

## REVISTA

DE LA

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## SUMARIO

<u>Cristian S. Petersen (1912-1962) .....</u>	<u>5</u>
W. C. STOLL, Notas sobre los yacimientos de oro y cobre del Mogote Río Blanco (Prov. de La Rioja).....	8
BERNABÉ J. QUARTINO y JORGE F. VILLAR FABRE, El cuerpo granítico orbicular precámbrico de la Pampa de Los Altos, Sierra de Velazco (Prov. de La Rioja).....	11
AMÍLCAR O. HERRERA, Las pegmatitas de la Sierra de San Luis. Estructura interna, mineralogía y génesis .....	43
M. E. TERUGGI y R. R. ANDREIS, Revisión de las zeolitas con especial referencia a su importancia sedimentológica .....	73
W. C. STOLL, La geología del tungsteno en Argentina .....	96
Resúmenes de la 1ª Reunión de Comunicaciones Científicas. División Geología. Museo de La Plata.....	107

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1963

**REVISTA**  
**DE LA**  
**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

**This One**



**S4PP-N3A-DT6Z**

Imprenta y Casa Editora «Conti», Perú 684, Buenos Aires

---

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 340.992

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

TOMO XVIII

---

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1963



## CRISTIAN S. PETERSEN

(1912-1962)

Gran pesar ha causado la desaparición del que fuera prestigioso geólogo, socio y vicepresidente de la Asociación Geológica Argentina, Dr. Cristian S. Petersen, acaecida en el pasado mes de noviembre.

Si bien algún tiempo atrás había superado una molesta dolencia cardíaca, y pocos días antes de su deceso resultó ileso de un desdichado accidente automovilístico, su estado de salud no había experimentado ninguna recaída más, y por esta circunstancia, y porque aún era joven, nada hizo prever tan rápido como inesperado desenlace.

La personalidad del extinto estaba forjada en una sólida cultura humanística y especializada, poseyendo clara inteligencia y vigorosa retentiva. Así podía captar imágenes o acciones, interpretar conceptos e ideas y mucho tiempo después, describirlos o explicarlos con notable precisión. Le caracterizaba una rica intelectualidad animada por un espíritu cultivado en las más excelsas expresiones de la cultura y del arte. Muy joven viajó por Europa, recorriendo los principales países, en especial Escocia y Dinamarca con los que le ligaban vínculos de familia. Ya profesional, se trasladó nuevamente al viejo continente, reviviendo sus tempranas emociones; pero en esta oportunidad tuvo también contacto con estudiosos

de la geología. Fue un amante nato de la naturaleza y toda su obra no tuvo otro fin que explicar los fenómenos que le son propios.

Su actividad se desarrolló principalmente en la práctica de la profesión y la docencia universitaria, sin dejar de prestar su colaboración en el campo cultural y privado.

Había nacido el 4 de mayo de 1912, en la localidad de Villa Ballester, donde cursó estudios elementales. Obtenido el título de bachiller, ingresó en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires. Como egresado de esa casa de estudios, pasó a formar parte del plantel técnico de la Dirección Nacional de Geología y Minería, en calidad de Ayudante Geólogo, alcanzando rápidamente el cargo de Jefe de Comisión.

Inició el desempeño de su profesión con un estudio geológico del curso medio del río Chubut, realizado bajo la dirección del eminente geólogo Dr. Pablo Groeber, investigación que fue presentada como tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Naturales, mereciendo la calificación de "Sobresaliente-felicitado", y con posterioridad, el premio municipal "Eduardo L. Holmberg" otorgado por la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires, siendo finalmente publicada por la Dirección Nacional de Geología y Minería en el Boletín nº 59. Tan auspicioso comienzo fue continuado con otro estudio, en colaboración con el Dr. Félix González Bonorino, en el área de la hoja 42b-Cholila, del Mapa Geológico Económico del país, el que por falta de base topográfica debió suspenderse, pero cuyos primeros resultados fueron publicados en el Tomo II de esta Revista.

La investigación geológica en el ambiente patagónico despertó en él un atractivo que no hubo de abandonarlo en toda su vida profesional, a la vez que le sirvió para hacer evidente también su inclinación por los estudios de la geografía física, climatológica y el análisis geomorfológico.

Por esta razón, si bien en su condición de geólogo de la Dirección Nacional de Geología y Minería, realizó diversos estudios en distintas regiones del país para fines económicos o aplicados, su ferviente deseo de ahondar en la geología de la Patagonia, lo llevó a realizar en 1944 un primer viaje de reconocimiento al Territorio Nacional de Tierra del Fuego, presentando a su regreso, un plan de estudios geológicos y relevamientos topográficos, que fue aprobado por la Superioridad, y puesto en marcha a partir de la temporada 1945-1946. La comisión geológica-topográfica, integrada por siete geólogos y siete topógrafos, fue confiada a su dirección, y actuó en sucesivas temporadas hasta 1949, en que por renuncia se alejó de esa repartición, quedando trunco tan vasto plan. De estas investigaciones, brindó un resumen publicado en el Tomo III, también de esta Revista, y un informe geológico presentado a la Dirección Nacional de Geología y Minería, acompañado por una compilación geológica a escala 1:500.000 de toda la porción argentina de la isla.

Simultáneamente se desempeñó en la cátedra universitaria, demostrando un gran talento didáctico. En la Facultad que le otorgara el título, fue designado en 1940 Ayudante y, más tarde, Jefe de Trabajos Prácticos en la Cátedra de Geografía Física y Climatología de la que era titular el Dr. Pablo Groeber, a quien sucedió como Profesor Adjunto. En 1949 se incorporó a la Facultad de Ingeniería como Profesor Titular Interino de Nociones

de Geografía Aplicada; a ambos cargos renunció tiempo después. El 1958, por invitación de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, volvió a dictar allí la cátedra de Geografía Física (Geomorfología) como Profesor Titular Interino, hasta que lo sorprendió su muerte.

En su predilección por la geomorfología destacó singular interés por todas las manifestaciones del gran proceso de la "Epoca Glacial del Pleistoceno". Trató este tema muy especialmente en sus clases, y a modo de conferencias expuso sus ideas en el país y en el extranjero. Así, en la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, desarrolló "Observaciones sobre las glaciaciones extraandinas de la Patagonia" y en las universidades de Aberdeen (Escocia) y en la Real de Copenhague (Dinamarca) sobre geología y geomorfología argentina.

Ha dejado inconcluso un importante trabajo sobre la hidrología del sistema de drenaje patagónico-fueguino.

Vertió del inglés, idioma que dominaba, la obra de Greville A. J. Cole "El desarrollo geológico de Europa" y otras más. En colaboración con el Dr. A. F. Leanza, publicó el texto "Elementos de geología aplicada", de la que se hallaba en preparación una segunda edición revisada; personalmente había ilustrado acertadamente varios capítulos con dibujos a pluma.

Instituciones vinculadas a las Ciencias de la Tierra requirieron su estimado concurso, y así, dictó cursillos sobre geología general e histórica y sobre la evolución del planeta en la Asociación Argentina Amigos de la Astronomía.

En su calidad de miembro de la Asociación Geológica Argentina, le cupo el honor de figurar entre sus fundadores, integrando como secretario la primera Comisión Directiva (1945-1948). En 1957 fue electo vicepresidente, debiendo ejercer la Presidencia durante parte del período.

Entre sus otras actuaciones, figuran la de miembro activo del Centro Argentino de Geólogos y delegado honorario de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires al XVIII Congreso Geológico Internacional realizado en Londres en 1948. Además, integró una sociedad comercial dedicada a trabajos de impresión, especializada en publicaciones científicas en el dominio de las Ciencias Naturales con lo que, de un modo indirecto, sus esfuerzos también convergieron al cultivo de su especialidad.

En su privilegiado intelecto y siguiendo los impulsos de sus variadas posibilidades, hubo aún cabida para concebir una novela cuyo escenario había de ser la lejana y muy querida Tierra del Fuego, pero han quedado inconclusos sus capítulos y los bocetos de su propia mano, que mostrarían el ambiente en que habrían de actuar los personajes de su creación.

Mediante esta breve semblanza de su obra, que trasunta sus relevantes aptitudes, con honda tristeza, rindo en nombre de sus amigos y colegas, y en el mío propio, un homenaje a su eterna memoria, dejando de manifiesto lo mucho que nos ha privado su prematura desaparición.

*Dr. Eduardo J. Methol*

## NOTAS SOBRE LOS YACIMIENTOS DE ORO Y COBRE DEL MOGOTE RÍO BLANCO (PROV. DE LA RIOJA)

POR W. C. STOLL

Escuela de Geología. Universidad de Chile

### RESUMEN

Pequeñas vetas de pirita, calcopirita y oro se encuentran en aglomerados volcánicos del triásico (?) y en intrusiones de pórfiro dacítico, probablemente del pliocénico, en Mogote Río Blanco, al norte de Chilecito, La Rioja. Los yacimientos son subvolcánicos y mesotermales, relacionados genéticamente a un conducto volcánico dacítico. La actividad ígnea que dio lugar a los yacimientos probablemente fue iniciada por el fracturamiento de la corteza durante el Plioceno superior, preliminar a los movimientos regionales de bloques.

### ABSTRACT

Small auriferous pyrite-chalcopyrite veins occur in Triassic (?) volcanic agglomerates and probable Pliocene dacite porphyry intrusions at Mogote Río Blanco, north of Chilecito, La Rioja. The ore deposits are subvolcanic, mesothermal and genetically related to a dacite volcanic neck. The igneous activity that gave rise to the ores was probably initiated by fracturing of the crust in late Pliocene time, preliminary to regional block faulting.

En Mogote Río Blanco, a 78 km al norte de Chilecito, provincia de La Rioja, hay depósitos de oro-cobre. Las minas se encuentran en las laderas de una prominencia aislada o *mogote*, que se levanta cerca de la base oriental de la Sierra de Famatina. Un campamento en la base de la montaña está a 2.000 m sobre el nivel del mar y la cumbre está 500 m más alto. El pequeño pueblo de Angulos es el reducto más próximo.

Primeramente los minerales oxidados fueron trabajados por oro por pirquineros. Ninguna labor sistemática ha sido intentada. Los yacimientos fueron estudiados por Lannefors y Wassman (1930). En 1932, tres sondajes de percusión fueron hechos en el lecho del río Blanco por la U. S. Smelting y Refining Co. a fin de ensayar el contenido de oro de los aluviones, que resultó ser excesivamente bajo (Bravo, 1934). Las vetas y el área de los alrededores fueron estu-

diados y mapeados en 1949 por H. G. L. Bassi y el autor (1949) por cuenta de la Dirección de Minas y Geología. La geología del área de Famatina, que incluye Mogote Río Blanco, fue estudiada en 1955 por J. C. M. Turner (1955) cuya nomenclatura geológica y determinaciones de edad han sido usadas en la siguiente descripción.

Las formaciones en orden estratigráfico son las siguientes:

Cuaternario: Depósitos aluviales modernos; depósito de terraza.

Plioceno: *Araucanense*, areniscas y conglomerados. Intrusiones de pórfiro dacítico. Intrusiones y extrusiones de dacitas.

Mioceno: *Calchaquense*, lutitas, areniscas, conglomerados.

Triásico (?): *Formación del Crestón*: aglomerados y tobas.

Los conglomerados y tobas andesíticas estratificados de la formación del Crestón están expuestas en una sección de 400 m de espesor, interrumpida en la base por una falla de escurrimiento. Ellos buzcan  $30^\circ$  a  $60^\circ$  NW hacia el Mogote, y están cubiertos, localmente, sin o con muy poca discordancia, por lutitas púrpuras con areniscas y conglomerados intercalados que pertenecen al Calchaquense. Todas estas rocas forman las partes medias de las laderas de la montaña. La cumbre está compuesta por dacita de grano fino, masiva o fracturada, localmente vesicular.

La dacita cubre un área redonda de alrededor de 1 km de diámetro en la cima del Mogote. Parece descansar en una superficie de pendiente pareja que trunca los estratos inclinados de la formación del Crestón y el Calchaquense algunos 200 a 250 m debajo de la cumbre. La dacita es de acuerdo con esto interpretada como efusiva, al menos en parte. Probablemente tapa en el centro del Mogote un orificio relleno de la misma composición.

Pequeños diques y filones mantos de pórfiros dacíticos intruyen los aglomerados y la dacita, y son a su vez atravesados por varias vetas.

Las laderas más bajas de la montaña están formadas por conglomerados y areniscas gruesas firmemente cementadas que pertenecen a la serie Araucanense del Plioceno. Los conglomerados contienen rodados de un pórfiro similar en composición a los diques y filones mantos que intruyen las rocas más antiguas. Estas han sido deslizadas sobre el Araucanense por una poderosa falla de sobrescurrimiento regional de rumbo Norte y buzamiento de  $50^\circ$  W.

La edad de la actividad ígnea y de la mineralización que la acompañó, de acuerdo a estas observaciones, puede ser miocénica o pliocénica. Probablemente es pliocénica inferior, correspondiendo así al vulcanismo y mineralización de la región de Capillitas. Las fallas de so-

brescurrimiento, que son un fenómeno regional y relacionado con las fallas de bloques del basamento cristalino más al este, son probablemente del Plioceno Superior. La actividad ígnea en Cerro Mogote Río Blanco, como en Capillitas, fue probablemente iniciada por fracturamiento de la corteza preliminar a los movimientos de bloques.

Las vetas ocupan fracturas en los aglomerados triásicos (?) y dos o tres vetas también atraviesan el pórfiro dacítico. La veta Manto Verde y otras vetas pequeñas afloran en el flanco Este de la montaña. Tienen un rumbo N a NW y buzamiento  $30^\circ$  a  $60^\circ$  W. Un segundo grupo de vetas que comprende la Santa María y Calchaquí, Rosalía, Atahualpa y otras, están expuestas en el lado sur, y tienen un rumbo aproximado NW, con buzamientos de  $50^\circ$  a  $65^\circ$  NE.

Con la excepción de las labores de la Santa María y otros picados en otras vetas los yacimientos están sólo expuestos en la superficie y todos los afloramientos tienen el mismo aspecto. Consisten de pocos centímetros a 8 m de espesor de roca blanquecida que contiene hilos delgados de limonita, abundante yeso y pequeñas cantidades de azufre nativo, malaquita, crisocola, azurita y chalcantita. Dos muestras ensayadas de filamentos de pirita en la zona de oxidación dieron 11 y 18 gramos de oro por tonelada métrica y entre 0,1 y 0,2 por ciento de cobre. La veta Santa María en la zona oxidada tiene un promedio de 7 gramos de oro y 0,8 por ciento de cobre sobre 81 cm de ancho.

Solamente la veta Santa María está desarrollada en la zona primaria, aunque el tipo de mineralización primaria es probablemente el mismo en todas las vetas. Pirita y calcopirita con escasa ganga de carbonato (y algo de baritina según Kittl) (1931-1932) forman vetas angostas y filamentos en una zona de alteración de 1 a 5 m de ancho.

La mineralización tiende a dispersarse en forma de una serie de vetillas pa-

ralelas. Los sulfuros son de grano grueso. Pirita ocurre al menos en parte en forma idiomórfica como piritohedros de hasta 2 cm de diámetro. La relación entre pirita y calcopirita en el mineral es de alrededor de 3 : 1. Una gran muestra de casi puros sulfuros de las labores inferiores de la mina dio 11 gramos de oro y 10 por ciento de cobre. El mineral visible existente en la zona de sulfuros da un promedio de 4,7 gramos de oro y 1,5 por ciento de cobre sobre un ancho de 36 cm.

Los análisis muestran que el cobre ha sido lixiviado de los afloramientos de las vetas mientras el oro ha sido cocentrado allí. No hay evidencia que señale un importante enriquecimiento secundario de cobre.

La mineralización es subvolcánica y mesotermal, relacionada a dacita probablemente del Plioceno. La dacita representa el conducto y las coladas inferiores de un volcán, casi completamente erosionado.

Los yacimientos fueron formados a profundidades de 10 a 150 m por debajo

de la base del volcán. Su mineralización es muy parecida a la de la mina "El Oro" en la Sierra de Famatina, y por lo tanto es muy probable que este yacimiento también sea de edad Pliocena.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bravo, G. C. (1934), *Exploración de placeres auríferos*. — Publ. 106, Dir. Minas y Geol., Bs. Aires.
- Kittl, E. (1931-32), *Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y posición geológica*. — Rev. Minera, III, nos 4, 5, 6 y 7 (1931) y n<sup>o</sup> 1 (1932), Bs. Aires.
- Lannefors, N. A. y Wassman, S. (1930), *El mineral aurífero del Mogote Río Blanco, provincia de La Rioja*. — Dir. Minas y Geol., Bs. Aires.
- Stoll, W. C. (1949), *Yacimientos de oro y cobre del cerro Mogote Río Blanco, provincia de La Rioja*. — Dir. Gen. Ind. Minera (informe inéd.), Bs. Aires.
- Turner, J. C. M. (1955), *Hoja 15 d (Famatina)*. — Dir. Nac. Geol. y Minería (informe inéd.), Bs. Aires.

Manuscrito recibido en mayo de 1963.

# EL CUERPO GRANITICO ORBICULAR PRECAMBRICO DE LA PAMPA DE LOS ALTOS, SIERRA DE VELAZCO (PROV. DE LA RIOJA)

POR BERNABE J. QUARTINO Y JORGE F. VILLAR FABRE

Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires

## RESUMEN

En la Pampa de Los Altos, Sierra de Velazco, aflora un cuerpo de plutonita orbicular, dentro de granito porfiroide precámbrico. Las orbículas tienen núcleo de oligoclasa por reemplazo de cristales idiomorfos de microclino del granito, y luego de una primera zona granular o columnar con plagioclasa y cuarzo dominantes se halla el manto constituido en lo esencial por plagioclasa columnar radial y biotita tangencial, esta última distribuida en bandas concéntricas. La mátrix primaria es una pegmatita granítica o un granito porfiroide. Microgranito tardío corta al granito porfiroide y a la roca orbicular, produciéndose fenómenos de hibridación.

Al encararse la génesis de la roca orbicular se ha examinado el origen de los núcleos, la naturaleza del crecimiento orbicular —exotrópico en un medio fluido— en acuerdo con la estructura del manto y sus detalles mineralógicos, y las relaciones de campo. La roca orbicular es vista como una pegmatita singranítica contaminada, que penetró al granito porfiroide cuando éste no había consolidado totalmente. Finalmente se sitúa la formación de la roca orbicular dentro del proceso petrogenético general de la región.

## ABSTRACT

The petrography and relations with the country rocks of the orbicular rock of Pampa de los Altos (La Rioja Province) is considered together with remarks on its petrogenesis. The latter deals with the origin of the nucleus, the nature of the orbicular growth, origin of the matrix and the genesis of the orbicular rock in the general petrogenetic process in which the area can be included.

### 1) DESCRIPTION

#### a) *Orbicular outcrop*

The orbicular rock outcrop (70 m × 20 m) is located in a porphyritic migmatitic granite. The latter being the Precambrian Basement of the Sierra de Velazco, a conspicuous member of the "Sierras Pampeanas". The outcrop is located about 30 kilometers north-northwest of La Rioja city. The porphyritic granite is cut by dikes of microgranite and surrounded by migmatites and schists of the biotite zone.

The main orbicular outcrop has about 60 per cent of orbicules. The average size of these orbicules is 10 cm, with a maximum of 25 cm. The most common matrix is a granitic pegmatite. But a transition between the pegmatite and the porphyritic granite is observed at the marginal zones of the outcrop. A late microgranite cutting the orbicular rock formed a secondary matrix. Contacts are indefinite due to a progressive diminution of orbicules. Isolated or grouped orbicules do appear in the granite near the orbicular outcrop. A variety of porphyritic granite with a pegmatitic matrix replaces the common granular matrix in some parts.

b) *Orbicules*

*Nucleus.*— Euhedral crystal of oligoclase (An 20) originated by replacement of microcline. Relict patches of microcline are seen in the nucleus. Blebs of quartz and inclusions of biotite, muscovite and plagioclase are found. Interrupted twins are chess-board like.

*1st zone.*— Plagioclase and sometimes quartz and biotite. Texture: plagioclase in columns or granular, often as a secondary growth of the nucleus. It develops preferably on the second pinacoid of the nucleus.

*Mantle.*— It surrounds the whole first zone with radial columns of plagioclase. This texture begins in the nucleus or at the outer border of the first zone. Inclusions of biotite and muscovite with a tangential arrangement of their (001) faces are within this zone. The mantle has: a) an *inner dark layer*, where, besides radial plagioclase, biotite and muscovite are in concentric rims, and with a tangential arrangement, apatite and sometimes quartz are observed. A thin biotitic shell lies between this layer and the first zone. b) An *outer dark layer* similar to the inner one. Here-biotite, muscovite and radial plagioclase are arranged in a "warp and weft" structure. Distribution of biotite is the cause of concentric structure and spheroidal schistosity.

2) **PETROGENESIS**

a) *Origin of the nuclei.*— Nuclei have been originated by replacement of oligoclase for the "phenocrysts" of the porphyritic granite. This is supported by: 1) patches of microcline relics, in crystallographic coincidence with the plagioclase, located at the center of the nuclei, invaded by plagioclase, with elongated exsolution perthites and with maculose perthites due to replacement. 2) Twin pattern of plagioclase appears as a chess-board structure. 3) Phenocrysts of granite and nuclei have the same shape, habit and size. The number of orbicules diminishes towards the border of the orbicular outcrop and there are isolated orbicules in the granite.

b) *Orbicular growth.*— Exotropic growth in a fluid medium, with prevailing crystallization of plagioclase and a passive role of biotite. This idea is supported by the analysis of the influence of the nucleus shape on the radial columnar structure of the mantle and on the spheroidal arrangement of biotite. This arrangement is more perfect in the outer part of orbicules than near the nucleus. Spheroidal "schistosity" is formed by tangential arrangement of biotite scales. Concentric banding is attributed to a diminution or cessation in the growth rate of plagioclase, provoking the attachment of biotite and muscovite. At the same time apatite and quartz are formed. Biotite of the matrix, porphyritic granite and orbicules have the same pleochroic halos. Orbicules have crystallized from the same pegmatitic magma which later formed the primary pegmatitic matrix. Due to differentiation during orbicular growth, the primary pegmatitic matrix is rich in microcline because of its concentration regarding plagioclase and to the transfer of K from the metasomatized nuclei.

c) *Genesis of the orbicular rock.*— Crystallization of orbicules and matrix are studied. The hypothesis looks for an explanation of the geological location of the orbicular rock according with field observations. The orbicular rock (orbicules and matrix) is attributed to the crystallization of a contaminated pegmatite derivative which penetrated into the porphyritic granite which was not entirely consolidated. While the hybridization was taking place, those derivatives engulfed phenocrysts of the granite which were replaced by oligoclase. The pegmatite derivatives did not crystallize on the wall rock as there were mixing phenomena with it. Crystallization took place over the engulfed phenocrysts which acted as nuclei of the orbicular growth with a high initial  $\frac{\text{Na} + \text{Ca}}{\text{K}}$ . The pegmatitic matrix and the pegmatitic area of 1 m<sup>2</sup> observed in the outcrop are attributed to the crystallization of the residual liquid. This is supported by the higher anortite content in the plagioclase of orbicules than in the matrix (middle oligoclase and oligo-albite respectively). The *general petrogenetic process* is believed to be as follows: 1<sup>st</sup>) Formation of the porphyritic migmatitic granite (over 1.000 km<sup>2</sup>) and the surrounding migmatites in the metamorphic complex of

the Sierra de Velazco. 2<sup>nd</sup>) Penetration in the Pampa de los Altos of a pegmatite derivative which suffered hybridization with the porphyritic granite. 3<sup>rd</sup>) Replacement of oligoclase for the phenocrysts of the porphyritic granite engulfed by the pegmatite and crystallization of that pegmatite with orbicular growth over those phenocrysts or nuclei. The final residue makes the primary pegmatitic matrix. Orbicules grow or are dispersed in the porphyritic granite. 4<sup>th</sup>) As a late phenomena there is a regional intrusion of microgranite and granitic pegmatites in the porphyritic granite. There is an hybridization of that microgranite with the porphyritic granite and the orbicular rock.

## INTRODUCCION

El estudio de las rocas orbiculares de composición granítica o diorítica es tema de particular interés en petrología, no solamente por el problema del origen de su composición y estructura, sino también porque gran parte de los casos representan fenómenos muy particulares de cristalización en conexión con rocas comunes (rocas graníticas, migmatitas) cuya génesis es objeto de controversia (*"the rare cases may, in general... give suggestions to the interpretation of the more common phenomena"*, Sederholm, 1928, p. 77).

Ello es válido sobre todo en aquellos casos de afloramientos *in-situ*, que permiten vincular la cristalización de la roca orbicular al proceso de formación de las unidades petrológicas mayores. *El cuerpo orbicular de la Pampa de Los Altos, Sierra de Velazco* se caracteriza por la excelente exposición del afloramiento y de sus contactos con granito porfiroide, en una zona donde el complejo ígneo metamórfico precámbrico se halla a la vista, libre de cubierta, en una extensión de carácter regional.

La bibliografía sobre rocas orbiculares es extensa, y a las monografías clásicas, entre ellas las de Sederholm (1928), Eskola (1938) y Johannsen (1941), se suma una amplia literatura con importantes contribuciones sobre casos particulares y discusión genética. La vigencia del interés del tema en tiempo recientes queda reflejada en la continuidad de las publicaciones, tal como los últimos trabajos de Grolier (1961), Leveson (1959), Agard (1957), Oba y Ishikawa

(1959), Teixeira y Boto (1959), Ohta (1958) y Shimazu (1956).

Esta contribución da a conocer pues, un nuevo ejemplar de roca orbicular, primer caso en Sudamérica<sup>1</sup> objeto de estudio, presentando las relaciones de campo, petrografía y una discusión de la génesis de la roca orbicular y sus estructuras internas.

Se ha seguido en la redacción de la parte descriptiva de este trabajo el criterio de separar las observaciones de campo y las de detalle de laboratorio, pese a las repeticiones a que ello da lugar, por razones de claridad y de presentación al interés en el plano geológico y petrológico respectivamente.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar el reconocimiento al señor César Tanquía, antiguo poblador de Las Peñas y baqueano de la zona, descubridor del afloramiento, y a los señores H. Gómez Brun y Dino Gómez quienes fueron portadores de la primera muestra y fotografía entregadas a los autores.

Se deja constancia del agradecimiento al Sr. Iván Cordini quien obtuvo las fotografías de gabinete, al señor Angel M. Bertolini, autor de los excelentes cortes delgados y al Sr. Carlos M. Urien, quien ejecutó los dibujos.

El doctor Raúl A. Zardini prestó su

<sup>1</sup> El granito orbicular de Huaraz, Perú, dado a conocer por Amstutz (1957), sólo motivó una nota preliminar, sin estudio petrográfico, debido a la gran meteorización de los afloramientos.

gentil colaboración en la confección del bosquejo geológico durante la segunda visita de los autores al afloramiento.

### I. UBICACION DEL AFLORAMIENTO Y LOCALIZACION RESPECTO DE LAS FORMACIONES PRECAMBRICAS

El afloramiento se halla a 30 km al NNW de la ciudad de La Rioja (fig. 1), en el borde sur de la Pampa de Los Altos (sector NW de la hoja 16e, La Rioja). El acceso al mismo se efectúa a lomo de mula (una hora y media aproximadamente) desde la localidad de Las Peñas, que se halla al sur de Pinchas, junto a la carretera que, pasando por Villa Bustos, une Aimogasta con la ciudad de La Rioja.

La Pampa de Los Altos se eleva a 1.600 metros s.n.m., en el sector sur del

área granítica deprimida que se sitúa entre los dos cordones principales del Velasco.

Lo roca orbicular de Las Peñas, conocida localmente como "piedras bochas" o "roca preñada" se localiza en el interior del granito porfiróide que aflora casi continuamente en una extensa región de dimensiones batolíticas, reconocida por los autores desde unos siete km al sur de Villa Bustos hasta Aimogasta, es decir a lo largo de alrededor de 80 km en dirección aproximadamente N-S, su ancho es superior a 15 km según lo que se ha podido observar, ya que la índole del recorrido efectuado no ha permitido apreciar detalles de su magnitud en sentido E-W. Esta masa granítica (véase Quartino y Villar Fabre, 1962) se halla enmarcada por migmatitas que en la parte E del Cordón oriental del

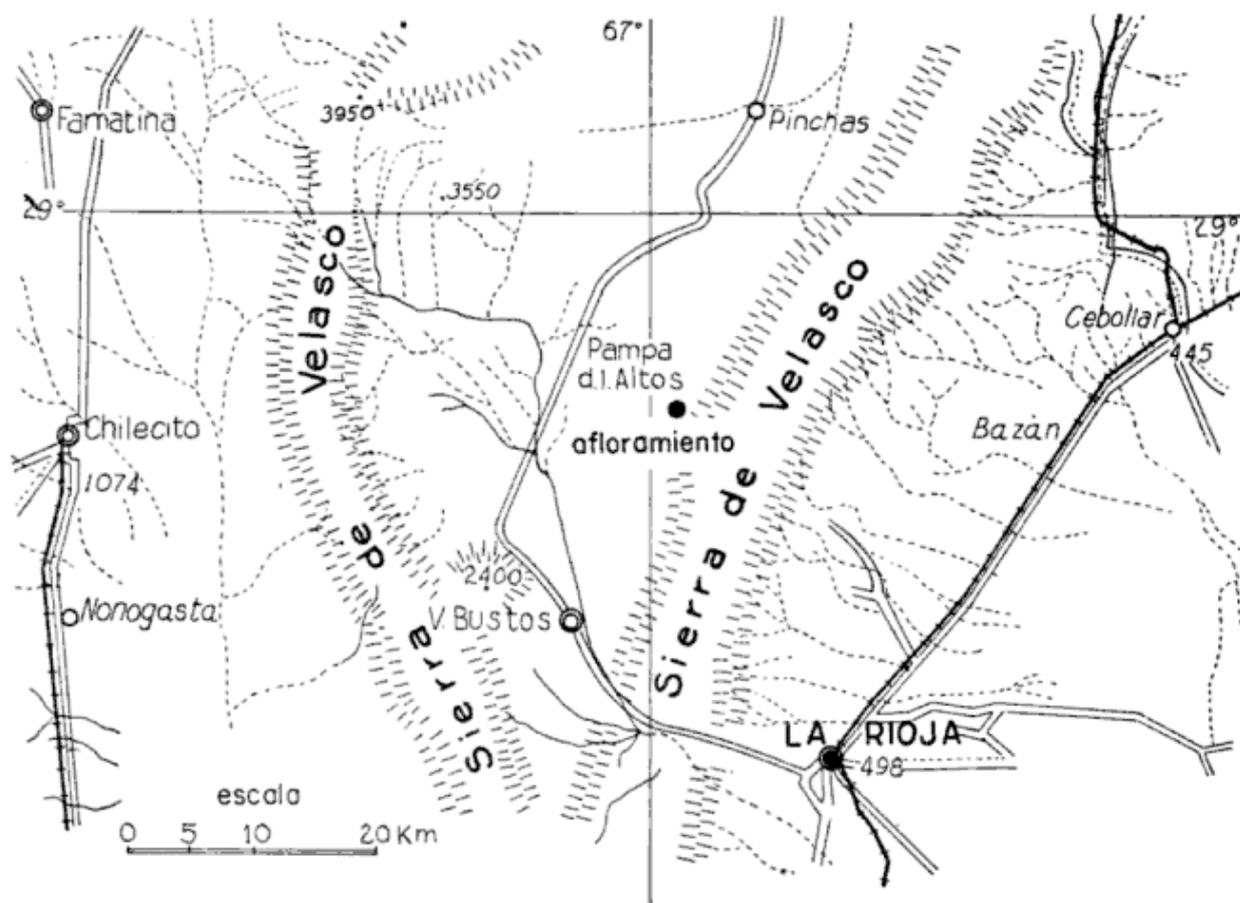


Fig. 1. — Mapa de ubicación del afloramiento del cuerpo de roca orbicular

Velazco, pasan a cuarcitas y esquistos biotíticos a veces granatíferos y turmalínicos (formación de la Quebrada de Los Sauces), los cuales más cerca de las rocas graníticas y migmatíticas presentan espaciada inyección granítica y filones concordantes de aplita y pegmatita.

El granito se halla atravesado por diques de microgranito que son también posteriores a la roca orbicular. Pegmatitas, algunas con berilo o wolfram, pero generalmente turmalínicas se hallan en

la zona del granito porfiroide, en los dos cordones principales del Velazco.

## II. EL AFLORAMIENTO. OBSERVACIONES DE CAMPO SOBRE EL CUERPO DE ROCA ORBICULAR Y EL GRANITO QUE LO CONTIENE.

A los efectos de la mejor comprensión se comienza este capítulo con un cuadro sintético de los caracteres que se detallan en el texto.

Roca de campo (Precámbrico)		Granito porfiroide con alta proporción de "fenocristales" de micropertita de microclino y mátrix de grano mediano. Atravesada por filones de microgranito.
Roca orbicular	Ubicación	Afloramiento principal (1400 m <sup>2</sup> , aproximadamente); y orbículas dispersas en la roca porfiroide y en la microgranosa que corta a la roca orbicular.
	Mátrix	1) Pegmatita de grano muy variable. Primaria b) Roca granítica porfiroide. Primaria c) Roca granítica microgranosa de grano variable. Secundaria.
Orbículas	Tamaño	Variable, entre 25 y 2 cm. Predominan las de 10 cm, aproximadamente.
	Núcleo	Cristal único de oligoclasa básica con inclusiones leucocráticas y melanoocráticas (biotita).
	Capas	1ª Zona (interna). Leucocrática, con oligoclasa, cuarzo y muscovita y biotita. A veces casi pura oligoclasa radial. Manto. Oligoclasa en disposición columnar radial con inclusiones de disposición concéntrica. Dos bandas oscuras micáceas, con biotita dispuesta concéntricamente; una interior entre la primera zona y el manto y la otra, exterior, periférica. Estructura de trama y urdimbre. Entre la zona y manto capa delgada biotítica.
	Observaciones	Proporción de orbículas: en afloramiento principal, aproximadamente 60 % en superficie. Fuera del mismo: aisladas o en grupos. La mátrix pegmatítica predomina en el afloramiento principal de orbículas, en el cual se halla una pegmatita granítica visible en una superficie de 1 m <sup>2</sup> .

### EL AFLORAMIENTO

El afloramiento aparece a ambos lados y en el lecho de una quebradita de rumbo aproximadamente N-S, a unos 500 metros del borde morfológico sur de la Pampa de Los Altos. Los desniveles máximos entre el fondo de la quebrada

y las cuchillas adyacentes son de unos 25 metros. El afloramiento principal (fig. 2; Lám. I y Lám II fig. I), donde se halla el mayor número de orbículas, es de forma alargada en sentido N-S con límites curvos irregulares, con una longitud de 70 metros y un ancho de 20 m aproximadamente. Los contactos son in-

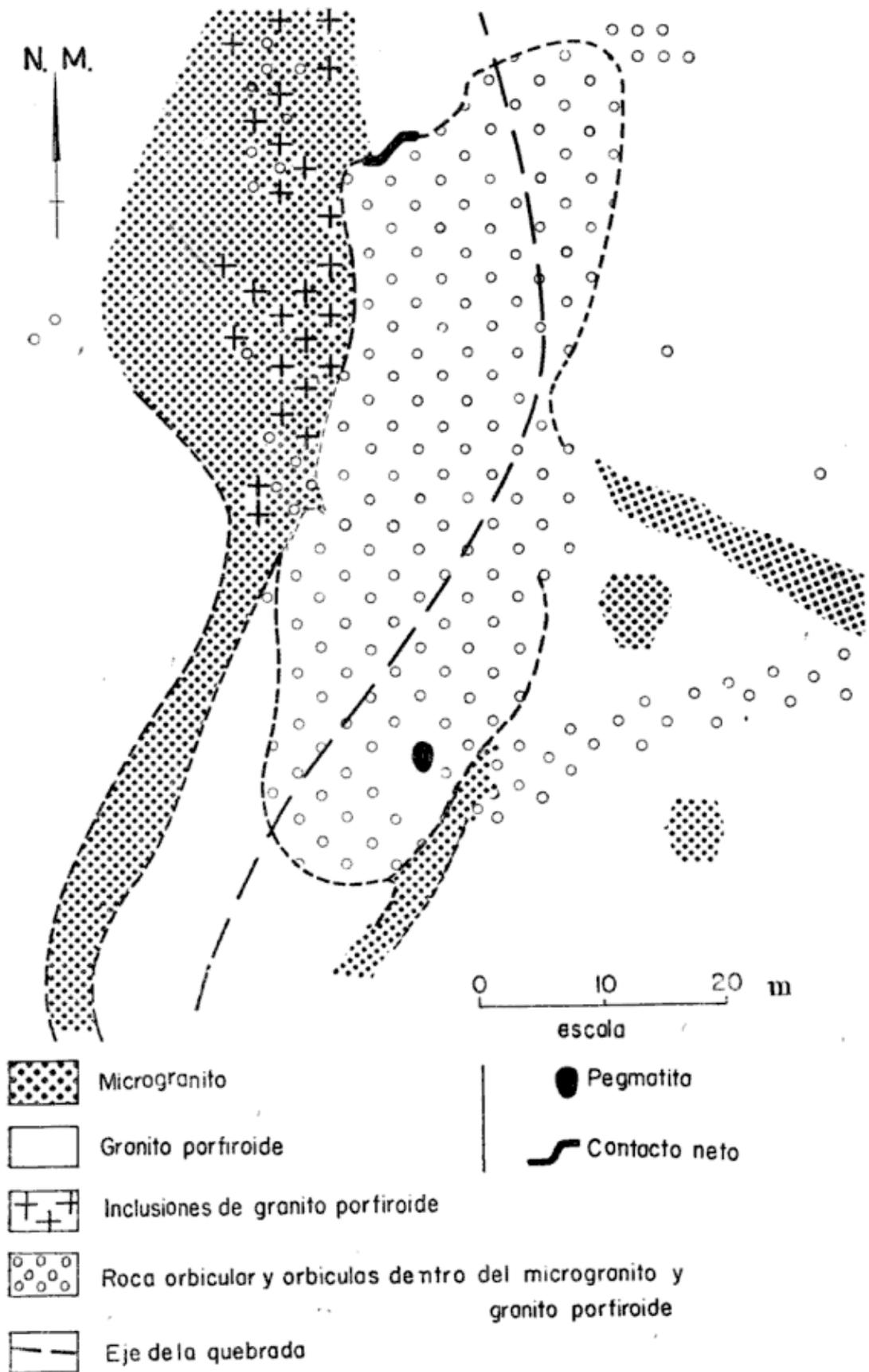


Fig. 2. — Bosquejo geológico del cuerpo de roca orbicular, levantado con plancheta

definidos ya que el pasaje de la roca orbicular a la roca de campo, microgranaosa o porfiroide, es gradual por disminución progresiva de la proporción de orbículas (Lám. III, fig. 5). En un caso solamente se observó un contacto neto en el borde del afloramiento, marcado por una franja feldespática de 2 cm de espesor que limita con la roca granítica porfiroide. Además algunas agrupaciones de orbículas se hallan dispersas en las inmediaciones y aún existen orbículas aisladas en la roca porfiroide (Lám. III, fig. 3) y en la microgranaosa. Inmeditamente al NE del afloramiento principal se halla un área orbicular de alrededor de 1 m<sup>2</sup> de contactos difusos dentro de la roca granítica porfiroide particularmente rica en micropertita.

