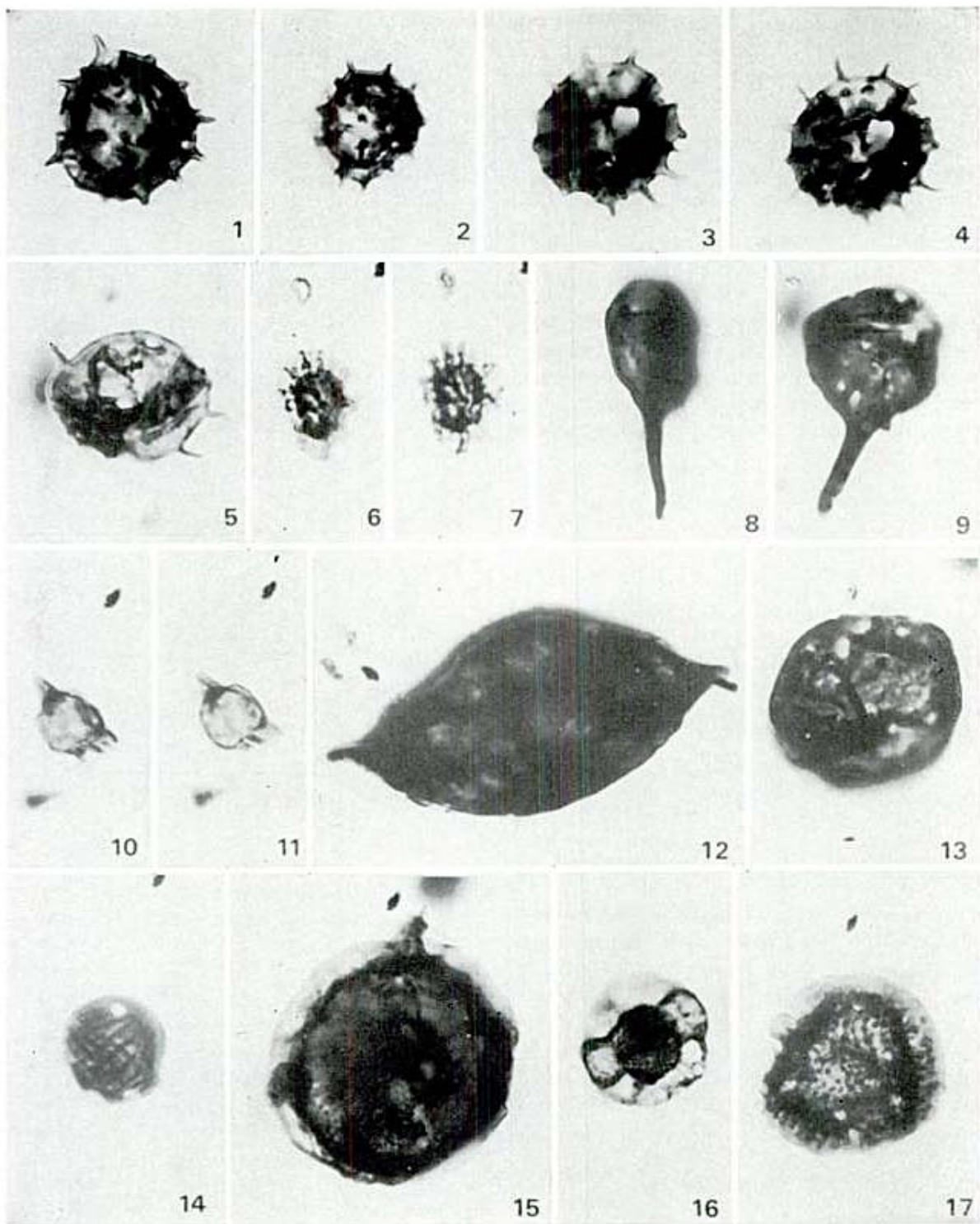


Fig. texto 4. - *Cymatiophaera* (?) sp.



Lám. I. — 1-2, *Baltisphaeridium brevispinosum minor* n. subsp. 1: C-298 f: 31,1/106,8; 2: C-298 f: 36,8/115,1. 3-4, *Baltisphaeridium* sp. A C-298 o: 28,6/93,8. 5, *Acanthodiacrodium* sp.; C-298 b: 33,3/110,9. 6-7, *Cymatogalea* sp.; C-298 b: 39,6/110,3. 8-9, *Deunffia* sp.; 8: C-298 a: 43,9/102,4; 9: C-298 a: 34,8/98,2. 10-11, *Dierodiacrodium* (?) sp.; C-298 a: 30,5/112,4. 12, *Leiofusa* sp.; C-298 m: 41,4/111,0. 13, *Leiosphaeridia* spp.; C-298 b: 33,5/105,5. 14, *Moyeria* sp.; C-298 f: 27,3/104,5. 15, *Pterospermella* sp. 1; C-298 d: 45,8/105,2. 16, *Pterospermella* sp.; C-298 c: 40,2/98,3. 17, Espora trilete similar a *Ceratosporites*; C-298 b: 33,6/104,9. (x 1000).

procesos de menor tamaño y más delgados (cilias). *B. psilatatum* Kjellström 1971 es de mayor tamaño y la cavidad de los procesos se halla separada de la cavidad del cuerpo mediante un tabique.

Género **CYMATIOGALEA** Deunff 1961, emend.
Deunff 1964 restringido Deunff et al. 1974

Cymatiogalea sp.

Lám. 1, figs. 6 y 7

Descripción: Una especie de *Cymatiogalea* con cuerpo central de contorno ovalado y pared lisa, ornamentada con procesos delgados bifurcados, de hasta $4,5 \mu$ de alto. Los extremos de las bifurcaciones de algunos están conectadas entre sí.

Dimensiones: Diámetro del cuerpo central: $9,5 \mu$ (1 ejemplar).

Material estudiado: C-298 b: 39,6/110,3 BAPB.

Género **CYMATIOSPHAERA** O. Wetzel 1933
emend. Deflandre 1954

Cymatiosphaera (?) sp.

Fig. de texto: 4

Ejemplar ilustrado: C-298 a: 41,3/98,3.

Observaciones: El signo de interrogación en la asignación genérica se refiere al deficiente estado de conservación, que no permite, excluir la posibilidad de que se trate, eventualmente, de *Cymatiosphaeropsis*.

Género **DEUNFFIA** Downie 1960

Deunffia sp.

Lám. 1, figs. 8 y 9

Ejemplar ilustrado: C-298 a: 43,9/102,4; 34,8/98,2 BAPB.

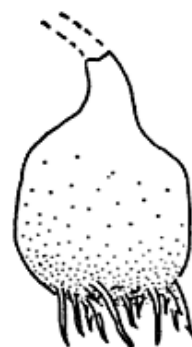
Dimensiones: Largo total: 36μ . Largo del cuerpo: 21μ . Espesor de la pared: alrededor de $0,3 \mu$.

Género **DICRODIACRODIUM** Burmann 1968

Dicrodiacrodium (?) sp.

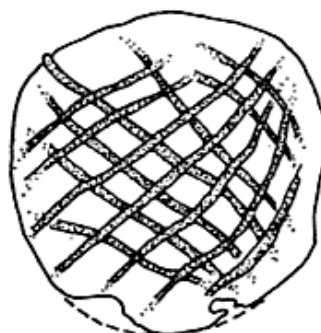
Lám. 1, figs. 10 y 11; fig. de texto 5

Ejemplar ilustrado: C-298 a: 30,5/112,4 BAPB.



10 μ

Fig. texto 5. — *Dicrodiacrodium* (?) sp.



15 μ

Fig. texto 6. — *Moyeria* sp.

Observaciones: El (?) se refiere al mal estado de conservación y al hecho de disponer de un solo ejemplar.

Género **LEIOFUSA** Eisenack 1938, restring.
Eisenack 1965, emend. y restring. Combaz,
Lange & Pansart 1967 y Cramer 1970

Leiofusa sp.

Lám. 1, fig. 12

Ejemplar ilustrado: C-298 m: 41,4/111,0 BAPB.

Género **LEIOSPHAERIDIA** Eisenack 1958

Leiosphaeridia spp.

Lám. 1, fig. 13

Observaciones: Al medir 70 ejemplares de *Leiosphaeridia* spp. se ha podido determinar la existencia de dos picos en el his-

tograma de diámetros máximos que se hallan en 40 μ y 52 μ , respectivamente. Esto significa la existencia de por lo menos dos especies. Dado el estado de conservación deficiente de nuestro material se ha desistido de una asignación específica.

Dimensiones: Diámetro máximo: 32 a 59 μ .

Género **MOYERIA** Thusu 1973

Moyeria sp.

Lám. 1, fig. 14; fig. de texto 6

Descripción: Vesícula subsférica. Pared levemente engrosada en el ecuador. Sobre cada uno de los hemisferios un juego de alrededor de 7 muros paralelos y angostos (de 0,5 a 1 μ de ancho), parte de los cuales se afinan y terminan antes de llegar al ecuador. Los sistemas de muros de ambos hemisferios son perpendiculares entre sí.

Dimensiones: Diámetro máximo de la vesícula 16,5 μ .

Observaciones: Nuestro ejemplar se asigna al género *Moyeria* Thusu 1973, por incluir este género también vesículas subsféricas, como ocurre en nuestro caso. En cambio, no se adapta a la diagnosis de *Eupoikilofusa*, de la cual, según Cramer y Diez, 1980, *Moyeria* es sinónimo junior, y que abarca solamente vesículas fusiformes.

Material estudiado: C-298f: 27,3/104,5 BA PB.

Género **MULTIPLICISPHAERIDIUM** Staplin 1961 restringido Staplin, Jansonius & Pocock 1965 emend. Eisenack 1969

Multiplicisphaeridium sp. 1

Lám. 2, figs. 1, 2 y 3; fig. de texto 7

Descripción: Cuerpo central subsférico a subpoligonal, ornamentado con procesos heteromórficos que en parte se bifurcan distalmente y en parte son simples (acuminados a levemente redondeados). Aparentemente la cavidad de los procesos se comunica con la cavidad del cuerpo central. Espesor de la pared aproximadamente 0,7 μ .

Dimensiones: Diámetro del cuerpo: 21-22 μ (2 ejemplares medidos). Altura de los procesos bifurcados: alrededor de 5 μ . Base

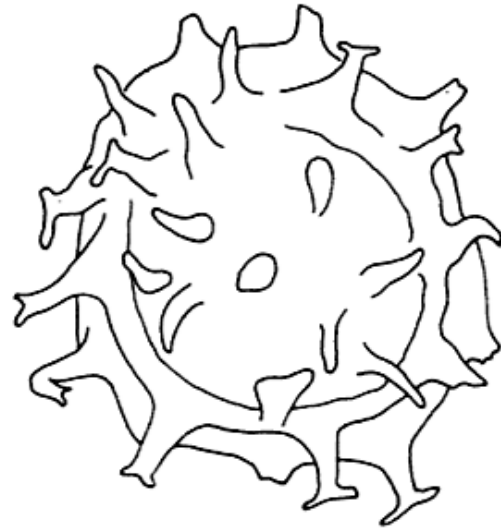


Fig. texto 7: *Multiplicisphaeridium* sp. 1.

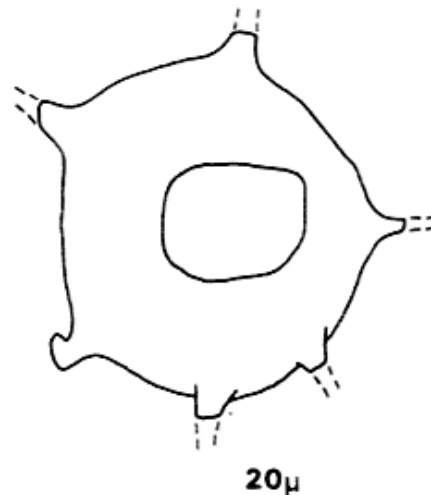


Fig. texto 8. — *Multiplicisphaeridium* sp. 2.

de los procesos bifurcados: alrededor de 2 μ . Altura de los procesos acuminados: alrededor de 3 μ .

Material estudiado: C-298b: 45,0/99,2; C-298e: 36,4/109,7; C-298d: 34,5/110,5 BA PB.

Comparaciones: *Multiplicisphaeridium bifurcatum* (Thusu, 1973) (cf. Eisenack, Katalog, Bd. IV: 449) es similar pero tiene procesos más delgados.

Multiplicisphaeridium sp. 2

Lám. 2, figs. 4, 5 y 10; fig. de texto 8

Descripción: Cuerpo central poligonal. En el contorno se observan de 6 a 10 pro-

cesos simples cuyas cavidades se comunican con la cavidad central y cuyo largo es mucho menor que el radio del cuerpo central. Los procesos transitan paulatinamente al cuerpo. Espesor de la pared alrededor de $0,3 \mu$. Frecuentemente se presenta un piloma sub-circular a anguloso de 5 a 9μ de diámetro.

Dimensiones: Diámetro del cuerpo central 16-20 μ . Largo de los procesos alrededor de 4 μ . Ancho de las bases alrededor de 2 μ .

Principal material estudiado: C-298b: 40,3/99,6; C-298c: 30,2/94,3, 45,9/94,5, 35,8/95,3; C-298d: 37,1/110,9, 32,9/108,7; C-298m: 27,8/101,5. Ejemplares con piloma: C-298n: 39,2/109; C-298a: 36,8/102,6, 32,0/103,4, 28,4/97,3; C-298m: 45,5/110,6, 27,8/110,5 BA PB.

Multiplicisphaeridium sp. aff.

Multiplicisphaeridium remotum polygonatum

(Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel & Vachey 1972)

Lám. 2, fig. 6

Observaciones: El aff. se refiere a que ninguno de nuestros ejemplares presenta los procesos completos, de modo que no es posible observar la presencia de bifurcaciones.

Material estudiado: C-298i: 42,4/112,5, 31,9/107,6, 34,0/98,6; C-298j: 32,7/94,6; C-298n: 35,6/100,3, 31,0/96,5; C-298o: 39,7/105,7 BA PB.

Multiplicisphaeridium sp. cf.

M. arbusculiferum (Downie 1963)

Lám. 2, figs. 7, 8 y 9

Descripción: Cuerpo central subsférico a subpoligonal. Procesos más o menos largos, simples y bifurcados hasta el tercer orden. Cavidad de los procesos comunicada con la del cuerpo. Pared simple de $0,5 \mu$.

Dimensiones: Diámetro del cuerpo central: 25-31 μ (22 ejemplares medidos). Ancho base de los procesos: 2,7 a 3,2 μ .

Observaciones: El cf. se refiere a que la mayor parte de los ejemplares se encuentra con los procesos rotos. Sólo en contados ejemplares se observan procesos enteros, con las bifurcaciones correspondientes.

Principal material estudiado: C-298 d: 47,5/112; C-298 h: 36,6/114,4; C-298j: 28,3/94,7, 29,0/112,6, 33,2/108,1; C-298b: 35,2/110,0, 29,6/110,1, 45,7/103,4; C-298j: 47,8/112,5, 41,5/112,2 BA PB.

Comparaciones: *M. remotum polygonatum* (Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel y Vachey, 1972) es similar pero tiene cuerpo central más anguloso.

Multiplicisphaeridium sp.

Lám. 2, figs. 11, 12 y 13

Descripción: Cuerpo central subsférico, con numerosos procesos huecos cuyo largo es menor que el radio del cuerpo. Los procesos tienen base ancha y se afinan distalmente, ramificándose en las puntas en la mayoría de los casos (bi-a tetrafurcados).

Dimensiones: Diámetro del cuerpo central: 22 μ . Alto de los procesos: 4 a 7 μ . Ancho de las bases: 2 a 4 μ .