### ORBÍCULAS

#### a) Forma y tamaño.

La forma predominante es la de un elipsoide (Lám. II, 2; Lám. III, 2) siendo la superficie más plana paralela a {010} del cristal del núcleo. El achatamiento también es variable, pudiendo faltar superficies más o menos planas, o desarrollarse una solamente en los casos excepcionales de orbículas de forma aproximadamente plano convexa. Superficies cóncavas en las orbículas son raras. El tamaño más común según la mayor dimensión es de alrededor de 10 cm alcanzando valores máximo y mínimos de 25 y de 2 cm, respectivamente.

#### b) Estructura.

Las orbículas tienen en todos los casos una estructura concéntrica perceptible a simple vista. Se distingue: 1) un núcleo compuesto por un único cristal euhedral de plagioclasa con inclusiones de biotita y leucocráticas; 2) una primera zona leucocrática, cuarzo-feldespática o puramente feldespática con poca biotita y 3) un manto de plagioclasa con inclusiones, limitado

interior, y exteriormente en la superficie de la orbícula, por sendas bandas enriquecidas en pequeñas laminillas de biotita y muscovita, que se reconocen como *bandas oscuras* (fig. 3; Lám. IV, fig. 1).

En general existe una relación entre el tamaño de la orbícula y el cristal del núcleo, cuyas dimensiones alcanzan a los 4 cm normalmente al eje cristalográfico *b*, cuando la longitud de la orbícula es de unos 10 cm. El idiomorfismo del cristal del núcleo es constante, lo mismo que su disposición simétrica con respecto a la orbícula, habiéndose observado solamente un caso en que dicha simetría no existe.

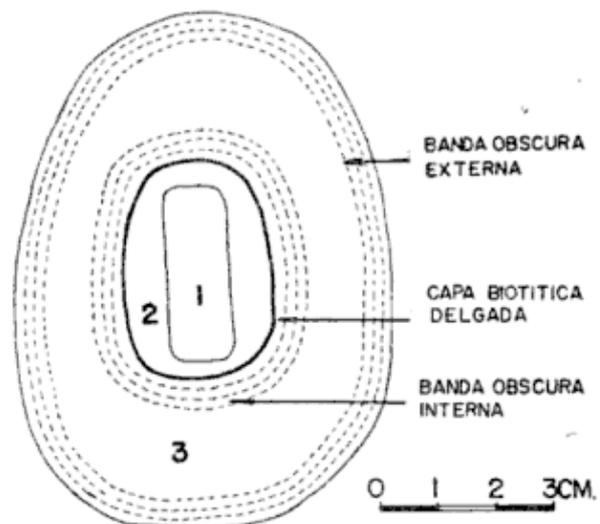


Fig. 3. — Diagrama esquemático indicando la estructura de las orbículas y la nomenclatura adoptada en el texto para denominar sus partes. Comparar con Lám. V: 1, Núcleo; 2, Primera Zona; 3, Manto.

La primera zona se halla rodeando íntegramente el cristal del núcleo (Lám. V) o bien ha crecido preferentemente sobre las caras {010} que representan las de mayor superficie del cristal, esbozándose de ese modo la forma ovoidal que caracteriza la orbícula. El desarrollo de esta 1ª zona tiene capital importancia en la forma y achatamiento de la orbícula, por cuanto significa el pasaje de la forma tabular muy chata del cristal del núcleo a la forma globosa de

la orbícula. Justamente se observa que las orbículas muy achatadas tienen una 1ª zona de espesor uniforme, mientras que el mayor crecimiento sobre el 2º pinacoides aumenta la esfericidad. En el caso de orbículas de forma aproximadamente plano convexa, ésta se debe al desigual desarrollo sobre las caras de  $\{010\}$ . La 1ª zona en casos excepcionales puede estar reducida a un ligerísimo engrosamiento sobre  $\{010\}$ , o faltar.

La *banda oscura interior* existe en todas las orbículas. Hay variaciones de aspecto y disposición pero siempre se halla una *capa delgada* biotítica interna que en las orbículas de tamaño medio tiene un espesor de 1 a 1,5 mm, la cual se compone de láminas de biotita prácticamente adosadas. La continuidad de esta capa delgada biotítica suele interrumpirse a la altura de la parte media de las caras  $\{010\}$  del cristal del núcleo, pero más frecuentemente sobre la zona cristalográfica  $[010]$  (Lám. V, fig. 1). Esta última interrupción o irregularidad es la más importante y constituye un rasgo distintivo de la disposición de dicha capa delgada biotítica y de toda la banda oscura biotítica, porque en las orbículas menos achatadas coincide con la interrupción o adelgazamiento de la 1ª zona. Esta última interrupción de la capa delgada biotítica puede ser completa en todo el tramo normal a  $\{010\}$ , o bien en parte de él, o ser una continuación difusa más al interior de la orbícula por describir una curvatura hacia adentro, con ángulo a veces muy marcado. Esa capa delgada marca el límite entre la 1ª zona y el manto. En la parte más externa de la 1ª zona existe también un enriquecimiento en láminas de biotita, pero difuso e inconstante. Hacia afuera de la capa delgada la banda oscura se desarrolla con un espesor promedio de alrededor de 7 mm, mediante sucesivos anillos más o menos conspicuos (con láminas de biotita separadas) cuyo espesor y tonalidad oscura decrece hacia la periferia o es alternante. Los úl-

timos anillos son difusos. El espesor de la banda oscura interior es en general menor sobre las caras  $[010]$  y se engrosa hacia los ápices, donde describe, a veces con algunas interrupciones, un arco suave y continuo, sin cambios bruscos de curvatura, lo cual se traduce en un mayor espesor y una intensidad biotítica menor al separarse los anillos más externos. La banda oscura interior constituye en general la 4ª parte del espesor del manto, siendo en otros casos más delgada, o bien se extiende difusa por gran parte del manto.

La *banda oscura exterior* existe en todas las orbículas, salvo raras excepciones. El espesor de esta banda es en general menor que el de la interior y carece de la capa delgada marcadamente biotítica. La parte exterior del manto tiene un enriquecimiento en biotita que se acentúa en las proximidades de la banda oscura exterior.

Salvo los casos en que composición y estructura de 1ª zona y manto son similares, la localización de ambas bandas oscuras se halla en discontinuidades mineralógicas, ya que la exterior lo hace entre manto y mátrix. Esta observación coincide con la existencia, en ciertas orbículas, de un delgado reborde biotítico en la superficie del cristal del núcleo.

El *manto* constituye, en promedio, algo más de la mitad del radio de la orbícula y su espesor en la mayoría de los casos es menor en los tramos paralelos a las caras  $010$  y  $0\bar{1}0$  del cristal central. El engrosamiento del manto alrededor de la zona cristalográfica  $[010]$  promueve así una mayor chatura de la orbícula por alargamiento en los extremos. Este alargamiento puede faltar; en ese caso la orbícula es más esférica. El manto se compone de columnas o conos irregulares de plagioclasa, en general con inclusiones oscuras y cuarzosas distribuidas al azar o, especialmente las primeras (biotíticas), dispuesta más o menos concéntricamente. La disposición radial de la plagioclasa se observa a

simple vista en las orbículas partidas, por la distinta reflexión de la luz de las gruesas fibras o conos. Esta estructura radial puede interrumpirse netamente en la capa delgada interna de la banda oscura interior, donde los conos concluyen en ápice, siendo entonces absoluta la diferencia entre la 1ª zona y el manto, o bien continuarse y llegar al borde del cristal del núcleo. En este último caso la 1ª zona se diferencia solamente por su disposición interior respecto del anillo biotítico, aunque siempre se distingue cierta estructura granosa que coexiste con la prolongación de la estructura radial típica del manto.

La descripción estructural precedente alude a los caracteres comunes a la mayoría de los orbículas. Algunas excepciones han sido señaladas, pudiendo añadir algo más al respecto. Un núcleo melanocrático, constituido por un paquete de hojuelas de biotita fue hallado solamente en una orbícula, y también en un solo caso se observó un núcleo constituido por dos cristales euhedrales de feldespato. En ambos ejemplos el desarrollo de la 1ª zona, manto y bandas oscuras es del tipo general descripto. También se ha constatado una excepción a la forma curva de la banda oscu-

ra interior. En una orbícula se ha observado que la banda oscura describe un poliedro de caras exactamente paralelas a las caras del cristal central, la 1ª zona tiene un espesor constante y la redondez de la orbícula está determinada por el crecimiento del manto.

Otras particularidades, como desigual desarrollo de las zonas y manto, espesores variables distintos al esquema señalado y algunas formas más o menos onduladas existen excepcionalmente y las fotografías de los afloramientos son suficientemente ilustrativas.

### *c) Grado de concentración de las orbículas.*

La concentración de orbículas es variable, según se trate de las que se hallan fuera del afloramiento principal, o en el mismo, y en relación con el tipo de mátrix. Las fotografías dan la mejor idea de ello, pero se puede añadir los resultados de algunas mediciones. En una superficie muy lisa del afloramiento principal, en el lecho de la quebrada, especialmente apto para un recuento por ser las orbículas de un tamaño mediano, se obtuvieron los siguientes resultados:

#### *Nº de orbículas:*

Cuadrado de 0,5 m × 0,5 m:

67 orbículas enteras.

11 orbículas que deben computarse por la mitad por pasar al límite del área medida.

#### *Dimensiones de las secciones de las orbículas:*

6 cm promedio eje mayor.

4 cm promedio eje menor.

Mátrix: roca granítica biotítica de grano mediano, que en el centro del cuadrado pasa a facies más pegmatoides y a verdadera pegmatita muy cuarzosa.

Las orbículas se hallan muy próximas y más comúnmente se adosan. La mátrix llega a cubrir espacios de 15 a 40 cm<sup>2</sup>, pero en general estos espacios intersticiales son mucho menores. En todo el cuadrado hay un solo cristal mayor de microclino micropertítico no rodeado de crecimiento orbicular. Los núcleos de las orbículas próximas al mismo son de plagioclase.

#### *Cómputo de la superficie:*

Orbículas: 56 % — Mátrix: 44 %.

Este cómputo refleja aproximadamente el grado más común de concentración de orbículas, que suele ser aún mayor.

Las variaciones más importantes tienen lugar en los límites del afloramiento principal donde las orbículas comienzan a aislarse en las rocas microgranosa y porfiroide (Lám. III, fig. 5; Lám. II, fig. 1). Ello se aprecia muy bien en el borde oeste (fig. 2) donde un dique de roca microgranosa que corta al granito porfírico tiene gran espesor, superior a los 2 metros. Dentro de él se hallan orbículas aisladas y en grupos, y verdaderas inclusiones de roca orbicular de tamaño más común entre 0,60 y 1 metro.

Otra apreciación del grado de concentración de orbículas surge del cómputo de un área de algo más de 1 m<sup>2</sup> que aparece aislada dentro de la roca porfiroide junto al extremo NE del afloramiento principal (fig. 2). Los límites de esta área son difusos por disminución progresiva de la proporción de orbículas en los bordes. En algo más de 1 m<sup>2</sup> hay 100 orbículas aproximadamente, las cuales tienen una longitud mayor media de 7 cm y por excepción hasta 13 cm. Este cómputo es marcadamente inferior al anterior en número de orbículas, por ser éstas mayores y estar más separadas entre sí. En dicha área las orbículas están separadas por lo común de 1 a 4 cm y algunas se adosan; la mátrix es exactamente igual a la roca granítica porfiroide circundante.

d) *Relaciones entre las orbículas vecinas.* — De lo dicho más arriba surge que las orbículas guardan entre sí una relación de proximidad variable, siendo muy frecuente que se toquen en un punto o en un tramo mayor. Es evidente una independencia del crecimiento que no muestra excepciones ya que en ningún caso se ha visto la reunión de orbículas semidesarrolladas por un crecimiento final que reúna a ambas. Ello acentúa la falsa apariencia de conglomerado con la que se puede describir pintorescamente el afloramiento. La interferencia en el crecimiento es excep-

cional. Debe descartarse en general como evidencia del tal fenómeno la delgadez del manto sobre 010 en orbículas chatas adosadas paralelamente, por cuanto tal delgadez es una característica propia del crecimiento individual de las orbículas. Cuando en cambio son más delgados los tramos del manto en contacto, siendo los lados opuestos más gruesos, puede suponerse una interferencia de crecimiento. Los ejemplos indudables de interferencia excepcionales son ilustrados en la fig. 4. Puede inter-

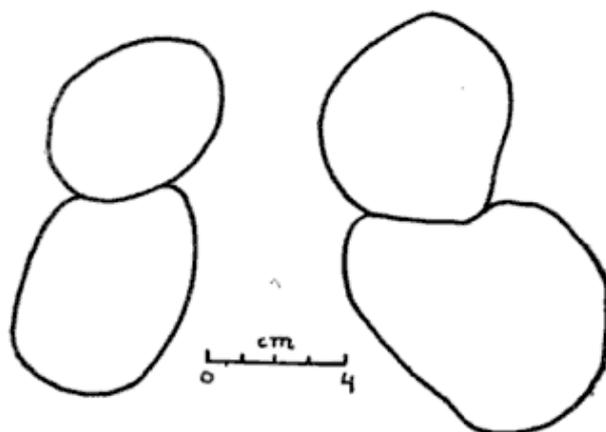


Fig. 4. — Diagrama esquemático que ilustra un caso excepcional de adosamiento de orbículas según formas externas complementarias.

pretarse que la concavidad de las orbículas inferiores de ambos esquemas, (pero sobre todo el de la izquierda) ha sido provocado por impedimento de crecimiento debido a la proximidad de la orbícula superior. Puede descartarse que esa disposición obedezca a casual adosamiento de formas complementarias.

#### MÁTRIX DE LAS ORBÍCULAS

Los tipos de mátrix son los siguientes: a) Roca pegmatítica granítica de grano variable (Lám. III, figs. 2 y 4). Las variaciones de tamaño de grano suelen observarse en pocos centímetros o bien corresponden a modificaciones irregulares que se registran en varios metros. La variación de grano desde fino a grueso guarda en muchos casos una relación

con la proximidad de las orbículas, como en el caso de pegmatitas con respecto a la roca de caja. En contacto con ellas la mátrix es fina y el grano crece hacia el centro de los espacios interorbiculares (Lám. III, fig. 4); en el centro se desarrollan la estructura gráfica y los librillos de muscovita y biotita. En otros casos el grano grueso rellena todo el espacio entre las orbículas. *La mátrix pegmática aparece como la más característica y propia de la roca orbicular aquí estudiada; su asociación primaria con las orbículas constituye un tipo litológico muy particular y parece ser uno de los hechos fundamentales que pueden contribuir a la interpretación de la génesis.*

b) Roca granítica porfiroide. Esta mátrix es abundante en bordes del afloramiento principal y en los sectores separados del mismo.

c) Roca granítica microgranosa, a veces de grano variable, con aislados fenocristales de micropertita debido a contaminación.

Esta mátrix y la precedente serán descriptas al considerar la roca de campo.

El granito microgranoso y sus variedades texturales inhomogéneas, son mátrix de carácter secundario, debido a la penetración tardía de los diques de microgranito que cortan al granito porfírico y a la roca orbicular.

#### ROCA DE CAMPO

La descripción de las rocas de campo en las cuales se halla contenida la masa de orbículas es de particular importancia por cuanto muchos de los hallazgos de rocas orbiculares, en distintas partes del mundo, y entre ellos se incluyen casos de singular belleza e importancia, se refieren a fragmentos sueltos, rodados y conglomerados (o a afloramientos cuyas relaciones con la roca de campo no se pudieron establecer). Sin embargo,

por fortuna, la literatura abunda en ejemplos que han permitido establecer relaciones con la roca encajante, como en el caso que aquí se describe, que permiten interpretar la génesis en un acuerdo con el proceso petrogenético general.

La composición litológica del área batolítica, dentro de la cual se halla el cuerpo de la Pampa de los Altos, es bastante homogénea, con predominio casi total de *granito porfiroide*. Esta roca se caracteriza por una estructura porfiroide típica (Lám. III, fig. 1) con elevada proporción de fenocristales de micropertita, en su gran mayoría perfectamente euhedrales, de color blanco, a veces rosado, de longitud y espesor máximos de 5 y 2 cm, respectivamente, casi todos con maclas de Carlsbad visibles a simple vista. La orientación de estos cristales no se ajusta a una norma uniforme, por cuanto se observan zonas donde se hallan orientados al azar y otras donde se registra un cierto paralelismo, a veces muy evidente, que resulta de la disposición de varios cristales en un mismo plano. Se observa así una foliación que no es un rasgo dominante de la estructura pero cuya presencia puede ser significativa en la interpretación del origen de la roca. Estos "fenocristales" son invariablemente de micropertita, habiéndose observado en región tan extensa un solo ejemplo de fenocristales de plagioclasa euhedral, de  $24 \times 32$  mm \*. Los fenocristales de microclino tienen contenido variable de inclusiones oscuras, existiendo muchos prácticamente exentos de ellas.

La mátrix, cuya proporción puede apreciarse en la citada fotografía, es de estructura granosa compuesta por cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita constituye laminillas aisladas como motas y pequeños paquetes hojosos no mayores

\* Entre Villa Bustos y La Cuesta de Huaco.

de  $10 \times 3$  mm, distribuidos en ocasiones con paralelismo de su dimensión mayor, y a veces agregaciones de forma irregular de  $1/2$  cm. La proporción de biotita ha sido estimada en 10 a 6 %, aumentando en aquellos lugares en que quedan restos del esquisto primitivo. Estos son frecuentemente pequeños y de pocos centímetros, sin forma definida y bordes difusos; en otros casos son como lentes alargadas de 1 metro de longitud. En la matriz se destacan algunos cristales mayores de micropertita que no alcanzan el tamaño de los fenocristales. La estructura porfiroide y la gran riqueza en feldespato potásico son los rasgos distintivos de la roca, independientemente de las variaciones locales de detalles de la estructura y de la proporción de minerales.

*Una variedad muy notable* por la riqueza en “fenocristales” y la naturaleza de la matriz, aparece junto al afloramiento principal de roca orbicular, en el extremo NE. La roca es prácticamente una masa de “fenocristales” de microclino micropertítico, euhedrales, perfectamente maclados (Carlsbad), adosados o separados por pegmatita, que desarrolla estructura gráfica y librillos de biotita y muscovita en los intersticios mayores entre varios cristales. Los “fenocristales” miden unos 4 mm de longitud por 2 cm de espesor. El porcentaje de feldespato potásico es aproximadamente de 90 %. Esta roca (portadora de orbículas) representa un enriquecimiento en feldespato alcalino de la roca porfiroide de campo y constituye una verdadera “facies pegmatítica” de estructura porfiroide (Lám. III, fig. 3).

Penetrando a la roca anterior se ha hallado en distintos lugares una *facies de composición granítica, de estructura granosa fina*, que forma diques de distinto espesor (pocos cm a varios metros). Tiene el aspecto de un microgranito (tamaño del grano, término medio, 1 mm) de color rosado tenue, a veces muy blanquecino, en el cual el

cuarzo es frecuentemente de tono más oscuro que el feldespato. La mica incolora, más abundante que la biotita da a la roca un carácter leucogranítico que no es constante por cuanto las proporciones de ambas micas varían. A veces contiene grandes cristales de microclino micropertítico cuya distribución y concentración es totalmente irregular (grupos, cristales aislados). Estos cristales han sido desprendidos del granito porfiroide.

La fotografía de la lám. IV, fig. 1, muestra un gran fenocristal de micropertita dentro de un dique microgranoso pobre en biotita que conserva sobre las caras del 2º pinacoide un espesor de 1 cm de matriz original. La roca microgranosa que lo contiene aumenta su tamaño de grano y contenido en biotita sobre todo junto al fenocristal incluido.

Además en muchos lugares, y sobre todo en el ensanchamiento del gran dique microgranoso que bordea el afloramiento orbicular en el lado oeste, hay inclusiones de granito porfiroide de hasta 1 metro de diámetro. Las relaciones son, pues, no las de simple penetración por dilatación de fisuras sino las de un “desagregamiento” de la roca de caja propicia para ello por su inequigranularidad.

Las inhomogeneidades estructurales de la roca microgranosa son, pues, fenómenos de mezcla con la roca granítica porfiroide y además, junto al cuerpo de roca orbicular, con ésta y la pegmatita que contiene las orbículas.

En este lugar el microgranito además de incorporar orbículas, varía de grano de manera que se desarrollan nidos de grano grueso, con bordes gradacionales o como bandas que se pierden, de trazado no rectilíneo y espesor inconstante. A veces estas bandas son porfiroides o pegmatoides. Al E del afloramiento el aumento de tamaño de grano del microgranito conduce a una facies de gra-

no mediano que aparece por varios metros cuadrados.

### III. DETALLES PETROGRAFICOS Y MINERALOGIA

#### *Caracteres microscópicos de la roca de campo.*

a) *Granito porfiroide.* — En la *mátrix* que une los “fenocristales”, el único componente principal con cierto desarrollo subhedral es la plagioclasa; con todo, la estructura es granosa xenomórfica. Cataclasis se manifiesta solamente en el *cuarzo*, que tiene textura fragmentaria en la mayoría de los granos. La distribución de los componentes es al azar, no observándose agrupaciones o bandeamientos, salvo en el *cuarzo*, que se desarrolla en pavimentos de varios granos de relación óptica diversa. Este mineral contiene inclusiones escasas de biotita, muscovita y plagioclasa, otras pulverulentas dispuestas en líneas irregulares, gránulos de óxido férrico birrefringente vinculados a una biotita próxima, inclusiones diminutas fluidas, dispersas y distribuídas en bandas y agujas muy finas de rutilo.

En cuanto a los feldespatos la diversidad de tamaño es importante, notándose que el microclino tiene tendencia a desarrollo mayor, más próximo al tamaño de los “fenocristales”. La *plagioclasa* es subhedral o anhedral, con predominio marcado de maclas de albita, con una zonalidad difusa que se aprecia sobre todo en los bordes, donde se desarrolla un reborde nítido más sódico. El contenido anortítico es variable por existir parches más sódicos (albita) de forma irregular dentro de la plagioclasa normal (oligoclasa básica). Estas áreas son de composición análoga a los rebordes sódicos y a las pertitas de microclino. Se reconoce también un núcleo de forma cuadrática o irregular que a veces cubre más de la mitad del cristal, muy manchado y tur-

bio por la presencia de sericita, material pulverulento opaco y muy poca calcita. Las inclusiones de rutilo son muy comunes en todos los cristales o granos. También existen antipertitas constituidas por glóbulos de microclino maclado.

El *microclino* carece de todo idiomorfismo y se caracteriza por el gran desarrollo de pertitas más o menos análogas a los de los fenocristales y por contener gran cantidad de inclusiones de plagioclasa, cuarzo, muscovita, biotita y muy finas de rutilo. La frescura del microclino contrasta con el enturbamiento (arcilloso) de las pertitas. La plagioclasa que se halla contenida en el microclino adopta las siguientes disposiciones estructurales: 1) Pertitas alargadas con apariencia de filamentos o bandas de trazado y ancho irregular, con maclado de albita paralelo a las maclas similares del microclino; 2) Pertitas más o menos como parches, o de forma irregular, con ensanchamientos paralelos a su maclado, conectadas o no con las primeras; 3) Inclusiones verdaderas de cristales subhedrales o anhedrales de oligoclasa, muchas veces con núcleo turbio y reborde más sódico límpido y 4) Formas de ampollas y vermes próximos, conectados algunos de ellos y de extinción simultánea. Los tres primeros casos, son respectivamente, pertitas e inclusiones verdaderas y el último parece sugerir que se trata de relictos de un mismo cristal de plagioclasa que ha sido reabsorbido casi totalmente; esto parecería comprobarse con la observación de corrosión en los bordes de las inclusiones antes mencionadas.

Los contactos de microclino y cuarzo son irregulares, festoneados, penetrando el cuarzo más fuertemente dentro del microclino como si lo hubiera corroído. Dentro del microclino se hallan granos redondeados de cuarzo, a veces de contornos ondulados, formados probablemente por reemplazo. Un rasgo

notable son las formaciones de reacción que se observan en algunos contactos entre microclino y *muscovita*, consistentes en *symplectita* de muscovita con cuarzo vermicular, que avanza dentro de la muscovita. Este último mineral se encuentra entre los granos de feldespato y de cuarzo, dando la impresión de que ha sido penetrado y corroído por el crecimiento del cuarzo. Muchas de las láminas son totalmente incoloras, pero se observan casos en que los clivajes se hallan oscurecidos por un mineral opaco. Los contactos con la plagioclasa son netos o muestran evidencias de que la muscovita ha sido corroída por la plagioclasa notándose granos de cuarzo en las entrantes de plagioclasa hacia el interior de muscovita. Las relaciones de contacto de la muscovita respectivamente con microclino y plagioclasa son netamente distintas, habiéndose comprobado que algunas láminas de muscovita que en su contacto con plagioclasa tienen relación de corrosión, desarrollan *symplectita* en contacto con microclino. También se han observado casos de inclusiones de muscovita en microclino, las cuales aparecen corroídas o reemplazada por este mineral.

La muscovita contiene inclusiones de biotita, zircón y apatita.

La *biotita* es muy preocroica (castaño oscuro a negruzco), con numerosos halos pleocroicos que en su centro suelen conservar un diminuto cristalito (zircón). Aparece a veces en continuidad cristalina con muscovita, con clivajes paralelos y contactos netos. Algunas láminas están cloritizadas y suele contener inclusiones de apatita. Los únicos minerales accesorios de la roca son: zircón, apatita y rutilo. La observación de varios cortes delgados ha permitido estimar la siguiente *composición de la mátrix*:

Cuarzo .....	23 %
Feldespato potásico .....	42 %
Plagioclasa . . . . .	25 %
Biotita y accesorios .....	10 %

Estas proporciones representan el término medio, dentro de las variaciones de un área extensa y significan un grado de aproximación al no variar en muchos casos el tamaño de los cristallitos de feldespato potásico, que se acercan al tamaño de los fenocristales.

La *composición de la roca* es, pues, en total granítica muy rica en feldespato potásico y la fracción de grano mediano (o mátrix de los fenocristales), tiene una composición más plagioclásica, pero siempre granítica.

Los *fenocristales* cuya forma y tamaño han sido señalados, son, salvo la única excepción ya citada, de microclino con abundantes *perfitas*. Están perfectamente maclados según el sistema entrecruzado de albita y periclino, en los dos individuos de macla de Carlsbad de cada "fenocristal". Las *perfitas* aparecen en su mayoría en trenes subparalelos de aparentes bandas o filamentos de espesor inconstante, que se bifurcan y anastomosan. En las secciones, los trenes de bandas siguen una dirección transversal al plano de macla de Carlsbad, siendo minoría los que se apartan de esa disposición. Las bandas suelen ensancharse tomando el aspecto de manchas, o adelgazarse en filamentos. La concentración y espesor de estas *perfitas* es uniforme. Otro tipo de *perfitas*, según se observa en las secciones, es maculoso por desarrollo de parches de forma irregular, no conectados con bandas o filamentos. El maclado de las *perfitas* es a veces muy perfecto: son maclas polisintéticas de albita paralelas al segundo pinacoide del cristal de microclino. Contienen en muchos casos pequeños granos de cuarzo siempre redondeados, de sección circular o alargada o semi-vermicular. Estos glóbulos de cuarzo por lo general son más pequeños que el espesor de las *perfitas* y en algunos casos alcanzan a cubrir todo el ancho de las mismas, desarrollándose como vainas. Los granos de cuarzo en muy pocas ocasiones aparecen fuera de las *perfitas*, es

decir, en el microclino, pero siempre con los contornos redondeados.

El microclino contiene inclusiones de plagioclasa. Las inclusiones pequeñas son de apatita, que se halla, sobre todo, junto a biotita, y agujas de rutilo muy delgadas. Las pertitas se interrumpen en el encuentro con una inclusión de plagioclasa, o la rodean, apareciendo entonces como un reborde más sódico alrededor de la misma. La alteración parda pulverulenta común en los feldespatos es variable en cuanto a su intensidad en microclino y pertita, a veces concentrándose en esta última, en un reborde delgado sobre su límite.

*b) Roca microgranosa.* — Esta roca ha sido estudiada microscópicamente sobre muestras provenientes de los alrededores de afloramiento de orbículas. La roca microgranosa de grano uniforme tiene al microscopio una estructura granosa equigranular xenomórfica (aplítica). Los componentes principales son: cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita y biotita. Los granos de cuarzo y feldespato son en su mayoría redondeados, isodiamétricos, notándose un desarrollo más tubular en la plagioclasa, algunos de cuyos cristales son subhedrales. El cuarzo tiene extinción ondulada o fragmentosa, contiene abundantes inclusiones gaseosas y agujas de rutilo. En la estructura aparece en granos aislados y menos frecuentemente en pavimentos, corroe o reemplaza al microclino, plagioclasa y muscovita, apareciendo también en los cortes delgados como áreas aisladas, de extinción simultánea, en el interior de estos minerales, pero sobre todo en el primero. El microclino presenta siempre sus maclas entrecruzadas características. Por regla general se halla sin alteración alguna. Algunos individuos contienen pertitas alargadas filiformes finas, pero la mayoría son homogéneos. La plagioclasa (albita básica a albita-oligoclasa) tiene una alteración bastante marcada

de aspecto puntiforme, que le da opacidad, junto con formación de laminitas de sericita. Tiene zonalidad leve y en los bordes un crecimiento secundario, delgado, más sódico y más límpido, el cual es menos notable que en la roca porfiroide. En el maclado hay un predominio casi total de maclas de albita. Las aparentes inclusiones de cuarzo, debidas probablemente a reemplazo, son menos frecuentes que en el microclino. Las mirmequitas son muy raras, marginales en plagioclasa y poco características. *Biotita* y *muscovita* forman láminas aisladas; la primera es fresca, muy pleocroica (pardo castaño oscuro), con halos pleocroicos en menor cantidad que en la roca porfiroide, o, alterada con concentración de óxido de hierro que la vuelve opaca. La muscovita suele tener también oscurecimientos en los clivajes.

La roca reúne todos los caracteres de un microgranito aplítico con la siguiente *composición modal*:

Cuarzo . . . . .	36,5 %
Plagioclasa . . . . .	17,8 %
Feldespato potásico . . . . .	42 %
Biotita y muscovita . . . . .	3,6 %

#### *Variedad inhomogénea*

*Las variaciones de tamaño de grano* que se observan como cambios irregulares, bandeados, o en relación de mezcla con la roca porfiroide gruesa atravesada, se deben sobre todo al mayor desarrollo de los granos de microclino y de cuarzo. La roca adquiere así caracteres estructurales distintos por una mayor inequigranularidad, muy llamativa al microscopio por existir un agregado microgranular, semejante a la roca antes descrita, que rodea a cristales anhedrales de microclino y cuarzo.

Así, pues, la variedad inhomogénea difiere de la roca microgranosa normal por: 1) mayor desarrollo de cuarzo y

microclino; 2) mayor cantidad de mirmequitas (situadas no sobre núcleos de plagioclasa sino en el agregado microgranular, penetrantes en microclino y con buen desarrollo de los vermes cuarzosos; y mirmequitas crecidas sobre plagioclasa tabular incluída en microclino, y 3) presencia de cristales de apatita, y mayor cantidad de biotita más rica en halos pleocroicos. Esto último debe atribuirse a que gran parte de la biotita fue incorporada del granito porfiroide.

En un diquecito de 4 cm de espesor que atraviesa la quebrada aguas abajo del afloramiento de orbículas, con rumbo aproximadamente E-W, cortando la roca granítica porfiroide, se halló una variación en composición dentro de las

facies microgranosa, consistente en un aumento marcado de la proporción de cuarzo, plagioclasa y muscovita, con disminución de microclino y desaparición casi total de la biotita.

#### MÁTRIX DE LAS ORBÍCULAS

La mátrix microgranosa y porfiroide ya han sido tratadas. En cuanto a la mátrix pegmatítica, la composición, en todos los grados de tamaño de grano, registra variaciones en detalle de la proporción de los minerales principales (cuarzo, microclino con muy delgadas pertitas, plagioclasa, biotita y muscovita). El análisis modal de tres muestras de grano fino a mediano ilustra esas variaciones:

	1	2	3
Cuarzo . . . . .	30,53 %	27,18 %	24,47 %
Microclino . . . . .	41,34 %	50,95 %	20,42 %
Plagioclasa . . . . .	24,15 %	17,67 %	38,80 %
Biotita-muscovita ..	3,38 %	1,66 %	13,24 %
Accesorios . . . . .	0,52 %	2,38 %	2,93 %

El cuarzo, que en todos los casos ha terminado de cristalizar en último término, cuando aumenta mucho en porcentaje incluye a todos los otros componentes. La plagioclasa es más sódica que en la roca porfiroide, teniendo una composición entre albita y oligoclasa. Las mirmequitas si bien no muy abundantes, son de diferentes tipos, apareciendo como granos independientes escasos, formando crecimientos secundarios de plagioclasa, y como resultado del directo reemplazo de plagioclasa por cuarzo. La apatita suele formar cristales mayores que en las otras rocas. La biotita posee muy numerosos halos pleocloicos. Además hay titanita.

#### LAS ORBÍCULAS

##### a) Núcleo:

Salvo las dos excepciones señaladas (núcleo con dos cristales y núcleo biotítico) todas las orbículas observadas *tienen un núcleo constituido por un único cristal de plagioclasa* (oligoclasa media). En esto se asemeja a las rocas orbiculares de Lintusaari (Finlandia), Willow Creek (Alaska) y Kenashi-Yama (Japón). Como luego se verá, la plagioclasa se ha formado por reemplazo de microclino.

Las maclas polisintéticas (Albita) muy finas se caracterizan por sus extinciones inhomogéneas, con pasajes a ex-

tinción difusa, y por la desigualdad con que se prolongan a lo largo del cristal, soliendo interrumpirse a modo de una imperfecta estructura *chess board*, que da la impresión de un aspecto modeado o cataclástico. Estas maclas suelen continuarse en los extremos del cristal con las maclas de la plagioclasa del manto, haciendo que en algunos casos, cuando en esa porción falta la banda oscura interior, se haga difícil discernir dónde termina el núcleo. La macla de Carlsbad está invariablemente presente. Contiene variable cantidad de inclusiones de biotita con alteración ferruginosa, y halos pleocroicos. Estas laminillas suelen en algunos casos ser muy abundantes, a veces con manifiesta distribución zonal, y en otros faltan por completo (véase Lám. V).

Las inclusiones de plagioclasa, distribuidas al azar, son en su mayoría subhedrales. Otras inclusiones son de muscovita, de forma irregular o aciculares, y en este caso dispuestas paralelamente entre sí en el cuerpo del cristal de plagioclasa. Granos opacos y apatita se hallan en menor cantidad. La alteración de la plagioclasa se reduce a un enturbiamiento por alteración pardusca arcillo-ferruginosa fina.

En todos los casos el cristal del núcleo contiene *crecimientos de cuarzo* (Lám. V, fig. 1; y fig. 5) que adoptan una forma y disposición impropia de las inclusiones verdaderas; otro tanto puede decirse de ciertos parches de microclino. El cuarzo forma crecimientos de contornos curvos subangulosos, redondeados o según formas caprichosas debido a que siguen planos estructurales de la plagioclasa, preferentemente sus maclas, a lo largo de los cuales tiene límites más rectos. Adquiere por esto la plagioclasa una estructura gráfica gruesa, en la cual los crecimientos cuarzosos extinguen simultáneamente por grupos, en forma normal o levemente ondulada. Este cuarzo tiene as-

pecto de haber corroído la plagioclasa, o haber sido segregado de ésta.

*El microclino* es menos abundante que el cuarzo y no todos los núcleos lo contienen. *Forma a modo de parches* de contornos irregulares, penetrados por la plagioclasa, dispuestos en la zona central del cristal y alargados según 010. Areas aisladas de microclino denotan pertenecer a la misma unidad cristalina, ya que se extinguen simultáneamente. Su maclado entrecruzado es muy nítido, y además, cuando el área de microclino se sitúa en el centro del núcleo, existe macla de ley de Carlsbad, cuyo plano de unión coincide con el de la macla similar de la plagioclasa. Las pertitas de esos parches de microclino son de dos tipos: alargadas normales a dicho plano, y maculosas en cantidad variable más comúnmente cerca del contacto con plagioclasa.

#### b) *Primera Zona:*

Su desarrollo es variable y su composición, aunque siempre con predominio de plagioclasa, también lo es. A veces no se diferencia del manto, en cuyo caso las columnas o conos radiales de plagioclasa de este último nacen en el núcleo, con escasa interposición de plagioclasa en granos anhedrales a subhedrales y en ocasiones cuarzo; entonces sólo la presencia de la banda oscura interior permite la distinción de la primera zona. En la lámina V, figura 2, se observa esta disposición columnar muy evidente de la primera zona.

En otros casos la primera zona parece como un crecimiento secundario del cristal del núcleo, del cual se diferencia por la mayor limpidez.

Finalmente la primera zona aparece bien distinta como tal cuando tiene estructura granosa, con predominio de plagioclasa en individuos subhedrales, y cuarzo en menor cantidad, anhedral, dispuesto entre los mismos.

La biotita puede faltar en la primera

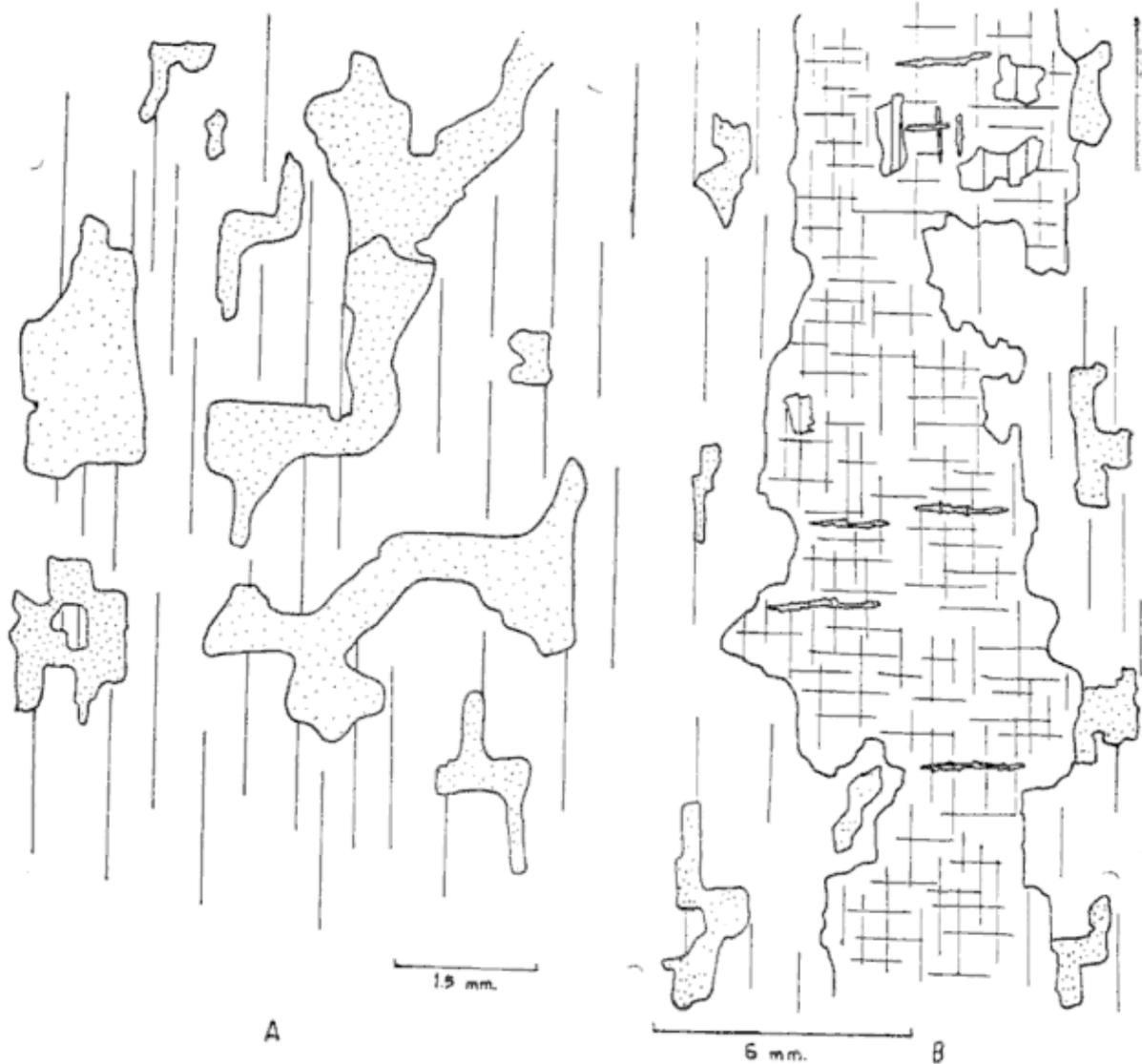


Fig. 5. — Diagramas de detalles microscópicos del cristal del núcleo: A, Crecimientos de cuarzo cuya forma se ajusta a los planos estructurales de la plagioclasa. Crecimientos separados extinguen simultáneamente; B, Relicto de microclino en plagioclasa, alargado según la traza del plano 010 que corresponde al plano de unión de la macla de Carlsbad indicado con líneas de guiones. Se han indicado perthitas elongadas normalmente a  $\{010\}$  y reemplazos de plagioclasa en el interior de la sección del relicto. Crecimientos cuarzosos análogos a los del diagrama A se hallan en plagioclasa solamente. Referencias en ambos diagramas: punteado: cuarzo; rectas verticales: plagioclasa siendo las rectas paralelas a 010; rectas entrecruzadas: microclino.

zona, aparecer en láminas distribuidas al azar, en esbozo de anillos o en netos anillos delgados (por lo general no más de dos) del espesor de una laminita. Estos anillos siguen un trazado paralelo, al segundo pinacoide del cristal del núcleo, siendo en su mayoría el plano (001) de la biotita paralelo al mismo. Al acercarse a la terminación de dicha cara se juntan con la banda oscura interior, donde ésta se curva en forma pronunciada. Las láminas de

biotita contienen inclusiones de apatita y poseen halos pleocroicos. Se observan en algunos casos en los anillos intercrecimientos con cuarzo, mostrando ambos minerales extinciones simultáneas de sus partes separadas.

### c) El manto y sus bandas oscuras

Son pocas las variaciones del manto observadas en distintas orbículas, y sólo se refieren a detalles de la disposi-

ción de las fibras o columnas de plagioclasa, la intensidad de las concentraciones biotíticas y la existencia de agregados granulares de plagioclasa y aún cuarzo.

El manto se caracteriza por la disposición netamente radial de gruesas fibras o columnas de plagioclasa (oligoclasa media, algo más cálcica que en el núcleo), que nacen en el límite del núcleo, dentro de la Primera Zona o en la capa delgada biotítica de la banda oscura interior. Los elementos radiales de plagioclasa se ven en las secciones que pasan por el centro de las orbículas como triángulos alargados mal definidos, de límites algo irregulares, y bandas de parecido espesor en todo el radio del manto (Lám. V, fig. 2). Tienen extinción inhomogénea, ondulosa a cataclástica muy notable, y los límites entre las gruesas fibras son irregulares, denotados a veces por una línea de sutura crenulada, lo cual aumenta el efecto aparente de cataclasis. La irregularidad de la forma de las fibras deja encerrados espacios que aparecen como granos, o bien como fibras más cortas, confinadas a parte del espesor del manto. Esto es una transición entre la estructura radial y la granular. En los cortes no diametrales se va perdiendo la evidencia de la disposición radial, y en las secciones secantes, que resultan normales a las gruesas fibras radiales, éstas aparecen en corte transversal, con contornos irregulares, como formando una estructura granular panallotriomorfa (fig. 6). Se trata en realidad de una estructura columnar radial, con engrosamiento de las columnas hacia el exterior y con interposiciones a modo de relleno. Las maclas polisintéticas finas son menos abundantes que en el núcleo, pudiendo faltar en algunos sectores o partes de columnas, pero ello es irregular. Se disponen paralelas al plano 010 del cristal del núcleo, por lo cual resultan perpendiculares, oblicuas o paralelas a la elongación de las columnas

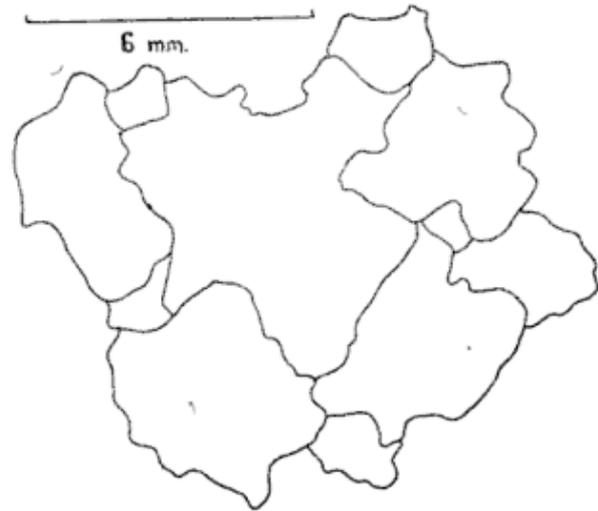


Fig. 6. — Diagrama esquemático de la forma de las columnas de plagioclasa del manto, en sección normal a las mismas. Comparar con fig. 2 de la lámina V donde la sección es paralela a las columnas radiales de plagioclasa.

según de que parte de la orbícula se trate. Menos abundantes son maclas polisintéticas más o menos normales a las anteriores dispuestas según la longitud de las fibras. Dan todas ellas la impresión de maclas de presión, y sin duda el maclado de toda la plagioclasa de la orbícula corresponde a un mismo patrón determinante. La elongación de las fibras es indistintamente positiva o negativa.

Escamas de sericita alargadas como bastoncillos, y muy delgadas, se disponen tangencialmente dentro del manto, mientras que otras no guardan disposición definida. En distintas partes del manto, pero sobre todo en la periferia, se han observado en ciertos casos interposiciones de cuarzo entre las suturas de las fibras de plagioclasa. También se observaron pequeños agregados microgranulares de plagioclasa subhedral y cuarzo. La alteración pulverulenta pardusca de la plagioclasa sigue preferentemente líneas dispuestas en el sentido radial.

La biotita se concentra en las *bandas oscuras exterior e interior*, y particularmente en la capa delgada de esta última. (Lám. V, fig. 1). Fuera de las bandas,

en la parte leucoerática del manto hay láminas dispersas distribuidas al azar y otras que describen anillos de poca intensidad, según una disposición preferentemente tangencial de las laminillas alargadas. Esta disposición es muy marcada en las bandas oscuras. Las láminas de biotita en su gran mayoría se hallan alargadas normalmente a los radios, con sus planos 001 paralelos a la elongación, lo que produce la "esquistosidad" esferoidal de las orbículas. Algunas láminas son alargadas en la dirección radial, pero es frecuente que sus planos 001 muestren la disposición tangencial. Estas láminas o paquetes gruesos yacen más frecuentemente entre líneas de sutura de las columnas o fibras de plagioclasa. La *capa delgada* biotítica puede estar apenas esbozada, o ser una simple o doble concentración de láminas biotíticas perfectamente isorientadas esferoidalmente. Se ha observado en algunos casos dentro de la capa un anillo constituido por un rosario de granitos redondeados de apatita. Este mineral aparece también como inclusión muy abundante dentro de la biotita, que se caracteriza por la elevada cantidad de halos pleocroicos dentro de los cuales suelen conservarse cristallitos de zircón. También se suele hallar, como en el caso de los anillos de la primera zona, intercrecimientos de cuarzo con plagioclasa y biotita, que tienen extinción simultánea en sus partes separadas.

Se observa que en las bandas oscuras hay mayor cantidad de muscovita que en el resto del manto, y si bien predomina el hábito de laminillas muy finas, en disposición tangencial, hay algunas gruesas de disposición diversa, pero en muchos casos con los planos 001 orientados tangencialmente como aquellas.

La disposición esferoidal de las laminillas biotíticas que guarda relación de trama y urdimbre con la plagioclasa columnar es más perfecta y desprovista de ángulos en los anillos o bandas más alejados del núcleo; los que se encuentran

cerca de éste, y sobre todo los anillos biotíticos de la primera zona, siguen un tramo paralelo a las caras 010 del cristal del núcleo, describiendo luego una curva muy pronunciada, en el extremo de la misma, para poder abarcar el tramo de la zona cristalográfica [010], del cristal central.

Las relaciones de contacto entre plagioclasa y biotita son de interposición de laminillas entre las fibras de plagioclasa, o de franca penetración de plagioclasa dentro de la biotita, como si la hubiera reemplazado y corroído, sobre todo, en la dirección radial. Son numerosas estas penetraciones, y que por hacerlo desde ambos lados llegan casi a segmentar las láminas de biotita, o lo han hecho en los casos de láminas separadas que manifiestan pertenecer a la misma unidad cristalina. Las bandas oscuras significan cambios de composición dentro del manto, pero no una interrupción total de su continuidad estructural. Puede decirse que el manto es plagioclásico en todo su espesor pero que donde se hallan las bandas oscuras se suma a este mineral una concentración de biotita con muscovita, apatita y cuarzo, lo que determina una distinta disposición estructural que no oblitera la continuidad de la estructura radial de la plagioclasa. En los casos en que las columnas de plagioclasa nacen en el borde del núcleo, atravesando la primera zona, la *capa delgada* es menos conspicua que en los casos en que las fibras o columnas nacen sobre el borde interno del manto.

#### d) *Contacto entre mátrix y orbícula.*

El contacto muestra un encastramiento o trabazón entre las terminaciones de las columnas radiales con el agregado granoso de la mátrix. No está pues definido por ninguna línea neta, observándose relaciones recíprocas de penetración entre la plagioclasa radial y microclino y cuarzo de la mátrix. No parece

como si orbículas desprendidas por una superficie lisa (tal como se observa en las orbículas sueltas del afloramiento) hubieran sido envueltas por una masa que hubiera cristalizado luego totalmente como mátrix en forma independiente. Las relaciones de contacto sugieren solamente un cambio en el tipo estructural y mineralógico de la cristalización, sin solución de continuidad definida. El crecimiento radial de plagioclasa suele traspasar la banda oscura exterior, lo que indica que el contacto no es exactamente el de la disyunción esferoidal de la orbícula. El crecimiento radial columnar externo a la banda oscura exterior, suele ser distinto en hábito al normal del manto que se halla más adentro, pudiendo ser más fino.

#### IV. PETROGENESIS

##### ORIGEN DEL NÚCLEO

*Los núcleos están constituidos por un único cristal de oligoclasa: estos cristales son fenocristales de micropertita de microclino del adyacente granito porfiroide que han sido transformados metasomáticamente en plagioclasa.*

Las observaciones petrográficas, mineralógicas y de campo que fundamentan esta opinión son las siguientes:

*a) Algunos núcleos contienen relictos de microclino.*

El microclino forma parches de contornos redondeados, irregulares, invadidos por plagioclasa, preferentemente alargados paralelamente a la cara 010 del cristal del núcleo. Se sitúan interiormente en el mismo y más comúnmente en el centro.

Este microclino tiene maclas entrecruzadas de albíta y periclino muy nítidas, las primeras paralelas a las maclas similares de la plagioclasa, y, cuando el parche de microclino se halla en la parte central del núcleo de plagioclasa, ambos

minerales se hallan maclados según Carlsbad con planos coincidentes.

Presenta también el microclino pertitas alargadas normalmente a 010 similares a las que tienen los fenocristales del granito porfiroide, y, además de ellas pertitas maculosas de reemplazo.

La coincidencia cristalográfica y la forma se hallan en acuerdo con el carácter relictico de los parches de microclino, y excluyen la posibilidad de que sean inclusiones. La tercera posibilidad o sea el reemplazo potásico en plagioclasa se halla en desacuerdo con la posición interior de las áreas de microclino y con la existencia de pertitas en este último. Esto debido a que si las pertitas son de exsolución (las pertitas alargadas normalmente a 010) es difícil de aceptar que un metasomatismo potásico forme un feldespató alcalino tan inhomogéneo como para que luego se exsuelva; y si las pertitas son de reemplazo (como las áreas pertíticas maculosas) ello indica que el nuevo mineral es la plagioclasa, el cual se ha formado metasomáticamente, carácter que se extiende al resto del cristal del núcleo. Estas pertitas maculosas de reemplazo se sitúan cerca del borde del relicto de microclino y a veces llegan a conectarse con la plagioclasa.

*b) Irregularidad de la disposición de maclas en la plagioclasa.*

Esto puede ser atribuido a que la plagioclasa se ha formado siguiendo la estructura preexistente del microclino. Aquella tiene extinción inhomogénea y el fino maclado polisintético es discontinuo, recordando a la estructura *chess board*. No es aceptable atribuir este fenómeno a pura cataclasis, por cuanto ésta es muy débil a juzgar por la escasa deformación de los crecimientos de cuarzo que contiene el núcleo.

La conversión de microclino en plagioclasa por metasomatismo atribuible a un derivado pegmatítico rico en sodio

pudo haber coincidido con la desmezcla del primero, la cual produjo sus pertitas exsolutivas. Las ideas de Anderson (1928) y Exner (1949) involucran procesos complejos de exsolución y reemplazo pertitzante de microclino por albita, cuyo resultado final es una plagioclasa con irregularidades en la disposición del maclado comparables a las que presentan los núcleos de las orbículas. Los *glóbulos de cuarzo* que se hallan comúnmente en la plagioclasa del núcleo, de formas curvas, y rectas solamente en los tramos en que se ajustan a los planos estructurales de aquella (fig. 5) parecen como formados por corrosión o segregación. Pueden atribuirse a reemplazo silíceo simultáneo con la formación de la plagioclasa, hallándose en demasiada cantidad como para que puedan ser originados solamente por la segregación del exceso de sílice debido a la incorporación de calcio en la anortita. Explicación esta última que corresponde a la hipótesis de Becke (1908) sobre el origen de las mirmequitas. Pero es indudable que tales crecimientos cuarzosos se vinculan estrechamente al proceso de reemplazo de microclino por oligoclasa. En los relictos de microclino no existen y tampoco los hay en los fenocristales del granito porfiroide.

*c) Las relaciones de campo y la comparación con el granito porfiroide.*

Coincide con la idea de que microclino ha sido reemplazado por oligoclasa el hecho de que el tamaño y el hábito de los fenocristales de microclino del granito son análogos a los de los núcleos. Además, en el granito no existen fenocristales de plagioclasa.

Esto permite determinar la procedencia de los cristales cubiertos por el crecimiento orbicular, lo cual es de gran valor para la interpretación de la génesis de la roca orbicular y su emplazamiento. Tal origen concuerda con las observaciones en el afloramiento, donde se

impone la impresión de que el crecimiento orbicular se ha desarrollado sobre los fenocristales del granito, ya que en el borde del afloramiento la cantidad de orbículas disminuye progresivamente y dentro del granito hay orbículas dispersas.

Ahora bien, demostrada la existencia del reemplazo de microclino por oligoclasa, queda pendiente la cuestión del momento, dentro del proceso de formación de la roca orbicular, en que ha tenido lugar el metasomatismo. Es más probable que haya ocurrido antes del crecimiento orbicular por cuanto en el núcleo no hay minerales que justifiquen la nueva ubicación del potasio, el cual por lo tanto se ha concentrado en la fase flúida concluyendo por enriquecer en microclino a la mátrix.

Establecido así el origen de los núcleos, cabe aplicar la clasificación de las rocas orbiculares propuestas por Loewinson-Lessing y Vorobjeva (1929) que fue complementada por Eskola (1938). La roca orbicular de La Rioja es allothrausmática en el sentido de que los núcleos son ajenos a la masa en la cual se hallan, pero se acerca al tipo cristallothrausmático en los casos de orbículas situadas dentro del granito porfiroide. De todos modos esta clasificación halla dificultades porque su enfoque genético no siempre es fácil de aplicar, dado que es objetable una distinción neta entre inclusiones ajenas (tipo allothrausmático) y sinmagmáticas (tipos homeothrausmático) en los ambientes graníticos.

LA NATURALEZA DEL CRECIMIENTO  
ORBICULAR

*El estudio de la variación progresiva de la forma desde el hábito tabular del núcleo hasta la esfericidad de la orbícula, y su vinculación con los detalles estructurales de la primera zona y del manto; y la localización de ciertos minerales en el mismo, constituye la base de la interpretación del crecimiento or-*

*bicular*. Este crecimiento ha involucrado los mismos minerales que se encuentran en la mátrix excepto microclino, siendo el cuarzo de menor abundancia.

*Los autores sostienen que el crecimiento sobre un núcleo preexistente ha sido exotrópico, en un medio líquido el cual formó finalmente la mátrix luego de la conclusión del crecimiento orbicular; y que el papel dominante ha sido el de la cristalización de la plagioclasa, siendo el de los otros minerales pasivo y sujeto a las variaciones de la marcha del crecimiento de la plagioclasa.*

Esta explicación se halla en acuerdo con los siguientes hechos:

*a) Grado de perfección de la estructura radial e influencia de la forma del cristal central o núcleo.*

Frecuentemente la primera zona, que es granular o columnar imperfecta, se halla más desarrollada sobre las caras {010} del cristal del núcleo. Ello se explica por la imposibilidad de la adaptación de un crecimiento radial perfecto sobre un poliedro tabular con aristas muy marcadas, y por la precipitación preferente sobre la cara de mayor desarrollo. Así, en adosamiento de las columnas de plagioclasa resulta imperfecto o ausente en la primera zona, habiendo en su lugar una estructura granular, granular radial o un crecimiento secundario del núcleo en continuidad óptica. Parte de esta granularidad sobre {010} puede atribuirse a conservación de mátrix original del granito, tal como sucede en el fino cristal de granito englobado en un dique de microgranito próximo (Lám. IV, fig. 1). La perfección de la estructura columnar-radial, recién se concreta pues luego del ensanchamiento de la forma originalmente tabular por crecimiento de la primera zona, lo que indica que el crecimiento depende de la forma del cuerpo sobre el cual se desarrolla exotrópicamente. En la figura 2 de la lámina V la sección delgada muestra

una estructura columnar-granular irregular en la primera zona.

La influencia de la forma del núcleo se manifiesta más sensiblemente aún en la forma de las capas enriquecidas en biotita, ya que las más interiores describen ángulos pronunciados que se adaptan a la forma del núcleo, mientras que la esfericidad crece hacia la periferia.

Se deduce de esto que el estricto control que la forma del núcleo ejerce sobre la forma de la orbícula, sobre sus capas concéntricas y sobre la perfección de la estructura columnar-radial excluyen la idea de un reemplazo en estado sólido (el cual sería determinado principalmente por las estructuras a reemplazar), y *prueba en cambio que el crecimiento ha sido exotrópico en un medio líquido.*

Esto tiene particular importancia, por cuanto a las explicaciones puramente magmáticas sobre el origen de las rocas orbiculares, se oponen las ideas sobre crecimiento orbicular debido a cristalización concrecionaria por diferenciación metamórfica en roca sólida, tal como lo sugirió Eskola (1938) y lo sostiene Simonen (1940, 1950), y en cierto modo Ishioka (1953), Shimazu (1956) y Goodspeed (1942), las cuales si bien pueden ser valaderas para cierto tipo de rocas orbiculares resultan inaplicables en este caso.

Así pues las rocas orbiculares cuyo núcleo es un único cristal (y se incluyen en ellas a las de tipo cristalothrausmático) son por lo expuesto los casos más aptos para examinar la marcha del crecimiento orbicular por cuanto los núcleos de forma variada, tan comunes según la literatura sobre el tema, no permiten seguir el exacto control de la forma del núcleo sobre el ulterior crecimiento de las orbículas.

#### LA "ESQUISTOSIDAD" ESFEROIDAL

Es producida por la disposición tangencial de las láminas de biotita y mus-

covita. En el predominio del papel de la cristalización radial de las plagioclasa y en la pasividad de la incorporación de láminas de biotita y muscovita ya formadas ha de hallarse la explicación. Esta idea ya fue adelantada por Frosterus en 1896. De lo estimulante de la hipótesis del papel preponderante de la formación de la plagioclasa da idea el hecho de que la misma es parte de esquemas petrogenéticos tan opuestos como el de Sederholm (1928) y Eskola (1938).

Algunas propiedades de la biotita y las relaciones de contacto entre biotita y plagioclasa pueden contribuir a esta interpretación en el caso de la roca orbicular de La Rioja.

Tales relaciones de contacto son de tres tipos:

- 1) La plagioclasa corroe a las láminas de biotita, dispuestas tangencialmente;
- 2) la biotita se dispone en la sutura entre columnas adyacentes de plagioclasa, y
- 3) la biotita se halla incluida en plagioclasa. Esto sugiere que la biotita es de formación previa; si bien no puede descartarse que los períodos de formación de ambos minerales puedan superponerse en parte. Quizá durante el período de crecimiento radial de plagioclasa, la biotita continuó creciendo en el fluido interpuesto entre las orbículas, en adición a las láminas previamente formadas pertenecientes al granito porfiroide desagregado. En este aspecto es muy sugestivo la similar cantidad de halos pleocroicos en la biotita de las orbículas de la mátrix y del granito porfiroide.

La disposición tangencial de la biotita debe atribuirse a sus *peculiares propiedades de forma, con gran superficie en relación al volumen* lo cual favorece su transporte en el medio fluido y su adherencia luego cuando se produce una pausa o disminución de la velocidad de crecimiento de las columnas de plagioclasa. Esta es una explicación mecánica simple apoyada además por otros ejemplos de rocas orbiculares. Ray (1952) expresa que las orbículas de Willow

Creek, que han crecido en una diorita hornblendo-biotítica en proceso de cristalización, han incorporado en mayor cantidad biotita; la explicación se halla en la mayor movilidad, y luego adherencia de la biotita por su hábito laminar.

Naturalmente que este mecanismo de isoorientación no es tan perfecto como para impedir distribución irregular de algunas escamas de biotita o muscovita, o inhibir el aprisionamiento de otras, entre columnas adyacentes de plagioclasa. Incluso se ha observado individuos de biotita alargados radialmente, pero con sus planos 001 tangenciales, tal como lo señala Eskola por ejemplo en los casos de Lintusaari y Kortfors. Esto parecería contradecir el supuesto control hidrodinámico de las láminas de biotita y la importancia de sus propiedades de adherencia, pero resulta que no puede desecharse una originaria disposición de individuos gruesos pero tabulares según la orientación tangencial promedio, que fueron luego corroídos por la plagioclasa dejando una elongación remanente radial.

La estructura denominada "warp and weft" que describe la disposición relativa de plagioclasa y biotita, tan característica en las rocas orbiculares, es pues explicable no solamente como el resultado de una esquistosidad de la biotita ante la presión de cristalización de la plagioclasa, sino también como producida por crecimiento de la plagioclasa en un medio fluido. Carece de valor pues la admisión *a priori* de que la estructura de trama y urdimbre es prueba de la difusión en roca sólida como lo quiere Ishioka (1953, p. 98).

#### BANDEADO CONCÉNTRICO

La distribución de la biotita en bandas concéntricas es un problema conexo. El "rhythm in the crystallization process" (Sederholm, 1928, p. 64) que esto supone, no significaría otra cosa —dentro del esquema expuesto— que el ritmo

de las posibilidades de incorporación mecánica de la biotita en función de la oportunidad que le ofrecen las variaciones de velocidad del crecimiento de la plagioclasa columnar. Esta explicación simple obvia los problemas que emergen de considerar —en una interpretación magmática— la diferente composición química de las capas de las orbículas como resultado de variaciones importantes en la composición del fluido; y sobre todo interpretar la mayor basicidad de las capas externas melanocráticas como un indicio de basificación del magma, lo cual sería contradictorio con la idea de una cristalización magmática o pegmatítica, y de acuerdo en cambio con el concepto de difusión centrífuga de los componentes básicos como prefiere Simonen (1940).

La dependencia de la incorporación de la biotita respecto del crecimiento de la plagioclasa significa que una cesación de crecimiento o una disminución de su velocidad permitiría la adherencia de partículas sólidas (tal como ocurre con las inclusiones zonales en fenocristales de rocas volcánicas). Al mismo tiempo podrían formarse otros minerales en equilibrio con las nuevas condiciones físico químicas determinantes de aquella interrupción o variación del crecimiento de la plagioclasa.

Esto se hallaría corroborado por la existencia, donde es más abundante la biotita, de anillos o rosarios de cristaltos de apatita y formación de cuarzo en implicación con biotita y plagioclasa granular. Incluso cabe incluir la posibilidad de que se sumase biotita nueva a la ya previamente cristalizada.

Sobre las causas de la variación del crecimiento de la plagioclasa nada puede decirse, pero la formación de apatita llama la atención sobre el posible papel de los volátiles, entre cuyos efectos se halla la disminución de la viscosidad del medio. Vale destacar que Sederholm (1928, p. 60) había atribuido la conclusión del crecimiento orbicular, y por

ello la formación de la mátrix; a la reducción de la viscosidad.

Es de interés también notar que la coincidencia de la concentración de la biotita con discontinuidades estructurales se advierte también en el hecho de que la capa biotítica delgada de la banda oscura interior se desarrolla muy marcadamente cuando media neta distinción entre la primera zona y el manto, en cuyo caso el segundo es de estructura columnar; y que cuando dicha capa delgada en algún sector de alguna orbícula se adelgaza o atenúa, el crecimiento columnar suele ser común, en continuidad a la primera zona y al manto.

Termier y Termier (1956, p. 441) han destacado la importancia de la esfericidad de las orbículas y de la estructura en capas como caracteres difíciles de conciliar con una orbiculación en el estado sólido. El enfoque que aquí se ha reconocido para explicar el crecimiento y sus peculiaridades es acorde en cambio con la idea de una precipitación sobre un núcleo sólido en el seno de un líquido magmático-pegmatítico.

#### GÉNESIS DE LA ROCA ORBICULAR

La interpretación de la génesis de la roca orbicular implica situar el crecimiento de las orbículas y los fenómenos que dieron lugar a la cristalización de la mátrix, dentro de un proceso petrogenético acorde con las evidencias de campo del cuerpo orbicular, y sus relaciones con el granito porfiroide que es la roca que lo enmarca.

*Geológicamente el proceso puede ser visto como la penetración de un magma pegmatítico en el granito porfiroide no aún totalmente consolidado, del cual incorporó los fenocristales de micropertita que fueron metasomatizados y cubiertos por la cristalización orbicular. El cuerpo orbicular es interpretado, así como una pegmatita contaminada cuya cristalización interna fue controlada por el papel*

de centros de cristalización que asumieron los fenocristales incorporados, promotores de una diferenciación marcada en su seno. Acorde con ello, y debido a la gran desagregabilidad de la roca granítica en formación, la pegmatita no evolucionó por efecto de caja, el cual sólo se manifiesta en la hibridación. Ello armoniza con el tipo de contactos del cuerpo orbicular, difusos y gradacionales, con disminución progresiva de orbículas en los bordes, y dispersión de orbículas aisladas dentro del granito.

Shibata (1949-1952) ha destacado la idea de que las rocas orbiculares de composición granítica son "always a pegmatite facies". Tal concepto es válido para el caso de La Rioja, y, sin pretender generalizar, los autores ponen énfasis en el papel fundamental de la cristalización de un magma pegmatítico o granítico atenuado en un medio de heterogeneidad físico químico por hibridación, como favorable al desarrollo de los crecimientos orbiculares. Ello en cierto modo significa adherir a las antiguas ideas sobre el carácter híbrido del ambiente de formación de las rocas orbiculares (véase Sederholm, pág. 74) pero sin que implique admitir la existencia o neoformación de un magma de composición especial. Más recientemente, la descripción e interpretación de Goodspeed (1942) de la formación de orbículas en remanentes de esquistos dentro del batolito de Idaho constituye una incuestionable demostración de la importancia del ambiente híbrido en la orbiculación. La idea de la hibridación tampoco implica necesariamente incluir la formación de las rocas orbiculares como parte normal de un proceso de migmatización, cualquiera sean las condiciones físicas en que se realice el mismo. Se advierte la diferencia con los conceptos de Simonen (1950), quien, admitiendo la cristalización esboítica como una diferenciación metamórfica, armoniza con esa idea la existencia de mátrix secundaria migmatítica mediante la admisión

de una migmatización posterior, en las proximidades de cuyo frente tiene lugar el metasomatismo necesario para la cristalización esboítica.

En el caso de La Rioja también hay mátrix secundaria híbrida, pero la generosidad de los afloramientos regionales y locales permite asegurar que ello se debe no a un frente de migmatización vinculado con la formación de orbículas, sino a una fase tardía del magmatismo granítico que dio lugar a la penetración de microgranitos en forma de diques. Estos diques han sido observados regionalmente en más de mil km<sup>2</sup>, sin que se hallaran orbículas en relación con ellos, pese a que son frecuentes los fenómenos de hibridación con el granito (véase lám. IV, fig. 2). Estos fenómenos de hibridación también se produjeron lógicamente, cuando la penetración microgranítica cortó el cuerpo de roca orbicular.

Estas consideraciones hacen recaer, pues, la atención sobre la existencia de un fenómeno localizado en relación con las orbículas, y dicho fenómeno es, de acuerdo a la interpretación de los autores, *la penetración de un derivado pegmatítico (singranítico) en el granito no definitivamente consolidado*. El hecho de que se haya encontrado una orbícula con núcleo compuesto por dos cristales pone de relieve la falta de consolidación del granito porfiroide, y su desagregabilidad cuando la penetración de la pegmatita, dado que su carácter de excepción y la falta de fragmentos de granito dentro de la masa orbicular indican un estado no apto para la fragmentación mayor.

*Apoyo para la idea de la intrusión pegmatítica:* Las dimensiones del cuerpo de roca orbicular (70 m × 20 m), aproximadamente) son los propios de un cuerpo mediano de pegmatita. Sederholm (1928, pág. 74) llamó la atención sobre las reducidas dimensiones de los cuerpos de rocas orbiculares y por ello la idea de "clouds of magma". Este con-

cepto se ajusta — en lo descriptivo — a la masa orbicular de La Rioja. Sobre todo alude a la falta de contactos netos en los bordes, impropia de intrusiones definidas postgraníticas.

Sederholm, Eskola y Simonen (op. cit.) entre otros, describen e ilustran el carácter pegmatítico de la mátrix de varios ejemplos de rocas orbiculares. Esto refuerza la suposición de que el estado pegmatítico es un activo elemento en la génesis de rocas orbiculares como Ray (1952) y Shibata (1952) lo han ejemplificado. Aún el caso de Buffalo Hump (Goodspeed, 1942), pese a carecer de mátrix pegmatóide entronca con la idea del efecto de un magma granítico atenuado, por la actividad de soluciones metasomatizantes “ricas en cuarzo y feldespato”, si bien el autor (comunicación verbal) desestima las mismas como vinculadas a la actividad de un sistema físico químico describable como pegmatítico.

El componente pegmatítico de la roca orbicular de La Rioja se manifiesta petrográficamente con mucha claridad en la textura y composición de la mátrix primaria (Lám. III, figs. 2 y 4). Esta se ha formado del resto fluído luego de la precipitación de las orbículas, y un residuo final ha formado una verdadera masa pegmatítica de grano muy grueso que aflora por 1 m<sup>2</sup>, aproximadamente, dentro del área orbicular.

#### *Cristalización:*

El crecimiento orbicular es el resultado de una evolución peculiar de la cristalización pegmatítica, la causa de la cual debe hallarse en el importante efecto de superficie de los fenocristales del granito incorporados a la pegmatita. La pegmatita no cristalizó bajo la influencia de enfriamiento de las paredes en razón del avance y mezcla progresiva con el granito intruído, sino que lo hizo internamente sobre tales fenocristales convertidos en núcleos luego de ser

reemplazados por oligoclasa. Ese metasomatismo y la composición del manto de las orbículas suponen una alta relación original  $Ca + Na/K$ . Iniciado el crecimiento orbicular la evolución ha conducido hacia el enriquecimiento del residuo en feldespato potásico y cuarzo, que se concentran en la mátrix, donde el alto contenido de microclino es también debido a la incorporación de feldespato potásico de la mátrix del granito y a la transferencia de K provocada por el metasomatismo de los fenocristales de microperthita.