Material estudiado: C-298e: 37,0/94,4 BA PB.

Comparaciones: Una forma morfológicamente similar, pero de tamaño mucho mayor, es *Multiplicisphaeridium eisenacki* (San-nemann, 1955) del Devónico medio de Alemania.

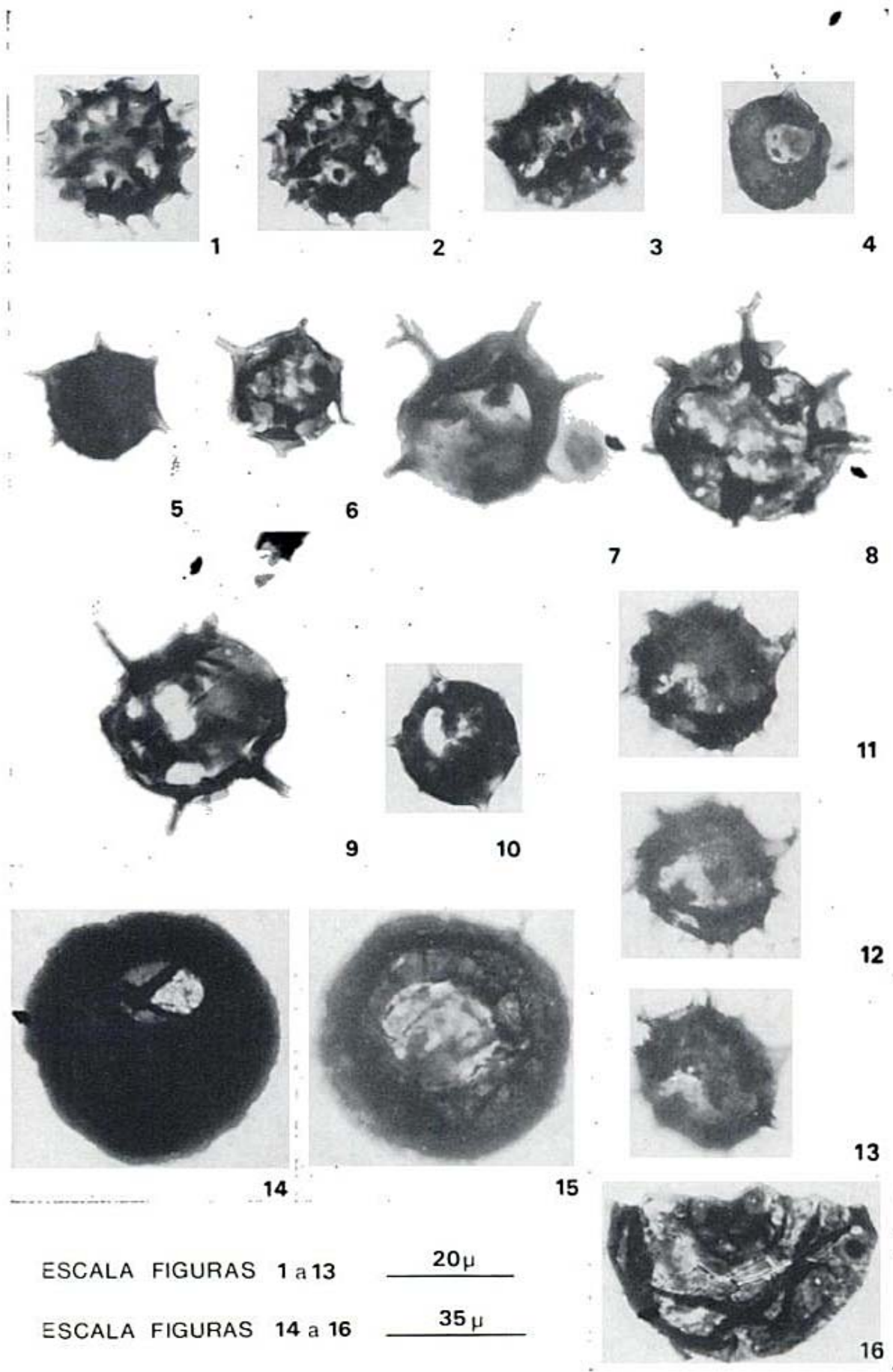
Género PTEROSPERMELLA Eisenack 1972

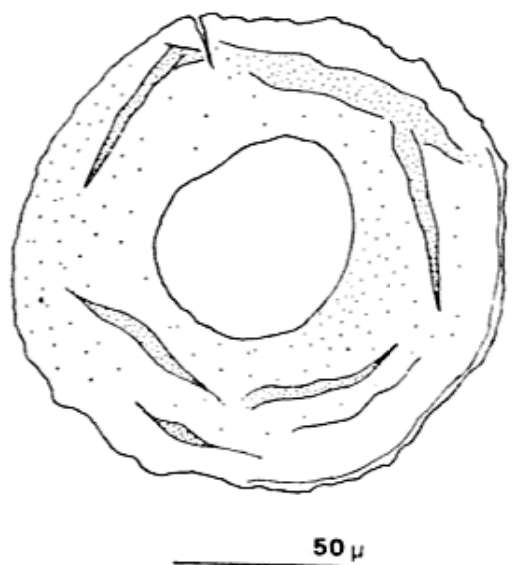
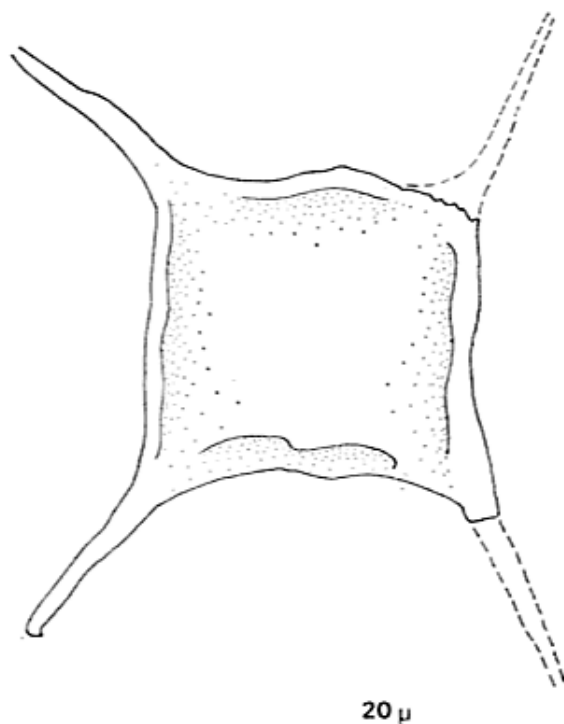
Pterospermella sp. 1

Lám. 1, fig. 15

Descripción: Cuerpo central de pared gruesa (1 a 2 μ) y coloración oscura. Velo ecu-

Lám. II. — 1-3, *Multiplicisphaeridium sp. 1*. 1 y 2: C-298e 36,4/109,7. 3: C-298 b: 45,0/99,2. 4, 5 y 10, *Multiplicisphaeridium sp. 2*. 4: C-298n: 39,2/109,0. 5: C-298c: 35,8/95,3; 10: C-298a: 36,8/102,6. 6, *Multiplicisphaeridium sp. aff. M. remotum polygonatum* C-298 n: 31,0/96,5. 7, 8 y 9, *Multiplicisphaeridium sp. cf. M. arbusculiferum*; 7: C-298d: 47,5/112,0; 8: C-298 l: 36,4/99,3; 9: C-298b: 44,8/100,6. 11, 12 y 13, *Multiplicisphaeridium sp.* C-298e: 37,0/94,4. 14, 15 y 16, *Saharidia talacastensis* n. sp. 14: C-298 o: 37,7/112,4; 15: C-298 j: 28,6/106,0; C-298 o: 45,7/93,8.



Fig. texto 9. — *Saharidia talacastensis*.Fig. texto 10. — *Veryhachium lairdii*.

torial delgado, de aproximadamente 3 μ , microgranulado, de 4 a 7 μ de ancho.

Material estudiado: C-298c: 41,2/102,4; C-298d: 45,8/105,2; C-298f: 34,1/107,6 BA PB.

Comparaciones: *P. ginginensis* Deflandre y Cookson, 1955 del Senoniano de Australia es similar pero de tamaño algo menor. La forma más afín es *P. brisiliensis* (Brito, 1967) del Devónico superior (?) de la Cuenca de Maranhão (Brasil), que es de tamaño algo mayor.

Pterospermella sp.

Lám. 1, fig. 16

Ejemplar ilustrado: C-298c: 40,2/98,3 BA PB.

Género **SAHARIDIA** Combaz 1967

Saharidia talacastensis n. sp.

Lám. 2, figs. 14, 15 y 16; fig. de texto 9

Diagnosis: Vesícula de contorno circular. Piloma circular siempre observable. En algunos casos se conserva un opérculo. Ectofragma chagrenado a microgranulado y/o microgemulado. Ocasionalmente se distingue un endofragma levigado, de alrededor de 0,4 μ ,

± separado del ectofragma, cuyo espesor es aproximadamente 0,3 μ . La pared se halla algo plegada.

Dimensiones: Diámetro de la vesícula 71-79-88 μ (30 ejemplares medidos). Diámetro del piloma 24-28-36 μ .

HOLOTIPO: C-298j 28,6/106,0 BAPB.

Principal material estudiado: C-298j: 28,6/106,0, 29,0/92,5, 35,9/95,2, 40,5/100,6, 44,2/95,3; C-298h: 40,5/100,6, 44,2/95,3; C-298n: 46,8/106,0, 42,1/93,7; C-298p: 43,2/110,7, 34,1/98,7; C-298o: 37,7/112,4, 45,7/93,8, C-298l: 43,3/104,5; 298k: 31,0/112,4; C-298m: 34,2/111,5 BA PB.

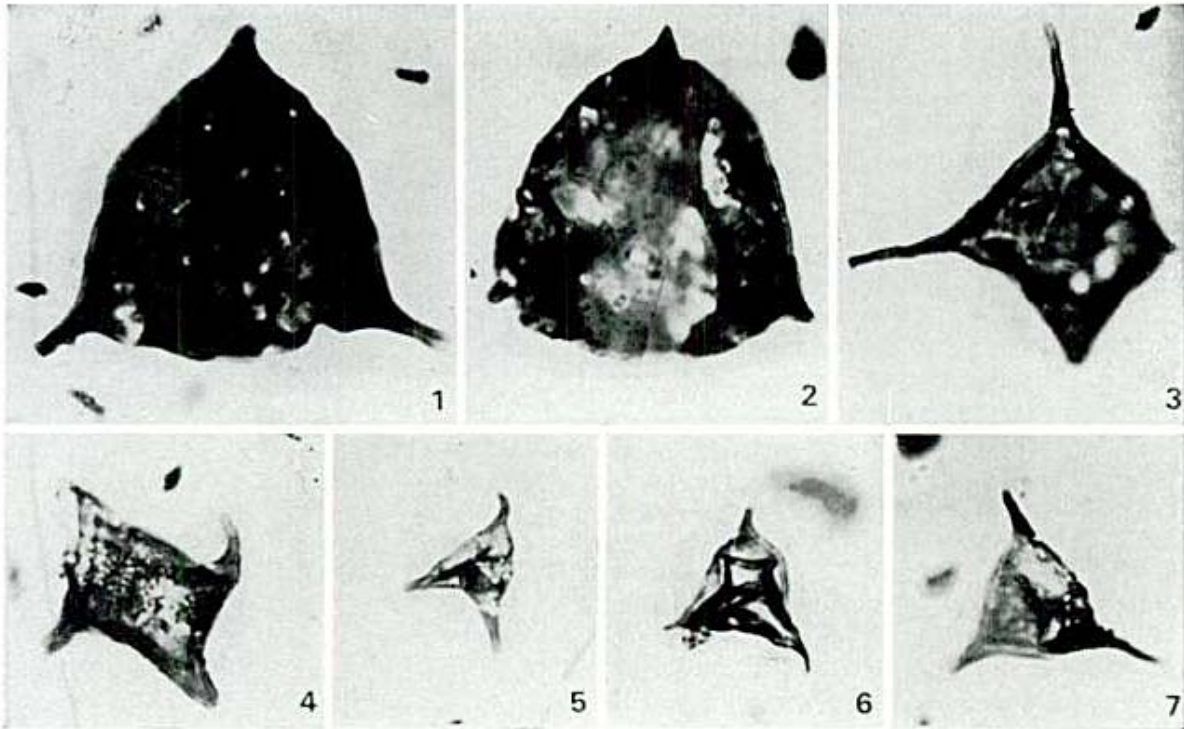
Comparaciones: *Saharidia downiei* Combaz 1967 es de tamaño mayor y tiene un piloma de diámetro relativamente menor. *S. fragile* (Downie, 1958) es de tamaño levemente mayor, tiene piloma más pequeño y no presenta la pared de dos capas.

Género **VERYHACHIUM** Deunff 1958 emend. Downie & Sarjeant 1963

Veryhachium lairdii Deflandre ex Deunff 1959

Lám. 3, figs. 3 y 4; fig. de texto 10

Observaciones: En nuestro material se presentan algunos ejemplares de *Veryha-*



Lám. III. — 1, *Veryhachium* (?) sp. C-298 b: 38,2/100,9. 2, *Veryhachium* sp. 1 C-298 b: 33,0/101,4. 3-4, *Veryhachium lairdii*. 3: C-298c: 34,4/109,7; 4: C-298b: 40,8/109,4. 5-7, *Veryhachium valensii*. 5: C-298e: 43,8/95,2; 6: C-298a: 30,5/112,4; 7: C-298a: 33,9/93,6.

chium cuyo cuerpo central tiene contorno rectangular a subcuadrado, que poseen cuatro procesos y que se ubican cómodamente en *V. lairdii*.

Ejemplares ilustrados: C-298c: 34,4/109,7, fig. de texto C-298b: 40,8/109,4 BA PB.

Distribución: *V. lairdii* se conoce del Tremadociano del Sahara (Combaz, 1967), del Arenigiano superior de Marruecos (Cramer

et al., 1974), del Ordovícico de Francia (Henry, 1969), y de depósitos silúricos y devónicos del hemisferio Norte (Stockmans y Willière, 1969).

Veryhachium valensii (Valensi 1953) Downie & Sarjeant, emend. 1964

Lám. 3, figs. 5, 6 y 7; fig. de texto 12

Material ilustrado: Dimensiones: Largo del lado mayor 11-17 μ . Largo de los procesos 4-8 μ .

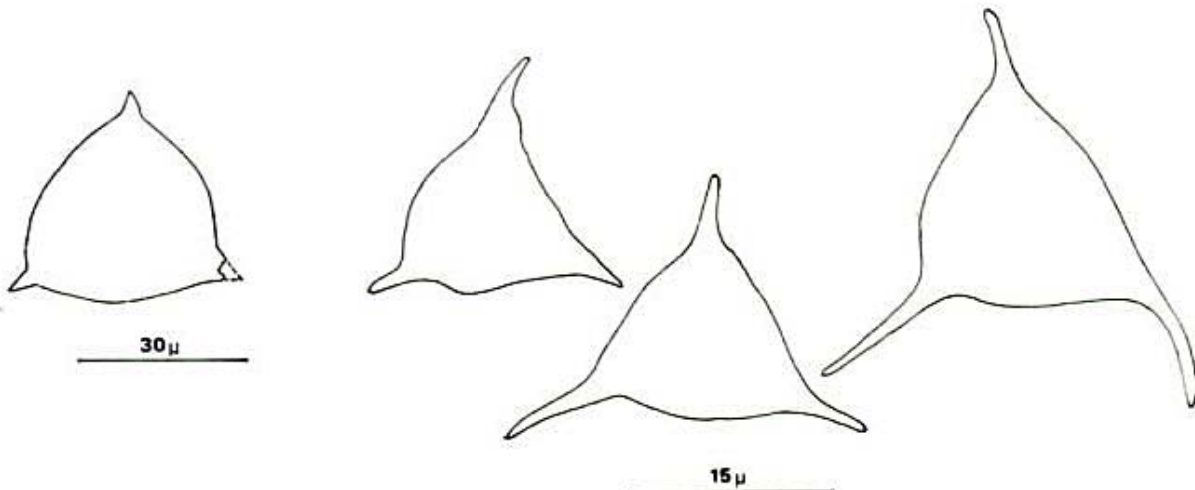


Fig. texto 11: *Veryhachium* sp. 1.