La observación microscópica del *contacto entre mátrix y orbículas* no muestra una neta superficie de discontinuidad, ya que las columnas de plagioclasa del manto guardan relaciones de penetración recíproca con microclino y cuarzo de la mátrix, sobrepasando a veces a la banda oscura exterior. Se deduce de ello que las orbículas han cristalizado *in situ*, por lo cual no es aceptable la idea de que las orbículas hayan sido separadas por disyunción esferoidal de otra roca e incorporadas a la masa donde efectivamente se encuentran. *Los hechos adicionales que apoyan este criterio son la similitud de halos pleocroicos en biotita de orbículas y mátrix, la secuencia normal del contenido de anortita de la plagioclasa (oligoclasa media y oligoclasa-albita, respectivamente) y, lo que es de mucha importancia, la falta de biotita en la mátrix adyacente a los raros casos de orbículas carentes de banda biotítica externa.* Esta afirmación trae a colación el problema de la causa de la finalización del crecimiento orbicular. La información química indirecta, que se extrae de la composición modal, pone de relieve la posibilidad de la decisiva influencia del aumento de la relación  $K/Ca + Na$  y de la mayor cantidad de volátiles, a juzgar por la abundancia de la apatita. En otro orden de ideas, puede apreciarse que el crecimiento columnar del manto de las orbículas exige una ajustada difusión de los iones necesarios

a la plagioclasa en el seno del fluido, y que el aumento de tamaño de las orbículas puede haber llevado por encima de un punto crítico a la relación entre la superficie orbicular y el gradiente de difusión, por lo cual aquélla cesa en su crecimiento. En conexión con esta apreciación vale recordar la similitud de tamaño medio y máximo de las orbículas de distintas localidades mundiales (según la literatura respectiva) y del cuerpo de La Rioja.

Dentro del esquema petrogenético delineado es coincidente el hecho de que las orbículas crecieron como *cuerpos compactos* sólidos según se deduce de la falta de deformación. Además, el período de crecimiento orbicular ha sido común a todas las orbículas a juzgar por la uniformidad estructural que las caracteriza; y el crecimiento se ha realizado independiente sobre cada una de ellas. Las interferencias mutuas de crecimiento no se observan y la única excepción, discutible, podría ser el caso de coincidencia de concavidad y convexidad de orbículas vecinas (fig. 4) o bien el adosamiento de orbículas según el 2º pinacoide del cristal orbicular cuando las porciones de manto en contacto son más delgadas que en el resto de la periferia.

*Algunos detalles de los contactos del cuerpo orbicular y los granitos:*

Las relaciones con el microgranito son las de intrusión de éste en el granito porfiroide y en la roca orbicular, y las consiguientes mezclas locales. De manera que ellas no se vinculan a la génesis de a roca orbicular.

Los detalles de contacto con el granito porfiroide son en ese sentido de mayor interés, y a disminución progresiva del número de orbículas que se aprecia en los bordes puede seguirse hasta la existencia de orbículas aisladas en el granito. En el extremo NE del afloramiento principal y separadas del

mismo hay alrededor de cien orbículos en 1 m<sup>2</sup>, donde el granito es anormalmente rico en fenocristales de microperfitita, los cuales se hallan unidos por una mátrix de textura pegmatítica. Esto es consistente con la interpretación de que la masa pegmatítica guardó relaciones de mezcla con el granito invadido, y que la influencia llegó más lejos que el borde de la masa orbicular principal. Nada puede decirse de la posibilidad de que estas orbículas, dispersas dentro del granito, hayan sido transportadas mecánicamente hasta allí a favor de su falta de total consolidación, ni tampoco de la posibilidad — una explicación muy simple — de que los grupos de orbículas aisladas sean parte del mismo cuerpo principal, apareciendo separadas por efecto de la erosión.

V. SINTESIS DEL PROCESO PETROGENETICO GENERAL

La formación de la roca orbicular es parte de un proceso petrogenético plutónico que se inicia con la localización del granito porfiroide en el complejo metamórfico de la Sierra de Velazco, y concluye con la actividad granítica final que ha dado lugar a intrusión de microgranitos y pegmatitas. El problema del origen del granito porfiroide, ya esbozado en un trabajo previo (Quartino y Villar Fabre, 1962), es de importancia para coordinar con el mismo el papel de la penetración pegmatítica contaminada que dio lugar a la cristalización del cuerpo de roca orbicular, pero no es crítico a punto tal de que la génesis de la roca orbicular exija la discusión del origen del granito en mayor medida que la interpretación básica que surge de su tipo litológico y sus relaciones de campo con las metamorfitas y migmatitas graníticas. La masa de granito porfiroide es interpretada como el resultado del aflujo progresivo regional de material granítico migmatizante, lo que excluye el problema estructural del

emplazamiento de un plutón, y coincide con la existencia de zonas gradacionales hacia migmatitas graníticas poco foliadas, esquistos inyectados y metamorfitas puras. Internamente es coherente con este rasgo la existencia de relictos de micacita con diverso contenido cuarzo-feldespático en disposición conforme con la foliación ya muy disimulada en el granito, la cual es considerada relicto paleosomático. En síntesis, el proceso petrogenético general se interpreta del modo siguiente:

- 1) Formación del granito porfiroide y las migmatitas asociadas en una región superior a 1.000 km<sup>2</sup> dentro del complejo metamórfico del Basamento Cristalino de Velasco. La cristalización de los fenocristales de microclino es estimada previa a la consolidación final de la mátrix.
- 2) Penetración (en la Pampa de Los Altos) de una masa reducida de magma pegmatítico granodiorítico, como un derivado pegmatítico sin-granítico, cuando el granito porfiroide no había alcanzado aún la consolidación definitiva.
- 3) Reemplazo calcosódico y ¿silíceo? de los fenocristales de microclino incorporados a la masa de pegmatita, la cual avanza y se mezcla progresivamente con el granito porfiroide invadido.
- 4) Cristalización de la masa pegmatítica híbrida, no en los bordes, sino como crecimiento orbicular interno casi puramente oligoclásico sobre los fenocristales reemplazados y convertidos en núcleos; finalmente consolidación de la mátrix por cristalización del residuo final entre los espacios interorbitales, con acumulación en un área reducida (visible en 1 m<sup>2</sup>) que forma una pegmatita granítica gruesa dentro de la masa orbicular.

- 5) Luego de la consolidación definitiva del granito porfiroide éste es intruído por microgranito. Por incorporación de fragmentos sólidos y su desagregación, el microgranito da facies locales híbridas (sin crecimientos orbitales) en diversas partes del área granítica porfiroide. Donde el microgranito atraviesa el cuerpo orbicular también se produce hibridación, incorporando orbículas que resultan así unidas por una mátrix inhomogénea secundaria desvinculada genéticamente de la cristalización de la roca orbicular.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agard, D. (1957). *Découverte d'une diorite orbiculaire dans les terrains précambriens de la région de Taïfist (Anti-Atlas)*. — Notes Serv. géol. Maroc, t. VI. (Notes et Mém. n<sup>o</sup> 95). (Citado por Grolier, 1961).
- Amstutz, G. C. (1957). *Apuntes sobre el granito orbicular cerca de Huaraz Ancash*. — Bol. Geol. Perú, t. 32, pp. 21-23.
- Anderson, O. (1928). *The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites*. Norsk. Geol. Tids. X, pp. 116-208.
- Eskola, P. (1938). *On the esboitic crystallization of orbicular rocks*. — Jour. Geol. v. 46, pp. 448-485.
- Exner, C. (1949). *Tektonik Felsparausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den ostlichen Hohen Tauern*.—Min. Petr. Mitt., XXX, 1, pp. 197-284.
- Grolier, J. (1961). *Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara Central)*. — Bull. Soc. Géol. France. 7<sup>e</sup> Sér., t. III, n<sup>o</sup> 2, pp. 174-181.
- Goodspeed, G. (1942). *Orbicular rock from Buffalo Hump*. — Idaho. Amer. Mineralogist, v. 27, pp. 37-47.
- Ishioka, K. (1953). *On orbicular esboite from de Amo mine Central Japan*. — Part II. Jour. Earth Scien. Nagoya Univ. v. 1, n<sup>o</sup> 2, pp. 97-106.
- Johannsen, A. (1941). *A descriptive Petrography of the igneous rocks*. Vol. II. Chicago.
- Leveson, D. L. (1959) *Orbicular rocks of the Lonesome Mountain area, Beartooth Mountains and Wyoming*. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, pp. 1637-1638. (Abstract).

- Loewinson-Lessing, F. and Vorobjeva, O. (1929). *Contribution to the knowledge of orbicular structures in igneous rocks.* — Compt. Rend. Acad. Sci, U.R.S.S., pp. 351-356.
- Oba, N. et Ishikawa, H. (1959). *Les roches orbiculaires de Takakawa, péninsule d'Osumi.* — Journ. Jap. An. Miner. Petrol. econ. Geol., vol. 43, n° 2, pp. 98-106 (en japonés, citado por Grolier, 1961).
- Ohta, Y. (1958). *Diorite orbiculaire des blocs glaciaires de Tateyamagaiva, département Toyama.* — Jour Geol. Soc. Japon, vol. 64, n° 758, pp. 618-620 (en japonés, citado por Grolier, 1961).
- Quartino, B. J. y Villar Fabre J. F. (1962). *Observaciones sobre el Precámbrico de la zona oriental de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja.* — Anales Primeras Jornadas Geol. Arg., II, pp. 279-286. Buenos Aires.
- Ray, R. G. (1952). *Orbicular diorite from southern Alaska.* — Ame. Jour Sci., v. 250, pp. 57-70.
- Sederholm, J. (1928). *On orbicular granites, spotted and nodular granites, etc., and the rapakivi texture.* — Bull. Comm. Géol. Finlande, n° 83, pp. 1-105.
- Simonen, A. (1940). *Orbicular Rocks in Kemi-jarvi and Esbo.* — Bull. Comm. Géol. Finlande, n° 126, pp. 107-140.
- (1950). *Three new boulders of orbicular rock in Finland.* — Bull. Comm. Géol. Finlande n° 150, pp. 31-38.
- Shibata, H. (1949/52). *Mineralizations in granite-pegmatites in Japan and Korea.* — Part III. Science Rept. Tokio Bunrika Oaigaku. U.2, Sect. C, pp. 159-206.
- Shimazu, M. (1956). *Orbicular diorite from Akka, Northern Kita Koeni Mountainland.* — Journ. Japanese Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 40, 115-126 (Miner. Abst. v. 15, n° 6, p. 472).
- Teixeira C. y Boto, R. (1959). *Granito orbicular de Lamas de Mouro Melgaco.* — Univ. Lisboa Rev. Fac. Ci., t. 7, pp. 5-12 (citado por Grolier, 1961).
- Termier, H. et Termier J. (1956). *L'évolution de la lithosphère. I: Pétrogénese.* Paris.

Manuscrito recibido en mayo de 1963.

## EXPLICACION DE LAS LAMINAS

### LAMINA I

Afloramiento principal visto desde la ladera norte de la quebrada. En la parte inferior izquierda de la fotografía puede verse la roca orbicular, cuyo detalle se ilustra en la fig. 1, lám. II.

### LAMINA II

Fig. 1.: Detalle del afloramiento de la roca orbicular, donde ésta es cruzada (parte superior de la fotografía) por un dique de microgranito que ha englobado algunas orbículas. Pueden apreciarse las variaciones de tamaño de las orbículas y la falta de orientación de las mismas. Donde no se halla el microgranito, la mátrix es pegmatoide.

Fig. 2: Diversas orbículas mostrando la constancia de su forma redondeada. Estas orbículas se hallan sueltas en la quebrada, por desprendimiento del afloramiento principal. La fotografía ha sido tomada en dirección perpendicular al plano 010 del cristal del núcleo.

### LAMINA III

Fig. 1: Granito porfiroide en el cual se halla el cuerpo de la roca orbicular. Este de-

talle ilustra el tipo medio del granito del área de dimensión batolítica que se extiende desde Villa Bustos hasta Aimogasta. Todos los "fenocristales" son de microclino, con inclusiones oscuras de biotita.

Fig. 2: Detalle del afloramiento orbicular. Pueden verse los diversos grados de achatamiento de las orbículas paralelamente a {010} del núcleo, la constancia de la forma de éste, las dos bandas oscuras biotíticas (interna y externa) y el manto. También se aprecia la variabilidad del tamaño de las orbículas. En el centro de la fotografía se observa el molde dejado por desprendimiento de una orbícula de unos 25 cm de diámetro mayor. Se aprecia también la mátrix pegmatoide ilustrada en detalle en la figura 4 de esta lámina.

Fig. 3: Detalle del granito porfiroide junto al extremo NE del afloramiento principal. Se aprecia la elevada proporción de microclino, mayor que en el tipo normal de granito porfiroide, y la disposición de orbículas dentro del mismo. La comparación con la fig. 1 de esta lámina da idea de las diferencias con dicho granito de tipo común. Los cristales de microclino se unen por mátrix pegmatoide.

Fig. 4: Mátrix pegmatoide granítica de la roca orbicular. Sección pulida. Obsérvese cómo aumenta el tamaño del grano desde

el contacto con las orbículas (bordes cóncavos) hacia el interior del espacio interorbicular.

Fig. 5: Contacto indefinido entre la roca de campo (granito porfiroide) y la roca orbicular. Se aprecian algunas orbículas dentro del granito.

#### LAMINA IV

Fig. 1: Detalle del contacto entre un dique de microgranito y el granito porfiroide. Un fenocristal de microclino micropertítico ha sido englobado, conservando por adherencia sobre el segundo pinacoide parte de la matriz del granito porfiroide. Se aprecia en la fotografía el aumento de tamaño de grano del microgranito en las proximidades del "fenocristal" incorporado, y el aumento de biotita proveniente del granito porfiroide intruido.

Fig. 3: Detalle del contacto entre la roca orbicular y el microgranito tardío que corta el granito porfiroide y a la roca orbicular. Se advierten inclusiones de granito porfiroide dentro del microgranito, el cual, debido a esta hibridación, es inhomogéneo.

#### LAMINA V

Fig. 1: Sección pulida (en tamaño natural) de la orbícula de la cual se efectuó el corte delgado que ilustra la figura 2 de esta lámina, y cuya descripción se ajusta a esta última ilustración. En este pulido se distingue con mucha claridad el núcleo

idiomorfo con inclusiones de biotita y crecimientos de cuarzo, la primera zona, la banda oscura interior con su capa delgada biotítica interna, el manto y la banda oscura exterior.

Comparar con la figura 3 del texto.

Adviértase también la interrupción de la capa delgada biotítica de la banda oscura interior en la zona cristalográfica [010].

Fig. 2: Corte delgado (tamaño natural) de una orbícula, fotografiado con nicoles cruzados. Comparar con la figura anterior de esta lámina y con la figura 3 del texto.

Se distinguen: 1º el núcleo de oligoclasa con crecimiento de cuarzo (áreas oscuras); 2º la primera zona, que en esta orbícula tiene estructura columnar, con algo de estructura granular, apoyándose las columnas de plagioclasa sobre el borde del núcleo; 3º manto constituido por columnas de plagioclasa que continúan las de la primera zona, con la banda oscura interior rica en biotita con 001 tangencial hacia afuera de la capa delgada biotítica, con igual disposición tangencial. Por último, en la parte externa del manto se ubica la banda oscura exterior, rica en biotita. Esta banda es irregularmente sobrepasada por el crecimiento plagioclasa columnar-radial que engranan con trabazón o encastramiento con la matriz de las orbículas.

Comparar con la fig. 4, lám. III, donde el fino reborde que limita el espacio interorbicular cóncavo es parte de esta trabazón.

QUARTINO Y VILLAR FABRE, *El cuerpo granítico orbicular precámbrico, etc.*

LÁMINA I





Figura 1

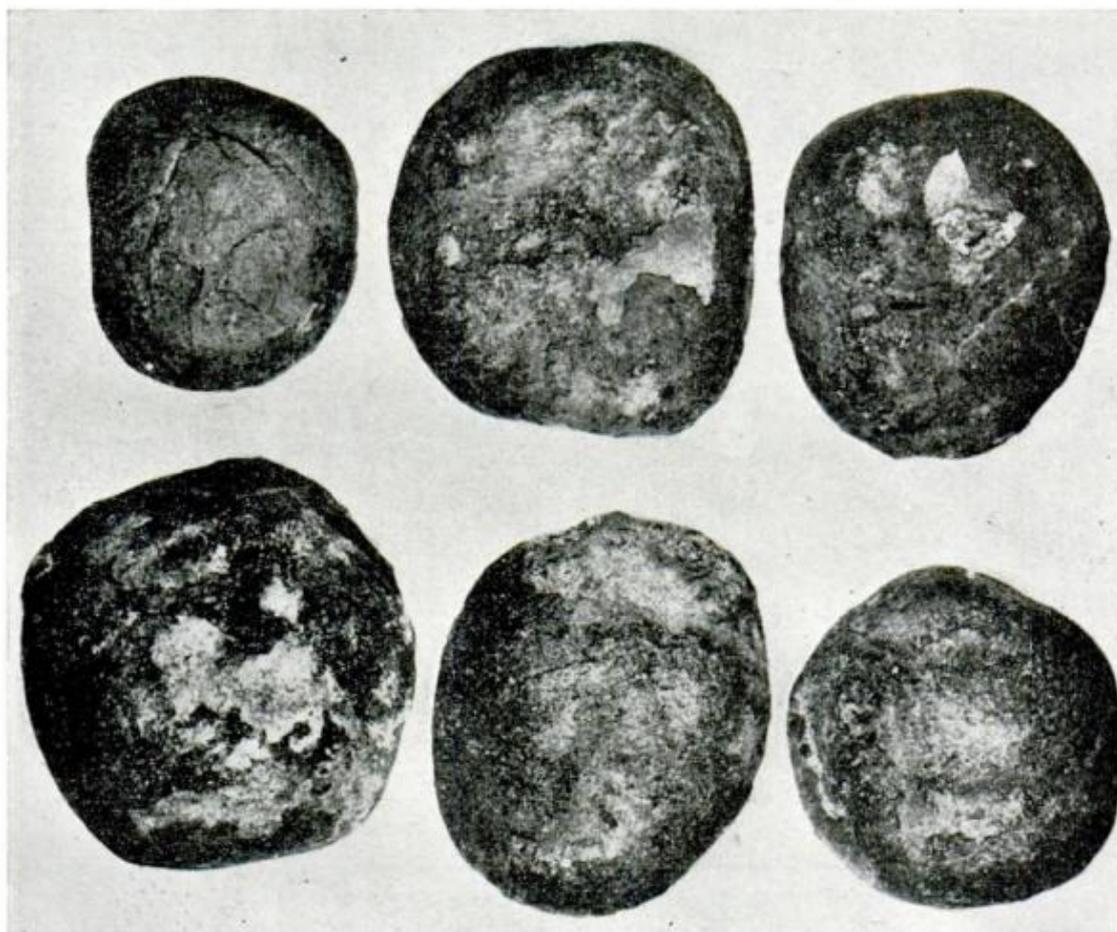


Figura 2



Figura 1



Figura 2



Figura 3



Figura 4



Figura 5

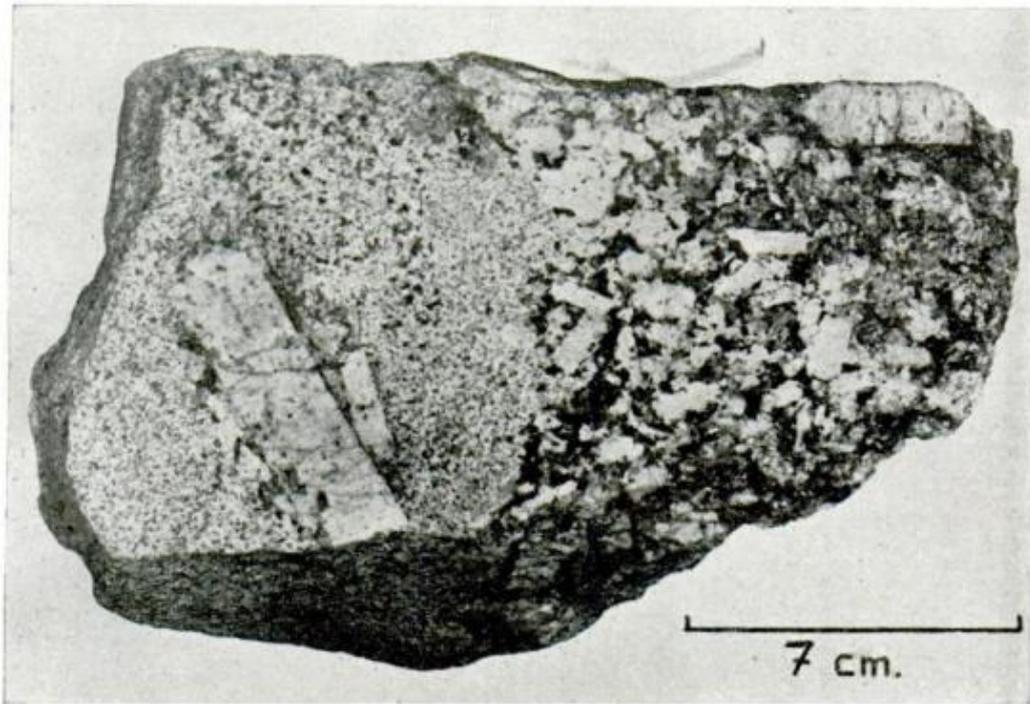


Figura 1



Figura 2

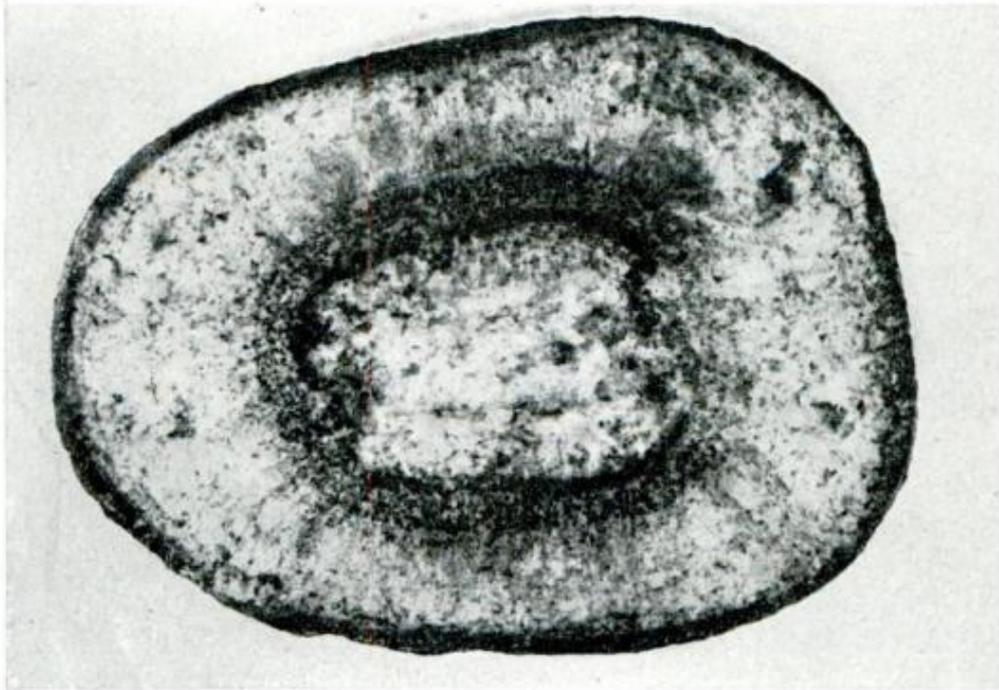


Figura 1

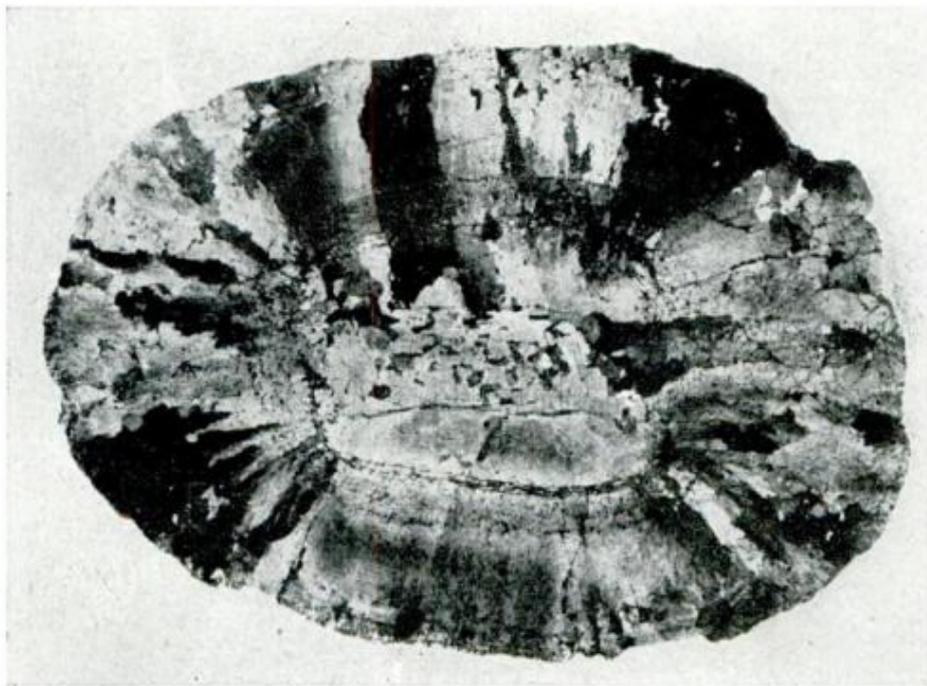


Figura 2

## LAS PEGMATITAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS

### ESTRUCTURA INTERNA, MINERALOGIA Y GENESIS

Por AMILCAR O. HERRERA

(Departamento Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires)

#### RESUMEN

Prácticamente todas las pegmatitas estudiadas son esencialmente tabulares, con longitudes que varían entre los 50 ó 60 m, y los 300 m y potencias que oscilan entre los 3 y los 20 m. Todos los cuerpos son zonales, y el número de zonas varía entre tres y cinco en las diferentes pegmatitas. Se describen las características texturales y mineralógicas de las zonas.

La secuencia generalizada de asociaciones mineralógicas presentes en las pegmatitas de la periferia al centro es la siguiente: plagioclasa-cuarzo-muscovita, cuarzo-plagioclasa, microclino-cuarzo-plagioclasa, microclino-cuarzo-plagioclasa-espodumeno, espodumeno-cuarzo-microclino, espodumeno-plagioclasa-cuarzo, plagioclasa-lepidolita-amblygonita, cuarzo-microclino, cuarzo.

En todas las pegmatitas se observan cuerpos de reemplazo ubicados en su mayor parte en las zonas intermedias y núcleos y compuestos principalmente por albita, muscovita o cuarzo. Se estima que, como término medio, no constituyen más del 3 al 5 % del volumen total de los cuerpos. Se describen también las unidades de relleno.

Se describe la ocurrencia, asociaciones y distribución zonal de los minerales principales de las pegmatitas. Se incluyen tablas que muestran las cantidades relativas de los minerales principales que se formaron en los diferentes estadios del proceso genético, dividiendo a las pegmatitas en dos grupos, según contengan o no minerales de litio.

Se discuten los problemas de génesis y se concluye que las zonas se habrían originado por la cristalización fraccional de un líquido magmático inyectado en fracturas preexistentes, y las unidades de reemplazo y de relleno por la acción de fluidos residuales provenientes del interior de los cuerpos. Las unidades compuestas por cleavelandita, lepidolita y amblygonita presentan un problema genético más complejo, y se supone que su emplazamiento se ha producido en las etapas finales de la evolución de la pegmatita y, por lo menos en parte, por reemplazo.

Se explica la formación de una pegmatita de grano fino, compuesta por espodumeno, albita, microclino y muscovita, suponiendo que en la fase final de la evolución de una pegmatita lítica una porción del líquido residual fue inyectado y cristalizó lejos del cuerpo original, perdiendo en el proceso gran parte de los volátiles que contenía.

#### ABSTRACT

Practically all the pegmatites studied are essentially tabular. Their length vary between 50 or 60 m and 300 m, and widths between 3 and 20 m. All the bodies are zoned, and the number of these varies between three to five in the different pegmatites. The mineralogic and textural features of the zones are described.

The generalized sequence of mineral assemblages from the walls inwards, is as follows: plagioclase-quartz-muscovite, quartz-plagioclase, microcline-quartz-plagioclase, microcline-quartz-plagioclase-spodumene, spodumene-quartz-microcline, spodumene-plagioclase-quartz, plagioclase-lepidolite-amblygonite, quartz-microcline, quartz.

Replacement bodies have been found in all pegmatites, the majority of them in the intermediate and core zones, and are composed principally of albite, muscovite and quartz. An average estimate indicates that these do not constitute more than 3 to 5 % of the total volume of the pegmatites. Fracture fillings are also described.

The occurrence, association and zonal distribution of the principal pegmatite minerals are described. Tables are given showing the relative quantities of the principal minerals formed during the different stages of the genetic process. The pegmatites are separated into groups according to the presence or absence of lithium minerals.

The problem of their genesis is discussed and the formation of zones is attributed to the fractional crystallization of a magmatic liquid injected into preexisting fractures, while that of the replacement and fracture filling units, is considered to be due to residual fluids from the interior of the bodies. The origin of units composed of cleavelandite, lepidolite and amblygonite is more complex. They are supposed to have been emplaced during the final stages of the pegmatite evolution and, at least in part, by replacement.

The origin of a fine-grained pegmatite consisting of spodumene, albite, microcline and muscovite is attributed to the injection of a residual liquid formed during the last stages of the pegmatite evolution which, having crystallized far from the original body, lost most of the contained volatiles during the process.

## INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte de la serie de estudios emprendidos por el autor con el objeto de determinar las características principales de las pegmatitas de los distritos más importantes del país, en particular desde el punto de vista de la estructura interna y génesis. Los dos primeros trabajos de la serie ya han sido publicados (Herrera, 1958, 1961) y los restantes se hallan en la etapa de redacción.

Durante la realización del trabajo de campo se examinaron alrededor de 60 pegmatitas. Las 17 cuya descripción detallada figura en el texto fueron seleccionados porque por sus características geológicas y distribución areal constituyen una muestra representativa de los cuerpos pegmatíticos de la zona. Además, en todas ellas se han efectuado trabajos de exploración y explotación que permiten el reconocimiento de las zonas internas.

Aunque el título del trabajo se refiere a las pegmatitas de la Sierra de San Luis, se han incluido algunas ubicadas cerca del borde occidental de la Sierra de Comechingones, en la provincia de Córdoba, por su proximidad geográfica y porque presenta caracteres muy similares a las del grupo principal.

El autor desea dejar constancia de su agradecimiento al personal de la Dirección de Minería y Fomento Industrial de la provincia de San Luis y en especial a su ex director, Sr. Carlos J. Valerdi y a los señores J. D. Castellani y Ernesto Moni por la ayuda material

prestada en el trabajo de campo. Los señores Hugo Corbella y Rogelio Clayton colaboraron en el trabajo de laboratorio y el Sr. Nello Duranti realizó la mayoría de los dibujos que acompañan al texto.

## GEOLOGIA GENERAL

La mayor parte de la información que sigue ha sido extraída de las descripciones de las hojas geológicas 22 g Quines (González, 1957); 23 g, San Francisco (Pastore y González, 1954); 24 g, Saladillo (Pastore y Ruiz Huidobro y 22 h (Ruiz Huidobro) Santa Rosa.

En la Sierra de San Luis predominan ampliamente las rocas del basamento cristalino constituídas principalmente por micacitas gneisísicas, esquistos filíticos o cuarcíticos con paso a micacitas sericíticas, e intrusiones de granitos con derivados aplíticos y permatíticos.

Las micacitas gnésicas, que predominan en la parte occidental de la sierra, están compuestas por cuarzo, biotita, muscovita y oligoclasa, siendo los dos minerales mencionados en primer término los más abundantes. Las otras rocas metamórficas mencionadas están compuestas predominantemente por cuarzo, biotita, sericita y oligoclasa. En cuerpos pequeños y dispersos se encuentran también calizas cristalinas y anfibolitas. Todo este complejo metamórfico ha sido en gran parte afectado por un intenso proceso de migmatización con inyecciones venosas y nodulares de cuarzo, microclino y oligoclasa.

Los cuerpos graníticos que afloran en la zona son de características bas-

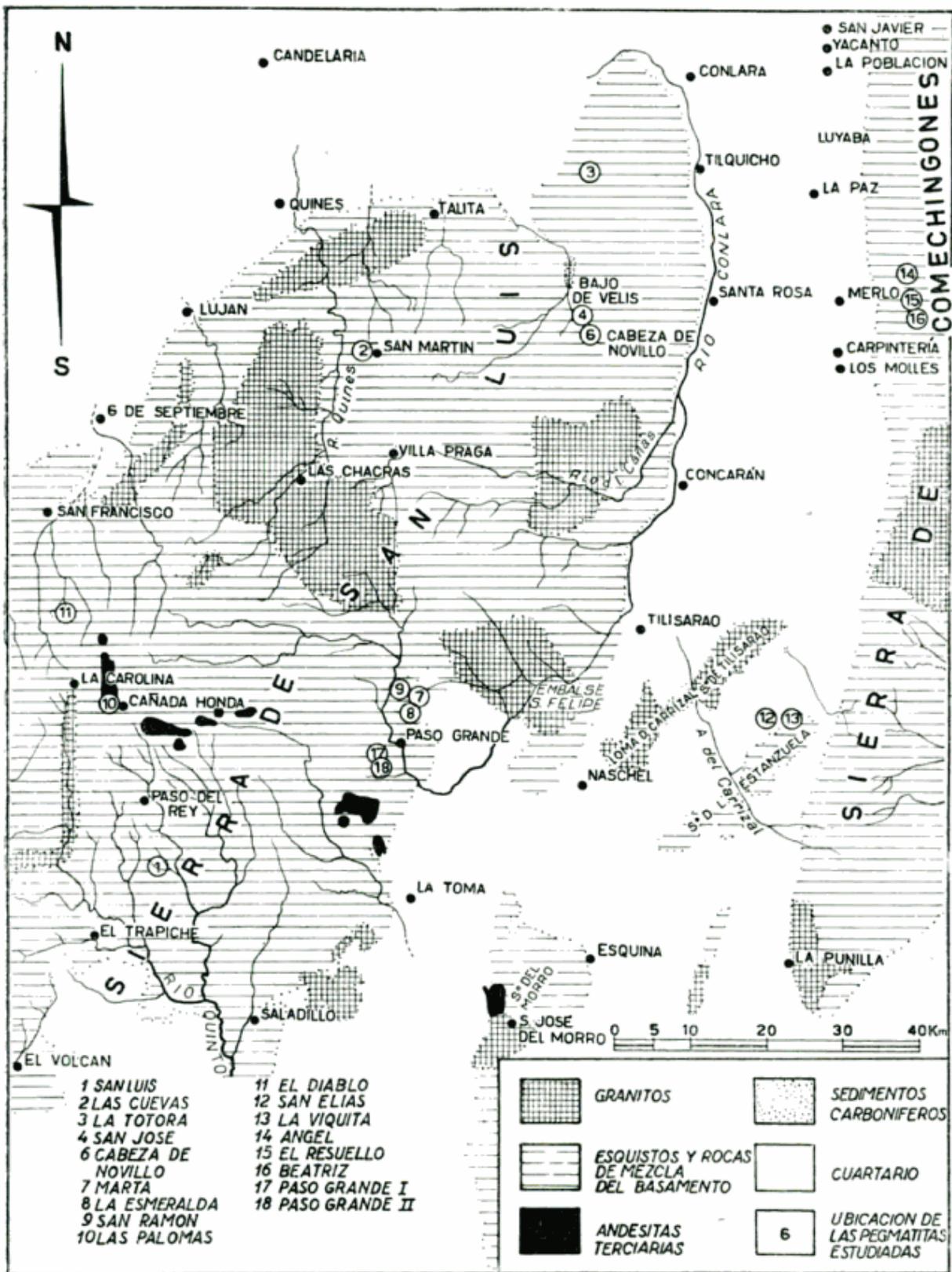


Fig. 1. — Esquema geológico del área de trabajo. (Recopilado de las hojas 22 g Quines, 23 g San Francisco, 24 g Saladillo y 22 h Santa Rosa)

tante uniformes y tienen como componentes principales feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo y bio-

tita. Las traquiandesitas terciarias que afloran en una línea discontinua que va desde la Sierra del Morro hasta Las

Carolinas constituyen el único elemento efusivo importante de la zona.

La cubierta sedimentaria está representada en el área serrana por el conjunto de conglomerados, areniscas y lutitas del Carbónico superior del Bajo de Velis, y por los sedimentos cuaternarios que aparecen en algunas planicies elevadas o rellenando valles intermontanos.

El mapa de la figura 1, que muestra la distribución de los elementos litológicos mencionados y la ubicación de las pegmatitas estudiadas, ha sido confeccionado en base a la información extraída de los trabajos ya citados.

### *Estructura:*

En las sierras de San Luis y Comechingones actuaron, igual que en el resto de las Sierras Pampeanas, dos ciclos tectónicos principales. El primero, de edad prepaleozoica, es el que originó la estructura interna del basamento — ejes de plegamiento, esquistosidad — (González Bonorino, 1950). El segundo, que tuvo lugar en el Terciario superior, produjo la estructura de montañas de bloques característica de las Sierras Pampeanas. En las Sierras de San Luis las líneas principales de fracturación tienen rumbos NS y EW originando un complejo sistema de bloques diferencialmente ascendidos e inclinados. El bloque de la Sierra de Comechingones ha sido levantado por un sistema de fallas paralelas de rumbo general NS, con las fracturas de mayor rechazo en el lado occidental (Methol).

## LAS PEGMATITAS

### *Forma, dimensiones y posición:*

La mayoría de las pegmatitas estudiadas han sido explotadas sólo en forma superficial y en extensiones reducidas, por lo que resulta difícil conocer en detalle sus características morfológicas. La descripción que sigue, en consecuen-

cia, sólo se refiere a los rasgos morfológicos más salientes.

Prácticamente todas las pegmatitas de la zona son tabulares, y si bien presentan ensanchamientos y constricciones locales la forma general es notablemente regular. La potencia de los cuerpos oscila entre 3 y 20 metros, pero en la mayoría de los casos es de 5 a 7 metros. Las longitudes varían entre 50 ó 60 metros y más de 300 metros. La relación entre la longitud y el espesor tiene valores comprendidos entre 1 : 10 y 1 : 50, aproximadamente.

No se conoce la extensión en profundidad en ningún cuerpo, pero las observaciones realizadas en otros distritos, tanto argentinos como extranjeros (Jahns, 1952), (Herrera, 1961), permiten suponer que esa extensión es probablemente menor o aproximadamente igual a la longitud del afloramiento.

Los rumbos predominantes en las pegmatitas examinadas son NNE y NNW, pero existen algunas excepciones, como los cuerpos Marta y Las Palomas, que se orientan en dirección EW. Las inclinaciones oscilan entre 20° y 80°, aunque las más frecuentes están comprendidas entre 50° y 70°.

### *Relación con la roca de caja:*

La mayoría de las pegmatitas son discordantes con respecto a la foliación de los esquistos, aunque unas pocas son total o parcialmente concordantes. La pegmatita Las Cuevas, intercalada en una serie de pliegues cuya amplitud varía entre unos pocos decímetros y varios metros, es un caso excepcional de cuerpo concordante.

Los contactos con la roca de caja son en general netos y en algunas partes muy irregulares en detalle, con indentaciones y protuberancia que penetran en el cuerpo pegmatítico.

La aureola de alteración es de extensión variable, pero en general no tiene

más que unos pocos milímetros de espesor. Es difícil de distinguir a simple vista, porque la roca mantiene su textura original y en general falta la foliación secundaria que es común en muchos distritos (Cameron et al., 1949). Los minerales principales introducidos en la zona de alteración son muscovita, topacio, turmalina y algo de plagioclasa.

#### *Tectónica:*

Los procesos tectónicos han actuado en forma desigual sobre las pegmatitas de la zona. Las ubicadas en la Sierra de San Luis fueron afectadas por fracturas de rumbo general EW, que produjeron pequeños desplazamientos laterales —0,5 m a 1 m. Estas fallas se ven claramente en las pegmatitas Cabeza de Novillo, San José I, San Elías y La Totorá. Los cuerpos estudiados en la Sierra de Comechingones, en cambio, muestran los efectos de una acción tectónica más intensa. Las fallas son más numerosas y tienen en general rumbos coincidentes con los de los cuerpos. Algunas de las pegmatitas tienen sus zonas externas e intermedias intensamente trituradas. El rumbo general de las fracturas y la mayor intensidad de la acción tectónica en las proximidades de las grandes fallas del borde occidental de la Sierra de Comechingones, sugieren que los movimientos que afectaron a las pegmatitas son los mismos que originaron el levantamiento de las sierras.

#### *Estructura interna:*

La estructura interna de las pegmatitas ha sido estudiada en los últimos años por numerosos autores en diversas partes del mundo. En todos los casos se ha encontrado que los cuerpos pegmatíticos están compuestos por unidades litológicas diferenciables en base a la mineralogía y/o la textura. Estas unidades pueden clasificarse en los si-

guientes tipos básicos (Cameron et al., 1949):

1. Unidades de relleno: son unidades, generalmente tabulares, que llenan fracturas en pegmatitas previamente consolidadas.
2. Cuerpos de reemplazo: son unidades formadas principalmente por reemplazo de pegmatitas preexistentes, con o sin control estructural obvio.
3. Zonas: las zonas son capas sucesivas, completas o incompletas, que reflejan en diverso grado la forma o estructura del cuerpo pegmatítico. Cuando están completamente desarrolladas son concéntricas alrededor de una zona interna o núcleo.

#### *Zonas:*

Al igual que en la mayoría de las pegmatitas de otras partes del mundo, las zonas son las unidades más importantes de las pegmatitas de San Luis y constituyen, por lo menos, el 95 % de su volumen.

Todas las pegmatitas examinadas están compuestas por tres o más zonas, en general completas, diferenciables en base a la textura y/o la mineralogía. En la tabla I puede verse, en forma esquemática, el número de zonas que componen cada pegmatita y su composición en términos de minerales esenciales. La tabla ha sido confeccionada para mostrar la secuencia de las asociaciones mineralógicas, pero como prácticamente todas ellas están representadas por una sola zona, refleja también la estructura zonal de los cuerpos.

Desde el punto de vista de la composición global, las pegmatitas estudiadas se pueden dividir en dos grandes grupos, según contengan o no minerales de litio. En las pegmatitas líticas aparecen, además de las zonas comunes a los dos grupos, otras que contienen espodumeno o lepidolita y amblygonita entre los minerales esenciales. En las

descripciones que siguen, sin embargo, las zonas no se agrupan por composición, sino siguiendo la clasificación de Cameron et al. (1949), adaptada por el autor (Herrera, 1958) por su posición dentro del cuerpo. Siguiendo a los mismos autores, para describir las texturas

se usará la siguiente clasificación de tamaño de grano: fino: menos de 2,5 cm; medio: 2,5 a 10 cm; grueso: 10 a 30 cm y muy grueso más de 30 cm.

En las figuras 2 y 3 se muestra la estructura zonal de algunos de los cuerpos estudiados.

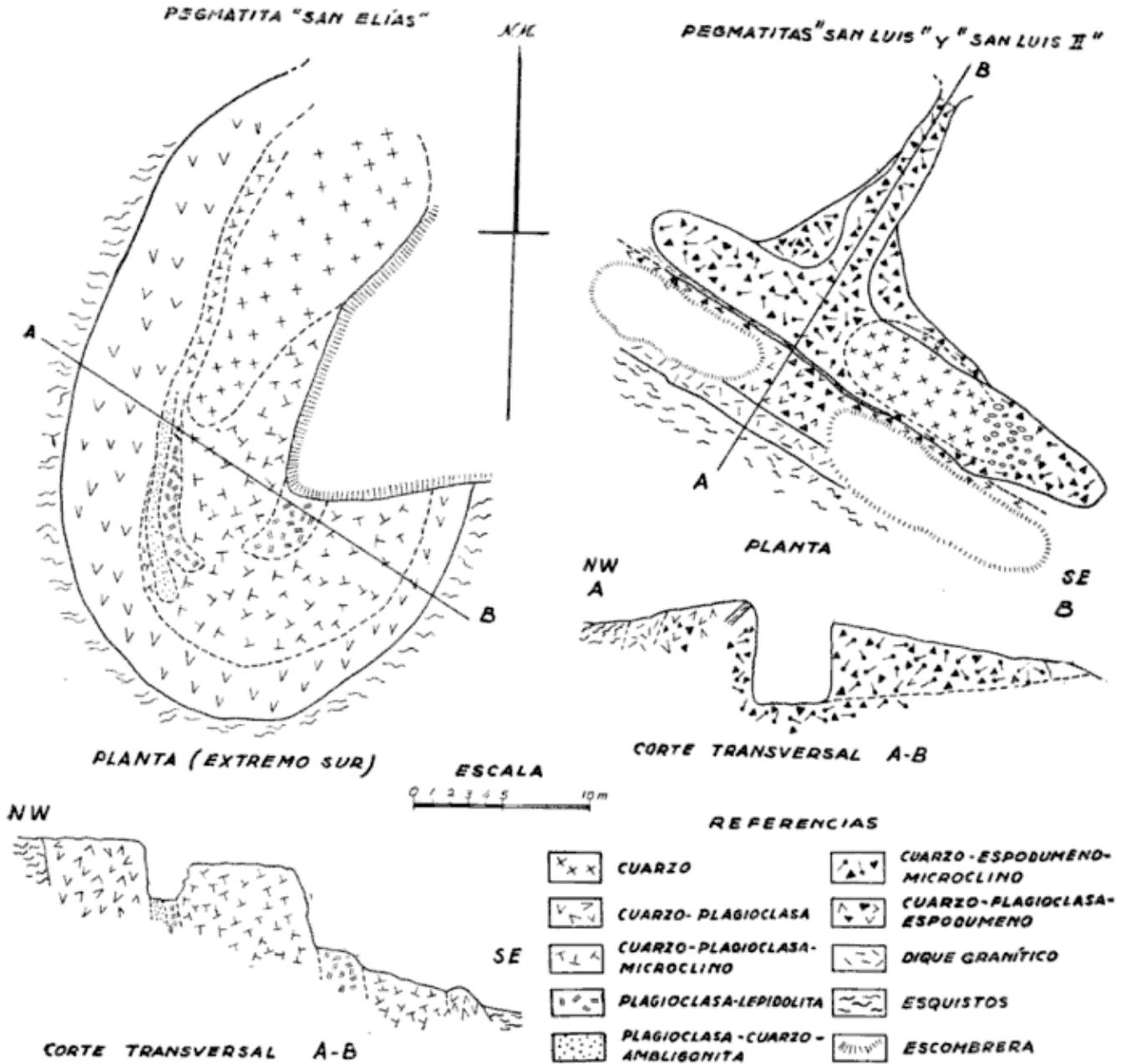


Fig. 2. — Pegmatitas de la Sierra de San Luis

**Zonas marginales:**

Las zonas marginales de las pegmatitas del distrito estudiado son de grano fino a medio y tienen una potencia que varía entre unos pocos milímetros y 8 a 10 cm.

El contacto con la roca de caja es neto, bien definido, y en la mayoría de los casos se comporta como un plano de división fácil. El contacto con la zona externa es transicional.

Los minerales esenciales que compo-

nen estas zonas son cuarzo, plagioclasa y muscovita. En sólo dos de las pegmatitas estudiadas — San José I y San Ramón — se encuentra también microclino entre los minerales esenciales. De los minerales accesorios el más importante es el topacio, que en el borde externo de la zona aparece, en algunos

de la zona, varía en cantidad dentro de límites mucho más estrechos.

En la mayoría de las zonas marginales hay una tendencia muy marcada de los minerales, especialmente muscovita y cuarzo, a crecer con su dimensión mayor aproximadamente perpendicular al contacto. Aún en los casos en que

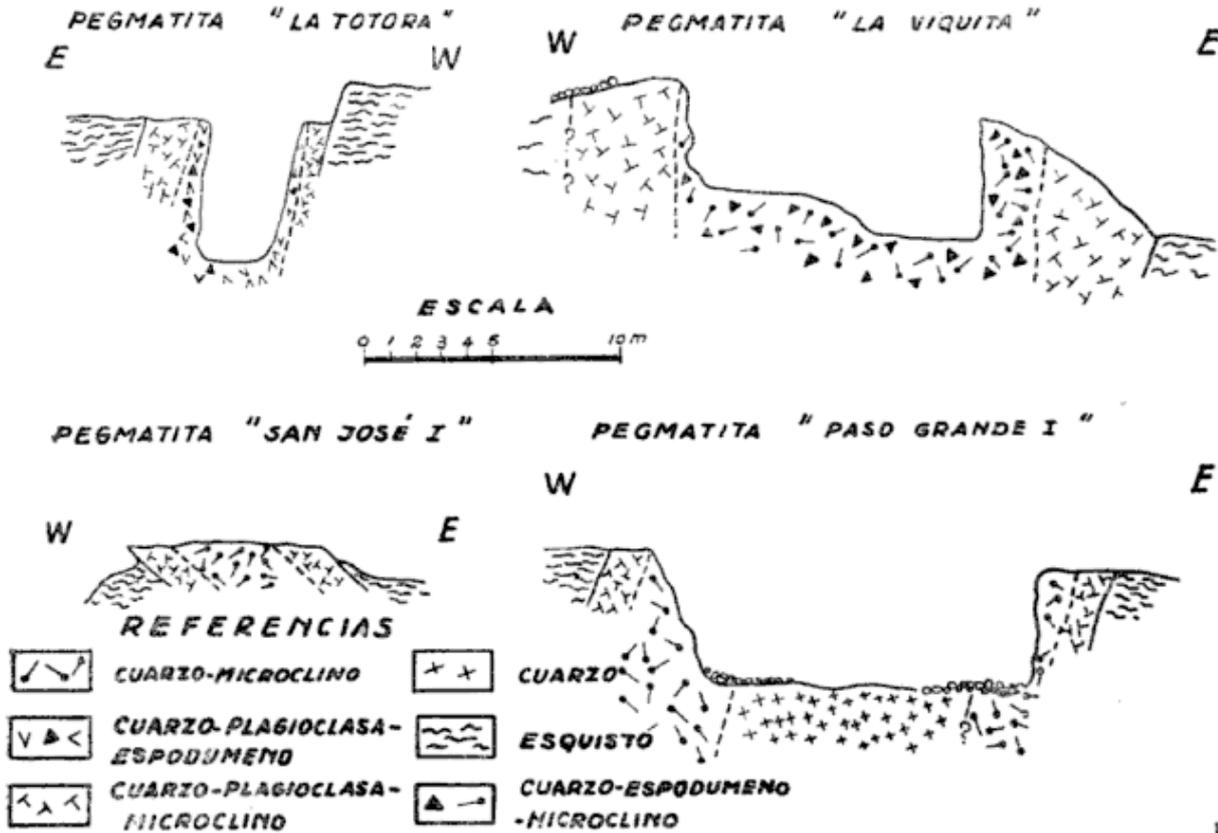


Fig. 3. — Cortes transversales de pegmatitas de la Sierra de San Luis

casos, en cantidades comparables a la de los minerales esenciales. Otros minerales accesorios que se encuentran en cantidades mucho menores son turmalina, granate, apatita, tantalio-columbita, casiterita, berilo y epidoto, este último muy escaso y localizado siempre en el contacto con la roca de caja. Las cantidades relativas en que se encuentran los minerales esenciales son variables. En general predominan el cuarzo y la plagioclasa, pero localmente cualquiera de estos dos minerales puede predominar hasta la desaparición casi total del otro. La muscovita, en cambio, que raramente constituye más del 30 %

esta orientación no es conspicua, siempre se la puede observar, en mayor o menor grado, en la muscovita.

La textura de las zonas marginales es granitoide y el tamaño de grano varía entre menos de un milímetro en el contacto con la roca de caja, hasta varios centímetros en el borde interno de las zonas más potentes.

En todas las zonas marginales examinadas el cuarzo, el topacio y la muscovita presentan extinción cataclástica muy marcada. Estos caracteres cataclásticos se acentúan notablemente en algunas pegmatitas del borde de la sierra de Comechingones. En la pegma-

tita El Resuello, por ejemplo, aparece una textura incipiente de mortero que se manifiesta por la flexión y trituración de los extremos de individuos de muscovita.

#### *Zonas externas:*

Todas las pegmatitas estudiadas tienen zonas externas bien desarrolladas, más potentes y de grano más grueso que las zonas marginales adyacentes. Por su composición y textura se las puede dividir en tres tipos. El primero incluye las zonas externas de las pegmatitas Las Cuevas, La Esmeralda, Las Palomas, Marta, Angel, El Resuello, Beatriz y San Elías. Los minerales esenciales que las constituyen son plagioclasa y cuarzo, formando la plagioclasa entre el 50 y el 70 % del volumen de la zona, con excepción de San Elías, donde sólo representa aproximadamente el 30 % de la misma. Aparece también algo de muscovita en individuos pequeños y aislados. Los minerales accesorios más comunes son turmalina, granate, columbita-tantalita y apatita, todos ellos en cantidades muy pequeñas. La textura es granitoide; el tamaño de grano es fino a medio —entre 0,5 y 8-10 cm— y mucho más uniforme que en las otras zonas. La potencia varía entre 0,1 m y 1,5 m, pero en la mayoría de las pegmatitas es de 0,1 a 0,4 m. El contacto con la zona marginal es transicional, pero se lo puede ubicar casi siempre con facilidad debido a que el contenido de muscovita es mucho mayor en la zona marginal.

El segundo tipo de zona externa es muy diferente mineralógica y texturalmente del anterior, y se presenta en las pegmatitas Cabeza de Novillo, San Elías, San José, La Totorá, La Viquita, Paso Grande I, Paso Grande II, San Ramón y El Diablo. Sus minerales esenciales son microclino, cuarzo y plagioclasa, en cantidades relativas que varían en las distintas pegmatitas. En La Viquita, Paso Grande I, Paso Grande II

y San José, la plagioclasa constituye, como máximo, del 10 al 15 % del volumen total de la zona; en La Totorá aproximadamente el 70 % y en Cabeza de Novillo y El Diablo entre el 30 y el 50 %. El microclino y el cuarzo se encuentran en cantidades aproximadamente iguales. Después de los esenciales, la muscovita es el mineral más abundante, aunque pocas veces forma concentraciones explotables comercialmente. Los minerales accesorios más comunes son berilo, turmalina, apatita, triplita, granate, columbita-tantalita y casiterita.

La potencia de estas zonas oscila entre un valor mínimo de 0,2 m en Cabeza de Novillo y un máximo de 3,5 m en La Viquita, pero su valor medio es de aproximadamente 1,5 m. El tamaño de grano es, en general, grueso o muy grueso, aumenta rápidamente hacia el centro del cuerpo y presenta las variaciones típicas de la textura pegmatítica, aunque no tan extremas como en las zonas intermedias y en el núcleo. El contacto con la zona marginal es muy fácil de determinar por el abrupto cambio de textura y composición mineralógica; por el contrario, el contacto con las zonas intermedias es mucho menos definido, debido a que en la mayoría de los casos los minerales más conspicuos de las dos zonas son los mismos, microclino y cuarzo, y a que el aumento en el tamaño de grano es mucho más gradual que en el límite externo de la zona.

En algunas de las pegmatitas con zonas externas del segundo tipo se observan, a veces, en el contacto con la zona marginal, concentraciones irregulares de plagioclasa y cuarzo de grano fino que parecen indicar un desarrollo muy incipiente del tipo de zona externa descripta en primer término.

El tercer tipo de zona externa se encuentra solamente en la pegmatita San Luis. Esta pegmatita está compuesta por una zona marginal, una potente zona

externa de cuarzo-microclino y espodumeno, y un pequeño núcleo de cuarzo. Los trabajos de exploración y explotación efectuados indican que se trataría de un cuerpo rudamente ovoide, con el eje mayor orientado al NW, y algo achatado en sentido transversal (fig. 2).

En la parte periférica de la zona externa el espodumeno se presenta en cristales orientados perpendicularmente al contacto y que se hacen progresivamente más gruesos hacia el centro del cuerpo (fig. 4). La longitud de los cristales aumenta también desde 20 a 30 cm en el borde externo de la zona, hasta 2 y 3 metros en su parte interna. En la parte central los cristales de espodumeno tienen longitudes de 1 a 2 metros, son más gruesos, de sección transversal uniforme y no muestran orientación preferencial.

El tamaño de grano del cuarzo y del microclino —minerales que constituyen el resto de la zona— aumenta también hacia el centro del cuerpo, pero en la parte periférica —es decir donde los cristales de espodumeno están orientados— es siempre menor que el de ese mineral. En la parte central de la pegmatita, por el contrario, el cuarzo y el microclino se presentan en masas de dimensiones comparables a las de los cristales de espodumeno.

Dada la forma en que ha sido trabajada la pegmatita no es posible observar en ningún sitio el pase del sector de la zona compuesta por cristales orientados de espodumeno en una matriz de cuarzo y microclino, al sector constituido por un agregado muy grueso, aproximadamente equigranular, de los tres minerales. No obstante, las relaciones espaciales indican que el pase es muy rápido, tal vez en un espacio no mayor de dos metros, por lo que se podría hablar, desde el punto de vista textural, de dos subzonas bien diferenciadas.

La composición promedio de la zona también cambia en forma sistemática, aumentando la cantidad de cuarzo y

disminuyendo la de espodumeno hacia el centro del cuerpo. La composición promedio aproximada de la parte periférica es la siguiente: espodumeno 40%, microclino 10%, cuarzo 50%. La de la parte central es: espodumeno 20-30%, microclino 10%, cuarzo 60-70%. Como minerales secundarios aparecen muscovita, muy poca y de grano fino, y pequeños nódulos irregulares de albita, en parte sacaroide.

Entre los minerales accesorios se han podido observar, en muy pequeñas cantidades, apatita, tantalio-columbita, ca-siterita y triplita.

Sobre el costado NW de esta pegmatita, y separada de la misma por una delgada faja de esquistos, aflora un cuerpo alargado (fig. 2, San Luis II) reconocible en una longitud de unos 20 metros y de una potencia de alrededor de 4 metros. Su composición mineralógica es aproximadamente la siguiente: espodumeno 35%, cuarzo 30%, al-



Fig. 4. — Pegmatita San Luis, pared sudoeste de la labor principal. Zona externa con cristales de espodumeno orientadas perpendicularmente al contacto.

bita 30% y microclino y muscovita 5%. El espodumeno se presenta en cristales alargados de 2 a 5 cm de longitud, paralelos entre sí y orientados con el eje mayor perpendicular a la superficie del afloramiento. La albita y el cuarzo forman una matriz de grano más fino que envuelve a los cristales de espodumeno. El cuerpo no presenta zonación visible.

### *Zonas intermedias:*

Las zonas intermedias, que son las ubicadas entre las externas y el núcleo, pueden ser varias, pero en las pegmatitas estudiadas sólo una —San Elías— contiene dos. La mayoría tienen una sola de estas unidades, y otras —La Totorá, San José I, La Esmeralda, El Resuello, Beatriz, San Ramón y El Diablo— ninguna.

En las zonas intermedias el grano es en general muy grueso y se encuentran con frecuencia cristales gigantes, especialmente de microclino y espodumeno. Son mucho menos regulares que las unidades ya descritas presentando variaciones rápidas en el tamaño de grano y en la potencia. El espesor oscila entre 0,5 y 3 metros y su valor medio puede estimarse en aproximadamente 1,5 metros.

Por su composición las zonas intermedias se pueden dividir en dos grandes grupos, según contengan o no minerales de litio. En el primero están las unidades cuya composición es microclino-cuarzo-plagioclasa-espodumeno, microclino-cuarzo-espodumeno y plagioclasa-lepidolita-amblygonita. El segundo grupo está representado por las zonas intermedias cuya composición es microclino-cuarzo-plagioclasa y microclino-cuarzo.

*Microclino - cuarzo - plagioclasa - espodumeno.* — Esta zona aparece en la pegmatita Cabeza de Novillo, y tiene una potencia que oscila entre 0,15 y 0,8 m. El espodumeno se presenta en cristales

tabulares alargados cuya longitud varía entre 2 y 5 cm en los lugares donde la zona es más angosta, hasta alrededor de 10 cm donde alcanza su potencia máxima. Los cristales, sobre todo los más grandes, se disponen en general con su eje mayor perpendicular al contacto. El microclino aparece en cristales subhedrales que raramente exceden los 7 cm en su dimensión mayor. La plagioclasa (cleavelandita de composición Ab 98%) forma con el cuarzo un intercrecimiento de grano fino a medio que sirve de matriz a los otros minerales descritos. Se ve muy poca muscovita, y de grano muy fino.

Es difícil determinar la composición promedio de la zona debido a que varía entre límites muy amplios en distancias relativamente cortas. No obstante, se puede dar la siguiente estimación: el espodumeno constituye entre el 10 y el 30% de la zona, según los lugares; la cantidad de microclino varía aproximadamente entre los mismos límites, y la plagioclasa y el cuarzo, que constituyen el resto de la zona, se encuentran en cantidades más o menos iguales, aunque localmente puede predominar cualquiera de los dos.

### *Plagioclasa - lepidolita - amblygonita.*

— Esta zona se ha encontrado solamente en el extremo sur de la pegmatita San Elías. Se presenta en forma de dos unidades cuyas dimensiones y forma pueden apreciarse en la figura 2, y que están ubicadas dentro de la zona de cuarzo - microclino - plagioclasa. Por su composición puede dividirse en dos subzonas, una compuesta por plagioclasa, amblygonita y cuarzo, y la otra por plagioclasa y lepidolita.

Subzona de plagioclasa - amblygonita-cuarzo: Tiene aproximadamente la siguiente composición: plagioclasa, 70 a 80%; amblygonita, 20-30%; cuarzo alrededor de 5%. La amblygonita se presenta en cristales subhedrales, alargados, de color blanco o amarillo muy pálido, que tienen tendencia a orientar-

se con su eje mayor paralelo a los contactos laterales de la zona, formando en partes verdaderos "rosarios" de cristales de 2 a 7 cm de longitud. La plagioclasa —cleavelandita de composición Ab 98 %— es de grano fino (1-2 cm); de color blanco o levemente rosado, y forma una masa compacta y dura que envuelve a los cristales de ambligonita. El cuarzo aparece en granos aislados de 1-4 cm. Asociados casi siempre con la ambligonita se ven cristales prismáticos de elbaíta, de color verde azulado y de 5 a 10 mm de longitud. Se observan también algunos cristales pequeños (1-3 cm) de berilo.

Subzona de plagioclasa-lepidolita. Esta unidad aparece en dos segmentos cerca del extremo sur de la pegmatita. La lepidolita constituye aproximadamente del 60 al 70 % de la zona, pero su distribución dentro de la misma es muy variable. En partes se presenta en concentraciones casi puras —al microscopio se ve que incluye alrededor de 5 % de plagioclasa— constituyendo un agregado de grano fino, masivo, denso y tenaz, de color violado, que en partes se aclara hasta ser casi blanco. Lám. I, fig. 6). La plagioclasa —cleavelandita de composición Ab 98 %— es de grano fino, de color blanco o levemente azulado y forma un intercrecimiento íntimo con la lepidolita.

Los límites de las dos subzonas con la zona de cuarzo, microclino y plagioclasa son bien definidos pero transicionales.

*Zona de cuarzo - microclino - plagioclasa:* Esta zona intermedia se encuentra en la pegmatita San Elías, y es la que rodea parcialmente a la de plagioclasa - lepidolita - ambligonita ya descrita (fig. 2). Sus características generales son muy similares a las de las zonas externas de la misma composición que se describieron antes. El cuarzo constituye entre el 40 y el 50 % de la zona y el microclino y la plagioclasa, que forman el resto de la misma, apare-

cen en cantidades aproximadamente iguales.

*Zona de cuarzo - microclino:* Aparecen zonas intermedias compuestas de cuarzo y microclino en las pegmatitas Paso Grande I, Paso Grande II, Las Palomas, Marta, Las Cuevas y Angel. El microclino se presenta en grandes cristales anhedrales o subhedrales que contienen frecuentemente inclusiones de cuarzo, formando un granito gráfico muy imperfecto. El grano, cuyo tamaño aumenta rápidamente hacia el centro de la pegmatita, es grueso o muy grueso, y es frecuente encontrar cristales de microclino cuyas dimensiones superan el metro. Las cantidades relativas de los dos minerales esenciales que componen estas zonas varían mucho, aún dentro de una misma pegmatita, y son difíciles de determinar, debido a la textura extremadamente gruesa y a la poca extensión en que han sido reconocidas en la mayoría de los casos. No obstante, se estima que el microclino constituye, como promedio, entre el 60 y el 70 % de estas zonas. Acompañando a los dos minerales mencionados se encuentra siempre muscovita, en paquetes aislados o formando concentraciones locales generalmente pequeñas, con tamaños de grano que oscilan entre 2-3 cm y 10-15 cm. En algunos casos —en especial en Las Cuevas y sector oeste de Paso Grande I— las concentraciones de muscovita llegan a ser explotables comercialmente.

De los minerales accesorios el más importante es el berilo, que se encuentra en todo el espesor de las zonas, pero cuyas concentraciones mayores aparecen casi siempre en el borde interno, en el contacto con el núcleo. Se presenta en cristales subhedrales o euhedrales que, en general, tienen una longitud que va desde pocos centímetros hasta alrededor de un metro, pero que excepcionalmente pueden alcanzar dimensiones mucho mayores. Otros minerales accesorios comunes son turmalina, gra-

nate, apatita, triplita, tantalio-columbita, monazita y casiterita.

### *Núcleos:*

En la mayoría de las pegmatitas examinadas no se puede determinar con precisión la forma y posición de los núcleos, debido a la escasez y a la irregularidad de los trabajos de explotación efectuados. Por los mismas razones es a veces difícil decidir —salvo en el caso de las compuestas exclusivamente por cuarzo— si la zona más interna descubierta es realmente el núcleo. En consecuencia, las descripciones que siguen, especialmente en lo que se refiere a composición, pueden estar sujetas a algunas correcciones cuando se amplíen los trabajos de exploración y explotación.

En las pegmatitas tabulares o lenticulares, que constituyen la mayoría de las estudiadas en la zona, el núcleo se halla ubicado más o menos simétricamente con respecto a los contactos laterales y su forma refleja aproximadamente la del cuerpo que lo contiene. En las pegmatitas bulbosas, del tipo de San Elías (fig. 2) y San Luis, el núcleo ocupa una posición asimétrica y su forma guarda menos relación con la de la pegmatita que en el tipo anterior.

En las pegmatitas estudiadas se distinguen cuatro tipos de núcleo, cuyas composiciones mineralógicas son las siguientes: espodumeno-cuarzo-microclino, espodumeno-plagioclasa-cuarzo, microclino-cuarzo, cuarzo.

*Núcleos de espodumeno - cuarzo - microclino:* Este tipo de núcleo aparece solamente en la pegmatita La Viquita. La composición mineralógica media del núcleo de este cuerpo es aproximadamente la siguiente: microclino 50-60 %, cuarzo 20-30 %, espodumeno 20 %. El espodumeno se presenta en cristales euhedrales tabulares alargados, cuyas longitudes van de 10 a 20 cm en el borde externo del núcleo, hasta más de 1

metro en el centro. El microclino aparece en cristales anhedrales o subhedrales cuyas dimensiones son comparables a las del espodumeno y varían en el mismo sentido. En el centro del núcleo disminuye la cantidad relativa de espodumeno, lo que sugiere la posible presencia, a más profundidad, de otra unidad compuesta esencialmente por microclino y cuarzo. Los cristales de espodumeno no muestran orientación preferencial. Hay muy poca muscovita, y de grano fino a medio.

Los principales minerales accesorios son los siguientes: berilo, en cristales aislados, anhedrales, que en general miden pocos centímetros; ambligonita, en cristales dispersos anhedrales o subhedrales, que miden hasta 0,4 m y que están generalmente asociados con albita; triplita, en masas irregulares de 0,2 a 0,3 m; y en cantidades mucho menores, tantalio-columbita y apatita.

### *Núcleos de espodumeno - plagioclasa - cuarzo.*

Se encuentran núcleos de esta composición en las pegmatitas Cabeza de Nevillo y La Totora.

*Cabeza de Novillo:* El espodumeno, que constituye entre el 20 y el 30 % del volumen de la zona, se presenta en cristales euhedrales tabulares, alargados, igual que en las otras zonas portadoras de litio. La longitud de los cristales, que en el borde externo del núcleo es de 0,1 a 0,3 m, aumenta hacia el centro, hasta alcanzar un máximo de aproximadamente 0,8 m en algunos sectores de la parte media de la pegmatita. El cuarzo y la plagioclasa forman un intercrecimiento cuyo tamaño de grano —de fino a medio— es uniforme en todo el espesor de la zona. El cuarzo constituye aproximadamente el 60 % del intercrecimiento. Aparece muy poca muscovita y de grano fino.

La mayoría de los cristales de espodumeno, y en particular los de ma-

yor longitud, están orientados con su eje mayor perpendicular o subperpendicular a los contactos laterales de la zona.

De los minerales accesorios comunes en las zonas portadoras de litio sólo se observó berilo, en cristales euhedrales de pocos centímetros de longitud que tienen tendencia a orientarse, como el espodumeno, perpendicularmente a los contactos laterales.

*La Totorá:* Esta zona, si bien tiene la misma asociación de minerales esenciales que la anterior, presenta marcadas diferencias en otros aspectos.

Los cristales de espodumeno —que forman entre el 20 y el 30 % de la zona— son tabulares y alargados, pero no muestran orientación preferencial y alcanzan un desarrollo máximo de hasta 2 metros. La mátrix de cuarzo y plagioclasa que rodea a los cristales de espodumeno presenta un aspecto totalmente distinto al de la pegmatita Cabeza de Novillo. El cuarzo constituye alrededor del 80 % de la mátrix, y la plagioclasa se presenta, en su mayor parte, formando una densa red de venillas irregulares que atraviesan el cuarzo en todas direcciones. El espesor de estas venillas oscila entre 1-2 mm y varios centímetros. Dispersas en esa masa aparecen también concentraciones mayores de plagioclasa que contienen casi siempre inclusiones redondeadas de cuarzo. La plagioclasa es cleavelandita de composición Ab 98%. La muscovita, como sucede en todas las zonas que contienen minerales de litio, es muy escasa, pero en los contactos con la zona externa aparece una faja delgada ( $\pm 10$  cm), poco densa, de muscovita de grano fino a medio.

Entre los minerales accesorios el más importante es la amblygonita, que forma cristales subhedrales tabulares de hasta 0,4 m en su dimensión mayor y 7-10 cm de espesor. Aparecen también aunque en menor cantidad, apatita, tri-

plita, tantalio-columbita y manganotantalita.

#### *Núcleos de microclino y cuarzo*

Se encuentran núcleos de microclino y cuarzo en las pegmatitas San José I, La Esmeralda, El Resuello, Beatriz, San Ramón y El Diablo. La potencia de estas unidades es de 4 a 6 m en las cuatro pegmatitas mencionadas en primer término, y de 1,50 m en la San Ramón. El núcleo de la pegmatita El Diablo ha sido destapado sólo parcialmente, por lo que resulta imposible determinar su potencia.

Por su composición y textura estas unidades son muy semejantes a las zonas intermedias de microclino y cuarzo ya descritas. El microclino —que se presenta en grandes cristales subhedrales— constituye entre el 60 y el 80 % del volumen total, y en el caso de la pegmatita San José I, alrededor del 90 por ciento.

De los minerales accesorios que se encuentran en estas zonas, el más importante es el berilo, cuyas concentraciones mayores aparecen generalmente en los bordes externos, en el contacto con las zonas intermedias. Se presenta en cristales subhedrales o euhedrales que alcanzan a veces grandes dimensiones. Son comunes los cristales de más de 100 kg y en la pegmatita La Esmeralda, según manifestaciones de ex obreros del yacimiento, se encontró uno que pesaba alrededor de 47 toneladas. Otros minerales que se encuentran con frecuencia son turmalina, granate, triplita, tantalita-columbita y apatita.

*Núcleos de cuarzo:* En ocho de las pegmatitas estudiadas (ver Tabla II) se han encontrado núcleos de cuarzo. Estas unidades están compuestas por grandes masas de este mineral y tienen los mismos minerales accesorios que se encuentran en los núcleos de cuarzo y microclino, pero en cantidades mucho menores.

### *Unidades de reemplazo:*

Prácticamente en todos los estudios sobre pegmatitas se ha reconocido la existencia de unidades de reemplazo pero, sobre todo hasta hace algunos años, había bastante discrepancia en lo referente a su importancia cuantitativa. Los desacuerdos se originaban en parte por las diferencias en la interpretación de los criterios indicadores de reemplazo y, en medida quizá mayor, por la falta, en muchos casos, de una diferenciación adecuada entre los cuerpos formados por reemplazo de partes de la pegmatita ya totalmente consolidadas y el reemplazo producido por la reacción continua del magma residual con los minerales en formación durante todo el proceso de génesis de las zonas. Este segundo proceso es sólo parcial y no forma unidades de reemplazo, pero deja texturas características en todo el cuerpo. Los trabajos de los últimos años (en particular Jahns, 1953) en los que se hace una más rigurosa distinción entre los dos procesos mencionados, demuestran que la importancia cuantitativa de las unidades de reemplazo es mucho menor que lo que hacían suponer algunos trabajos anteriores. Este hecho, como se verá en la parte dedicada a génesis, tiene gran importancia para discutir el problema del origen de las soluciones que producen el reemplazo.

En las pegmatitas de San Luis se encuentran unidades de reemplazo en prácticamente todos los cuerpos. Si bien no se puede determinar con exactitud el volumen relativo de estos cuerpos en relación con el volumen total de las pegmatitas, se estima que, como término medio, no excede del 3 al 5 %.

La mayoría de las unidades de reemplazo de las pegmatitas del distrito están ubicadas en las zonas intermedias y núcleos de cuarzo y microclino, son de grano mucho más fino que el de dichas unidades, y están en su mayor parte compuestas por albita, muscovita o

cuarzo, o por combinaciones de estos minerales.