Fig. texto 12. — *Veryhachium valensii*.

Principal material estudiado: C-298a: 30,5/112,4, 33,6/93,6 34,5/110,6, 27,8/96,9; C-298b: 43,5/102,7; C-298e: 43,9/94,1, 43,8/95,2, 36,6/111,7 BA PB.

Observaciones: Nuestro material se ubica perfectamente dentro de los límites de variabilidad de *V. valensii* dados por Sarjeant (1970: 290-293).

Distribución: Entre otros, Ordovícico de Portugal (Henry, 1971) y Francia (Henry, 1969), Pérmico del Pakistán (Sarjeant, 1970) y Caloviano (cit. Sarjeant, 1970: 293).

Veryhachium sp. 1

Lám. 3, fig. 2; fig. de texto 11

Descripción: Una especie de *Veryhachium* de contorno triangular y lados convexos. En cada vértice una espina corta de alrededor de 4 μ de largo y 4-5 μ de base. Espesor de la pared 0,4 μ .

Dimensiones: Largo del lado mayor 24-31 μ .

Principal material estudiado: C-298e: 44,3/108,6; C-298b: 37,9/101,5, 33,0/101,4 BA PB.

Veryhachium (?) sp.

Lám. 3, fig. 1

Observaciones: En nuestro material se presentan frecuentemente formas triangulares de pared gruesa, cuyo lado mayor oscila entre 26 y 39 μ . Ninguna de estas formas tiene los procesos enteros. A este hecho se debe el interrogante en la asignación genérica.

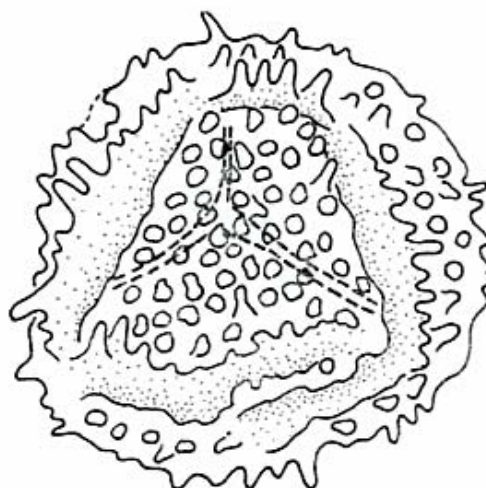
Principal material estudiado: C-298e: 41,0/97,4, 35,6/101,5, 34,0/101,3, 30,5/102,2, 40,0/103,2, 28,9/104,9, 44,0/105,2, 34,1/112,3, 38,0/111,8; C-298i: 29,0/105,4, 38,1/102,5 BA PB.

Género CERATOSPORITES Cookson & Dettmann 1958

Espora trilete similar a *Ceratospores*

Lám. 1, fig. 17; fig. de texto 13

Descripción: Espora trilete. Amb triangular muy redondeado. Hemisferio distal y ecuador densamente ornamentados con báculas y espinas. Los rayos de la marca Y alcan-



25 μ

Fig. texto 13: Espora trilete similar a *Ceratospores*.

zan como máximo 2/3 del radio de la espóra. Labios apenas insinuados. Espesor de la exina hasta 1 μ . Largo de las báculas y espinas hasta 2 μ . Exina plegada.

Dimensiones: Diámetro ecuatorial máximo 30 μ (incluyendo la ornamentación).

Observaciones: La comparación y no asignación corresponde a que se dispone de un solo ejemplar el cual posee, sin embargo, todos los rasgos típicos de *Ceratospores*. El único ejemplar presente tiene pliegues concéntricos que ocultan rasgos como el largo de los rayos de la marca Y.

Material estudiado: C-298b: 33,6/104,9 BA PB.

V. Aspectos estadísticos

En la asociación microflorística hallada en el Silúrico de Talacasto se encontraron representados en un recuento de 300 ejemplares los grupos supragenéricos indicados en el cuadro 2.

CUADRO 2. — Grupos supragenéricos de acritarcos presentes en la microflora silúrica de Talacasto

Acanthomorphytae	25,4 %
Netromorphytae	0,3 %
Polygonomorphytae	37,0 %
Pteromorphytae	0,6 %
Sphaeromorphytae	36,7 %
Herkomorphytae	+
Diacromorphytae	+
TOTAL	100 %

+: Hallado solamente fuera del recuento.

CUADRO 3. — Distribución de frecuencia (%) de acritarcos y miosporas en la microflora silúrica de Talacasto, provincia de San Juan.

<i>Acanthodiacrodium</i> sp.	+
<i>Baltisphaeridium brevispinosum minor</i>	18
<i>Baltisphaeridium</i> sp. A	7,4
<i>Cymatiogalea</i> sp.	+
<i>Cymatiosphaera</i> (?) sp.	+
<i>Deunffia</i> sp.	0,3
<i>Dicrodiacrodium</i> sp.	+
<i>Leiofusa</i> sp.	+
<i>Leiosphaeridia</i> spp.	33,4
<i>Moyeria</i> sp.	+
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. 1	+
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. 2	15,6
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. aff. <i>M. remotum polygonatum</i>	10,6
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. cf. <i>M. arbusculiferum</i>	+
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp.	0,3
<i>Pterospermella</i> sp. 1	0,6
<i>Pterospermella</i> sp.	+
<i>Saharidia talacastensis</i>	3,3
<i>Veryhachium lairdii</i>	0,6
<i>Veryhachium valensii</i>	3,3
<i>Veryhachium</i> sp. 1	0,3
<i>Veryhachium</i> (?) sp.	6,3
Espora trilete similar a <i>Ceratosporites</i>	+
	TOTAL 100 %

A nivel específico, la distribución de frecuencia es la indicada en el cuadro 3. Se observa el predominio neto de los Polygonomorphae (géneros *Multiplicisphaeridium* y *Veryhachium*) y Sphaeromorphae (géneros *Leiosphaeridia* y en medida mucho menor *Saharidia*). Le siguen en frecuencia los Acanthomorphae, con *Baltisphaeridium brevispinosum minor* n. subsp. (18 %) y *Baltisphaeridium* sp. A (7,4 %). *Acanthodiacrodium*, *Dicrodiacrodium*, y *Cymatiogalea*, que estarían redepositados, se presentan en bajas frecuencias.

VI. Significado estratigráfico de la microflora hallada

En el cuadro 1 se da una lista de las especies presentes en la microflora silúrica hallada a 5,50 m estratigráficos por encima del techo de las calizas arenigianas de la Formación San Juan. Las *Leiosphaeridias* se encuentran entre los elementos más frecuentes pero carecen de valor estratigráfico.

Las especies conocidas de *Multiplicisphae-*

ridium y *Veryhachium* presentes en nuestro material tienen un amplio biocrón. Asimismo los géneros de quitinozoos presentes (*Conochitina* sp., *Cyathochitina* sp., *Lagenochitina* sp.) por ser longevos, no aportan a la caracterización cronológica de la microflora; su estado de conservación no permite una determinación específica.

Si bien las especies del género *Saharidia* descritas hasta ahora son netamente orodovícicas, consideramos, dada la morfología sumamente simple de los integrantes de este género, que no resulta conveniente tenerlas en cuenta como formas guía a nivel suprarregional. Géneros netamente presilúricos, pero presumiblemente redepositados, son *Acanthodiacrodium*, *Cymatiogalea* y *Dicrodiacrodium*. Su distribución expresada en el cuadro 5 indicaría que los estratos del Ordovícico medio (?) estuvieron presentes en la región, pero fueron erosionados con anterioridad al Silúrico basal.

La graptofauna (*Climacograptus* aff. *hughesi* y *Monograptus* spp.) asociada a la microflora permite asignarla a la base del Silúrico (A. J. Cuerda com. verbal).

CUADRO 4.—Distribución de frecuencias a nivel genérico y/o específico de palinomorfos seleccionados de la asociación microfiorística estudiada. Silúrico inferior de Talacasto, provincia de San Juan.

E S P E C I E S		f				

CUADRO 5. — Distribución estratigráfica conocida de algunos géneros de acritarcos redepositados presentes en el material estudiado.

Taxon	Cámbrico			Ordovícico					
	I.	M.	S.	Inf.		Med.		Sup.	
				Tr	Ar	Ll	Lla	Ca	As
Acanthodiacrodium		---		---	---	---	---	---	
Cymatiogalea		---		---	---	---			
Dicrodiacrodium					---	---	---	---	

VII. Conclusiones

1. En la provincia de San Juan, localidad Talacasto, se halló en lutitas grises, a 5,50 m estratigráficos por encima del techo de las calizas arenigianas de la Formación San Juan, una microflora de conservación aceptable, asociada con restos de *Climacograptus* aff. *hughesi* y *Monograptus* spp.
2. La microflora se compone de casi un 100 % de especies marinas con un predominio de los géneros de *Leiosphaeridia* (33,4 %), *Multiplicisphaeridium* (26,5 %) y *Baltisphaeridium* (25,4 %) indicando así un origen netamente marino de los estratos portadores.
3. La diversidad de los acritarcos en la microflora de Talacasto es de 22, la

de esporas triletes de origen terrestre es de 1. El espectro de palinomorfos se subdivide (en un recuento de 300 ejemplares) en:

- 25,4 % Acanthomorphytae
- 0,3 % Netromorphytae
- 37,0 % Polygonomorphytae
- 0,6 % Pteromorphytae
- 36,7 % Sphaeromorphytae

4. La composición de la microflora estudiada es netamente diferente de la hallada en la Formación Los Espejos (Silúrico) de la Precordillera sanjuaniña, y asimismo de la microflora del Ordovícico superior de Talacasto, que será objeto de estudio de la segunda parte de este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

Burmann, G., 1968. *Diacrodien aus dem unteren Ordovizium*. Paläont. Abh. B 2 (4): 639-652, Berlin.

Cramer, F. H., B. Allam, W. H. Kanes y M. C. Diez, 1974. *Upper Arenigian to Lower Llanvirnian acritarchs from the subsurface of the Tadla Basin in Morocco*. Paleont. B, 145, 182-190.

Cramer, F. H. y M. C. Diez, 1979. *Lower Paleozoic Acritarchs*. (Acritarcos del Paleozoico inferior) Palinol., 1: 17-170.

Combaz, A., 1967-1968. *Un microbios du Tremadocien dans un sondage d'Hassi-Messaoud*. Ades. Soc. Lennéenne de Bordeaux, 104. Ser B, 29: 1-26, Bordeaux.

Deunff, J., 1961. *Un microplancton a Hystrichosphères dans le Tremadoo du Sahara*. Rev. de Micropaleontologie 4, (1): 37-52.

Deunff, J., J. P. Lefort y F. Paris, 1971. *Le microplancton ludlovien des formations immergées des Minquiers (Manche) et Sa Place dans la distribution du paleoplancton silurién*. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 1971 (C) III, (1): 9-28.

Diez, M. C. y F. H. Cramer, 1977. *Range chart of selected lower Paleozoic acritarch taxa. II. Index to parts I and II*. Rev. of Paleobot. Palynol., 24 (1977): 1-48.

- Downie, C., 1958. *An assemblage of microplankton from the Shineton Shales (Tremadocian)*. Proc. Yorks. Geol. Soc., (31): 331-350.
- Eisenack, A. (Edit.) 1973, 1976. *Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien*. Band III Acritarcha, 1. Teil 1973; Band IV Acritarcha, 12 Teil, 1976, Stuttgart.
- Henry, J. L., 1969. *Micro-organismes incertae sedis (Acritarches et chitinozoaires) de l'ordovicien de la Presqu'île de Crozon (Finistère): Gisements de Mort-Anglaise et de Kerglentin*. Bull. Soc. géol. minéral de Bretagne: 59-100, pl. I-XIII, Rennes (1968) 1969.
- Henry, J. L. y D. Thadeu, 1971. *Intérêt stratigraphique et paleogeographique d'un microplankton a Acritarches découvert dans l'ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 272: 1343-1346, Serie D.
- Pothe de Baldi, E. D., 1975. *Microplankton del Wenlockiano de la Precordillera Argentina*. Rev. Española de Micropal. VII, (3): 489-505.
- 1975. *Microplankton de la Formación Los Espejos, Provincia de San Juan, República Argentina*. Rev. Española de Micropal. VII (3): 507-518.
- Ramos, V., S. Malanca y M. E. Martel, 1978. *Estratos con graptolitos suprayacentes a la Formación San Juan, en la Quebrada de Talacasto*. Reunión Nacional: El Paleozoico de Argentina. Supl. Acta Geol. Lilloana, 14: 115. Universidad Nac. de Tucumán.
- Sarjeant, W. A. S., 1970. *Acritarchs and Tasmanitids from the Chhidru Formation, Uppermost Permian of West Pakistan*. Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan. B. Kummel & C. Teichert, Editors. Univ. of Kansas.
- Stockmans, F. y J. Williere, 1963. *Les Hystrichospheres ou mieux les Acritarches du silurien belge. Sondage de la Brasserie Lust a Courtrai (Kortrijk)*. Bull. Soc. belge Geol. 71: 450-481, Bruxelles.
- Timofeev, B. V., 1958. *Über das Alter Sächsischer Grauwacken. Mikropalaeophytologische Untersuchungen von Proben aus der Weisensteiner und Lausitzer Grauwacke*. Geologie 7: 826-845, Berlin.
- Volkheimer, W., A. J. Cuerda y D. L. Melendi, 1978. *Quitinozoos ordovícicos de la Formación Gualcamayo en su localidad tipo al suroeste de Guandacol, Precordillera de La Rioja, República Argentina*. Actas II Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y I Congr. Latin. Paleont. Buenos Aires 1978, I: 23-35.
- Volkheimer, W., D. Pothe y B. Baldi, 1980. *Quitinozoos de la base del Silúrico de la Sierra de Villicum (Provincia de San Juan, República Argentina)*. Revista Museo Arg. Cs. Nat. "B. Rivadavia", Paleontología II (6).
- Volkheimer, W., D. L. Melendi y F. G. Aceñolaza, 1980. *Una microflora ordovícica de la Formación Mojotoro, Provincia de Salta*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, (3): 401-416, 1980.

Recibido: 20 diciembre, 1981.

Aceptado: 2 julio, 1981.

D. L. MELENDI
W. VOLKHEIMER

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

GEOLOGIA DE DOS SECTORES DE LA FAJA ULTRABÁSICA DE LA SIERRA DE FIAMBALÁ, (FILO DEL MEDIO Y AGUA DE LOS PIQUES), PROVINCIA DE CATAMARCA

LUISA MARIA VILLAR

Resumen

Se presentan dos mapas de detalle que llevaron a la discriminación de la geología de dos sectores de la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá.

Muestran cómo la faja ultrabásica está alojada en una falla. Esta por su magnitud regional parece de tipo Fundamental.

La faja ultrabásica separa dos subzonas de alto grado de metamorfismo formadas por granolitas de hipersteno-plagioclasa en el flanco noreste de la falla y de clinopiroxeno-granate-cuarzo en el flanco sudoeste de la misma. La falta de zonas de diferenciación metamórfica y de brechamiento de la misma en los contactos indican una elevación tectónica de la faja.

Asimismo consideraciones de semi-detalle geológico señalan que no sólo el basamento granulítico es anterior a la faja ultrabásica sino que la falla fundamental de rumbo N 30 O es anterior a la que delimita el bloque pampeano de Fiambalá por el oeste.

Antecedentes

Durante 1969, se comenzó la prospección de la provincia de Catamarca en busca de curepos ultrabásicos y sus yacimientos asociados, con fondos, personal y equipos suministrados por el Plan La Rioja, y a partir de 1973 por el Plan NOA Tucumán. Esta prospección se llevó a cabo entre 1969 y 1976. En sucesivas campañas se descubrieron: la faja ultrabásica del contrafuerte de la Puna (llamada de San Buenaventura) (Villar, 1969 y 1975) (Villar y Brodtkorb 1974) y la de la sierra de Fiambalá (Villar, 1970, 1972, 1973 y 1975).

La prospección geoquímica de 1973 (Villar, 1974) dió como resultado la selección primaria de dos áreas de anomalía geoquímica por níquel (ver fig. 1). En tales áreas (Villar, 1974) se recomendó un estudio geofísico por polarización inducida, llevado a cabo por Roqué (1976) el cual, confirmó la existencia de anomalías geofísicas coincidentes con las geoquímicas poniendo en evidencia la posibilidad de la existencia

Abstract

The detailed maps which have led to discriminate the geology of two sectors of ultrabasic belt of Fiambalá are presented in this paper.

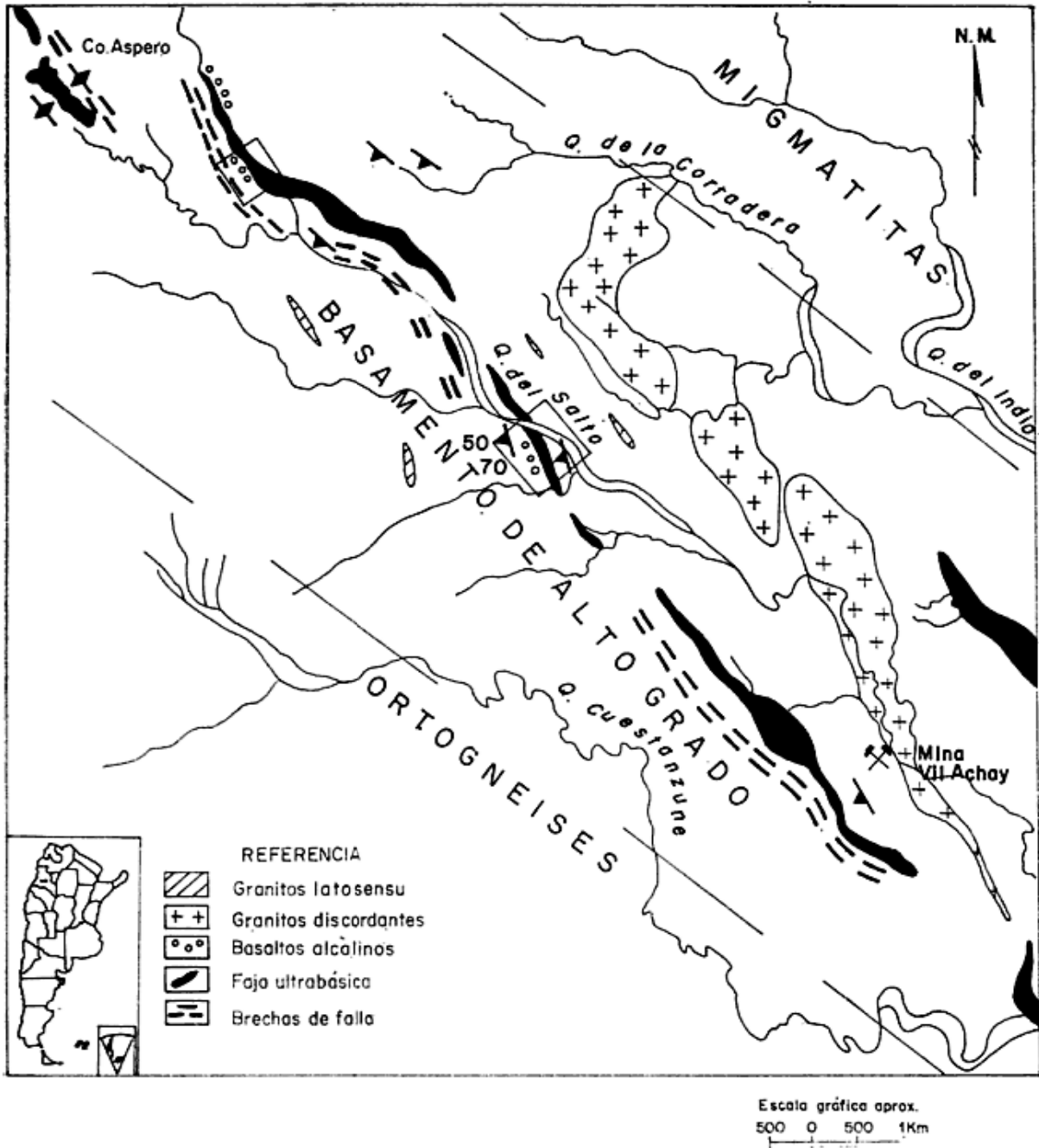
They show how ultrabasic belt of Fiambalá is located in a fault. This is of fundamental type. This belt separates two sub-zones with a high degree of metamorphism formed by granolites of hypersthene-plagioclase in northeast flank of the fault and of clinopyroxene-garnet-quartz in his southwest flank. The lack of metamorphic differentiation zones and the breaking of the belt at the contacts indicate a tectonic uplift of the ultrabasic belt.

Also considerations of semigeological detail show not only that granulitic basement is prior to ultrabasic belt, but that fundamental fault of N30W strikes is prior to the faulting which constitutes the western boundary of the Sierra de Fiambalá.

de sulfuros. Con tal motivo y antes de comenzar las perforaciones que dieron como resultado el hallazgo de un horizonte poli-metálico de sulfuros (Villar, Segal y Godeas, 1981) en 1976, se realizó durante dos meses y medio el detalle geológico de las dos áreas señaladas como Filo del Medio (1) y Agua de los Piques (2) (ver mapa 1). Este llevó a establecer la presencia de un basamento granulítico (granulítico seg. Winkler), una falla "Fundamental" y otras conclusiones que se exponen en el presente trabajo, donde se muestran los mapas en detalle de esas áreas cuya petrografía fuera expuesta en una publicación sobre la existencia de un basamento de alto grado (Villar, Godeas y Segal, 1976).

Metodología de trabajo

Las áreas Filo del Medio y Agua de los Piques fueron relevadas con brújula, pasos



Mapa 1. — Bosquejo geológico de la escama de alto grado de metamorfismo y de la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá.

y cinta sobre un reticulado topográfico con puntos cada 50 metros. Estas poseen las siguientes superficies: Filo del Medio 0,36 km² y Agua de los Piques 0,22 km². Fueron trabajadas en escala 1:2000 y estudiadas en base a petrografía y calcografía por lo cual el número de cortes ascendió a más de 250. Esto permitió dilucidar la cuestión de la composición del basamento.

Ubicación de las áreas

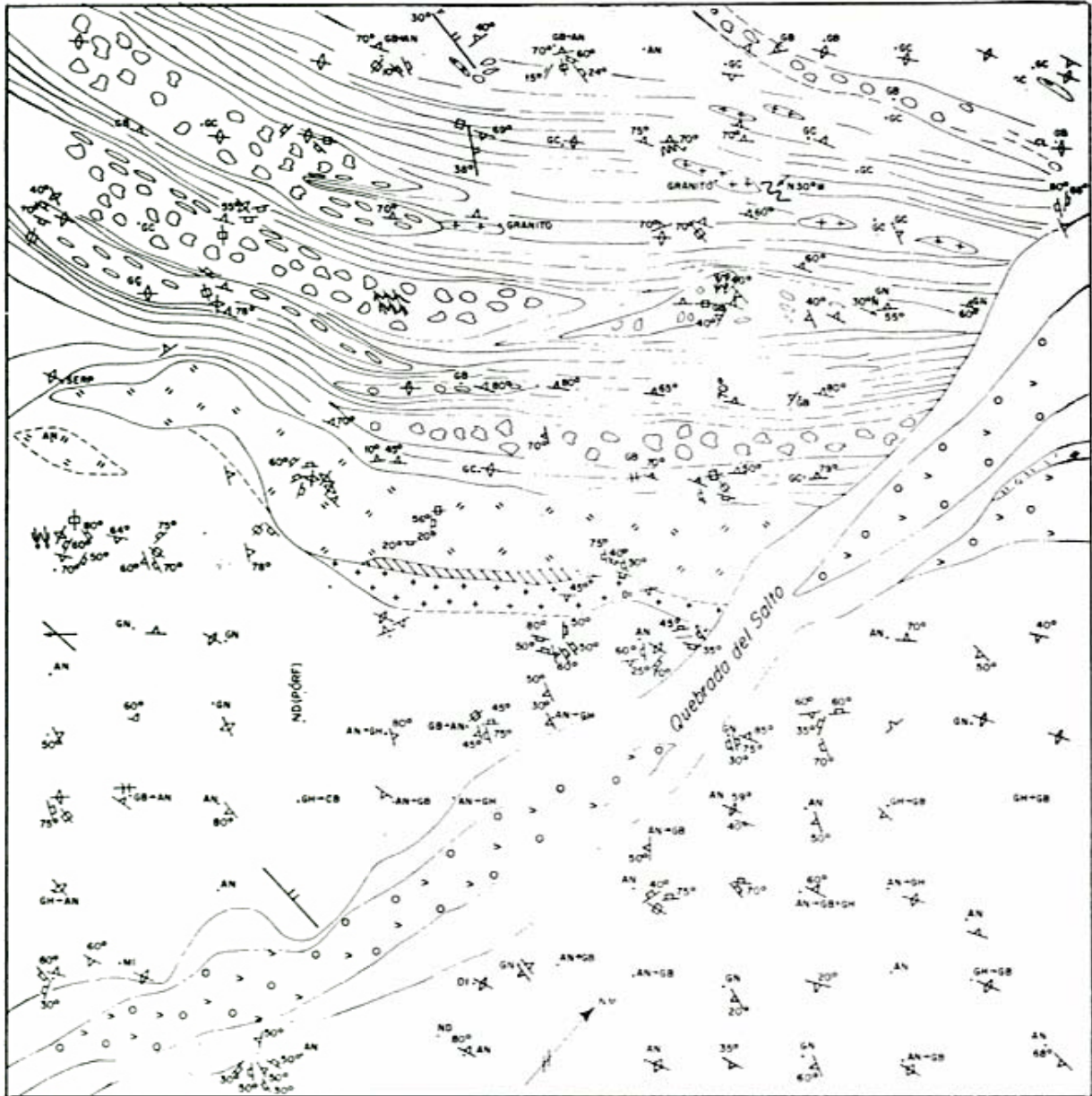
Estas áreas cuya posición geográfica está referida a puntos de triangulación, se en-

cuentran aproximadamente a 3 km una de otra y a unos 30 km con rumbo ONO de la ciudad de Tinogasta sobre la faja ultrabásica de Fiambalá (ver mapa 1).

Geología de las áreas

En los mapas 2 y 3 se observan un grupo de elementos que se encuentran en los dos sectores estudiados, ambos integrados en la Formación del Basamento Cristalino (Proterozoico-Paleozoico) y el Cuaternario (aluvio y coluvio).

La secuencia de los elementos que inte-



Escala gráfica
 0 25 50 100m

REFERENCIAS

□ Aluvio

○ Coluvio

• Plutones graníticos y dioríticos (DI Diorita)

GRANITO- Cuerpo exclusivamente granítico

/// Zona de diferenciación metamórfica incipiente

⊠ Serpentinitas (faja ultrabásica de la Sierra de Fiambal)

- An Anfibolita

⊠ Brechas

⊠ Brechas con clastos orientados

⊠ Serie listada

Gf - Gneis

CL - Clastos

GH - Granolita de la subzona hornsteno-plagioclasa

GC - Granolita de la subzona clinopiroxeno-granite-cuarzo

GB - Granoblastita

GH-GB Signo ejemplo que indica pasaje interzonal o interfazial

↙ 35° Rumbo y buzamiento de la esquistosidad

↘ 35° Rumbo y buzamiento de la clascosidad

↔ Falla

⊠ Microplicues

- Contacto probable

Mi Milonita

ND No determinable

Mapa 2.

gran la Formación del Basamento Cristalino está dada aproximadamente por las relaciones de campo y en parte confirmadas por lo hallado hasta el presente en las perforaciones que se realizaron a posteriori en las áreas.

Formación del Basamento Cristalino

La formación del Basamento Cristalino está constituida por: 1 — El Complejo Metamórfico, 2 — El Intrusivo Ultrabásico, 3 — Los Basaltos Alcalinos, 4 — Los Granitos Discordantes con bandas de greisenes, 5 — Los Gneisses y Granitos Lato Sensu.

1. — El Complejo Metamórfico

El Complejo Metamórfico es evidentemente la unidad más antigua de la sierra, pertenece a las facies granulita (granulita de Winkler) y por lo tanto está constituida por conjuntos de muy alto grado de metamorfismo con pasajes a la zona de mediano grado (anfíbolita, facies anfíbolita).

La facies granulita (granulita) presenta en el área de la escama de alto grado, las dos (subzonas): hipersteno-plagioclasa y clinopiroxeno granate-cuarzo (Winkler, 1974).

La subzona de hipersteno-plagioclasa está representada por la asociación hipersteno-plagioclasa con pasaje a anfíbolita (Villar, Godeas y Segal, 1978).

La subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo está formada por las asociaciones: clinopiroxeno + granate + cuarzo o sea las compuestas por granate, diópsido, cuarzo, feldespato potásico, albita, wollastonita, escapolita y, como accesorios zoicita, tremolita, hornblenda, titanita, zircón, y apatita.

Ambas subzonas presentan pasajes a conjuntos no diagnósticos de clinopiroxeno + plagioclasa + feldespato potásico \pm cuarzo \pm escapolita + wollastonita; clinopiroxeno + plagioclasa + escapolita; clinopiroxeno + plagioclasa + anfíbol; clinopiroxeno + plagioclasa + biotita; cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + clinopiroxeno + biotita.

2. — El intrusivo ultrabásico

El intrusivo ultrabásico se encuentra constituido principalmente por serpentinitas, serpentinitas porfíricas, serpentinitas parciales, harzburgitas, diferenciados locales de enstatolitas y diferenciados locales de dunitas.

El plutón ultrabásico se caracteriza por su carácter porfírico y glomelural, el primero está dado por la presencia de fenocristales de enstatita, el segundo por la existencia de glomérulos de forsterita, enstatita y espinelo. En profundidad dentro de un complicado panorama de intercalaciones metamórficas aparecen facies de lherzolita y websterita. El neto carácter porfírico de este cuerpo lo diferencia completamente de los plutones ultrabásicos serpentinizados y no serpentizados de la República Argentina conocidos hasta el presente. Carece de zonas de diferenciación metamórfica.

3. — Los basaltos alcalinos

Los basaltos alcalinos muy básicos fueron ya descritos (Villar, 1978) se encuentran en filones concordantes y discordantes y presentan texturas variolíticas que pueden equipararse a micropillows observadas para basaltos muy básicos del Troodos Massif (1979. Observación directa). Pueden representar también texturas de enfriamiento comunes en basaltos alcalinos. Están constituidos por crisolita, titanaugita, labradorita y bitownita, augita, analcima, karforita, apatita siendo sus menas magnetita, hematita, pirrotina, calcopirita, marcasita y minerales del grupo de la awaruita?