Los cuerpos de reemplazo compuestos por cleavelandita tienen generalmente forma aproximadamente tabular, con espesores que varían entre pocos milímetros y 30 ó 40 centímetros, aunque presentan con frecuencia ensanchamientos locales donde el espesor puede ser mucho mayor. La cleavelandita se presenta en láminas dispuestas perpendicularmente a los contactos y que tienen entre 1 y 2 milímetros de espesor y hasta 10 cm en su dimensión mayor. Los contactos son ondulados, no coincidentes en las paredes opuestas de los cuerpos tabulares, y con frecuencia irregulares en detalle, debido a la desigual penetración de las láminas de cleavelandita en la zona adyacente. Con características similares a las de los anteriores en lo que respecta a forma, tamaño y distribución, se encuentran cuerpos de reemplazo formados por cleavelandita y cuarzo. Las láminas de cleavelandita son en este caso menores —1 a 3 cm— y se disponen también perpendicularmente al contacto. El cuarzo, que constituye entre el 30 y el 50 % del volumen, ocupa los espacios entre los cristales de cleavelandita. Dispersas en estos cuerpos aparecen también, en pequeña cantidad, hojuelas de muscovita verdosa muy clara.

Los cuerpos de reemplazo descritos están siempre flanqueados, en el feldespato potásico, por una faja de muscovita de grano fino cuyo espesor varía entre unos pocos milímetros y 5 ó 6 cm, y que se dispone paralelamente al contacto y a pocos centímetros del mismo. Es indudable que estas aureolas de mica se originaron por la acción de los mismo flúidos que formaron las bandas de cleavelandita, y que después de haber perdido la mayor parte de su carga en  $\text{Na}_2\text{O}$  en el reemplazo penetraron en el feldespato potásico no afectado. A la temperatura imperante en el proceso —seguramente menos de  $400^\circ$ —

la formación de muscovita a expensas del microclino indica la existencia de una presión de vapor de agua relativamente alta (Yoder y Eugster, 1955) sobre todo considerando que la concentración presumiblemente alta de potasio de los flúidos —debida al intercambio producido en la zona de reemplazo— tiende a favorecer la estabilidad del feldespato (Folk, 1947). La distancia entre las fajas de muscovita y de cleavelandita sugiere la existencia de un gradiente de temperatura.

Son bastante comunes los cuerpos de reemplazo formados por varias capas paralelas. Cada una de estas capas tiene las características de las masas tabulares ya descritas, y está separada de las otras por un plano de división fácil tapizado de muscovita de grano fino, mineral que también forma fajas ralas en los bordes de las unidades de cleavelandita. En el contacto entre estas últimas es común observar espacios vacíos o cavidades ocupadas por cuarzo masivo. La figura 5 es el dibujo esquemático de un trozo de estas masas de reemplazo, proveniente de la zona intermedia de la pegmatita Paso Grande II.

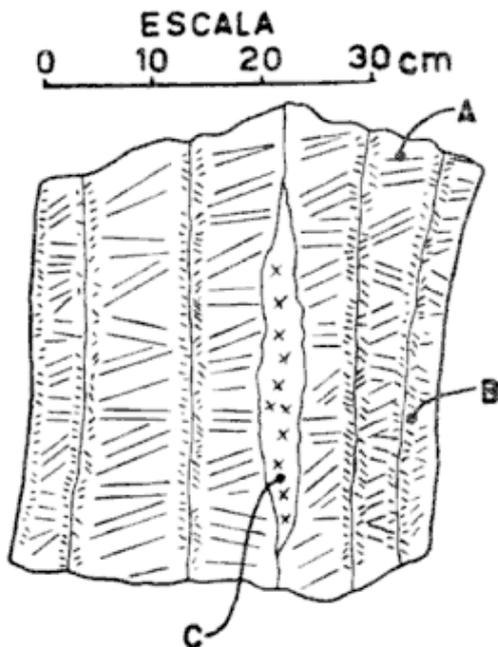


Fig. 5. — Parte de un cuerpo de reemplazo formado por capas paralelas de cleavelandita. Pegmatita Paso Grande II. A, cleavelandita; B, muscovita; C, cuarzo.

Las unidades complejas descritas se han formado probablemente por reemplazo de masas de feldespato potásico a partir de sistemas de fracturas paralelas. Las bandas de muscovita que aparecen en los bordes de las capas de cleavelandita y cuarzo serían el remanente de las aureolas de ese mineral que acompañan los frentes de reemplazo y que quedaron incluidas en éstos al completarse el proceso.

En las pegmatitas no líticas es muy común el reemplazo de microclino por masas constituidas por un intercrecimiento de grano fino (0,5 - 1,5 cm) de albita rojiza (Ab 98%) y muscovita clara o levemente verdosa. En la mayoría de los casos estas masas forman cuerpos tabulares que atraviesan los cristales de microclino o tapizan sus caras, indicando claramente que el reemplazo ha sido controlado por fracturas o contactos entre cristales. En otros casos, menos frecuentes, el reemplazo ha afectado prácticamente todo el cristal de microclino, y sólo es posible reconocer la presencia anterior de este mineral por la forma del agregado y por los restos de feldespato potásico incluidos en el mismo. Casi todos estos cuerpos de reemplazo se encuentran en el borde interno de las zonas intermedias de cuarzo y microclino y especialmente en los sectores ricos en berilo. Como ya se ha señalado, los mineros consideran la aparición de esas masas de albita y muscovita como indicio seguro de la presencia de berilo.

En todas las pegmatitas del distrito, pero especialmente en las no líticas, son abundantes los cuerpos de reemplazo de muscovita controlados por fracturas. La mayoría no tienen más de dos o tres centímetros de espesor y la mica aparece en parte como relleno y en parte reemplazando a la roca de caja. En otros casos, menos frecuentes, el reemplazo es masivo, como en la pegmatita Paso Grande I, donde aparecen grandes pseudomorfs de microclino compuestos

por muscovita gruesa (hasta 40 cm de diámetro) con clivaje transversal.

En la zona intermedia de la pegmatita Las Cuevas se ven grandes masas irregulares de mica con características muy similares a las ya descritas y que probablemente se han originado también en procesos de reemplazo.

En las zonas intermedias y en los bordes de los núcleos de las pegmatitas sin litio aparecen cuerpos tabulares angostos —1 a 3-cm de espesor— pero que a veces tienen una extensión de varios metros cuadrados, compuestos por cuarzo y muscovita, este último mineral en cristales que miden entre 2 ó 3 mm y 3 centímetros de diámetro. El emplazamiento de estos cuerpos se ha producido por relleno de fracturas y reemplazo de la roca de caja. En algunas pegmatitas, especialmente en las de la Sierra de Comechingones y Paso Grande I, se ven masas de la misma composición —cuarzo y muscovita— pero de forma globular, con diámetros que raramente exceden los 30 ó 40 cm, y con las láminas de mica dispuestas radialmente.

En algunas pegmatitas de la parte NW del área estudiada, el microclino de muchos cristales de pertita ha sido reemplazado totalmente por un intercrecimiento de grano muy fino de albita y muscovita. Como resultado de este proceso se han formado pseudomorfos de microclino compuestos por una masa compacta, densa, de color gris verdoso, que incluye, en forma de venillas blancas subparalelas, a la albita originariamente contenida en la pertita (Lám. I, fig. 5). En los cortes microscópicos se ven venillas muy finas de cuarzo que atraviesan tanto el agregado de albita y muscovita como la albita original de la pertita y cuya forma indica que se han originado por reemplazo a partir de pequeñas fracturas.

En casi todos los cortes microscópicos de microclino pertítico se ven venillas de albita— a veces con algo de muscovita— de trazado sinuoso, y que

atraviesan indistintamente a los dos componentes de la pertita. Estas venillas parecen formadas predominantemente por el relleno de pequeñas fracturas, pero en muchas partes aparecen ensanchamientos ocupados por cristales euhedrales de albita preferentemente orientados según el eje de la fractura y que evidentemente crecieron reemplazando las paredes de la misma (Lám. I, fig. 4).

#### *Unidades de relleno*

Las unidades de relleno son abundantes en todas las pegmatitas estudiadas, y los minerales que más comúnmente se encuentran en ellas son albita, cuarzo, microclino y muscovita.

En todas las pegmatitas de la zona son muy abundantes las venas de cuarzo formadas por relleno de fracturas, cuyos espesores varían, en la mayoría de los casos, entre fracciones de milímetro, y 3 ó 4 centímetros, aunque excepcionalmente pueden llegar a 20 ó 30 centímetros. Forman, sobre todo en las zonas intermedias y núcleos de cuarzo y microclino, retículos irregulares de venillas que atraviesan tanto los minerales originales de la zona como las unidades de reemplazo y de relleno. En las pegmatitas ricas en berilo es frecuente encontrar en la parte interna de las zonas intermedias y en general asociadas con concentraciones de ese mineral, venas de cuarzo, a veces oscuro, que alcanzan espesores de hasta 15 ó 20 centímetros y que parecen haberse formado por relleno de fracturas y reemplazo de las paredes de las mismas.

Menos frecuentes que las de cuarzo, son las unidades de relleno compuestas por cuarzo y microclino o por cuarzo, microclino y muscovita. En la pegmatita San José I se observa parcialmente un cuerpo tabular de unos 30 centímetros de potencia que atraviesa la zona intermedia y que está compuesto por cuarzo y microclino, este último mine-

ral en proporción menor y en cristales notablemente euhedrales. En otras pegmatitas aparecen también cuerpos de relleno de esa composición pero, en general, son de dimensiones mucho menores. En las zonas intermedias y externas son frecuentes las unidades vetiformes de hasta 20 centímetros de espesor, compuestas por cuarzo, microclino y muscovita. En algunos casos estos cuerpos presentan zonación encontrándose el cuarzo y el feldespato potásico en el centro de la unidad y la mica en los bordes.

En casi todas las pegmatitas del distrito se ven venas de albita que indudablemente se han originado por relleno de fracturas con muy poco o ningún reemplazo de las paredes de las mismas. En la mayoría de los casos, sin embargo, las unidades tabulares de albita se han formado por la acción de los dos procesos originando los cuerpos ya descritos al comienzo de este capítulo.

En la zona intermedia de microclino, cuarzo y espodumeno de la pegmatita Cabeza de Novillo aparecen pequeñas fracturas rellenadas por cristales tabulares de espodumeno que se disponen paralelamente a las paredes de las mismas.

## MINERALOGIA

### *Microclino*

En las pegmatitas que no contienen minerales de litio, el mineral más abundante es el microclino. En las líticas —con excepción de La Viquita— aparece siempre en cantidades menores que el cuarzo.

En las zonas externas, donde el grano es menor que en las intermedias o en los núcleos, el microclino se presenta en cristales anhedrales o subhedrales muy imperfectos; mientras que en las zonas intermedias, sobre todo en las de cuarzo y microclino, y en los núcleos,

los cristales son subhedrales y más raramente euhedrales. En general, puede decirse que la perfección de la forma de los cristales aumente con el tamaño de grano.

El color de este feldespato es rosado, gris o blanco. En las pegmatitas con litio es en general más claro que en las otras y a veces, como en la pegmatita La Totorá, es difícil distinguirlo de la albita por el color. En las pegmatitas sin litio el color tiende a ser más claro en las zonas centrales, donde predomina frecuentemente el gris, mientras que el color rosado es más característico de las zonas periféricas.

En las pegmatitas estudiadas el microclino contiene siempre albita en intercrecimiento peritítico. Las inclusiones de albita se presentan en forma de bandas o en "manchas" (patch) de contorno muy irregular. Las bandas son subparalelas, a veces unidas por ramificaciones más delgadas y tienen espesores que varían aproximadamente entre 0,1 y 1,7 mm (Lám. I, fig. 1). Como una variedad de este tipo se observa a veces una peritita compuesta por láminas subparalelas muy finas  $\pm 0,06$  mm de albita. En la peritita de manchas o maculosa, las inclusiones de albita son de formas muy irregulares pero aproximadamente equidimensionales y tienen, en general, anchos medios que oscilan entre 0,1 y 5 mm (Lám. I, fig. 3). En algunos casos las inclusiones están relativamente aisladas y en otras unidas por una red de venillas finas. Los dos tipos de peritita aparecen a veces combinados (Lám. I, fig. 2) y es frecuente también encontrar formas de transición.

El examen de cortes delgados de microclino provenientes de varios cuerpos muestra que en las pegmatitas con litio predomina la peritita maculosa, aunque se observan también, en algunos casos, bandas irregulares discontinuas, que indican un desarrollo imperfecto del otro tipo de peritita. En las otras pegmatitas predomina la peritita de bandas com-

binada con frecuencia con la forma maculosa. La composición de la plagioclase es Ab 98-100 %. En cuanto a la cantidad de albita visible al microscopio contenida en el microclino, el examen de 13 cortes delgados dió los resultados siguientes: pegmatitas líticas 10 %; pegmatitas no líticas 20 %.

### *Plagioclase*

Prácticamente toda la plagioclase de las pegmatitas estudiadas es albita. Este mineral se presenta casi siempre en los típicos agregados de cristales laminares, lustrosos, en su mayor parte algo curvados, de la variedad cleavelandita. El tamaño de grano, la textura y el color varían dentro de límites muy amplios. En las zonas externas de cuarzo y plagioclase la cleavelandita es de grano fino (1-3 cm) y color blanco o rojizo, llegando a veces a rojo ladrillo. En las zonas con lepidolita y amblygonita es de grano fino —2-3 mm a 2 cm—, de color blanco, en partes levemente azulado. En las zonas más internas el tamaño del grano aumenta considerablemente y las láminas de cleavelandita —cuyo espesor es de 1-2 mm— llegan a medir más de 10 cm en su dimensión mayor. A diferencia de lo que sucede en las zonas externas, gran parte de esta cleavelandita parece ser de reemplazo (ver Unidades de Reemplazo).

Dispersas dentro de las pegmatitas, sobre todo en las zonas internas, aparecen algunas masas irregulares de albita de grano muy fino, de textura sacaroides.

En las pegmatitas líticas la plagioclase es siempre una albita de composición Ab 97-99 %. En las otras pegmatitas la composición varía con las zonas. En la mayoría de las zonas externas la plagioclase tiene una composición en el rango de Ab 94-98 %, pero en algunos casos —La Esmeralda por ejemplo— la composición varía entre Ab 86-88 % y Ab 94 %. En las zonas intermedias y núcleos la plagioclase es siempre una cleavelandita de composición Ab 98 %.

### *Cuarzo*

El cuarzo —que es el mineral más abundante en el grupo de las pegmatitas con litio y el segundo en el otro grupo— aparece prácticamente en todas las unidades constituyentes de los cuerpos. En su mayor parte es blanco (cuarzo lechoso) o ligeramente gris, pero, sobre todo en las zonas intermedias de cuarzo y microclino, se ven a veces cuerpos vetiformes de cuarzo oscuro (cuarzo “ahumado”). Se presenta siempre en cristales anhedrales cuyas dimensiones van desde unos pocos milímetros en las zonas marginales hasta más de un metro en las zonas intermedias y en los núcleos. La mayoría de los grandes cristales anhedrales de los núcleos de cuarzo presentan clivaje romboédrico bien marcado.

### *Muscovita*

La muscovita, especialmente en las pegmatitas sin litio, es uno de los minerales más abundantes en todos los estadios de la formación de estos cuerpos, y se la encuentra como constituyente importante en prácticamente todas las zonas y en muchos de los cuerpos de reemplazo y de relleno.

En las pegmatitas de la zona estudiada, sin embargo, pocas veces forma concentraciones grandes de valor comercial y gran parte de la mica extraída lo ha sido como subproducto de otras explotaciones (berilo, microclino, cuarzo).

Las concentraciones más importantes de muscovita se encuentran en las zonas intermedias de cuarzo y microclino, casi siempre en su borde externo donde, en algunos casos —San Ramón, Las Cuevas, Beatriz— forma una faja discontinua, con algo de feldespato potásico y cuarzo, que puede considerarse una verdadera subzona. La mica se encuentra en paquetes que alcanzan dimensiones de hasta 30 ó 40 centímetros y que tienden a orientarse con el cliva-

je transversal al cuerpo. En el interior de las zonas intermedias de cuarzo y microclino y en los núcleos, se presenta también muscovita en paquetes grandes dispersos. En las concentraciones de mica de grano grueso es muy frecuente encontrar, debido a la presencia de clivaje transversal, la textura denominada localmente "cola de pescado". Si bien las observaciones efectuadas hasta ahora por el autor no son concluyentes, parece que la frecuencia de esta textura aumenta hacia el interior de las pegmatitas.

En todas las pegmatitas de la zona se encuentra muscovita, en general de grano fino a muy fino que forma parte de cuerpos originados por reemplazo y/o relleno. Estos cuerpos se describen en detalles en el capítulo respectivo.

### *Espodumeno*

En todas las pegmatitas estudiadas —con excepción de la San Elías— el mineral de litio más abundante es el espodumeno. La posición y distribución de este mineral en las zonas ya han sido descriptas.

Los grandes cristales de espodumeno son tabulares y presentan las imperfecciones de detalle —estriaciones, cavidades, etc.— típicas de los cristales gigantes de las pegmatitas. Las dimensiones más comunes son las siguientes: largo 0,8-1,5 metros, ancho 0,2-0,3 metros, espesor 0,03-0,15 metros. Los cristales menores, que aparecen en la zona intermedia de la pegmatita Cabeza de Novillo y en la parte externa de otras zonas con espodumeno, tienen longitudes de 5 a 40 centímetros y son menos achatados que los cristales gigantes. La mayoría de los cristales contienen inclusiones de cuarzo de contornos redondeados y muy frecuentemente alargadas en el sentido del eje mayor del cristal. La cantidad de cuarzo incluido es mayor en las zonas internas que en las periféricas.

El espodumeno fresco, o muy ligeramente alterado, es duro, de color blan-

co grisáceo, o verde gris claro, y de brillo sedoso. Se rompe con bastante facilidad por planos de clivaje, formando láminas o prismas achatados.

Gran parte del espodumeno, especialmente en las pegmatitas La Viquita, San Luis y La Totorá, está total o parcialmente alterado. En el tipo de alteración más abundante los cristales tienen una coloración blanco amarillenta, se disgregan con facilidad y conservan rastros del clivaje en superficies que muestran un brillo sedoso intenso. El examen microscópico demuestra que este material está compuesto en su mayor parte —más del 90 %— por pequeños prismas y láminas de clivaje de espodumeno. El resto es un agregado muy fino de halloysita y otras arcillas no identificadas, con muy poca albita y muscovita, que tapiza los trozos de espodumeno. El contenido de  $\text{Li}_2\text{O}$  disminuye con respecto al del mineral fresco. En la pegmatita La Viquita se analizaron dos muestras con el resultado siguiente: espodumeno fresco, 7,11 %; espodumeno alterado, 4,66 %.\*

En otro tipo de alteración muy común el espodumeno tiene color gris verdoso muy claro y es frágil y fácilmente disgregable. Al microscopio se ve que la mayor parte del espodumeno ha sido reemplazado por una masa de grano muy fino compuesta esencialmente por sericita y muscovita, con cantidades mucho menores de albita, cuarzo, halloysita y otras arcillas.

En algunas pegmatitas se encuentran pseudomorfo de cristales de espodumeno formados por muscovita y albita. La mica, en láminas verdosas de 1 a 3 mm de diámetro, constituye aproximadamente el 70 % del volumen. La albita aparece en nódulos de 2 a 10 mm de diámetro dispersos dentro de la masa de muscovita. En algunos casos la albita

\* Análisis efectuado por B. L. de Lafaille. Laboratorio de Análisis de Rocas. CNICT-FCEN.

falta casi totalmente. En este tipo de alteración no se observan rastros del clivaje original del espodumeno.

Los tipos de alteración descriptos y sus formas de transición, coexisten a veces en la misma pegmatita y aún en el mismo cristal de espodumeno.

### *Lepidolita*

La lepidolita —que sólo aparece en una zona intermedia de la pegmatita San Elías— se presenta asociada con albita, cuarzo y amblygonita. Forma un agregado de color violáceo, denso, masivo, de grano muy fino, constituido por cristales laminares diversamente orientados. Los cristales mayores miden entre 1 y 3 mm de diámetro y son de exfoliación difícil. El tamaño del grano varía rápidamente y en algunas partes es tan fino que no se pueden distinguir los cristales a simple vista.

### *Amblygonita*

Se encontró amblygonita en las pegmatitas La Viquita, La Totora y San Elías. En las dos primeras se presenta en las zonas intermedias y núcleos, generalmente asociada con cleavelandita, en masas irregulares o en forma de prismas achatados que pueden alcanzar unos 40 centímetros en su dimensión mayor. Cuando son frescas, las superficies de los cristales son blancas, de brillo perlado a graso y algo translúcidas, pero cuando han estado expuestas a la meteorización se hacen opacas y adquieren a veces una tonalidad amarillo claro. Las superficies de clivaje son algo imperfectas, tienen un brillo característico, y son a veces levemente curvadas. En la pegmatita San Elías aparece también amblygonita en la zona de albita, lepidolita y cuarzo ya descripta.

### *Columbita - tantalita*

La columbita - tantalita se encuentra en cantidades variables, prácticamente

en todas las pegmatitas de la zona. No ha sido posible determinar con exactitud su distribución dentro de las pegmatitas debido a que, por su demanda comercial, este mineral ha sido extraído casi totalmente en las labores accesibles. Sin embargo, las pocas observaciones personales que se pudieron efectuar y las referencias de los propietarios y obreros de las explotaciones, parecen indicar que, si bien la columbita-tantalita se encuentra en todas las zonas, las concentraciones mayores aparecen en las externas e intermedias.

Este mineral se presenta en individuos aislados o en concentraciones de cristales diversamente orientados, cuyo peso total puede ser de varios kilogramos. Los cristales son tabulares y miden desde unos pocos milímetros hasta varios centímetros en su dimensión mayor. Las superficies son negras y opacas, pero las fracturas frescas tienen brillo submetálico.

La composición de la columbita-tantalita de la zona estudiada presenta variaciones que, en términos generales, pueden correlacionarse con el tipo de pegmatita. En los cuerpos con minerales de litio la relación  $Ta_2O_5/Ni_2O_5$  varía entre 1,3 y 4 aproximadamente, mientras que en las otras pegmatitas es, en general, inferior a 1. La razón  $MnO/FeO$  oscila entre 0,3 y 2,9 y parece ser independiente de las variaciones de la razón  $Ta_2O_5/Ni_2O_5$ .

En la pegmatita La Totora se encuentra manganotantalita. Este mineral aparece en cristales tabulares gruesos, de color marrón rojizo, algo translúcidos y de intenso brillo resinoso. Presentan un clivaje muy perfecto, con superficies muy brillantes que tienen reflejos tornasclados. Un análisis de este mineral dio los siguientes resultados: \*

\* Los análisis de tantalio-columbita y manganotantalita fueron realizados en la empresa Tantal Argentina S.R.L. por el Dr. Eduardo R. Mari.

Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	81,80	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Ni <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 89
Ni <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,95	
TiO <sub>2</sub> .....	0,30	FeO/MnO = 0,012
SiO <sub>2</sub> .....	0,05	
FeO .....	0,16	
OMn .....	12,68	

### *Turmalina*

Las pegmatitas estudiadas contienen schorlita y elbaíta, las dos variedades más comunes de turmalina. La primera de ellas se encontró en todas las pegmatitas examinadas, mientras que la elbaíta solamente en la San Elías.

La cantidad relativa de turmalina de hierro y su distribución en las zonas, es algo distinta en los dos grupos de pegmatitas considerados. En las portadoras de minerales de litio ese mineral es muy escaso y se presenta en cristales negros prismáticos alargados, con longitudes que raramente exceden los 5 cm y que se encuentran preferentemente en las zonas marginales y externas.

En las pegmatitas que no contienen litio la schorlita es mucho más abundante que en el grupo anterior, pero su cantidad relativa varía mucho en los diferentes cuerpos pegmatíticos. Las pegmatitas Paso Grande I y II, San José I, Las Cuevas, La Esmeralda y Las Palomas son muy ricas en turmalina, especialmente las dos mencionadas en último término. El mineral se presenta, en la mayoría de los casos, en cristales prismáticos alargados, negros, con caras bien definidas y estrías muy marcadas paralelas al eje *c*. En casi todos los cristales se observa la presencia de un clivaje basal imperfecto. La longitud de los cristales varía entre unos pocos milímetros en las zonas marginales, hasta 0,8 m en la parte central de la pegmatita Las Palomas. Las longitudes más frecuentes, sin embargo, son las comprendidas entre los 3 y los 10 cm. Junto con los ya descritos aparecen también, sobre todo en las zonas periféricas, cristales subhedrales y anhedrales.

En las pegmatitas de este grupo que contienen poca turmalina ésta se encuentra preferentemente en las zonas marginales y externas. En aquellas en que este mineral es muy abundante, en cambio, la distribución dentro de las pegmatitas es más uniforme. En algunas pegmatitas la turmalina de las zonas marginales y externas está orientada con el eje *c* perpendicular al contacto.

La mayoría de los cristales de turmalina presentan las superficies externas parcialmente tapizadas por láminas de muscovita. En algunos casos la alteración es más intensa y parte del cristal, sobre todo a lo largo de las fracturas y planos de clivaje, se transforma en una masa de muscovita, arcillas y óxidos de hierro.

En la pegmatita San Elías se encuentra elbaíta en la zona externa y en la subzona de albita, cuarzo y ambligonita. En la zona externa de cuarzo y plagioclasa este mineral es muy escaso y se presenta en cristales verde azulado de 1 a 4 cm de largo, muy delgados, y estriados longitudinalmente. La elbaíta de la subzona intermedia es de color verde azulado a azul oscuro y la mayoría de los cristales son prismas de 1 a 2 cm de largo y de 3 a 6 mm de sección. Otros cristales son subhedrales a anhedrales, a veces casi equidimensionales y de no más de 1 cm en su dimensión mayor. Si bien los cristales de elbaíta se encuentran en toda la subzona de cuarzo-microclino ambligonita, tienen una marcada tendencia a agruparse alrededor de los cristales de este último mineral.

### *Berilo*

Por las razones ya expuestas — abandono de la mayoría de las explotaciones, previa extracción de todo el mineral a la vista — es bastante difícil determinar con precisión las características con que se presenta el berilo en las pegmatitas de la zona, ya que es necesario guiarse, en gran medida, por las improntas de los cristales, en los raros

casos en que quedan, y por informaciones de los obreros y dueños de los yacimientos. La información que sigue, en consecuencia, es de índole general y se basa en una cuidadosa selección de los datos obtenidos por los medios mencionados.

En todas las pegmatitas del área estudiada se encuentra berilo, pero la forma de presentación y la cantidad relativa, son distintas en los dos grupos considerados. En las pegmatitas *sir*, litio el berilo se encuentra en todas las zonas, pero las concentraciones más importantes aparecen en las intermedias de cuarzo y microclino de grano muy grueso — generalmente en el borde interno, en el contacto con el núcleo — o en los núcleos de la misma composición y textura. En estas zonas el berilo tiene colores que van del azul claro y verde pálido al gris amarillento y se presenta en general en cristales prismáticos — “velas”, según la terminología local — imperfectos en detalle y de dimensiones que oscilan entre unos pocos centímetros de largo hasta varios metros en casos excepcionales. Se presenta prácticamente siempre asociado con masas de muscovita y albita de grano fino de reemplazo (ver “Unidades de reemplazo”) hasta el punto de que los mineros denominan a esas masas “mica berilífera”. Asociadas también con el berilo de estas zonas aparecen muy frecuentemente masas irregulares o vetiformes de cuarzo oscuro.

En las zonas externas de este grupo de pegmatitas el berilo aparece en cantidades mucho menores y en cristales subhedrales que raramente exceden los 10-15 cm en su dimensión mayor.

Las pegmatitas portadoras de litio son comparativamente pobres en berilo. Este mineral se presenta en las zonas externas e intermedias en escasos cristales anhedrales que casi nunca miden más de 20 cm de sección. Son de color gris blanquecino, a veces con tonalidades amarillas o verdes muy pálidas, y difíciles de distinguir a simple vista del

cuarzo y el feldespatos, salvo por su característico brillo graso.

### *Granate*

En todas las pegmatitas se encuentra granate (almandino) de color rojo a marrón rojizo oscuro, aunque siempre en pequeña cantidad. En las zonas externas y marginales se presenta en cristales subhedrales muy pequeños (generalmente no exceden de unos pocos milímetros) aislados o en grupos, o asociados con cuarzo en intercrecimientos de grano muy fino. En las zonas internas aparece en cristales mayores o en masas irregulares cuyas dimensiones pueden alcanzar los 10 ó 15 centímetros. También es muy frecuente encontrarlo asociado con muscovita, especialmente en las zonas intermedias de cuarzo y microclino ricas en ese mineral.

### *Triplita*

En las zonas intermedias y en los núcleos de las pegmatitas líticas — en particular La Totorá y La Viquita — se encuentra triplita, un fluofosfato de hierro y manganeso. Se presenta en cristales muy imperfectos de hábito tabular que pueden alcanzar hasta unos 10 centímetros en su dimensión mayor, y como relleno de pequeñas fracturas. Es de color marrón rojizo muy oscuro, de brillo resinoso en las fracturas frescas y tiene un clivaje bien desarrollado. Las superficies expuestas a la meteorización son negras y opacas debido a la formación de una película de óxido de manganeso. En algunas pegmatitas no líticas, especialmente en la sierra de Comechingones, también se encuentra triplita, pero en muy pequeña cantidad.

### *Apatita*

Se encuentra apatita, en cristales subhedrales o euhedrales pequeños y aislados, en las zonas marginales y externas de casi todas las pegmatitas. En la pegmatita La Totorá este mineral se presenta en el núcleo en cristales gruesos, tubulares, de color verde azulado

oscuro de hasta 10 cm de largo, o rellenando pequeñas fracturas.

**Otros minerales**

Otros minerales que se encuentran con menor frecuencia son casiterita — a veces en cuerpos de relleno o de reemplazo de albita y muscovita de grano muy fino — monazita, calcedonia, topacio, pirita, bismutita y uraninita, este último en algunas de las pegmatitas de la Sierra de Comechingones (Angelelli, 1930).

Los principales productos de alteración observados son: sericita, caolín, óxidos de hierro y de manganeso, bismutita, bismutita y selenita \* y como mi-

\* Los minerales secundarios de bismuto fueron determinados por la Srta. Lidia Malvicini.

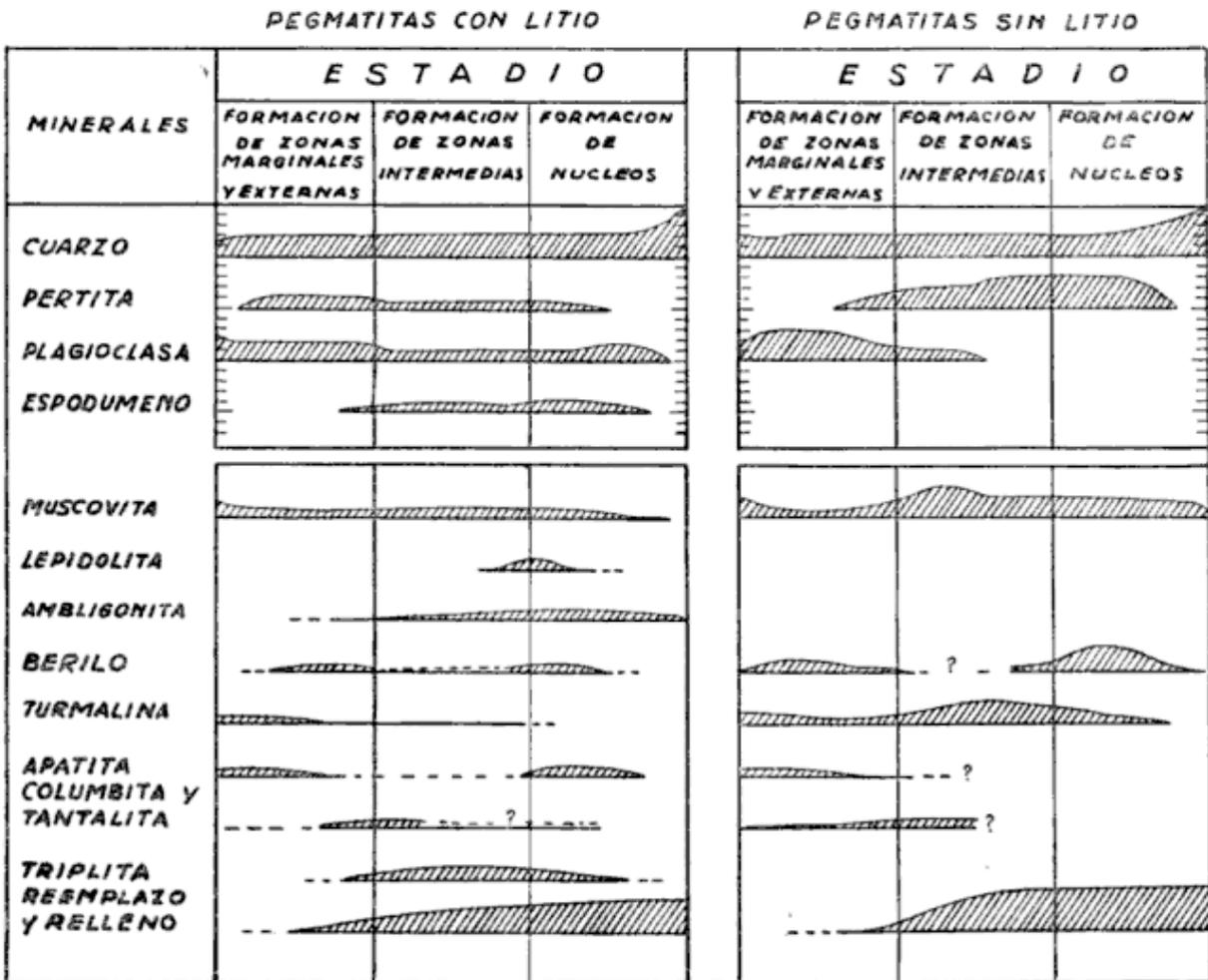
nerales secundarios de uranio, gummita y autunita (Angelelli, 1950).

**PARAGÉNESIS**

En la tabla I se muestran esquemáticamente las cantidades relativas de los minerales principales que se formaron en los diferentes estadios del proceso genético en los dos grupos de pegmatitas estudiados. Cada uno de los tres estadios en que se ha dividido el proceso corresponde aproximadamente a la formación de ciertas zonas características de las pegmatitas. La edad de los estadios, y consecuentemente, la de los minerales que se forman en cada uno de ellos, aumenta de izquierda a derecha. En términos generales, los gráficos representan la secuencia de cris-

**TABLA I**

Paragénesis y abundancia relativa de los principales minerales de las pegmatitas (ver texto)



talización de las pegmatitas de la periferia al centro (ver génesis).

Para la construcción de la parte superior del gráfico se ha considerado que los tres primeros minerales del grupo de pegmatitas sin litio (cuarzo, microclino y plagioclasa) y los cuatro primeros de los cuerpos líticos (los tres ya mencionados más espodumeno) constituyen prácticamente la totalidad del volumen de las pegmatitas de cada uno de los grupos. Las alturas de las áreas sombreadas correspondientes a esos minerales representan, además de la cantidad relativa de cada uno de estos minerales que cristaliza en cada estadio, la cantidad en que se forma en relación con los otros minerales del grupo. Esto significa que en cada "instante" del proceso — representado en el gráfico por una sección vertical — la suma de las alturas de las áreas correspondientes a esos minerales es constante y representa la composición global aproximada — en términos de minerales esenciales — del material pegmatítico que está cristalizando.

Para el resto de los minerales — representados en la parte inferior del gráfico — las alturas de las áreas sombreadas indican las cantidades relativas que cristalizan en los diferentes estadios, pero no son proporcionales a la abundancia relativa de cada mineral con respecto a los otros dentro de un mismo grupo de pegmatitas. Cuando se trata de minerales que aparecen en los dos grupos de pegmatitas las alturas de las áreas mencionados son, para cada mineral, aproximadamente proporcionales a la abundancia en que se encuentran en cada grupo. El examen del gráfico muestra, por ejemplo, que el berilo, la muscovita y la turmalina son más abundantes en las pegmatitas no líticas.

Es obvio que el gráfico representa solamente el curso general del proceso para los grupos de pegmatitas y no para cada uno de los cuerpos en particular. En estos últimos faltan a veces

partes importantes de un estadio, como sucede con las pegmatitas sin litio que no tienen zona externa de cuarzo y plagioclasa, y con los cuerpos de los dos grupos que no tienen núcleo de cuarzo (ver tabla II).

#### SECUENCIA DE LAS ASOCIACIONES MINERALÓGICAS

En la tabla II se muestran las asociaciones mineralógicas presentes en las pegmatitas estudiadas. En la columna de la izquierda de la tabla se expone — en términos de minerales esenciales —, la secuencia generalizada de asociaciones mineralógicas para todo el grupo de pegmatitas, y en las de la derecha las asociaciones presentes en cada una de ellas.

En el grupo de las pegmatitas sin litio la secuencia es simple y muy similar a la que aparece en otros distritos del país estudiados por el autor (Herrera, 1961). En términos generales la secuencia indica un rápido aumento en la proporción de feldespato potásico y cuarzo en las zonas centrales con una disminución correlativa de la proporción de plagioclasa libre. Esto se ve también muy claramente en la tabla I (ver Paragénesis).