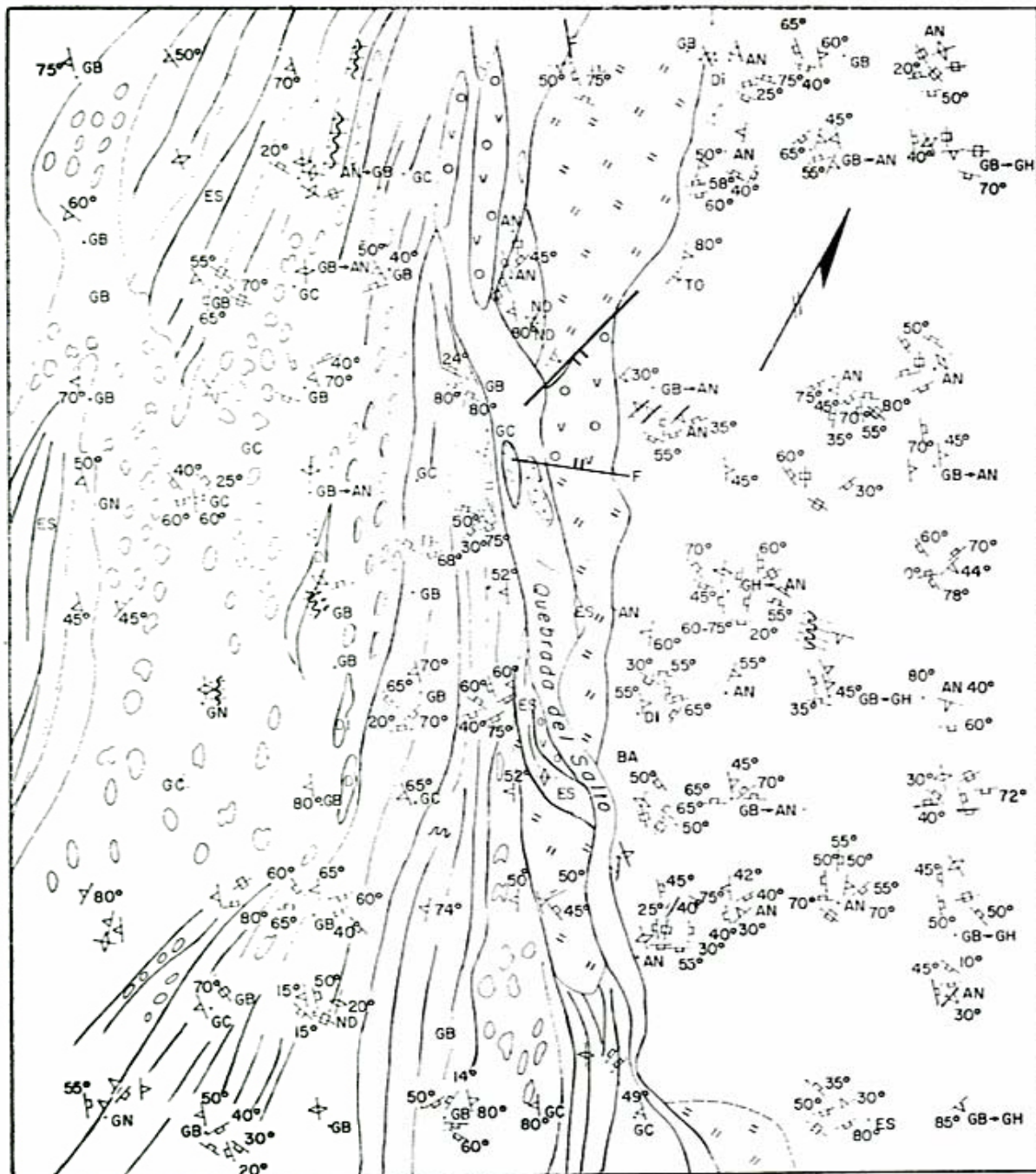
Están relacionados con la problemática del plutón ultrabásico. Presentan un largo intervalo de intrusión porque:

- a) Están alterados por la serpentización del cuerpo ultrabásico.
- b) Intruyen los granitos equigranulares mineralizantes de estaño de la Mina Vil Achay (Comunicación verbal de Tomcie S.).

Estos basaltos pueden ser la manifestación de una serie ofiolítica o quizá estar relacionados con los plutones granítico-granodioríticos, que se consideran a continuación.

4. — Los granitos discordantes con bandas de greisenes

Los granitos (Villar, Godeas y Segal, 1978) normales mineralizantes de estaño con bandas de greisenes están constituidos por cuarzo, albita media a andesita media, ortosa pertítica, escasa biotita y muscovita (accesorios apatita, zircón, topacio, fluorita y casiterita). Estos granitos no aparecen en



Escala grafica
10 0 10 20 100m

REFERENCIAS

- Aluvio
- Coluvio
- Gneis
- Tonalita
- Diorita
- Basaltos alcalinos
- Serpentinilas
- Anfibolitas
- Esquistos
- Contacto probable

- Granolita subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo
- Granolita de la subzona hipersteno-plagioclasa
- Granoblastita
- Pasaje de una subzona a una facies de menor metamorfismo
- Rumbo y buzamiento de la esquistosidad
- Rumbo y buzamiento de las diaclasas
- Falla
- Micropliegues
- Brechas y rocas brechoides
- Serie de rocas listadas

Mapa 3.

las áreas aquí presentadas pero se encuentran en las adyacencias (ver mapa 1) cuestión por la cual no son tan importantes para la descripción de las mismas.

5. — Los gneises y granitos lato sensu

Los gneisses son rocas de estructura porfiroblástica, carácter dado por la plagioclasa y/o feldespato potásico, de composición tonalítica hasta granítica aparecen intercalados en el basamento de alto grado y son probablemente posteriores al mismo, quizá cohetáneos en edad por lo menos con el ortogneiss de La Puntilla.

Los granitos lato sensu son grupos de intrusivos concordantes cuya composición fluctúa entre granitos y dioritas.

Subsector Filo del Medio

En el subsector Filo del Medio (ver mapa 2) se observa la faja ultrabásica como elemento predominante, con un rumbo N 30 a N 40 O se encuentra alojada entre, el basamento granolítico-(granulítico) de la subzona de hipersteno-plagioclasa y sus variaciones de mediano grado de metamorfismo (anfíbolitas) que afloran al este-noreste de la misma y la de piroxeno-granate cuarzo que aflora al oeste-sudoeste. El subsector aparece cortado por la quebrada del Salto donde afloran coluvio y aluvio.

Un plutón diorítico postectónico (granito lato sensu) se encuentra alojado concordantemente entre el cuerpo ultrabásico y la subzona de hipersteno-plagioclasa. Este plutón es el que ha producido una pequeña zona de diferenciación metamórfica en contacto con el cuerpo ultrabásico, caracterizada por abundancia de minerales planares.

La subzona de hipersteno-plagioclasa muestra rumbos predominantes N 30 a 40 O con inclinaciones desde 60° al SO hasta verticales y presenta además otro grupo de rumbos N-S subverticales. Esta subzona exhibe micro y mesoplegues sumamente difusos a los cuales pueden deberse las variaciones de rumbo; siendo aquéllas muy difíciles de observar a causa del alto grado de metamorfismo, aún no pueden aventurarse más observaciones estructurales en esta área. En el mapa 2 se observan las transiciones locales a anfíbolitas y granoblastitas.

La subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo que aflora al sudoeste de la faja se caracte-

teriza por intercalaciones de granolitas y granoblastitas; existen zonas lentiformes de brechas de más de 7 m de espesor constituidas por clastos de pseudogabros (diópsido + plagioclasa + hornblenda + biotita)* ricos en grafito y pirrotina cementados por minerales de la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo. La naturaleza de estos gabros es desconocida hasta el presente, su origen es ígneo y han sufrido posterior metamorfismo.

Las lentes de brechas son siempre concordantes a la faja y a la falla.

Los clastos de la brecha, por reactivación de la falla se aplastan concordantemente a la faja hasta formar una serie listada, constituida por intercalaciones de conjuntos pseudogábricos (granoblastíticos) y conjuntos de minerales cálcicos (de la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo) (ver mapas 2 y 3).

Es muy posible que la presencia de los pseudogabros en las zonas relevadas esté relacionada con la reactivación de la falla donde se encuentra alojado el cuerpo ultrabásico y pertenezcan a parte de los conjuntos pseudogábricos ((granoblastitas) (clinopiroxeno + plagioclasa) que se intercalan entre las granolitas. No se piensa aquí dada su asociación que puedan ser brechas de un paleoconjunto sedimentario (ver Villar, Godeas y Segal, 1978) aunque sí, producidas por un reciclamiento de un conjunto ofiolítico antiguo. El rumbo de las metamorfitas de esta subzona fluctúa ligeramente alrededor de N 30 O con inclinaciones entre 45° hasta subverticales al sudoeste. En ambas subzonas a ambos lados de la faja ultrabásica existen múltiples sistemas de diaclasas como puede observarse en el mapa 2, pero los juegos más conspicuos en ambas zonas siempre más observables en la subzona de ortopiroxeno-plagioclasa son N-S 60° E, N-S 70° O, E-O 35° S, E-O 35° N, N 30° E 70° SE, N 20° a 30° E 60° NO, N 30° O, 60° NE, N 30° O 60° SO, N 70° E, 35 a 40° SO, N 80° E 60° NO.

Subsector Agua de los Piques

(ver mapa 3)

En el subsector Agua de los Piques se observan las mismas características geológi-

* Estos llamados pseudogabros forman parte de una de las asociaciones granoblastíticas no diagnósticas. Últimamente en éstas se han hallado texturas ígneas relicticas.

cas generales que en el de Filo del Medio; en el lado nor-noreste de la faja ultrabásica afloran las granolitas de la subzona de hiperseno-plagioclasa con pasajes a anfibolita, existiendo un claro predominio de los exponentes del metamorfismo de mediano grado. El cuerpo ultrabásico asoma a ambos lados de la quebrada del Salto, mostrando una superficie craquelada, y presenta pequeñas fallas transversales inversas. Un pequeño filón de basalto alcalino se halla alojado entre éste y la subzona descripta. En el lado suroeste de la faja predomina la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo, siendo en ésta muy conspicuas las asociaciones no típicas (granoblastitas). En esta subzona se observan las brechas con sus clastos concordantes con la faja. Al oeste del subsector aflora una lente de esquistos cuarzo-feldespáticos, también concordantes con el rumbo general del basamento.

En este subsector las esquistosidades predominantes, concordantes con el rumbo de la faja ultrabásica, fluctúan entre N 30° O y N 45° O, con inclinaciones entre 50° y subverticales al SO predominando los altos valores de inclinación.

Los juegos de diaclasas son múltiples y afectan especialmente a la subzona de hiperseno-plagioclasa; entre éstos se destacan: E-O subvertical, N-S subvertical, N-S 30° SO, N 60° E 60° a 70° SE, N 30° O 30° SO, N 50° E-55° NO, N 50° E-55° SE.

Cabe señalar especialmente que próximo al subsector Agua de los Piques los contactos NNE de la faja consisten en una brecha ultrabásica cementada por material serpentínico; esto implicaría un movimiento de falla en el contacto entre el cuerpo ultrabásico y la roca de caja, posterior al emplazamiento del mismo; señala asimismo a su vez la carencia de zonas de diferenciación metamórfica.

Estructuras del cuerpo ultrabásico

La faja es un plutón concordante de rumbo N 30° a 45° O, inclinado entre 60° y 80° al SO, pudiendo estar acunado en profundidad por efectos de desplazamientos diferenciales de un labio de la falla en la cual está emplazado, respecto del otro.

La edad de la faja ultrabásica

Luego de sucesivos intentos de obtener buenos datos cronológicos de algunas fajas

ultrabásicas de la República Argentina basándose en determinaciones de Ar/K, los cuales fueron fallidos por la escasa o nula cantidad de potasio presente en las rocas, se realizó en el INGEIS una determinación de edad sobre una serpetina flogopítica de la sierra de Fiambalá (Villar, 1970, 1975) cuyo resultado es positivo.

Los datos analíticos dados por el INGEIS son los siguientes:

K : 0.08 %

$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}} : 0,657 \times 10^{-10}$ mol/g

$^{40}\text{Ar}_{\text{ATM}} : 76,2$ %

Edad: 415 + 20 m.a.

Esta datación fue realizada en roca total. La muestra tiene un porcentaje de potasio excepcional para ser ultrabásica alpina, el cual está dado por la presencia de flogopita, mica de magnesio y potasio típicamente autometamórfica en aquéllas, y en todo caso de origen comagmático con las serpentinitas y común en las fajas ultrabásicas de Argentina. La edad mínima determinada en el INGEIS corresponde por lo tanto a la formación de la flogopita y por ende a una de las etapas de autometamorfismo de la faja o a uno de los procesos que se producen dentro de ella.

Esta edad puede ser independiente del momento de intrusión, emplazamiento o cristalización en profundidad de la masa serpentínica, pero sí data un evento de actividad magmática o autometamórfica dentro de la misma. Aunque la contaminación atmosférica es muy alta se pueden realizar con las limitaciones pertinentes algunas consideraciones:

La edad mínima determinada sobre la roca fluctúa entre el Eosilúrico y Eodevónico. Dada esta edad, y como la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá se supone alojada en una estructura de falla (y como en general las intrusiones ultrabásicas relacionadas con zonas orogénicas tienen su origen en el manto) su emplazamiento, ocurrido probablemente en estado semiplástico, debe estar relacionado con un fuerte evento diastrófico ubicado entre el Proterozoico superior y el Devónico inferior.

De lo expuesto se infiere que una de las etapas autometamórficas o de cristalización de la serpetina ocurrió en el Eopaleozoico,

lo cual ubicaría a la faja y quizá a la elevación de la misma en el Precámbrico. Esto indica a la faja ultrabásica de Fiambalá como antigua.

Cabe señalar que nuevas determinaciones sobre flogopita no sólo en Fiambalá sino en, Novillo Muerto Mendoza, donde este mineral es incuestionablemente autometamórfico, podrán aportar nuevos elementos para resolver las edades de las fajas ultrabásicas en la Argentina.

Consideraciones y conclusiones

Aunque no se ha realizado la geología de toda la escama de basamento de alto grado en escala 1:25.000 pueden señalarse ciertas consideraciones geológicas regionales sobre la misma y sobre la faja ultrabásica obtenidas tanto de la geología de detalle como del reconocimiento de la escama en sí (ver mapa 1).

Esta escama de rumbo ONO está constituida por granolitas (granulitas) de la zona regional de hipersteno con pasajes a medio grado de metamorfismo. Se extiende por el sur hasta la quebrada de Cuestanzune donde se observa el ortogneiss de La Puntilla (González Bonorino, 1972) penetrando dentro de la escama, en tranquilas apófisis que a su vez obliteran algo la zona de falla que la limita por el sur.

La escama dentro de la sierra tiene todo el aspecto de un horst, el límite sur es neto. El ortogneiss es posterior a la falla sur de la misma. Por el norte la escama de alto grado a la altura de la quebrada del Indio pasa gradualmente a las migmatitas del norte de la sierra y colinda con los granitos porfiróides.

En el centro de este horst de granulitas, existe una falla Fundamental de actividad prolongada donde se encuentran alojados los doce o trece kilómetros de la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá con rumbo N 30° O. La falla separa al mismo tiempo las dos subzonas de metamorfismo subzona de hipersteno-plagioclasa en el noreste y de clinopiroxeno-granate-cuarzo en el sudoeste. En general flanqueando los cuerpos ultrabásicos pero sobre todo al sudoeste aparecen gruesos bancos de brecha intercalados en la serie granolita-granoblastita de la subzona clinopiroxeno-granate-cuarzo. Los clastos pseudogábricos de las brechas tienen como matrix asociaciones de la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo. Estas brechas por reactiva-

ción de la falla pasan a formar una serie listada donde se intercalan conjuntos pseudogábricos con granolitas y granoblastitas de la subzona clinopiroxeno-granate-cuarzo.

La faja ultrabásica muestra en su parte media de Filo del Medio inclinaciones hacia el sudoeste pero en la divisoria de la sierra, ver cerro Aspero, aparece alojado en estructuras catafilares (en forma de huso) achatadas en sentido vertical, sinclinales o anticlinales, regionalmente la faja de la impresión de poder ser un diapiro (Coleman, 1977). Los cuerpos en el extremo sudeste de la faja aparecen hundidos en terrazas recientes mientras en el extremo noroeste en el flanco occidental de la sierra, se denudan dejando anticlinales o sinclinales al descubierto a causa de la reactivación durante el Terciario de la falla pampeana norte-sur del flanco oeste de la sierra de Fiambalá. De ahí que las fallas del horst y la falla fundamental intermedia sean mucho más viejas que la falla pampeana. Esto parece estar de acuerdo con las condiciones de alto metamorfismo de la escama propias de un basamento extraído de gran profundidad en la corteza siálica y la presencia de lherzolitas del manto en la faja misma.

Cabe señalar que es la falla pampeana la responsable de la posición inclinada hacia el sudeste de la faja ultrabásica.

A la altura del cerro Aspero (ver mapa 1) la faja ha sufrido un desplazamiento de rumbo hacia el sudoeste. Este desplazamiento producido por falla no es fácil de interpretar sin la geología regional realizada, ya que en el tramo noroeste de la faja las brechas aparecen en los contactos nororientales y series de granoblastitas aún no determinadas en los contactos sudoccidentales de la misma (posición inversa respecto de la zona de Filo del Medio).

Los dos mapas aquí presentados fueron los que permitieron descubrir:

- a) Las granulitas.
- b) La existencia de una falla Fundamental.
- c) Las bases del trabajo presentado en 1978 en el VII Congreso Geológico en el cual se describe una nueva región de granulitas (granulitas) en la Argentina (Villar, Godeas y Segal, 1978).

Lista de trabajos citados en el texto

- Coleman, R. G., 1979. *Ophiolites*. Springer Verlag Heidelberg.
- González Bonorino, F., 1972. *Descripción geológica de la Hoja 13 c Fiambalá*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 127.
- Roque, C. E., 1976. *Estudios de polarización inducida y Magnetometría de los subsectores Filo del Medio y Agua de los Piques*. Plan NOA, Tucumán.
- Villar, L. M., 1979. *El cuerpo ultrabásico de Tres Quebradas, Mesada de los Zárate, Departamento Tinogasta, provincia de Catamarca*. Asoc. Min. Petr. y Sediment., Rev. V (3 y 4).
- 1969. *Los cuerpos ultrabásicos de la Mesada de los Zárate y la Quebrada del Salto*. D.N.G.M., Carpeta 291.
- 1970. *La faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca, República Argentina*. Simposio del Manto superior, Buenos Aires.
- 1972. *La faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá y la prospección orientativa de níquel*. S.N.M.G., Carpeta 736.
- 1973. *Prospección orientativa de níquel, cromo y cobalto en la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca*. Asoc. Min. Petr. y Sediment., Rev. IV (1-2): 1-10.
- 1973-1974. *Prospección de níquel en la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá*. S.N.M.G. Carpeta 512.
- 1975. *Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico*. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica. III.: 135-155. Buenos Aires.
- 1978. *Los Basaltos alcalinos de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca*. Asoc. Arg. Min., Petr. y Sedim., Rev. 3 y 4.
- Villar, L. M.; M. C. Godeas; S. Segal, 1978. *El basamento, facies anfibolita-granolita, y la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca*. VII Congreso Geológico Argentino II: 521-536.
- Villar, L. M.; S. Svetliza; M. C. Godeas, 1981. *Sulfuros de Fe, Cu, Ni, Co, Zn y Pb relacionados con la faja ultrabásica y la escama de alto metamorfismo de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (2).
- Winkler, H. G. F., 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer. Verlag Berlin - Heidelberg. New York.

Recibido: 20 diciembre, 1981.

Aceptado: 12 mayo, 1982.

LUISA MARIA VILLAR

Servicio Minero Nacional-CONICET
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires

LA TRANSFORMACION GEOLOGICA DE CARBONES Y TURBAS EN VINCULACION CON LA APTITUD DE BRIQUETEO

FEDERICO A. J. BERGMAN

Resumen

Se trata la relación entre la transformación geológica de carbones y turbas y la aptitud de briqueteo considerando la dureza como característica física que en el orden práctico controla dicha aptitud. Consecuentemente se analizan la causa y variación de dicha dureza, que a su vez condiciona las fuerzas moleculares de cohesión en vinculación con otras características que evolucionaron de manera coherente en estrecha colaboración con los cambios químico-estructurales producidos. Finalmente se reseñan diferentes procesos de briqueteo, acotando aspectos que hacen al objeto del trabajo.

Abstract

Relation between geologic transformation of coals and peats and their briquetting suitability are described.

Hardness as physic feature that practically controlled such suitability is taken into account. Therefore, cause and variation of such harness theat conditioned molecular forces of cohesion, are examined in relation with other features coherently developed in close connection with chemical-structural changes that have taken place. Finally, differents briquetting processes are shortly described, indicating aspects related to work object.

Introducción

El briqueteo de referencia consiste en la compactación de turbas y lignitos húmedos, o en la aglomeración de finos de carbones subbituminosos, carbones bituminosos y antracitas^o, con el propósito de transformarlos en combustibles de mejor calidad en lo que a poder calorífico y tamaño de grano se refiere. Este ennoblecimiento puede a su vez incrementarse, procesando las briquetas para transformarlas en combustibles sin humo o en productos de insumo industrial.

Los primeros ensayos de briqueteo datan de fines del siglo XVIII. A mediados del siglo pasado, comenzó el pertinente desarrollo en escala comercial tanto en Europa como en los Estados Unidos de Norteamérica.

Actualmente en el mundo se elaboran unas 100 millones de toneladas anuales de briquetas, en su casi totalidad con ingredientes representados en un 75 % por lignitos y en un 25 % por carbones bituminosos.

^o En el presente trabajo se sigue la clasificación de carbones ASTM, pero ubicando al "brown coal" dentro del lignito (pardo, blando o terroso) para facilitar la exposición.

Antecedentes tecnológicos

Los carbones se comportan de diferente manera ante el briqueteo, hecho advertido en la práctica y estudiado sistemáticamente, entre otros, por H. Apfelbeck. En general, se puede decir que los lignitos, a igual que las turbas, son fácilmente briqueteables, lográndose su compactación mediante presión solamente; en cambio los carbones subbituminosos, bituminosos y antracitas son difíciles de briquetear, necesiándose para su aglomeración, el uso de un medio ligante, además de la presión (Krassa, 1939).

Este singular comportamiento fue explicado mediante hipótesis fundamentadas ya en la bituminización, ya en el estado de la materia y en subsecuentes efectos de las aguas de adsorción, tal como se propusiera en base a resultados de estudios con rayos X.

Se debe a H. Hock el mérito de haber dado un enfoque al asunto que permite comprender de manera simple y complexiva el mecanismo físico del briqueteo (en Lowry, 1963). Este investigador demostró que desde el punto de vista que preocupa no existen diferencias entre los lignitos y otras substan-

cias de alto peso molecular, concluyendo que la adhesión de las partículas se debía a fuerzas moleculares, vale decir a las fuerzas van der Waals, que actúan sobre distancias menores de 0,1 micrón y decrecen en relación exponencial con respecto al aumento de la distancia de separación de las superficies. En consecuencia, desde este punto de vista, los lignitos y las turbas resultan fácilmente briqueteables debido a su baja dureza, o sea a su alta plasticidad que permite, por simple presión, un acercamiento tal de las partículas que éstas quedan adheridas.

Los carbones subbituminosos, bituminosos y antracitas, como se adelantara, presentan una conducta diferente. Sin embargo, estudios e investigaciones tendientes a disminuir y eliminar el uso de aglutinantes, evidenciaron la posibilidad de llegar a briquetear también esos combustibles minerales solamente con presión, cuando ésta es suficientemente elevada en relación con una pronunciada molienda de la substancia.

Esta posibilidad en su momento se atribuyó a un efecto de sinterización por calor de fricción, así como también al entramado de partículas. Pero la tendencia actual, es hacer extensiva a estos carbones la referida explicación física de Hock.

En definitiva, en el orden práctico el grado de briqueteabilidad se halla controlado por la dureza, característica que con criterio complejo se considerará en vinculación con la transformación natural de carbones y turbas en sus yacimientos.

Aspectos geológicos

Existen dos procesos químico-evolutivos de los combustibles sólidos en cuestión, por efecto principalmente de la presión, temperatura y tiempo: la incarbonación de base húmica y la polimerización de base spropélica. Desde el punto de vista geológico es posible una correlación de ambas líneas evolutivas, de la manera que se indica en el cuadro 1.

Entre tales líneas evolutivas hay formas intermedias que fueron apreciadas desde diversos puntos de vista. Los combustibles de base húmica son ampliamente dominantes, constituyendo los productos comerciales a que se refieren las clasificaciones prácticas usuales. Por ello, en lo que sigue, nos referiremos a estos últimos combustibles que, por otra parte, son los que revisten interés para la circunstancia que preocupa.

CUADRO 1.—Correlación de combustibles sólidos minerales.

Combustibles Sólidos de:		Procesos Geológicos
Base Húmica (ASTM)	Base Spropélica	
Turba	Balchaschita - Coorongita	Diagénesis
(Brown Coal) Lignito	Gagat	
Carbón Subbituminoso		
Carbón Bituminoso	Boghead	Metamorfismo
Antracita		
(Grafito)		

Cambios de composición y estructura

La transformación de la turba en un lignito blando (pardo o terroso) corresponde a un proceso de compactación o diagénesis. Este proceso se caracteriza sobre todo por una sensible pérdida de agua, pudiéndose pasar en lo que a ésta se refiere de una turba con un máximo de 95 % a dicho lignito con un tenor mínimo de un 30 %. La transformación del lignito blando en lignito duro y carbón subbituminoso también va acompañada por una intensa evasión de agua que puede llegar a superar el orden del 20 %, la cual motiva que en estos niveles evolutivos haya una fuerte consolidación por desecación de la materia húmica coloidal que impregna restos vegetales en distinto grado de alteración, de tal manera, que el carbón entonces adquiere evidentes signos de homogenización y una particular consistencia. Por ejemplo, xylita del lignito blando que bajo el microscopio apenas puede diferenciarse de la madera, en el lignito duro y carbón subbituminoso ya se presenta sumamente densificada y transformada en finas bandas de vitrita. Tal como lo demostraron Petrascheck (1947) y especialmente Dulhunty (1950), el fenómeno se puede reproducir experimentalmente. Este último investigador obtuvo lignito duro calentando lignito blando en agua a 100°C y bajo una presión equivalente a la que rige a 1.400 metros de profundidad en la corteza terrestre, cuando el contenido en humedad y el volumen disminu-

yeron en un 24 % y 40 %, respectivamente. Pero con todo cabe destacar que la transformación del lignito blando en lignito duro y carbón subbituminoso es un fenómeno predominantemente de carácter físico-coloidal, y que las modificaciones químicas, expresadas por un enriquecimiento en carbono, son de una magnitud menor que aquellas de carácter estructural. De allí que el tenor en agua o humedad —o el correlativo poder calorífico— en las turbas, lignitos y carbones subbituminosos, sea mejor patrón para apreciar el grado de transformación que el contenido en carbono y materias volátiles. La deshidratación de los lignitos con la profundidad ha sido estudiada en varios yacimientos, habiéndose estimado, por ejemplo, en algunos depósitos de Europa y Australia, una disminución de 1 % de agua por cada 30 metros de profundidad en el lignito blando, y una disminución igual, pero por cada 100-150 metros, en el lignito duro. La presión es la causa de esta expulsión favorecida lógicamente por la temperatura que disminuye la tensión superficial del líquido.

Cuando se entra en el grupo de los carbones bituminosos, dentro de las transformaciones los cambios químicos comienzan a jugar el principal rol configurando ya un verdadero cuadro metamórfico.

El proceso evolutivo entonces se caracteriza fundamentalmente por una progresiva aromatización de los elementos químicos. En el carbón flambante o de llama larga, vale decir en el carbón bituminoso alto volátil, por provenir éste directamente de los lignitos y carbones subbituminosos, aún existen grupos aromáticos unidos entre sí por abundantes puentes alifáticos. Pero durante la transformación de este carbón en carbón bituminoso medio volátil, carbón bituminoso bajo volátil y antracita, van desapareciendo los puentes alifáticos de tal manera que parte de sus elementos se evaden —produciendo un progresivo enriquecimiento en carbono—, y parte pasan a sumarse a los núcleos aromáticos preexistentes. Entonces tales núcleos crecen, al mismo tiempo que se van ordenando según la estratificación, hasta constituir, especialmente en la antracita, un enmallamiento con uniones del tipo C-C que vienen a reemplazar, con mayor firmeza, a los primitivos puentes alifáticos. Este ordenamiento concluye cuando ha desaparecido todo el oxígeno y el hidrógeno, y cuando los carbonos adquieren una disposición geométrica definida, en cuyo caso el mineral ya

no es más carbón sino grafito (van Krevelen, 1952, 1961; Gibson, 1978).

La reseñada transformación químico-estructural no parece ser uniforme sino diferenciada, de tal manera que desde los carbones bituminosos en cada micela se formaría un núcleo húmico oleofóbico que transitoriamente pasaría a una corteza bituminica oleofílica, siendo el primero particularmente resistente a la pirólisis y a la disolución en solventes orgánicos.

Modificaciones de características físicas

En las turbas y lignitos, los elementos químicos forman abundantes cadenas abiertas que unen, a manera de puentes, a otros agrupados en cadenas anulares o aromáticas. Esas fracciones abiertas o alifáticas son ricas en oxígeno y al mismo tiempo en grupos hidrofílicos (OH^- , CO_2H^-) que condicionan la solubilidad en álcalis. Durante el metamorfismo lo primero que tiende a evadirse es precisamente ese oxígeno en forma principalmente de anhídrido carbónico y agua. A causa de ello y de la menor rigidez que va adquiriendo el carbón por la voladura de los susodichos puentes, es que disminuye la superficie interior y por ende la energía de superficie y el agua inherente. Lo propio sucede con la densidad verdadera en razón de ser el oxígeno un elemento relativamente pesado, y, con la dureza, por la desaparición de las mencionadas uniones alifáticas. Los valores mínimos durante este proceso se alcanzan a la altura de los carbones bituminosos medio volátiles o de coque que poseen un contenido mínimo de oxígeno en relación con una cantidad aún relativamente grande de hidrógeno, elemento especialmente liviano. En estadios metamórficos más avanzados, vale decir, en el carbón bituminoso bajo volátil y antracita se produce una fuerte pérdida de carbono e hidrógeno en forma de metano, al mismo tiempo que se intensifica el proceso de crecimiento y condensación de anillos y aumentan las uniones de valencia entre los mismos. Consecuentemente el carbón va perdiendo su solubilidad y plasticidad, y por ende, irreversiblemente, su aptitud de fundir. Con la pérdida constante de metano y el aumento progresivo de la rigidez a causa de las susodichas uniones que van como "congelando" las láminas de los complejos aromáticos —al mismo tiempo que van acondicionando y ajustando su enmallamiento—, se produce, consecuente-

mente, un incremento de la superficie interior, de la energía de superficie, de la humedad inherente y de la dureza, como asimismo de la densidad verdadera, ya que va aumentando sensiblemente el contenido de carbono en relación con el hidrógeno por la proporción en que entra cada uno de estos elementos en las moléculas de metano que se evaden (Bergmann, 1962; Teichmüller *et al.*, 1962).