En el otro grupo de pegmatitas la secuencia se complica por la aparición de asociaciones portadoras de minerales de litio, pero la evolución general de la cristalización es muy similar, como lo demuestra el hecho de que las asociaciones 1, 2, 3 y 8 sean comunes a los dos grupos y se presenten en el mismo orden. La diferencia principal con el grupo anterior está dada por una proporción mucho menor de feldespato potásico, que es reemplazado en parte por espodumeno y plagioclasa (ver tabla I). Como consecuencia, la asociación 7 (cuarzo-microclino) tan característica del grupo anterior, no aparece en ninguna pegmatita de este grupo, y en los núcleos en que aparece

**TABLA II**  
**Secuencia de las Asociaciones mineralógicas**

Asociaciones mineralógicas	Gabeza de Navillo	San Elias	San Luis	La Totora	La Viquita	Paso Grande I	Paso Grande II	San José	Las Cuevas	La Esmeralda	Las Palomas	Marta	Angel	El Resnello	Beatrix	San Ramón	El Diablo
1 Plagioclasa, cuarzo, muscovita	X	X	X	X	X	X	X	X <sub>3</sub>	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2 Cuarzo, plagioclasa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
3 Microclino, cuarzo, plagioclasa con o sin muscovita	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
4 Microclino, cuarzo, plagioclasa espodumeno	X																
4 <sup>a</sup> Espodumeno, cuarzo, microclino			X		X												
5 Espodumeno plagioclasa, cuarzo	X			X													
6 Plagioclasa, lepidolita, ambli-gonita		X															
7 Cuarzo microclino con o sin muscovita																	
8 Cuarzo		X	X			X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X

X Asociación mineralógica presente en una sola zona.

X<sub>3</sub> Asociación mineralógica presente en dos zonas diferenciadas en base a la textura y/o cantidades relativas de los minerales contenidos.

microclino este mineral siempre está en proporción menor que los demás componentes esenciales. La plagioclasa, por otra parte, presenta la misma composición (Ab 98-100 %) en todas las zonas, mientras que en el grupo no lítico es algo más cálcica en las zonas externas, llegando hasta Ab 86-88 %.

La posición de la asociación plagioclasa-lepidolita-ambligonita es dudosa, ya que se trataría de una unidad formada, al menos parcialmente, por reemplazo. Este problema se trata en el capítulo referente a génesis.

### GÉNESIS

Las pegmatitas estudiadas son evidentemente posteriores a los procesos metamórficos que afectaron a las rocas precámbricas del área de trabajo y están indudablemente relacionadas con las intrusiones graníticas.

Los líquidos que formaron las pegmatitas fueron emplazados en fracturas preexistentes, como lo demuestran la forma de los cuerpos — casi todos tabulares — la existencia de numerosas fracturas, a veces ocupadas por diques, paralelas a los cuerpos pegmatíticos y los indicios de movimiento — trozos de esquistos arrancados de las paredes e incluidos en la masa intruída, pequeños pliegues de arrastre, etc. — que se observan en la roca de caja. En muchos casos las pegmatitas fueron emplazadas en fracturas ocupadas por diques, los que aparecen formando uno de los contactos laterales de los cuerpos.

Existen muchos indicios de que los espacios ocupados por las pegmatitas dentro de los planos de falla fueron formados por la presión de las soluciones inyectadas mecánicamente. Los contactos con la roca de caja son en general muy netos y los trozos de esquistos que se proyectan dentro de las pegmatitas, o que están incluidos en ellas, sólo muestran indicios de un reemplazo muy incipiente. Además,

en la zona externa de la pegmatita "La Tectora" se encuentran incluidos grandes trozos irregulares de uno de los diques comunes en la zona. Los bloques no están orientados, no muestran indicios de reemplazo y están rodeados por una zona muy angosta — 2-3 mm — de grano muy fino, similar a las zonas marginales que aparecen en los contactos de todos los cuerpos. Es evidente, en consecuencia, que la inyección — producida probablemente a lo largo del contacto este del dique — estuvo acompañada de perturbaciones mecánicas lo suficientemente intensas como para fracturar el dique, y que al efectuarse la separación de las paredes por efecto de la presión de los fluidos pegmatíticos los trozos del dique se desprendieron y quedaron incluidos en éstos.

La evolución de las pegmatitas después del emplazamiento fue evidentemente similar a la de las pegmatitas zonales de otras partes del mundo. Se han propuesto varios procesos para explicar la formación de las zonas, pero el que ha alcanzado mayor aceptación en la actualidad supone que se han originado por la cristalización progresiva de un líquido desde las paredes hacia el centro en un sistema cerrado, y que las diferencias litológicas entre zonas adyacentes se deben a cristalización fraccional y a la reacción incompleta entre generaciones sucesivas de cristales y el líquido residual. No es necesario repetir los argumentos en favor de esta hipótesis, ya que son bien conocidos y han sido expuestos en detalle por numerosos autores (en especial Camerón et al., 1949). No obstante, conviene señalar, por el notable desarrollo que alcanzan en algunas pegmatitas de la región, que las zonas portadoras de cristales de espodumeno orientados hacia el centro y que se ensanchan en la misma dirección (Lám. 1) son uno de los indicios más importantes de cristalización progresiva a partir de las paredes de los cuerpos.

La asociación plagioclasa-lepidolita-ambligonita, si bien se presenta con los caracteres morfológicos de las zonas formadas por cristalización primaria — capas continuas o discontinuas que envuelven total o parcialmente al cuerpo pegmatítico — tiene algunas características que obligan a considerar en forma especial el problema de su génesis. Las dos subzonas en que aparece la asociación presentan diferencias básicas con las zonas adyacentes. La composición mineralógica se caracteriza — además de por la presencia de minerales de litio — por su deficiencia en cuarzo y feldespato potásico, ambos minerales abundantes en las zonas que rodean a la asociación mencionada. Además, el grano fino a muy fino de la asociación difiere marcadamente de la textura de las zonas adyacentes. Si se admite la hipótesis de la cristalización primaria resulta difícil imaginar un mecanismo que explique variaciones tan bruscas, tanto en la composición como en la textura, del material que va cristalizando. Por otra parte, la marcada diferencia entre las composiciones de las dos subzonas — una con albita, ambligonita y cuarzo como constituyentes esenciales y elbaíta y berilo como accesorios, y la otra compuesta exclusivamente por lepidolita y albita — y las relaciones espaciales entre ellas (fig. 2) indican que se han formado probablemente en momentos distintos del proceso genético. Es necesario tener en cuenta también que los componentes más importantes de estas unidades — cleavelandita y lepidolita — son minerales típicos de las últimas fases de la cristalización de los líquidos pegmatíticos. En consecuencia, es muy probable que esas unidades se hayan originado en las etapas finales de la evolución de la pegmatita, y que su emplazamiento se haya producido, por lo menos en parte, por reemplazo.

En cuerpos de composición similar a los descriptos, estudiados por Jahns

(1953, pág. 1104) este autor llega a la conclusión de que por lo menos el 22 % del volumen de la unidad se ha originado por reemplazo de material previamente cristalizado, y Hutchinson (1959, pág. 1540) refiriéndose a un cuerpo de albita y lepidolita de grano muy fino, sugiere que se ha formado por reemplazo de una zona ya cristalizada.

Por sus características particulares de composición y textura, la pegmatita San Luis II (pág. 10) presenta también un problema interesante de génesis. Su composición global no corresponde a la de ninguno de los cuerpos de la zona, pero es similar a la de algunos núcleos, como puede verse comparándola con la composición de esa unidad en la pegmatita Cabeza de Novillo (pág. 16). Su origen puede explicarse suponiendo que en la fase final de la formación de una pegmatita de composición análoga a la de esta última, una porción del líquido residual fue eyectado — probablemente por la acción de fuerzas tectónicas — y cristalizó lejos del cuerpo original. Este mecanismo ya fue expuesto por el autor (Herrera, 1961) para explicar la existencia, en algunos distritos, de pegmatitas cuya composición representa sólo una fracción de la composición media del grupo. La textura de grano fino se debería a la pérdida, durante el proceso de expulsión del líquido residual, de gran parte de los volátiles que éste contenía.

#### UNIDADES DE REEMPLAZO Y DE RELLENO

Uno de los problemas que se ha planteado siempre en el estudio de las pegmatitas es el de determinar si las unidades de reemplazo que aparecen prácticamente en todos los cuerpos estudiados hasta ahora han sido formadas por soluciones provenientes del interior de la pegmatita — es decir, por un fluido residual originado en el curso de la cristalización del líquido pegmatítico — o

de fuentes exteriores al mismo de origen desconocido. En las pegmatitas de San Luis existen muchos indicios de que las soluciones reemplazantes provinieron del interior del cuerpo. El mayor volumen de reemplazo está localizado en las zonas intermedias, preferentemente en las proximidades del núcleo, y cuando está controlado claramente por fracturas éstas no llegan prácticamente nunca a la periferia del cuerpo. En general, puede decirse que hasta donde ha sido posible determinarlo no existe ninguna relación entre las unidades de reemplazo y posibles vías de acceso para las soluciones desde el exterior del cuerpo. Por otra parte, y como ya ha sido señalado al describir las unidades de reemplazo, la cantidad y el tipo de éstas dependen en gran medida del tipo de pegmatita. Esto es particularmente importante porque los dos tipos de pegmatitas se caracterizan por la presencia o no de minerales de litio y por diferencias en las cantidades relativas de los minerales esenciales, caracteres ambos que no parecen ser suficientes para determinar una diferencia notable en cuanto a susceptibilidad a los procesos de reemplazo. En cambio, las diferencias anotadas pueden ser suficientes para producir un cambio importante tanto en la cantidad como en la composición del líquido residual de la cristalización.

Una objeción que se ha hecho con frecuencia a la hipótesis del reemplazo por soluciones provenientes del interior del cuerpo es la del volumen de estos fluidos que, en algunos casos, tendría que ser muy grande en relación con el volumen total del cuerpo. En el caso que nos ocupa, como ya se ha dicho, el volumen del reemplazo no alcanza probablemente nunca a representar más del 5 % del volumen total del cuerpo. Además, la cantidad de material transportado en uno u otro sentido en el reemplazo es mucho menor que las adiciones y pérdidas de especies minerales

como tales ya que, como ha sido señalado por numerosos investigadores, muchas alteraciones no suponen un reemplazo masivo, sino más bien involucran el intercambio de ciertos radicales y la remoción de una cantidad relativamente reducida de material reemplazado. En las pegmatitas de San Luis el proceso implica esencialmente el reemplazo de feldespato potásico y cuarzo por albita y muscovita y, en menor proporción, de feldespato potásico por cuarzo. Considerando la composición de los minerales iniciales y finales resulta que las soluciones debieron aportar  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $H_2O$  y algo de  $OCa$ , y eliminar  $SiO_2$ . En cuanto al potasio necesario para el reemplazo del cuarzo por muscovita, es muy probable que proviniera del liberado por el reemplazo del feldespato potásico. Si bien no es posible calcular con exactitud la cantidad de esos componentes movilizadas, es evidente que es mucho menor que la cantidad total del reemplazo considerado desde el punto de vista de la sustitución de minerales.

En las pegmatitas líticas es muy probable que la alteración del espodumeno se deba también a soluciones residuales provenientes del interior del cuerpo. La distribución de la alteración es irregular — en el mismo cuerpo se observan cristales frescos y otros alterados en diverso grado — y no parece tener ninguna relación con las partes de la pegmatita más expuestas presumiblemente a la acción meteórica, o con fracturas o cualquier otra vía posible de acceso de soluciones desde el exterior.

Las unidades de relleno se han originado por inyección del líquido residual en fracturas producidas en las partes ya consolidadas del cuerpo pegmatítico en diversas fases del proceso genético. Como se ha observado repetidamente en otros distritos, la composición del relleno es igual a la composición media de la parte de la pegmatita no consolidada al producirse la frac-

tura. Las unidades compuestas por microclino cuarzo y muscovita que atraviesan las zonas intermedias y se pierden en zonas internas de composición similar representan al relleno de fracturas producidas cuando todavía una porción considerable de la pegmatita no había cristalizado y el líquido residual tenía una composición bastante similar a la global del cuerpo. Las unidades de composición más simple — cuarzo, albita o mucovita — parecen haberse producido al final del proceso genético, y como ya se ha señalado, están estrechamente relacionadas con las unidades de reemplazo de la misma composición.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. (1950), *Recursos minerales de la República Argentina*. — Rev. Inst. Nac. de Invest. Cien. Nat., tomo II.
- Cameron, E. N.; Jahns, R. H.; Mc Nair, A. N. y Page, L. R. (1949), *Internal structure of granitic pegmatites*. — Econ. Geol. Monograph 2.
- Folk, R. L. (1947), *The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory*. — Am. Jour. Sci. v. 245, pp. 388-394.
- González Bonorino, F. (1950), *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. V, n° 3.
- González Rafael R. L. (1957), *Descripción geológica de la hoja 22 g, Quines (San Luis)*. — Bol. Dir. Nac. Min. n° 87, Buenos Aires.
- Herrera, A. O. (1958), *Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Valle Fértil (Provincia de San Juan)*. — Contr. Cient. Fac. Cien. Ex. y Nat. Univ. Bs. Aires, vol. II, n° 1.
- (1961), *Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Alta Gracia (Prov. de Córdoba)*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XVI, n° 1-2.
- Hutchinson, R. W. (1959), *Geology of the Montargy pegmatite*. — Econ. Geol., vol. 54.
- Jahns, R. H. (1952), *Pegmatite Deposits of the White Picacho District, Maricopa and Yavapai Counties, Arizona*. — Bull. University of Arizona, vol. XXIII, n° 5.
- (1953), *The genesis of pegmatites (II): Quantitative analysis of Lithium Bearing Pegmatite, Mora County, New Mexico*. — Am. Mineral., vol. 38, pp. 1078-1112.
- (1955), *The study of pegmatites*. — Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume, pp. 1072-1075.
- Methol, E. *Descripción geológica de la hoja 22 g, Santa Rosa (en preparación)*. — Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Pastore, F.; González, R. R. L., (1954), *Descripción de la hoja 23 g, San Francisco (San Luis)*. — Bol. Dir. Nac. Min. n° 80, Buenos Aires.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. P. (1952), *Descripción geológica de la hoja 24 g, Saladillo*. — Bol. Dir. Nac. Min. n° 78, Buenos Aires.
- Yoder, H. S. y Eugster, H. P. (1955), *Synthetic and natural muscovites*. — Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 8.

Manuscrito recibido en diciembre de 1962

## EXPLICACION DE LA LAMINA

### LAMINA I

Fig. 1. Pertita de bandas. Corresponde a una muestra de microclino proveniente del núcleo de la pegmatita Paso Grande.

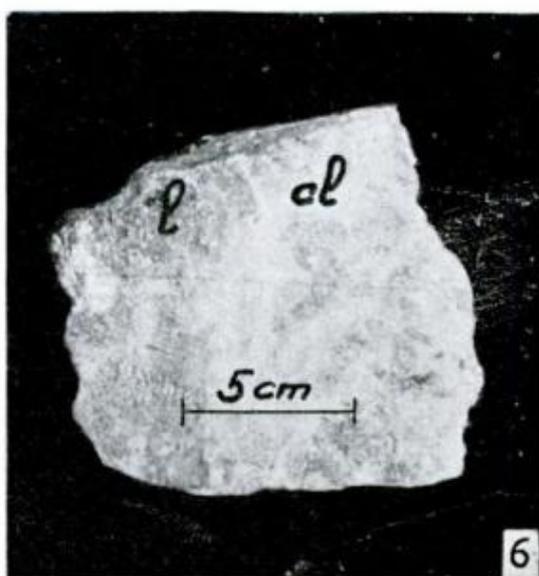
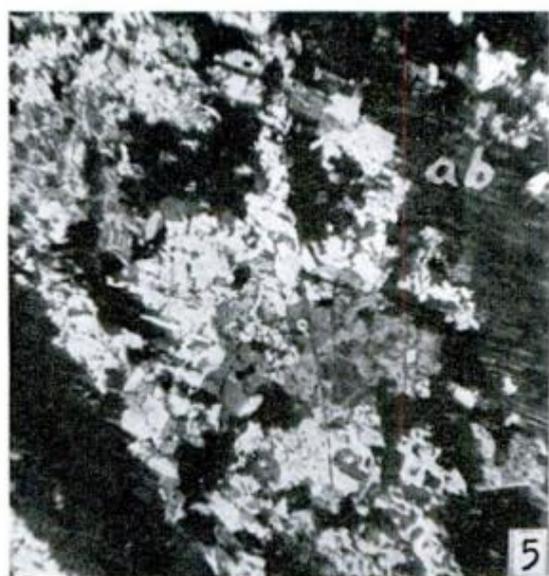
Fig. 2: Combinación de pertitas de bandas y maculosa. Núcleo de la pegmatita San José.

Fig. 3: Pertita maculosa. Zona intermedia de la pegmatita Cabeza de Novillo.

Fig. 4: *a*) venilla de albita en microclino, originada por reemplazo a partir de fracturas; *b*) banda de albita pertítica.

Fig. 5: Pertita en la que el microclino ha sido reemplazado totalmente por un intercrecimiento de grano muy fino de albita y muscovita. Se ven las bandas de albita (*ab*) contenidas originariamente en la pertita.

Fig. 6: Muestra de la subzona plagioclasa-lepidolita; *cl*, cleavelandita; *l*, lepidolita.





## REVISION DE LAS ZEOLITAS CON ESPECIAL REFERENCIA A SU IMPORTANCIA SEDIMENTOLOGICA

POR M. E. TERUGGI Y R. R. ANDREIS

(División de Mineralogía y Petrografía, Museo de La Plata)

### RESUMEN

La distribución de zeolitas en rocas sedimentarias parece ser un fenómeno mucho más frecuente de lo que se suponía hasta ahora. Después de presentar un cuadro de clasificación de estos minerales, los autores realizan una revisión de la bibliografía mundial, con particular mención de los hallazgos efectuados en Argentina. De este modo se hace evidente que por lo menos cinco especies —analcima, heulandita, phillipsita, erionita y laumontita— han adquirido la categoría de importantes componentes sedimentarios.

La génesis de estas zeolitas puede ser múltiple y se han postulado tres grupos de teorías: hidrotermal, sedimentaria y diagenética cercana al metamorfismo. Se analizan los fundamentos de cada una de ellas, con sus características geológicas y mineralógicas, y se llega a la conclusión de que en todos los casos el punto de partida de formación de zeolitas es una roca piroclástica.

Las especies de origen puramente sedimentario parecen tener gran valor como indicadores de condiciones ambientales vinculadas con medios lacustres o palustres de zonas áridas y semiáridas. Los ejemplos argentinos concuerdan bien con esta interpretación y existen motivos fundados para suponer que estos importantes minerales se describirán con mayor frecuencia en nuestras formaciones.

### ABSTRACT

The occurrence of zeolites in sedimentary rocks seems to be a much more frequent phenomenon than had been hitherto supposed. After presenting a classification of zeolites, the authors review world occurrences with particular emphasis on Argentine examples. It is thus shown that at least five species —analcime, heulandite, phillipsite, erionite and laumontite— deserve to be considered important constituents of some sedimentary rocks.

The origin of these zeolites may be at least threefold: hydrothermal, sedimentary and diagenetic bordering with metamorphism. The grounds for each genetic theory are considered, and their respective geological and mineralogical characteristics discussed, arriving at the conclusion that in all cases a pyroclastic rock is the starting point for zeolite genesis.

Zeolites formed under purely sedimentary conditions seem to have great value as environmental indicators, as they point to lacustrine or paludal basins under arid or semi-arid climates. Argentine examples concur with this interpretation and there are reasons to believe that zeolite occurrences in Argentina will in the future be described in greater numbers.

### INTRODUCCION

En un trabajo reciente, uno de nosotros (Teruggi, 1962) describió en el Complejo Chubutiano (Senoniano) del codo del río Senguerr la presencia de abundante analcima autógena y reseñó las principales teorías sobre el origen sedimentario de esta zeolita y su posi-

ble importancia paleoecológica. Con posterioridad a esta contribución, interesados por el tema, comenzamos a reunir bibliografía sobre la distribución de las zeolitas en diversas rocas sedimentarias.

La búsqueda bibliográfica —para la que resultó muy útil el tomo IV de la excelente obra de Deer, Howie y Zuss-

man (1963)— demostró que las menciones y descripciones de zeolitas de origen sedimentario son más numerosas de lo que se podría suponer y que las citas se han multiplicado notablemente durante la última década. En la casi totalidad de los casos registrados la formación de zeolitas autógenas se vincula directamente con abundancia de materiales piroclásticos y, en muchos ejemplos, con condiciones ambientales de tipo continental. Esta doble característica se halla presente en muchas formaciones sedimentarias argentinas, por lo que el tema tiene especial importancia para nosotros.

El presente artículo sólo pretende ser una puesta al día del estado en que se encuentran actualmente las zeolitas sedimentarias, con especial referencia a las que se han descubierto, hasta ahora, en la Argentina. Es nuestra creencia, dadas las características de buena parte de nuestra sedimentación mesozoica y cenozoica, que las investigaciones detalladas de nuestras formaciones revelarán la importancia de la contribución zeolítica en las series rocosas del país. Los datos que presentamos aquí, aunque exigüos, son ya un fuerte indicio de lo que puede esperarse para el futuro y constituyen además un llamado de alerta para que los geólogos y sedimentólogos presten especial atención a estos minerales que, aunque de difícil identificación, suministran valiosa información sobre condiciones ambientales.

### *Clasificación de las zeolitas*

Puede decirse que todavía no se ha elaborado una clasificación satisfactoria de estos aluminosilicatos hidratados de elementos alcalinos y alcalinotérreos, pues varias especies no han sido todavía estudiadas estructuralmente. La comparación de sistemas como los de Dana (1932), Klockmann-Ramdohr (1947), Strunz (1957), etc., demuestra la diversidad de criterios utilizados para establecer los grupos en que se subdividen

esta treintena de minerales. En este trabajo, hemos preferido adoptar, con algunas modificaciones, la clasificación propuesta por Deer, Howie y Zussman (1963).

En el cuadro de clasificación se marcan con bastardillas las especies que, hasta el presente, han sido halladas en rocas sedimentarias. Además, se agregan las principales características ópticas, que demuestran que todo el grupo se reconoce por bajos índices de refracción, que generalmente son próximos a 1.50. Sin embargo, debe aclararse que la identificación de especies en base a los índices de refracción exige suma cautela, pues se ha observado con cierta frecuencia que a causa de impurezas, distintos grados de hidratación o silicificación, etc., ellos pueden diferir de los tabulados en obras de consulta.

Aparte de esta dificultad, muchas zeolitas tienen grano tan fino que es imposible observarlas microscópicamente. Por estas razones, el reconocimiento de las especies, o aún la presencia de ellas en los sedimentos, sólo puede efectuarse con ayuda de diagramas de difracción con rayos X y análisis termo-diferenciales. La mayor frecuencia de estos minerales que se ha registrado en los últimos años se debe precisamente a la aplicación de esos métodos de investigación.

### CASOS REGISTRADOS DE ZEOLITAS EN ROCAS SEDIMENTARIAS

Pasaremos ahora revista, con miras a que el lector se compenetre mejor del problema que tratamos, a la distribución de estos minerales en sedimentos y sedimentitas que hemos hallado en la literatura mundial.

#### NATROLITA

Sólo parecen conocerse dos ejemplos. Uno es de nuestro país y se debe a Casanova (1931), quien la encontró, como "individuos muy diminutos, en agrega-

CLASIFICACION DE LAS ZEOLITAS

Nombre	Composición	Sistema	n mín.	n máx.
<b>I. GRUPO DE LA NATROLITA (zeolitas fibrosas)</b>				
1. <i>Natrolita</i>	$\text{Na}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.473	1.496
2. <i>Mesolita</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Al}_4\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.504	1.512
3. <i>Escolecita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.507	1.521
4. <i>Thomsonita</i>	$\text{NaCa}_2(\text{Al, Si})_5\text{O}_{10} \cdot 2.6\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.497	1.544
5. <i>Gonnardita</i>	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10} \cdot 2.6\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.497	1.508
6. <i>Edingtonita</i>	$\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	tetr.	1.541	1.557
<b>II. GRUPO DE LA HEULANDITA-ESTILBITA (zeolitas hojosas)</b>				
7. <i>Heulandita</i>	$(\text{Ca, Na}_2)(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.476	1.512
8. <i>Estilbita</i>	$(\text{Ca, Na}_2\text{K}_2)(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.484	1.513
9. <i>Epistilbita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.485	1.519
10. <i>Brewsterita</i>	$(\text{Sr, Ba, Ca})(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.510	1.523
11. <i>Dachiardita</i>	$(\text{Ca, K}_2\text{Na}_2)_3(\text{Al}_4\text{Si}_{18}\text{O}_{45}) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.491	1.499
12. <i>Ferrierita</i>	$(\text{Na, K})_4\text{Mg}_2(\text{Al}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{78})(\text{OH})_2 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.48	
<b>III. GRUPO DE LA PHILLIPSITA-ANALCIMA (zeolitas de morfología isomórfica)</b>				
13. <i>Phillipsita</i>	$(\frac{1}{2}\text{Ca, Na, K})_3(\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{14}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.483	1.514
14. <i>Harmotoma</i>	$\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.503	1.514
15. <i>Chabazita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	trig.	1.470	1.494
16. <i>Gmelinita</i>	$(\text{Na}_2, \text{Ca})(\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	trig.	1.474	1.494
17. <i>Levynita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	trig.	1.491	1.505
18. <i>Faujasita</i>	$(\text{Na}_2, \text{Ca})_{1,72}(\text{Al}_{37,5}\text{Si}_{15}\text{O}_{94}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	cúb.	1.48	
19. <i>Analcima</i>	$\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$	cúb.	1.479	1.493
20. <i>Wairakita</i>	$\text{Ca}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$	mon.	1.498	1.502
<b>IV. GRUPO DE LA LAUMONTITA (zeolitas fibrosas, con estructura todavía desconocida)</b>				
21. <i>Laumontita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	mon.	1.502	1.526
22. <i>Mordenita</i>	$(\text{Na}_2\text{K}_2, \text{Ca})(\text{Al}_9\text{Si}_{10}\text{O}_{54}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.472	1.487
23. <i>Erionita</i>	$(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca, Mg})_{4,5}(\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}) \cdot 27\text{H}_2\text{O}$	hexag.	1.468	1.476
24. <i>Gismondita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	rómb.	1.515	1.546
25. <i>Ashcroftina</i>	$\text{KNaCa}(\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{18}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	tetr.	1.536	1.545
26. <i>Yugawaralita</i>	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{14}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	mon.		

*Sinónimos y variedades* : *Echellita* es sinónimo de natrolita ; *laubanita* es una natrolita parcialmente hidrolizada ; *rhodesita* es una thomsonita.

*Desmina* es sinónimo de estilbita : *stellerita* y *epidesmina* son estilbitas con hábito rómbico ; *clinoptilolita* es una heulandita algo más rica en sílice y álcalis.

*Offretita* es sinónimo de phillipsita ; *welsita* es una variedad de harmotoma rica en (K,Ca) ; *herschelita* es una chabazita rica en álcalis.

*Leonhardita* es una laumontita algo deshidratada ; *ptilolita* es sinónimo de mordenita, al igual que *floquita* y *arduinita*.

dos desordenados muchas veces estrellados y bacilares, muy a menudo maclados en cruz”, en sedimentos piroclásticos areniscosos del Chubutiano de Pampa de María Santísima (pozo A-1 de Y.P.F., a una profundidad de 400 a 514 metros). El otro caso fue registrado por Merritt y Ham (1941), y luego por Mayes (1947) y Chase (1954), en la formación Tepee Creek (Pérmico o Precámbrico) de Oklahoma meridional, Estados Unidos. Se trata de una asociación de natrolita-analcima desarrollada con calcita, ópalo y óxidos de hierro en una roca conglomerádica.

La génesis de ambas distribuciones no ha sido explicada.

#### HEULANDITA Y CLINOPTILOLITA

Estas dos especies se hallan íntimamente ligadas y, a juzgar por algunos trabajos recientes (Mumpton, 1960), la clinoptilolita no sería más que una variedad de heulandita algo más rica en sílice y álcalis; las pequeñas diferencias composicionales se reflejan en los índices de refracción y en la birrefringencia, que son inferiores en la clinoptilolita (1.478 y 0.001, respectivamente, para la variedad descrita en Patagonia por Mason y Sand, 1960). Por estas razones, trataremos ambas “especies” conjuntamente.

La heulandita, y en particular la variedad clinoptilolita, es la zeolita que, junto con analcima, se cita con mayor frecuencia en rocas sedimentarias, donde aparece preferentemente como producto de alteración de materiales piroclásticos. La primera referencia que hemos encontrado se debe a Kerr (1931), quien describió heulandita o clinoptilolita —no se establece cuál de ellas— en bentonitas que se hallan asociadas con lutitas marinas y tobas de edad miocena, provenientes de Ventura, California, EE. UU. En 1932, Crawford y Cowles, sobre la base de cálculos químicos consideran que existe una zeolita, posi-

blemente heulandita, en una bentonita asociada con cenizas riolíticas, areniscas tobáceas y tobas aglomerádicas de la región de Aurora, en Utah, EE. UU.

La primera descripción microscópica de clinoptilolita en rocas sedimentarias se debe a Bramlette y Posnjak (1933), quienes la encontraron en tobas vítreas alteradas del Mioceno marino de Monterey, California (EE. UU.), y también en bentonitas cretácicas con restos de trizas vítreas frescas de las regiones de Dome, Arizona, y de Pedro, Wyoming, EE. UU. En estas rocas, la zeolita aparece como agregados anedrales o como cristales euedrales que rellenan cavidades. Los autores señalan la posibilidad de que la clinoptilolita tenga amplia distribución en tobas alteradas y sugieren que su formación, a partir del vidrio volcánico, constituye un pasaje intermedio en el proceso conducente a la producción de montmorillonita.

En 1936, Kerr y Cameroon establecen la presencia de heulandita y clinoptilolita —identificadas mediante rayos X— en la formación Tehachapi Clay (Terciario superior) del condado de Kern, California, EE. UU. Esta formación es esencialmente arcillosa y está constituida de lutitas tobáceas, tobas y bentonitas; por su buena estratificación y los restos de plantas fósiles se considera que se depositó en aguas poco profundas, posiblemente lagos y lagunas. Las zeolitas reemplazan parcialmente a los vitroclastos y su génesis parece estar vinculada con la formación de montmorillonita.

También de California (Condado de Santa Cruz) es la referencia siguiente, que se debe a Gilbert y Andrews (1948). Estos autores reconocieron la presencia de heulandita autógena en areniscas friables del Mioceno superior: se la observa en cristales euedrales y como incrustaciones sobre otros minerales, pero en cantidades reducidas que rara vez exceden el 1% de la roca. La génesis de la zeolita se atribuye a la alteración de delgadas capas de cenizas volcánicas

intercaladas con las areniscas, producida a temperaturas bajas. Por otra parte, en 1955, Cobban describió cristales rojos de heulandita o clinoptilolita asociados con fangolitas bentoníticas, areniscas arcillosas, tobas y bentonitas de la formación continental Colorado Shale (Cretácico) de la parte noroccidental de Montana, EE. UU.

En 1958, Weeks, Levin y Bowen mencionan heulandita o clinoptilolita como productos de alteración de areniscas tobáceas de la formación Jackson, del Eoceno de Texas, EE. UU. En el mismo año, Ames, Sand y Goldich reconocieron la presencia de clinoptilolita —asociada con analcima, calcedonia, calcita y yeso— en los famosos depósitos bentoníticos pliocenos de Hector, California, EE. UU. Estos yacimientos son de origen lacustre y están formados de sedimentos tobáceos alterados.

Entre los trabajos más recientes merece especial mención la contribución de Deffeyes (1959), quien además de una prolija búsqueda bibliográfica investigó diversas formaciones mediante métodos de rayos X. Las principales localidades norteamericanas donde encontró clinoptilolita son las siguientes: en rocas macizas grises de grano fino del Plioceno de Idaho meridional; en lutitas negras petrolíferas del Oligoceno de Elko, Nevada, donde forma capas blancas junto con montmorillonita; en capas piroclásticas gruesas, como recristalización de la matriz, del Cenozoico medio de los montes Fish Creek, Nevada; asociada con erionita en sedimentos lacustres constituidos por tobas vítreas, cenizas volcánicas alteradas y fangolitas montmorilloníticas del Plioceno inferior de Nevada central; en sedimentos lacustres, del Mioceno superior del mismo estado, dentro de cenizas volcánicas alteradas en montmorillonita; en asociación con erionita en cenizas volcánicas alteradas que se intercalan en fangolitas bentoníticas del Plioceno inferior de Nevada central, y por último, siempre con erionita, en

cavidades de cenizas volcánicas estratificadas de la formación White River (Oligoceno) de Dakota del Sur.

Entre las últimas contribuciones norteamericanas debe citarse la de Regnier (1960), quien encontró heulandita (los datos de difracción de rayos X parecen indicar, en nuestra opinión, que podría tratarse de clinoptilolita) en tobas montmorillonitizadas y silicificadas de formaciones oligo-miocenas, miocenas superiores y pliocenas de Nevada. El autor considera, sobre la base de la presencia de diatomitas y calizas fosilíferas de agua dulce, que las cenizas volcánicas originadoras de las tobas se depositaron en ambiente acuoso, posiblemente lacustre. La heulandita reemplaza a los vitroclastos con agregados aciculares y prismáticos y también se disemina en forma criptocristalina por la matriz. Regnier menciona además la presencia de erionita y de otra zeolita no identificada. Por último, Gibbons *et al.* (1960) encontraron clinoptilolita, en asociación con cristobalita y montmorillonita, en tobas de la formación Oak Spring (Terciario) de Nevada. Los autores atribuyen la zeolitización a la acción de aguas subterráneas normales.

De esta reseña podría suponerse que los Estados Unidos, y en particular California y Nevada, tienen el honor de ser una región privilegiada por la abundancia de heulandita-clinoptilolita. Sin embargo, existen otras zonas donde estas zeolitas han sido registradas con cierta frecuencia. Específicamente, dos son los países donde su presencia ha sido confirmada: Nueva Zelandia y la Argentina.

En el primero de ellos, Coombs (1950, 1952, 1954, 1958, 1959) ha identificado clinoptilolita en asociación común con analcima, más raramente con laumontita. En su trabajo de 1954, este autor la estudió por medios ópticos, roentgenográficos y químicos en las grauvacas y tobas triásicas de Southland; la zeolita reemplaza a las trizas de

vidrio volcánico bajo la forma de penachos fibrosos implantados en los bordes. Las fibras, que pueden estar teñidas por precipitados de óxidos de hierro, miden alrededor de 0,02 mm de largo y por su bajísima birrefringencia pueden confundirse con un mineral isotropo. Además, hay impregnaciones de clinoptilolita en la matriz. En 1958, el mismo autor comunica la presencia de esta especie en sedimentos varvados derivados de cenizas desvitrificadas de las cercanías de Seaham, Nueva Gales del Sur (Australia) y en 1959, en el distrito de Mossburn, Nueva Zelandia, donde tanto clinoptilolita como heulandita forman gran cantidad de capas zeolíticas estratificadas. Debe hacerse notar que las rocas piroclásticas neocelandesas, de cuya alteración provienen las zeolitas, se han depositado en ambiente marino como sedimentos del llamado geosinclinal.

En la Argentina, las referencias sobre heulandita-clinoptilolita son relativamente frecuentes, particularmente si se tiene en cuenta que las investigaciones por medio de rayos X sólo han comenzado a emplearse con cierta regularidad en el último lustro. La primera mención que hemos hallado en la literatura se debe a Casanova (1931), quien describió pequeños cristales de heulandita rosada en una arcilla litoide gris verdosa del Chubutiano; la muestra rocosa fue extraída a unos 1118 m de profundidad del pozo A 1 de Y.P.F., situada en la Pampa de María Santísima, Chubut.

Por su parte, en 1944, Zuffardi menciona al pasar la presencia de heulandita secundaria en una toba porfírica (complejo porfírico) de la margen septentrional del lago Argentino (Santa Cruz).

Fuera de estas noticias fragmentarias, el hallazgo más importante se debe a González Bonorino (1944), quien describió heulandita sedimentaria de la región de río Foyel, Río Negro. La zeolita se encuentra en areniscas friables

que se hallan intercaladas con bentonitas en los depósitos fluviales a torrenciales de Santacruceño-Colloncurence. En las cercanías de Ñorquincó la heulandita es abundante y forma un cemento de cristales pequeños (unos 0,030 milímetros) con hábito romboidal; en otros casos, es un componente raro y se presenta en cristales cuedrales tabulares. Como acompañante de la zeolita hay siempre un poco de montmorillonita. Por este motivo, y por la ausencia de señales de acción hidrotermal, el autor concluye que la heulandita deriva de la alteración del vidrio volcánico por soluciones alcalinas.

La última mención sobre heulandita sedimentaria argentina, en este caso la variedad clinoptilolita, se debe a Mason y Sand (1960) y proviene de la serie de Sarmiento (Eoceno) de Cañadón Hondo, Chubut. La zeolita, que está acompañada de ópalo y montmorillonita, forma una capa blanquecina de unos 6-8 cm de espesor intercalada en arcillas bentoníticas. La clinoptilolita, que ha sido muy bien estudiada por vía óptica, rayos X y análisis termodiferencial, puede ser compacta y con fractura concóidea o bien granular y asociada con ortoclasa. Los autores atribuyen su génesis a la alteración de vidrio volcánico fino, de menos de 20 micrones de diámetro.