Por lo dicho precedentemente se concluye que las características físicas de los carbones, van cambiando en estrecha vinculación con los cambios químico-estructurales de los mismos acusados en sus yacimientos.

Para el caso específico de la dureza, se advierte que el valor mínimo corresponde a los carbones bituminosos medio volátiles (de coque), en razón de registrarse en éstos la máxima voladura de puentes alifáticos y un mínimo de enmallamiento de las redes de carbono. A partir de estos carbones la dureza crece hacia las antracitas y carbones subbituminosos, por el referido enmallamiento y por la gelificación de las sustancias húmicas, respectivamente. Para completar el panorama cabría destacar que en los lignitos y las turbas por constituir las sustancias

húmicas verdaderas hidrosoles, la dureza decrece sensiblemente, a términos por debajo del nivel logrado en los mencionados carbones medios volátiles. Lo dicho se esquematiza en la figura 1.

Reseña de procesos

A los efectos de mejor ilustrar se comentan brevemente diferentes procesos de briqueteo (Lowry, 1963; Bergmann, 1979), acotándose aspectos que hacen al tema que preocupa.

a) Briqueteo de lignitos y turbas

Este es el proceso más simple que se desarrolla en la práctica. Sus principales etapas son: a) molienda, b) secado, c) prensado —con prensas Exter y tipo Ring roll—, y d) enfriamiento.

En este proceso no se utiliza aglutinante. La alta plasticidad del material facilita el moldeo, uniéndose las partículas con una humedad óptima que forma una fina película intersticial. Dicha humedad óptima generalmente corresponde al contenido de agua

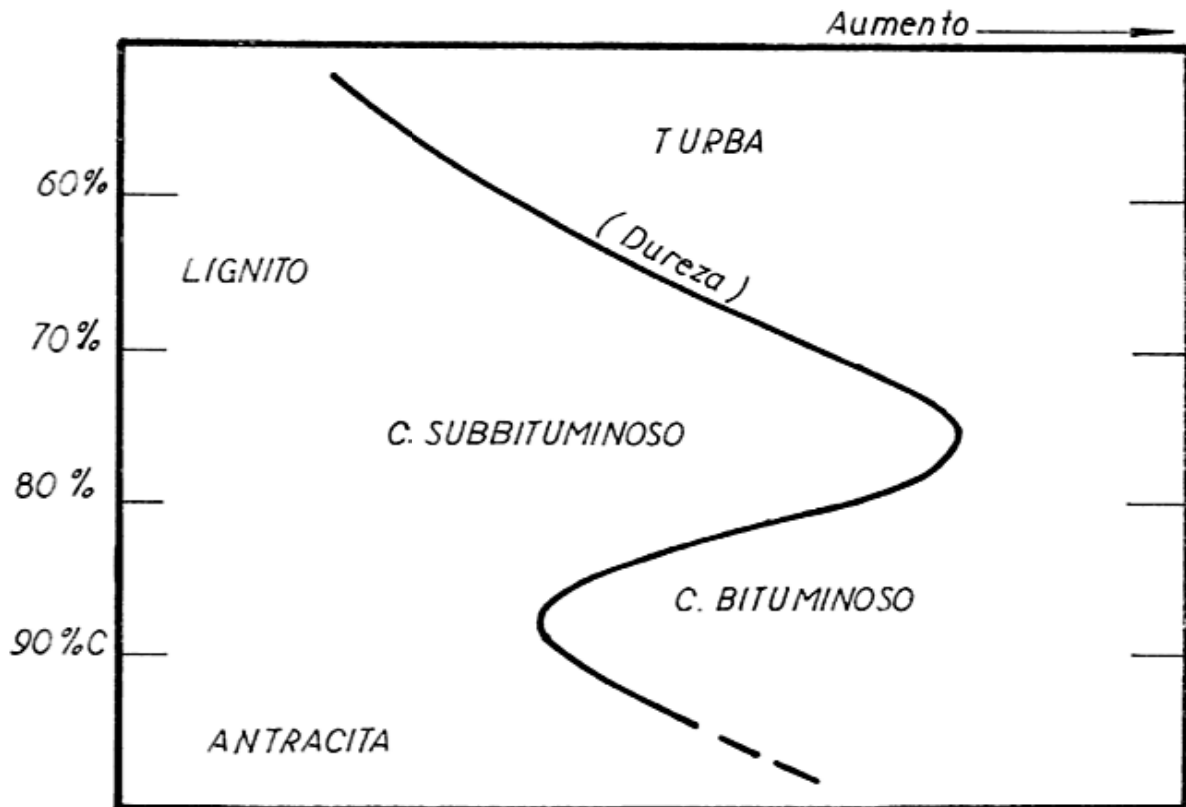


Fig. 1. — Comportamiento de la dureza en carbones y turbas.

en equilibrio con un 75 % de humedad ambiental. En lignitos por ejemplo de Alemania, los valores óptimos son de 12,5 % a 15 %.

b) Briqueteo de carbones subbituminosos, y antracitas

Este proceso es más complejo que el anterior, y sus fundamentos fueron en su momento sistematizados por Haacke *et al.* (1930). Las etapas fundamentales se resumen como sigue: a) secado, b) molienda, c) amasado, y d) prensado —con prensas de mesa rotativa y de rodillo—. En este proceso es necesario el uso de un 5 % a 10 % de aglutinante —generalmente brea de carbón y asfalto o bitumen de petróleo—. El aglutinante actúa como simple adhesivo, por amalgación y por imbibición en los poros del carbón. En la práctica se trata de ahorrarlo al máximo, prestándose particular atención a la granulometría, dosificación y mezclado de los componentes de carga.

c) Procesos no convencionales

Se trata de procesos que se apartan de los esquemas corrientes y que en su mayor parte se hallan en etapa de investigación. Tienen por finalidad briquetear carbones subbituminosos, bituminosos y antracitas, sin aglutinantes. A continuación se reseñan sus lineamientos básicos, en conexión con la briqueteabilidad.

Briqueteo en caliente. Con el aumento de la temperatura, los carbones se vuelven progresivamente menos elásticos y más plásticos; pero este cambio no es regular, pues a la temperatura de aproximadamente 400°C se produce un súbito incremento de la plasticidad que —en un ambiente inerte, por supuesto— puede terminar en la fusión del combustible. Precisamente, en esta región de temperatura, es cuando resulta practicable el briqueteo del carbón. Entonces las partículas de carbón comienzan a fundir en sus superficies, no así en sus núcleos, por ser el carbón muy mal conductor del calor. En tal estado las partículas en contacto tienden a adherirse entre sí, ayudadas por la condensación de parte de las materias volátiles que se desprenden. La presión de briqueteo a aplicar, dependerá del grado de plasticidad de las partículas.

En los carbones coquizantes se puede con-

trolar indirectamente la plasticidad, fundiendo y desgasificando parcialmente. En los carbones bituminosos poco coquizantes y en los carbones subbituminosos especialmente, esta posibilidad se desvanece, toda vez que la zona apta de temperatura se estrecha a valores de hasta unos 20°C-30°C. Las antracitas y carbones subbituminosos que no se ablandan cuando se calientan, no se pueden compactar por este camino. Los carbones que se ablandan cuando se calientan, generalmente pueden ser briqueteados a presiones de 200 a 400 kg/cm², ya calentados bajo presión en moldes, o ya calentados y ulteriormente prensados.

Una forma original de briqueteo en caliente es la sinterización. Este proceso contempla la aglomeración de carbón semifundido, sin presión, por simple adherencia de las partículas. El diseño quizás más conocido sea el del semicoque. Disco elaborado en horno rotativo de acero, en el que en ambiente reductor las partículas de carbón son ablandadas, aglutinándose al rodar como la nieve al formar las bolas de nieve.

Por lo dicho precedentemente se advierte que el briqueteo en caliente —sin aglutinante—, se apoya en la plasticidad y fusión del carbón al ser calentado en una atmósfera inerte. Conforme con lo adelantado, esta posibilidad llega a su grado máximo en los carbones bituminosos medio volátiles —de coque—, toda vez que en los carbones de este tipo, durante su calentamiento los átomos exteriores de los complejos moleculares aromáticos que integran las micelas comienzan a vibrar, lo cual posibilita que tales complejos, debido a la escasa cohesión que existe entre ellos, se deslicen unos sobre otros, haciendo que el conjunto se ablande y entre en estado de fusión (Berkowitz, 1949). Esta aptitud desaparece hacia las antracitas y los carbones subbituminosos, conforme con sus estructuras controladas por la transformación geológica.

Briqueteo en frío. El primer logro positivo de briqueteo directo, fue concretado por E. R. Sutcliffe en Inglaterra, al compactar en 1914 carbón bituminoso coquizante finamente pulverizado, bajo fuertes presiones y relativamente débil temperatura. En esta línea de briqueteo, se hicieron varios ensayos en los Estados Unidos de Norteamérica y en Europa, siendo la realización más exitosa la lograda con la aplicación de las prensas Ring roll, que a veces se usan para briquetear lignitos. H. Apfelbeck diseñó un mode-

lo que se instaló en la Mina Rtanj de Yugoslavia, logrando briquetear con todo éxito directamente, sin aglutinante y sin aporte de calor, el carbón bituminoso medio volátil de esta mina. La razón de ello se debe a que el carbón jurásico de Rtanj, con 23,6 % de materias volátiles, en verdad tiene una plasticidad extraordinaria. Sobre la versión de Apfelbeck, aparecieron otros diseños que parecen no haber aún salido del plano experimental.

Dentro de esta línea de briqueteo, actualmente se especula con la posibilidad de incrementar el efecto de las fuerzas van der Waals, mediante el desarrollo de esfuerzos de cizallas durante el prensado. Bajo este enfoque, experimentalmente se han logrado briquetear directamente carbones bituminosos de distinta volatilidad.

Conclusión

De lo dicho precedentemente se concluye que el diferente comportamiento de carbones y turbas en el briqueteo —que tiene por razón física las fuerzas moleculares—, se debe a la diferente dureza de esos combus-

tibles en conexión con su transformación natural en los respectivos yacimientos. Las turbas y lignitos se briquetean sin aglutinantes, debido a su baja dureza y gran plasticidad de acuerdo con su naturaleza hidrocoloidal. En cambio los carbones subbituminosos, carbones bituminosos, y antracitas, se briquetean a presión mediante el uso de aglutinantes para aglomerar las partículas, debido a la dureza relativamente pronunciada de dichos combustibles a causa de los procesos de gelificación, aromatización y enmallamiento sufridos por la materia carbonosa durante su evolución en los correspondientes depósitos.

Dentro de estos últimos carbones, los bituminosos medio volátiles (de coque), son los más plásticos en concordancia con su singular factura químico-estructural. Consecuentemente estos carbones, que suelen presentar micropliegues en sus mantos y producir abundantes finos durante la explotación, a veces se logran briquetear, en escala comercial, prácticamente sin aglutinantes. También estos carbones son los más aptos para una aglomeración térmica no convencional, en razón de su manifiesta fusibilidad.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bergman, F. A. J., 1962. *Sobre el comportamiento de algunas propiedades físicas de los carbones*. Minería y Metalurgia, Asoc. Ing. Min., Met y Geol., Rev. 20: 15-26. México.
- 1979. *Briqueteo de carbones y turbas*. Anexo IV de Requerimientos Futuros de Fuentes no Convencionales de Energía en América Latina, del Programa de la ONU para el Desarrollo. Quito.
- Berkowitz, N., 1949. *A physical approach to the theory of coking*. Fuel. XXVIII. London.
- Dulhunty, J. A., 1950. *Some effects of compression on the physical properties of low-rank coal*. Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales. LXXXII. Sidney.
- Gibson, J., 1978. *The constitution of coal and its relevance to coal conversion processes*. Fuel. LI, 470. London.
- Haacke, A. y A. Meyer, 1930. *Handbuck der Brikettirung*. Enke. Etuttgart.
- Kassa, P., 1939. *Combustión y Combustibles*. Zig Zag. Santiago de Chile.
- Lowry, H. B., 1963. *Chemistry of Coal Utilization*. Wiley & Sons Inc. New York - London.
- Petraschek, W., 1947. *Die Metatmorphose der Khole und ihr Einfluss auf die sichtbaren Bestandteile derselben*. Sitzungsbericht Osterr. Akad. Wiss., Math. - naturwiss. Kl., Abt. 1. CLVI, 7-8. Wien.
- Teichmüller, M. y R. Teichmüller, 1962. *Geological aspects of Coal metamorfism*. Coal and Coal-Bearing Strata. Ed. Murchinson - Westoll. London.
- Van Krevelen, D. W., 1953. *Physikalische Eigenschaften und chemische Struktur der Steinkohle*. Brennstoff-Chemie. XXXIV. Essen.
- 1961. *Coal (typology-chemistry-physics-constitution)*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam.

Recibido: 11 enero, 1982.

Aceptado: 15 julio, 1982.

FEDERICO A. J. BERGMAN

Yacimientos Carboníferos Fiscales
Av. Roque S. Peña 1190
Buenos Aires.

NOTA BREVE

INTRUSIVO GRANITICO EN VULCANITAS
JURASICAS DEL CHUBUT CENTRAL

JOSE MARIA CORTES

Introducción

En el transcurso del levantamiento de la Hoja 46 d, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina que realiza el Servicio Geológico Nacional, el autor tuvo oportunidad de reconocer afloramientos más o menos extensos de rocas graníticas no citadas hasta el presente en la literatura geológica. Dicha característica, sumada a la edad post-jurásica media de esas rocas y su localización en el sector central del Chubut extraandino, hacen por demás interesante el hallazgo.

El mapeo geológico expeditivo, a escala 1:100.000 fue realizado sobre fotos aéreas. Para el presente artículo se ha contado con las descripciones petrográficas realizadas por Lema (1982).

Los afloramientos se encuentran entre el tramo medio del río Chubut por el norte y la meseta del Canquel, por el sur. Están localizados 50 km al sureste de Paso de Indios, en el departamento homónimo, al noreste del paraje La Rueda (fig. 1). La ubicación está dada por los 44°06' de latitud sur y los 68°28' de longitud oeste. Se accede por el camino que lleva al molino de la estancia San José y que se desprende a la derecha de la ruta provincial N° 16 (ex ruta nacional N° 25), aproximadamente 19 km al oeste de la localidad de El Sombrero.

Geología

Reseña estratigráfica

La estratigrafía de la comarca se compone de un basamento plutónico-metamórfico constituido por esquistos, migmatitas y granitos de edad cámbrica y/o paleozoica inferior. Sobre ese basamento se disponen po-

tentes acumulaciones volcano-sedimentarias de edad jurásica, entre las que se distinguen depósitos del Lías, Dogger y Malm inferior, separados por discordancias. Intruyendo depósitos jurásicos, se disponen las plutonitas motivo de la presente comunicación, que fueran anteriormente denominadas Granito La Rueda (Cortes, 1980). Esta entidad no se encuentra en contacto con las sedimentitas continentales cretácicas del Grupo Chubut, ampliamente extendidas en la comarca.

La estratigrafía cenozoica está constituida por depósitos predominantemente marinos de edad daniana (Formación Cerro Bororó) y por depósitos continentales paleocenos y coceno-oligocenos de las Formaciones Río Chico y Sarmiento, respectivamente. Está constituida también por distintas asociaciones volcano-sedimentarias de composición básica, que constituyen la meseta del Canquel y elevaciones vecinas.

Stock granítico

La masa aflorante de este plutón granítico constituye un único y extenso cuerpo, elongado en dirección meridional; su superficie aflorante es de aproximadamente 16 kilómetros cuadrados.

Constituye una elevación afectada en sus bordes por erosión fluvial, mientras que las porciones centrales más elevadas, culminan hacia arriba en un plano horizontal, remanente de una antigua superficie peneplanizada.

Las observaciones de campo permiten distinguir una clara variación textural, con aumento de la deformación, desde la parte interna hacia la periferia del cuerpo aflorante. Es posible diferenciar entonces unas facies

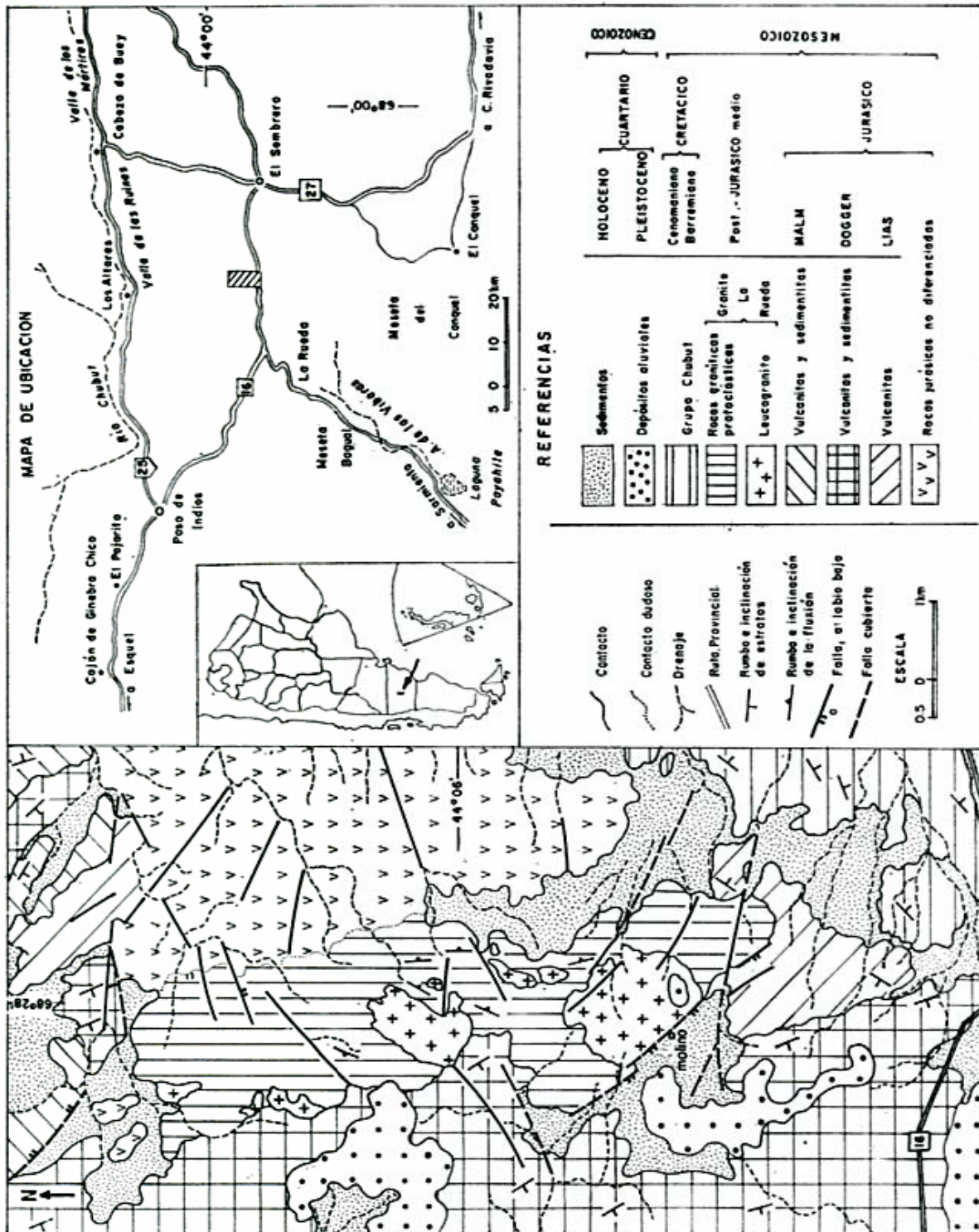


Fig. 1. — Mapa geológico y mapa de ubicación de los afloramientos

interna, compuesta por leucogranito cataclásico, cuya distribución coincide con las elevaciones de la parte central y occidental del afloramiento y una facies externa de rocas graníticas protoclásticas, en las márgenes que rodean al leucogranito y hacia el contacto con la roca de caja.

Desde el punto de vista petrográfico, la facies interna se compone de un leucogranito rosado mediano y textura granosa cataclásica, compuesta por cuarzo, microlino y oligoclasa y en menor proporción biotita. La facies externa se compone de rocas graníticas milonizadas hasta verdaderas milonitas graníticas, con estructuras de fluxión. En las primeras se destacan porfiroclastos lenticulares de feldespato rosado, de hasta tres centímetros de largo, los cuales representan el 40 % a 50 % de la roca. En las milonitas, son evidencias de una acentuada deformación, el menor tamaño de los porfiroclastos isoorientados paralelamente a la fluxión y la casi pulverización de la biotita.

La disposición periférica del granito protoclástico respecto del leucogranito, el pasaje gradual entre ambos tipos litológicos y la mayor inclinación de los planos de fluxión hacia los bordes del cuerpo plutónico indican un origen primario de las texturas y diferencias litológicas observadas, las cuales se habrían generado en las márgenes del cuerpo como producto del flujo diferencial en la masa intrusiva.

La deformación protoclástica se produce en parte o la totalidad de un cuerpo ígneo debido a movimientos intrusivos tardíos antes de su completa cristalización (Higgins, 1971). La solidificación es mayor en los márgenes próximos a la roca de caja, más fría, lo cual da origen al flujo diferencial y a las estructuras antes descritas, en ese sector.

En el extremo suroccidental, el Granito La Rueda se pone en contacto con reducidos remanentes de ignimbritas jurásicas por medio de una falla. Un kilómetro al norte del molino se observó la relación intrusiva del granito en tobas rojizas por medio de una zona de contacto de 30 cm de ancho, formada por fragmentos angulosos de toba, englobados por granito, todo impregnado por sílice rojiza.

Es en el borde sur del afloramiento, a ambos lados de la quebrada en que se encuentra el molino, donde se pueden apreciar con mayor claridad los efectos mecánicos de la intrusión en las ignimbritas encajantes. El perfil muestra que hacia el sureste se pasa de

granito rosado a mantos de ignimbritas inclinados por efectos de la intrusión a través de una aureola de contacto rojiza, silicificada, atravesada por numerosas venillas de granito. Hacia arriba las ignimbritas están sumamente fracturadas, formando brechas. Un poco más al noroeste, por la misma quebrada, se aprecian venas y diques irregulares de granito que intruyen vulcanitas y engloban xenolitos de las mismas.

En sectores elevados se han reconocido sobre el granito, remanentes de camadas psefíticas de edad pleistocena, que constituyen el primer nivel de agradación de la comarca.

Edad: La edad de las vulcanitas mesosilícicas y ácidas y de las secuencias piroclástico-sedimentarias asociadas del centro de la provincia del Chubut, en base a dataciones radimétricas y flora contenida, abarcan el Lías, Dogger y Malm inferior.

El Granito La Rueda, en el sector sur, intruye ignimbritas que se asignan al Liásico, ya que corresponde por su litología y relaciones estratigráficas a las ignimbritas asociadas (Cortés, 1980) a piroclastitas con flora liásica integrantes de la Formación Puesto Lizarralde (Chebli *et al.*, 1976) que afloran en el puesto Oviedo y con aquellas ignimbritas asociadas a vulcanitas y aglomerados volcánicos aflorantes a escasos tres kilómetros al norte, correlacionables con la Formación El Córdoba (Robbiano, 1971), de la misma edad (Nullo, 1971).

El Granito La Rueda también intruye en el sector occidental, a una secuencia volcánico-sedimentaria correlacionable con la Formación Cañadón Puelman (Herbst, 1966) de edad dogger; dicha secuencia soporta en suave discordancia angular a sedimentitas correlacionables con la Formación Cañadón Asfalto de edad oxfordiana (Volkheimer, 1971).

En base a estas relaciones la edad del Granito La Rueda es con seguridad post-jurásica media.

En el Chubut extraandino, se han reconocido afloramientos de plutonitas ácidas y mesosilícicas de edad post-jurásica media pertenecientes a episodios intrusivos del Cretácico inferior, Cretácico superior y Terciario, entre los cuales el Granito La Rueda sería hasta el presente, su representante más oriental (fig. 2).

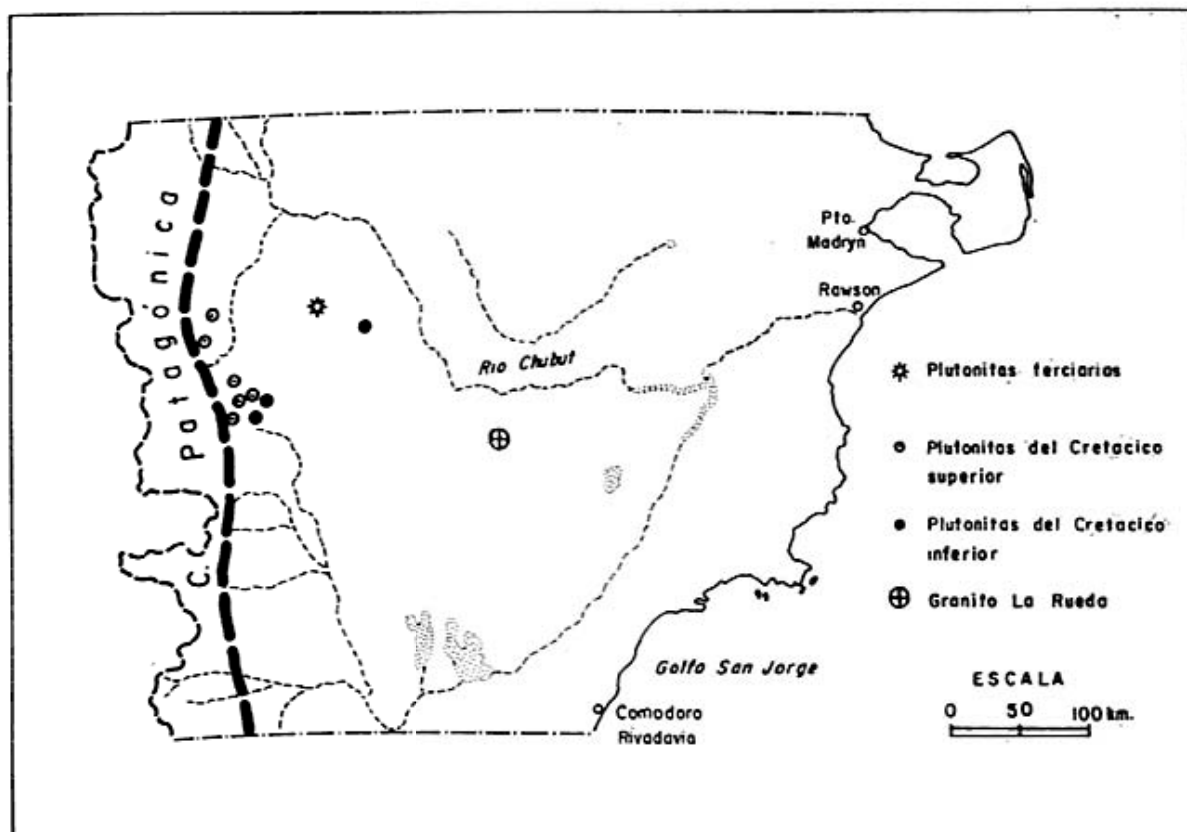


Fig. 2.—Distribución de afloramientos de plutonitas ácidas y mesosilíceas post-jurásicas en el Chubut extraandino.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cortés, J. M., 1980. *Descripción geológica de la Hoja 46 d, Meseta del Canquel, provincia del Chubut*. Inf. preliminar inéd., Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- Chebli, G. A., C. Nakayama, J. C. Sciutto y A. A. Serraiotto, 1976. *Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima*. VI Congr. Geol. Arg., Bahía Blanca, Actas I: 375-382, Buenos Aires.
- Herbst, R., 1966. *La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Patagonia*. Asoc. Paleont. Arg., Ameghiniana IV (9): 337-339, Buenos Aires.
- Higgins, R., 1971. *Cataclastic rocks*. Geol. Survey Proff. Paper 687, Washington.
- Lema, E., 1982. *Descripciones petrográficas de la Hoja 46 d, Meseta del Canquel, provincia del Chubut*. Inf. inéd., Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- Nullo, F., 1974. *Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (3): 377-378, Buenos Aires.
- Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (1): 41-56, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1971. *Algunos adelantos de la microbioestratigrafía del Jurásico en la Argentina y comparación con otras regiones del Hemisferio Austral*. Asoc. Paleont. Arg., Ameghiniana VIII (3-4): 341-355, Buenos Aires.

Recibido: 8 febrero, 1982.

Aceptado: 10 julio, 1982.

JOSE MARIA CORTES

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, 2º piso
1060 Buenos Aires

FE DE ERRATAS

Kerlleñevich, S., *El Ordovícico en la zona de Calingasta-Precordillera de San Juan*. Tomo XXXVI (4): 372-379.

<i>Donde dice</i>			<i>Debe decir</i>
Pág. 376, reg.	30	SE-NO	SO-NE
" "	43	sureste	suroeste
" 377 "	1	N-NO	N-NE
" 373 "	17	"una muy compleja"	"una muy completa"
" "	4	} <i>Climacograptus antiquus</i>	<i>Climacograptus antiquus</i>
" 375 "	7		
" 377 "	5		

EL NUMERO 2 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 1° DE
SETIEMBRE DE 1982 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

El presente número ha sido financiado en parte con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos.

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner.
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA.
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis.
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).

Serie C - Reimpresiones

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

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:
MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVII - N° 2



CONTENIDO

Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba ARMANDO C. MASSABIÉ	153
Control litológico estructural de las vetas de baritina del Distrito Mine-ro Alumbrillo, departamento Tumbaya, provincia de Jujuy HÉCTOR H. GARCÍA Y EDUARDO A. ROSSELLO	174
Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I. Lago El Trébol D. A. VALENCIO, K. M. CREER, A. M. SINIATO, J. F. A. VILAS, M. M. MAZZO-NI, L. A. SPALLETI, E. J. ROMERO Y C. A. FERNÁNDEZ	183
Criterios de definición del metamorfismo de muy bajo grado. Con espe-cial énfasis en el perfil de Falda Ciénaga, Puna de Catamarca ALEJANDRO J. TOSELLI	205
Sedimentitas del Triásico superior continental en el valle del río Collón Curá, entre los arroyos Quemquemtreu y Calefú, provincia del Neuquén EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ	214
Datos palinológicos del límite Ordovícico-Silúrico de Talacasto, provin-cia de San Juan. Parte I: Base del Silúrico DANIEL L. MELENDI Y WOLFGAN VOLKHEIMER	221
Geología de dos sectores de la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá (Filo del Medio y Agua de los Piques), provincia de Catamarca LUISA M. VILLAR	237
La transformación geológica de carbones y turbas en vinculación con la aptitud de briqueteo FEDERICO A. BERGMAN	
<i>Nota Breve</i>	
Intrusivo granítico en vulcanitas jurásicas del Chubut central JOSÉ M. CORTÉS	252
Fe de erratas	256
5° Congreso Latinoamericano de Geología	173

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.