#### ESTILBITA

Su presencia ha sido mencionada (Bloomer, 1937) en un conglomerado de Virginia, EE. UU., en el que rellena cavidades y forma incrustaciones sobre los fenoclastos. Su origen no es claro, pero aparentemente se debería a soluciones hidrotermales provenientes de intrusiones cercanas.

Por su parte, Coombs (1954) la encontró en fracturas de diaclasas en las grauvacas de North Range, Nueva Zelandia, bajo la forma de pequeñas tablillas, y también (1958) en grietas de sedimentos varvados piroclásticos, en un caso asociada con leonhardita.

### EPISTILBITA

La única referencia que conocemos es la de su presencia en una fangolita cámblica (Hey y Mourant, 1933).

### PHILLIPSITA

Es la primera zeolita que fue descrita en ambientes sedimentarios, pues se la encontró en cantidades apreciables (hasta el 20 %) en el fango rojo abisal de los océanos Pacífico e Índico. En las muestras estudiadas (Murray y Renard, 1891), que fueron extraídas por la famosa expedición del Challenger, la phillipsita tiene tamaño microscópico y a menudo presenta su maclado característico. Su formación se atribuyó a descomposición de materiales volcánicos.

Más modernamente, Young (1939) informó sobre la presencia de esta zeolita, con características similares a las descritas por Murray y Renard, en fondos calcáreos abisales de las proximidades de las islas Bermudas. En todas las muestras hay abundancia de partículas finas de vidrio volcánico y por ello Young concluye que la phillipsita se originó por descomposición de este material en el mismo fondo marino. Por otro lado, Goldberg y Arrhenius (1958) la han vuelto a mencionar en los sedimentos pelágicos del Pacífico, a profundidades variables entre 4.000 y casi 5.000 m. Se considera que, en estos ambientes, la zeolita se formó a temperaturas muy cercanas a 0° C.

La última referencia sobre phillipsita en sedimentos marinos se debe a Zen (1959), quien observó pequeños cristales de hábito tabular en los fangos abisales extraídos frente a las costas de Perú y Chile, a profundidades que varían entre 4.500 y casi 6.000 m. La identificación se confirmó además por difractogramas de rayos X.

Si bien esta zeolita parece característica de ambientes marinos profundos, su presencia en depósitos continentales

es una verdadera "rareza". La única cita que hemos encontrado se debe a Deffeyes (1959), quien pudo identificar con rayos X una asociación de phillipsita, erionita y clinoptilolita en sedimentos tobáceos lacustres del Plioceno-Pleistoceno de varias localidades de Nevada, Estados Unidos.

### HARMOTONA

Sólo se la ha mencionado, en asociación con caolinita y halloysita, en bauxitas de los montes Urales, Rusia (Polyanin, 1938).

### GMELINITA

La única referencia en la literatura es de nuestro país y se debe a González Bonorino (1944), quien la encontró en una toba brechosa dacítica que forma parte de la llamada Serie Andesítica (Infraterciario?), de la región del valle del Alto Río Chubut (Río Negro). La gmelinita se halla en venas abundantes que pueden constituir más del 60 % de la roca. En esas venillas, la zeolita se implanta en las paredes como fibrillas de 0,02 mm de longitud o forma prismas fibrosos o estriados ligeramente más largos. Según González Bonorino, la zeolitización de la toba se debería a soluciones hidrotermales que ascendieron por grietas y provocaron, además, una silicificación del material.

### FAUJASITA

Sólo ha sido citada por Tyrrell y Peacock (1926) como producto de alteración, junto con analcima, de tobas palagoníticas de Islandia.

### ANALCIMA

A juzgar por los datos disponibles en la literatura, esta zeolita, junto con heulandita-clinoptilolita, es una de las más frecuentes y abundantes en am-

bientes sedimentarios, y las descripciones de ella se han multiplicado en los últimos años.

En los Estados Unidos, además de las referencias citadas en un trabajo anterior (Teruggi, 1962), hemos encontrado o han aparecido otras más. Keller (1953) la menciona para el Triásico de Utah, en una formación equivalente a la Popo Agie de Wyoming, que había estudiado en 1952. Para el mismo Estado, hay una mención de Tourtelot (1946) relativa a la presencia de analcima en la formación Tepee Trail (Eoceno), constituida de lutitas petrolíferas, capas carbonosas y estratos analcimíferos verdes. En 1952, Heady la determina mediante estudios con rayos X en las lutitas portadoras de petróleo del estado de Colorado.

Con respecto a la famosa formación Green River (Eoceno) de Utah, Colorado y Arizona, que fuera estudiada por Bradley (1929) y Dane (1954), ha suministrado una gran cantidad de raros minerales sedimentarios. Milton y Engsten (1960) destacan otra vez la importancia de la analcima en ese conjunto, y también (Milton *et al.*, 1960) que la zeolita forma capas de varios pies de potencia. Señalan también que en muchas zonas de grano fino, en las cuales la zeolita no se observa microscópicamente, los diagramas de rayos X demuestran que se halla presente. En cuanto a su origen, se inclinan por la teoría de que ha derivado de alteración de cenizas volcánicas, y no de arcillas como sospechaba Keller (1952).

Un trabajo de importancia es el de Van Houten (1962), que describe "grandes cantidades" de analcima sedimentaria, asociada con carbonatos, en argilitas de la formación Lockatong (Triásico superior) de Nueva Jersey y Pennsylvania. Los sedimentos son de origen lacustre y la zeolita se habría originado por acción de aguas sódicas sobre arcillas coloidales.

Al referirnos a natrolita y clinoptilolita, hemos citado los casos en que

la analcima se encuentra asociada con estos minerales. Pero en los Estados Unidos se han descrito dos asociaciones de analcima con depósitos carbonosos. En una de ellas (Foster y Feicht, 1946), la zeolita, identificada por vía óptica y rayos X, se presenta en cristales tabulares delgados en grietas dentro del carbón de Pittsburgh, Virginia del Oeste. En la segunda (Rosendal, 1956), aparece como diseminación o como relleno de grietas en un lignito intercalado en lutitas grises paleocenas de Dakota del Sur; según este autor, su génesis se explicaría por alteración de una capa de cenizas volcánicas que se encuentra a unos treinta metros por encima del horizonte carbonoso, hasta donde habría migrado transportada en solución por aguas subterráneas.

Fuera de los Estados Unidos, el país con mayor número de menciones de analcima sedimentaria es la Unión Soviética, donde se la ha registrado en rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Al parecer, la primera cita es de 1938 (Avdusin; en Dzotsenidze y Skhirtladze, 1953), y en ella se destaca que la analcima es autógena y constituye el cemento de areniscas de la región de Urales-Embesk. En 1940, Rengarten la encontró también autógena, como pequeños cristales dentro de un cemento de yeso y calcita, en areniscas pérmicas con materiales volcánicos alterados de la zona de Kirov, y posteriormente, en 1950, esta vez en asociación con laumontita, en sedimentos devónicos del Cáucaso. En 1953, Boldyreva la vuelve a mencionar para la región del río Ural, donde aparece en calizas, margas y areniscas polimícticas del Pérmico superior. La zeolita, identificada por medios ópticos y roentgenográficos, forma lentes de poco espesor, rellena grietas y cavidades o reemplaza conchillas fósiles. Boldyreva señala que, con anterioridad a su trabajo, la analcima había sido tomada por ópalo o fluorita; esto tiene interés, pues uno de nosotros (Teruggi, 1962) señaló el

peligro de confundirla con ópalo en descripciones petrográficas corrientes.

También en 1953, Dzotsenidze y Skhirtladze señalan la presencia de analcima autógena en sedimentos marinos portadores de carbón de la zona de la bahía de Batún; la zeolita, cuya génesis se explica por halmirólisis, forma cristales de hasta 0,15 mm de largo que se desarrollan esferulíticamente en torno a núcleos de halloysita o se disemina en abundancia (hasta el 30 % de la roca) en una matriz arcillo-carbonosa. En 1954, Buryanova encontró en Tuva (Manchuria septentrional) afloramientos de sedimentitas analcimíferas — con hasta 35 % de este mineral — intercaladas en limolitas y areniscas fosfáticas; la zeolita aparece en una base constituida además por laumontita, fluorita, calcita y cuarzo. Las últimas referencias que hemos hallado en la literatura rusa a nuestra disposición se deben a Kolbin y Pimburgskain (1955), quienes la hallaron junto con laumontita en sedimentos del monte Bogdo-Ola, y a Dzotsenidze *et al.* (1956), quienes la describen en el cemento, a veces con desarrollo esferulítico, de lutitas y areniscas portadoras de carbón del Jurásico de Georgia occidental.

Hasta el presente, sólo hemos encontrado dos menciones sobre analcima sedimentaria en el continente africano. La primera (Joulia *et al.*, 1958) se refiere a una formación de unos 20 m de potencia y gran extensión (unos 10.000 km<sup>2</sup>) del Sahara central. Las rocas componentes son verdaderas analcimolitas sedimentarias que, en opinión de los autores, se habrían originado por alteración de materiales piroclásticos, o de sus arcillas derivadas, por la acción de soluciones sódicas. La segunda referencia se debe a Vernet (1961), quien halló, mediante estudios con rayos X, abundante montmorillonita y cantidades subordinadas de illita y analcima en la serie de Stanleyville (Jurásico superior) del antiguo Congo belga, constituida de areniscas y lutitas en parte

petrolíferas. El autor cree que los minerales arcillosos y la zeolita provienen de la alteración de detritos volcánicos.

Al ocuparnos de heulandita-clinoptilolita hicimos alusión a los trabajos de Coombs (en particular los de 1950, 1952 y 1954), donde se señala la presencia de estas zeolitas y de analcima en grauvacas y tobas del geosinclinal de Nueva Zelandia. Del mismo país, esta vez en el distrito de Catlins, Speden (1956) describió reemplazos de plagioclasas básicas por heulandita y analcima en sedimentitas jurásicas. Como dato de interés puede agregarse que la wairakita, el equivalente cálcico de la analcima, fue encontrada por Steimer (1956) en areniscas, brechas tobáceas y tobas vítreas de Nueva Zelandia, pero su origen se atribuye a la acción de líquidos alcalinos hidrotermales.

En la Argentina, aparte del extraordinario desarrollo de analcima en el Chubutiano del río Senguerr (Teruggi, 1962), se han encontrado otras referencias. Así, Yussen (1935) describió analcima al efectuar un estudio petrográfico de las muestras del pozo Y.P.F. 1 de la zona de Cacheuta, Mendoza. Según esta autora, entre 0 y 250 m de profundidad, la zeolita es escasa y se halla en arcillas y areniscas pardas, junto con yeso y calcita; entre 250 y 335 m se hace algo más frecuente, en areniscas y arcillas rojas; y por fin, entre 604 y 700 m se torna abundante en arcillas oscuras, grises y verdes. Los terrenos con analcima corresponden al Terciario medio-superior y al Triásico. Por su parte, y para la misma región, Baldwin (1944), sobre la base de informes inéditos de Yussen de Campana, manifiesta que en las tobas densas de colores verdes, grises y violetas del Víctor oscuro (Triásico superior) se encuentran areniscas compuestas de cristales de analcima, derivada de la alteración de tobas.

En forma general, y sin dar detalles, Casanova (1939) es la primera autora que señala el hecho de que la analcima

es muy abundante en sedimentos diversos, especialmente en areniscas de las cuales forma el cemento. Cita como analcimíferas las siguientes formaciones: tobas del Terciario superior de Salta y areniscas y tobas del Rético de los pozos de Tupungato y Cacheuta, Mendoza. No se suministra ningún dato sobre la posible génesis de estas analcimas, pero la autora expresa que debe ser hidrotermal. Por último, en 1946, González Bonerino cita con dudas la posible presencia de esta zeolita en venas de una toba cristalina, de la serie porfírica, de las proximidades de Esquel, Río Negro.

Vilela (1952) por su parte menciona la presencia de cristales de analcima abundantes como cemento en tobas moradas del Chubutiano del C<sup>o</sup> Melillán (Chubut).

El último hallazgo de analcima sedimentaria se debe a Bossi y Siegel (1963), en su estudio de la fracción arcillosa de la formación Río Salí, del Terciario de Tucumán. En una asociación variable de illita-montmorillonita, encontraron que, según los difractogramas de rayos X, hay además cantidades apreciables de analcima, que aparece en casi el 80 % de las muestras. La frecuencia de la zeolita aumenta hacia el sector medio superior de la formación, donde se asocia con una capa blanco-verdosa de aspecto cinerítico. Como además comprobaron la presencia de yeso, calcita oclítica y sales solubles, estos autores concluyen que la analcima se ha formado en ambiente salino, con clima de tipo árido a semiárido.

#### LAUMONTITA (Y LEONHARDITA)

La laumontita, de la cual la leonhardita constituye una variedad parcialmente deshidratada, ha sido citada en diversos lugares, como ya hemos visto cuando tratamos clinoptilolita y analcima. Pero además de esos ejemplos se conocen otros más, que ahora consideraremos.

En los Estados Unidos la menciona por primera vez Shannon (1921) bajo la forma de venas que atraviesan una roca no muy bien determinada, "una arcilla arenosa compacta pero algo friable de color grisado rosáceo", proveniente de Wolf Creek, Montana. Treinta años después (1951) Gilbert comprobó su presencia por medios ópticos y roentgenográficos en el cemento de areniscas cretácicas (?) del condado de Mendocino, California. Poco después (1955), Kaley y Hanson la hallaron junto con leonhardita en el cemento de areniscas feldespáticas miocenas, extraídas a unos 3.000 m de profundidad en una perforación del valle de San Joaquín, California. La última mención se debe a Heald (1956) quien encontró laumontita como relleno de grietas y poros, como reemplazos de feldespatos potásicos y como rebordes de micas en arcosas fluviales triásicas de Connecticut. Se supone que la zeolita se originó por soluciones hidrotermales provenientes de diabasas cercanas.

En Rusia, aparte de las citas ya comentadas, debe destacarse que Buryanova (1956) ha vuelto a encontrar laumontita autógena en Tuva, Siberia meridional, y que Kossovskaya y Shutov (1955) comprobaron también su presencia en el cemento de sedimentos cretácicos de la región del geosinclinal de Verkhojansk, en Siberia nororiental.

En Nueva Zelandia, Hutton (1949) mencionó que laumontita y leonhardita eran comunes en las grauvacas de ese país y atribuyó su formación a acciones metamórficas de bajo grado. Coombs, cuyos importantes trabajos ya hemos comentado, destaca en 1954 que en el North Range esa zeolita es el producto más importante de alteración del vidrio volcánico de rocas tobáceas y que su génesis es posterior a la de heulandita y analcima. En las rocas neocelandesas, la laumontita puede presentarse como cemento, pero también como reemplazo de plagioclasas y de conchillas de lamelibránquios.

### MORDENITA

En los Estados Unidos la señaló únicamente Wanless (1922) en el Oligoceno de Dakota del Sur, pero hemos visto que Deffeyes (1959) demostró que se trataba de una mezcla de clinoptilolita y erionita.

Los rusos son los únicos investigadores que han comunicado repetidamente la presencia de esta zeolita en una variedad de sedimentos que van en edad del Pérmico al Terciario. Así, Rengarten (1945) ha descrito pequeños cristales prismáticos intersticiales en depósitos arenosos marinos del Cretácico y Paleoceno de los flancos orientales de los montes Urales. En 1950, Bushinsky encuentra diminutos cristales de mordenita, en asociación con ópalo, calcedonia y glauconita, en los sedimentos marinos cretácicos y paleocenos de Rusia sudoriental. Por último, Vasilev, Kolbin y Krasnova (1957) la describen en margas, limolitas y calizas marinas del Jurásico, Cretácico y Paleoceno de Ucrania occidental.

Hay también dos menciones de mordenita en asociación con analcima. Una es de Vasilev (1954), quien encontró las dos zeolitas en arcillas arenosas marinas del Mesozoico-Cenozoico de la cuenca inferior del Volga, asociadas a calcita, dolomita, yeso, glauconita y fosforita. La otra es de Ermolova (1955), que las halló muy difundidas en areniscas y limolitas del Oligoceno-Mioceno de Transcaucasia.

Los trabajos de los autores rusos no están acompañados de datos de rayos X. Por este motivo, y además por algunas descripciones microscópicas de las especies, Coombs *et al.* (1959) y Deffeyes (1959) se inclinan a suponer que posiblemente se trate de clinoptilolita y no de mordenita.

En el Japón, Hayashi y Sudo (1957) han identificado con seguridad finas hebras de mordenita en arcillas bentónicas de origen tobáceo. Si bien los autores consideran que la zeolita deriva

de alteración de material piroclástico, sostienen que han intervenido soluciones hidrotermales.

### ERIONITA

Esta zeolita fue descripta originariamente (Eakle, 1898) en grietas de tobas riolíticas de Baker, Oregon (EE. UU.). La localidad tipo fue reestudiada por Staples y Gard (1959), quienes encontraron que la erionita se presenta en realidad bajo la forma de venas paralelas a la estructura eutaxítica de la toba, que es una ignimbrita.

Al ocuparnos de clinoptilolita y mordenita hemos destacado que las investigaciones de Deffeyes (1959) han demostrado la frecuente asociación de esas especies con la erionita. Por lo demás, no se ha reconocido esta zeolita más que asociada con otras.

### ORIGEN DE LAS ZEOLITAS DE ROCAS SEDIMENTARIAS

La revisión bibliográfica anterior ha puesto de manifiesto, sin duda alguna, la frecuencia con que las zeolitas vienen registrándose en rocas sedimentarias variadas. Debemos ocuparnos ahora, para completar el panorama, de la génesis de estos minerales, para los cuales se han formulado tres grandes tipos de procesos formadores:

1. Hidrotermales.
2. Sedimentarios.
3. Diagenéticos submetamórficos a metamórficos.

Consideraremos cada uno de éstos, en el orden citado.

#### *Procesos hidrotermales.*

Son los que inmediatamente imaginamos como responsables de la formación de zeolitas. Su importancia está abonada por numerosas observaciones que han demostrado que en las regiones

donde hay actividad hidrotermal (geyseres, fumarolas, fuentes termales, etc.) se produce la zeolitización de las rocas afectadas por las aguas mineralizadas y calientes. En realidad, las amígdalas zeolíticas de basaltos y vulcanitas afines son en última instancia una manifestación de estos procesos, al igual que las alteraciones de algunos depósitos minerales (sirva de ejemplo la zeolitización de los yacimientos de cobre de Michigan, EE. UU., estudiada por Broderick en 1929).

La bibliografía sobre depósitos zeolíticos hidrotermales es muy voluminosa, por lo que nos limitaremos aquí a aquellos casos que tienen relación con su presencia en sedimentitas. Ya en 1879, Daubrée descubrió que en las cañerías de los baños romanos de Plombières y otras localidades francesas se habían depositado chabazita, phillipsita y natrolita por acción de las aguas termales que salen a temperaturas máximas de 70° C. En 1900, Weed describió una asociación de estilbita, calcita, cuarzo y ópalo en venas relacionadas con las termas de Boulder, Montana, que tienen 73° C. Por su parte, Fenner (1936) puso de manifiesto que en Parque Nacional de Yellowstone la formación de clinoptilolita y analcima tiene lugar cuando las soluciones hidrotermales actúan entre 125 y 155° C.

Estos pocos datos sirven para dar una idea de las temperaturas formadoras de zeolitas. Pero, aparte de esta cuestión, las observaciones de campo parecen indicar que la zeolitización de sedimentitas por acción hidrotermal está condicionada por la presencia de vidrio volcánico o de sus productos arcillosos de alteración. Dicho de otra manera: las soluciones calientes zeolitizan las rocas sedimentarias siempre que posean cantidades apreciables de vidrio volcánico que, como es natural, sólo se encuentra en ellas bajo la forma de trizas provenientes a su vez de cenizas volcánicas. De no existir el componente piroclástico, la formación de zeolitas se dificulta,

o, si aparecen, se concentran en espacios libres reales o virtuales (cavidades, poros, vesículas, grietas, planos de diaclasa, etc.), por donde han migrado y actuado las soluciones. En cambio, si las zeolitas reemplazan componentes de las sedimentitas, o forman el cemento de ellas, debe considerarse que existió allí, o en las cercanías, una relativa abundancia de material vítreo. Prácticamente toda la bibliografía sobre zeolitas hidrotermales de rocas sedimentarias demuestra que la sustancia original era piroclástica; así, por ejemplo, la yugawaralita fue hallada en una toba andesítica modificada por una fuente termal (Sakurai y Hayashi, 1952). En base a estas consideraciones estimamos que debe esperarse la aparición de zeolitas de origen hidrotermal en todo tipo de tobas (vítreas, cristalinas, líticas e ignimbríticas), tufitas, brechas, areniscas, grauvacas, pelitas tobáceas y sus derivados de descomposición.

La alteración hidrotermal de sedimentitas piroclásticas ha sido muy bien estudiada por Steiner (1955), quien ha sacado buen provecho de las magníficas oportunidades para la observación que brinda el territorio neocelandés. Según este autor, en tobas y brechas ácidas —o en fangolitas y argilitas derivadas de ellas— las soluciones calientes saturadas de sílice producen una zonación que, en orden de actividad creciente, sería como sigue:

- 1) Zona del lavado ácido superficial: caracterizada por la formación de caolinita, alunita y ópalo.
- 2) Zona de argilización: el vidrio volcánico es transformado en arcillas montmorilloníticas. Las plagioclasas pueden estar reemplazadas por calcita.
- 3) Zona de zeolitización: ésta se superpone sobre la zona de argilización y está caracterizada por una región superior con mordenita y heulandita subordinada, y una inferior con wairakita y a veces laumontita.

- 4) Zona de feldespatización: está caracterizada por albita o adularia que reemplazan a las plagioclasas básicas.
- 5) Zona de hidromica: las plagioclasas son reemplazadas por este mineral.

Esta zonación hidrotermal de rocas piroclásticas está ligada con la profundidad a que han actuado las soluciones. La hemos transcripto aquí porque consideramos que puede resultar de interés para el geólogo que debe tratar estas cuestiones.

Pero aparte de este aspecto, tiene gran importancia la posible secuencia de formación de las distintas especies de zeolitas. Para este fin se aplica generalmente la llamada "regla de Cornu" (1908), autor que estableció que estos minerales cristalizan, con temperaturas decrecientes de las soluciones formadoras, en un orden que corresponde a la hidratación creciente. Esta regla ha sido revisada modernamente en base a otras características de las zeolitas, en especial la relación Al:Si y el índice de energía (Kostov, 1960). El orden de formación que da este autor para las especies principales, de las temperaturas más bajas a las más altas, es el siguiente:

1. Mordenita
2. Estilbita
3. Heulandita
4. Epistilbita
5. Chabazita
6. Laumontita
7. Escolecita
8. Gismondita
9. Thomsonita

Este orden teórico puede ser modificado localmente, en particular por la disponibilidad de sílice libre, pero en general parece funcionar bastante bien. Así, en las amígdalas de los basaltos tholeiíticos de Brasil meridional, Ma-

son y Greenberg (1954) encontraron que la secuencia era mordenita-heulandita-estilbita; en los basaltos de Antrim, Irlanda, Walker (1960) describió la siguiente serie de zeolitas amigdalares: (estilbita - heulandita) - (analcima - natrolita) - (chabazita-thomsonita) - (gismondita).

Retornando a la cuestión de las zeolitas de rocas sedimentarias, es de esperar que las aguas hidrotermales depositen de preferencia aquellas especies que se forman a bajas temperaturas. La analcima no figura en la lista de Kostov, pero los datos de su asociación en el campo indicarían que ocupa una posición cercana a la de la heulandita.

Creemos que está suficientemente probado que pueden originarse zeolitas en rocas piroclásticas por la acción de soluciones hidrotermales. Para citar un caso de nuestro país —son numerosos los ejemplos que hemos registrado en la revisión bibliográfica—, González Bonorino (1944) atribuye esta génesis a la gmelinita del valle del Alto río Chubut. De esto se deduce que, cuando se encuentre una formación sedimentaria zeolitizada, el investigador debe actuar con cautela y determinar si en la región en estudio existen señales de actividad hidrotermal, presente o pasada. En casos de ambigüedad, la zonación y el orden de cristalización que hemos descripto pueden resultar de utilidad. Estas precauciones son indispensables antes de asignar a estos minerales cualquiera de los otros dos orígenes.

Las zeolitas hidrotermales de las rocas sedimentarias son independientes de las condiciones ambientales que predominaron en el momento de formación del depósito que las contiene. Carecen por lo tanto de valor diagnóstico desde el punto de vista paleoecológico y paleoclimático. En este aspecto, son mucho más promisorias las zeolitas de origen sedimentario *sensus stricto* que consideraremos de inmediato.

## PROCESOS SEDIMENTARIOS

En este conjunto de procesos se interpreta que las zeolitas se han originado como resultado de reacciones entre líquidos y sólidos, como en las teorías anteriores, pero los primeros provienen del propio ambiente de sedimentación y no han sido introducidos desde afuera.

Aunque las teorías sobre esta génesis derivaron de observaciones de campo en regiones totalmente desprovistas de actividad hidrotermal, en última instancia se apoyan en dos comprobaciones efectuadas en ambientes distintos: presenciade cristales de phillipsita en fangos abisales (Murray y Renard, 1891) y de analcima en un barreal cuaternario (Ross, 1928). La importancia de estos dos hallazgos estriba en el hecho de que, por haberse comprobado la formación de zeolitas en condiciones normales de sedimentación, quedó eliminada o perdió importancia la barrera térmica erigida por las experiencias de laboratorio, que requerían temperaturas superiores a los 100°C, y a veces cercanas a los 300°C, para la síntesis de estos minerales. Para el caso concreto de la phillipsita, la temperatura de formación se consideró muy cercana a 0°C, que es la de las aguas oceánicas abisales.

Asentado que algunas zeolitas pueden formarse en las condiciones térmicas normales de la superficie terrestre, los numerosos casos que hemos sintetizado en las páginas anteriores suministran elementos de juicio para determinar, dentro de lo posible, bajo qué circunstancias cabe esperar su generación.

La bibliografía mundial pone de manifiesto, como primera conclusión, que las zeolitas sedimentarias van prácticamente siempre asociadas con cenizas volcánicas. Para esto no es necesario que estos productos formen capas independientes, sino que basta con que el material piroclástico esté presente como componente más o menos abun-

dante. Por lo tanto, cualquier roca tobácea (toba, tufita, ciertas grauvacas, etc.), puede ser el punto de partida para la formación de estos minerales.

En la mayoría de los casos descriptos, la relación entre los componentes piroclástico y zeolítico es bastante clara, pero hay, sin embargo, ocasiones en que es difícil de establecer. Esto sucede cuando las zeolitas se encuentran en rocas arcillosas cuya ascendencia no se puede determinar. Pero aún en estos ejemplos dudosos hay generalmente una asociación de zeolitas-bentonitas, lo que autoriza a suponer que se ha originado por descomposición montmorillonítica del vidrio volcánico. En realidad, zeolitas y montmorillonoides van casi siempre de la mano, lo que ha inducido a algunos autores (en especial Bramlette y Posnjak, 1933; Kerr y Cameroon, 1936) a considerar que la zeolitización de las cenizas es un estadio intermedio en su proceso de alteración arcillosa. Esta interpretación debe ser tomada con cautela, a nuestro juicio, pues es manifiesto que la montmorillonitización es un fenómeno mucho más universal que la zeolitización y si ambas marchan juntas a veces ello debe atribuirse a condiciones particulares que es necesario tener en debida cuenta.

Aceptado en principio que el vidrio volcánico sería la sustancia madre de las zeolitas, hay un acuerdo casi general entre los autores que se han ocupado de este problema — particularmente Stringham (1952) y Noll (1936) — de que se requiere además un medio alcalino, preferentemente sódico. Las razones para esta interpretación son fáciles de comprender desde el punto de vista químico: el vidrio original debe ser hidrolizado e hidratado, con pérdida de las bases (Fe, Mg, Ca) y enriquecimiento en álcalis. Esto es estrictamente cierto para analcima y phillipsita, cuyos contenidos respectivos de sodio son de 13 % y algo más de 10 %; pero otras especies, en particular heulandita-clinoptilolita ( $\text{Na}_2\text{O}$ : de 1,15 a 2,95 %;

$K_2O$ : de 0,3 a 2,74 %) y erionita (con alrededor de 1,6 % de álcalis) no requerirían introducción de soda y/o potasa, por lo que podrían derivar de un vidrio ácido mediante lixiviación de bases y pérdida de sílice.

En este aspecto, debe destacarse que las zeolitas que aparecen con mayor frecuencia en rocas sedimentarias (analcima, phillipsita, heulandita y erionita) son todas alcalinas; las especies cálcicas como la laumontita, si bien han sido descritas se interpretan desde un punto de vista genético diferente (véanse: Procesos diagenéticos submetamórficos).

De cualquier modo que sea, es evidente que la conversión del vidrio volcánico en zeolitas requiere la participación de agua. Por este motivo, y apoyados en criterios estructurales y paleontológicos de las rocas, la mayoría de los autores considera que la zeolitización es un fenómeno propio de ambientes subácuos. Las pruebas geológicas son muy concluyentes en este sentido y por ello estimamos que esta interpretación ha de ser correcta para la mayoría de los casos. Sólo resta estudiar, con cierto detalle, los tipos ambientales que pueden conducir a la zeolitización.

Es indudable que la formación de zeolitas muy alcalinas sólo puede producirse en presencia de soluciones ricas en soda o potasa, en especial la primera. Dos tipos de ambientes poseen aguas con esas sustancias en cantidad:

- a) el marino (y posiblemente el parálico)
- b) el lacustre o palustre de regiones áridas o semiáridas.

En contra de lo que tal vez podría esperarse, nuestra revisión bibliográfica ha puesto de manifiesto que son más frecuentes las formaciones zeolitíferas continentales que las marinas. Estas últimas predominan al parecer en Rusia y Nueva Zelandia, pero casi todos los

ejemplos norteamericanos y la totalidad de los argentinos corresponden a las primeras. La aparente menor abundancia de zeolitas formadas en ambientes marinos podría deberse a que quizás no hayan sido muchos los lugares donde se han acumulado grandes cantidades de cenizas volcánicas; el geosinclinal neocelandés parece ser el ejemplo más grandioso de este tipo de sedimentación. Con todo, es posible que se encuentren zeolitas en otros lugares: el Atlántico sur, en las proximidades de las costas argentinas, podría ser uno de los sitios favorables, pues se ha demostrado (Teruggi, 1954; datos no publicados de las campañas del buque oceanográfico Vema) que predominan los fangos terrígenos de naturaleza piroclástica.

Las zeolitas de origen marino, aunque resultaron más abundantes de lo que se estima actualmente, tienen menor interés para la paleoecología que las continentales de tipo lacustre-palustre, pues para que éstas se formen se requieren cuerpos de aguas alcalinas. Las condiciones de alcalinidad sólo se alcanzan en ambientes áridos o semiáridos donde, en las partes deprimidas, se producen acumulaciones hídricas bajo la forma de lagunas, pantanos y barreales, permanentes o temporarios. La fuerte evaporación en estas cuencas sin desagüe provoca la creciente alcalinidad de las aguas, con predominio de sulfatos, bicarbonatos y carbonatos, principalmente de sodio, derivados del lavado por lluvias ocasionales de las rocas circundantes. Estas sales concentradas reaccionarían con las cenizas volcánicas caídas intermitentemente en los cuerpos de agua y determinarían la zeolitización del vidrio volcánico, con la consiguiente liberación de sílice, que muy a menudo participa en el ciclo diagenético. La presencia de analcima autógena en barreales cuaternarios es la más fuerte prueba en favor de esta teoría (Ross, 1926).

Creemos, en base a toda la evidencia acumulada hasta el presente, que esta génesis de las zeolitas en sedimentos piroclásticos continentales es esencialmente correcta. Por lo tanto, estimamos que las especies ricas en álcalis — principalmente la analcima, ya que la phillipsita parece hallarse restringida a fondos abisales — son indicadoras de ambientes lacustres o palustres y de condiciones de alcalinidad de sus aguas, lo que en última instancia se debe a circunstancias climáticas de aridez o semiaridez. En esta interpretación, el valor de la analcima como indicador ambiental sería muy grande. Las dos formaciones con desarrollo espectacular de analcima autógena, la Green River de Estados Unidos y el grupo Chubutiano de Patagonia, se explican perfectamente según esta interpretación, con excelente ajuste de los datos litológicos y paleontológicos. Algunos autores, particularmente Rengarten (1950) y Van Houten (1962), consideran además que la formación de zeolitas requiere períodos de oxidación, o sea que la laguna o pantano debe desecarse intermitentemente, con lo que se convierte en un barreal. El autor ruso manifiesta además que estas fases de oxidación deben verificarse en los sedimentos marinos como condición imprescindible para la formación de zeolitas. Aunque esta interpretación del barreal, o de *mud-flat* en el caso de ambientes litorales, no está del todo confirmada, para las asociaciones zeolíticas continentales parece ser una posibilidad que concuerda bien con muchos ejemplos estudiados.

Menos valiosas como indicadores ambientales parecen ser las zeolitas con contenido más bajo en álcalis, como heulandita y erionita, pues si bien nada se opone a que se formen en ambientes similares a los anteriores, pueden también generarse en cuencas de aguas dulces. Deffeyes (1959) ha señalado esta posibilidad y, sobre la base de investigaciones realizadas por Hovestadt (1902), manifiesta que el agua pura reacciona

con el vidrio e intercambia iones de hidrógeno por sodio y potasio, con lo que se hace alcalina y con ello aumenta su capacidad para disolver sílice. Por esto, mediante hidrólisis del vidrio volcánico se generarían condiciones de alcalinidad que son independientes del ambiente sedimentario. Esta posibilidad no debe perderse de vista cuando se investiguen sedimentitas zeolitíferas y obliga a extremar las precauciones, explorando los indicios paleontológicos y litológicos antes de formular una conclusión definitiva. Gibbons *et al.* (1960) atribuyen precisamente a aguas subterráneas de naturaleza meteórica el origen de las zeolitas que describen, y apoyan su conclusión en el hecho de que la phillipsita de fangos abisales se formó bajo la acción de aguas marinas suavemente alcalinas (pH 7,5 a 8,4).

No debemos omitir de señalar que en opinión de algunos autores es posible la formación de zeolitas a partir de minerales de las arcillas. Noll (1936) pudo sintetizar montmorillonita y analcima a partir de caolinita, en condiciones de fuerte salinidad y con temperaturas cercanas a 300° C; más recientemente, Foster y Feicht (1946) obtuvieron analcima de la caolinita por medio de fuertes soluciones sódicas, a temperaturas de 90° C y presión normal. Estas experiencias son muy significativas a pesar de las limitaciones térmicas y por ello queda en pie, para futuras investigaciones, la cuestión de si las zeolitas, bajo ciertas condiciones, son sólo una fase estable del pasaje vidrio-montmorillonita o si representan una alteración que, en última instancia, es independiente de la formación de arcillas.

Otro hecho que resulta singular para quien ha estudiado pilas sedimentarias piroclásticas zeolitizadas, es la presencia de capas ricas en esos minerales que alternan con otras pobres o desprovistas de ellos (véase la distribución de analcima en el Chubutiano; Teruggi, 1952); incluso suelen aparecer estratos constituidos únicamente por zeolitas

(son las rocas para las cuales Deffeyes, en 1959, propone el nombre de zeolititas; Joulia *et al.*, en 1958, ya hablaban de analcimolitas sedimentarias). Esta cuestión de la distribución irregular puede encararse suponiendo que las distintas capas difieren en la composición de las cenizas volcánicas primitivas, de modo que se zeolitizarían más y mejor aquellas que menos difieren del quimismo de la especie resultante. Pero cabe también la alternativa de que la pila sedimentaria sea de naturaleza piroclástica similar, y que en ciertos niveles hayan predominado condiciones especiales que favorecieron la formación de zeolititas. Las dos posibilidades son factibles desde el punto de vista teórico (Mason y Sand, 1960), pero sobre la base de nuestra experiencia del grupo Chubutiano, nos inclinamos por la segunda. La circulación de aguas dentro de los sedimentos acumulados, y sus posibles diferencias composicionales, parecen ser suficientes para provocar o no la zeolitización de ciertas capas; en este respecto, mucha ha de ser la importancia de la permeabilidad o impermeabilidad de las rocas originales. Como antecedente, podemos citar la contribución de Gibbons *et al.* (1960), quienes han demostrado que en la formación Oak Spring, del Terciario de Nevada, la zeolitización ha sido controlada por la relación entre rocas impermeables y permeables, siendo más intensa en la parte basal de éstas, junto al contacto con las primeras. Estiman, por otra parte, que las rocas impermeables no se zeolitizan, y ésa podría ser la razón por la que parecen faltar en ignimbritas (Ross y Smith, 1960).

Queda un último aspecto en este problema sobre el cual no hay muchos datos. Se refiere al tiempo necesario para que, a partir de un depósito piroclástico, se originen zeolititas autógenas bajo condiciones adecuadas. Si bien se acepta que este fenómeno es diagenético, en sentido amplio, se ofrecen sin embargo

varias alternativas: eusingénesis, parasíngénesis y epigénesis. En el primer caso, las zeolititas se formarían en la superficie misma del sedimento, a medida que éste se va depositando; en el segundo, la transformación tendría lugar dentro de la masa sedimentaria, mientras ella está todavía influenciada por el ambiente, en este caso las aguas de la cuenca, sean alcalinas o no; en la tercera posibilidad, se implicaría que las zeolititas se originaron dentro del depósito, como en el ejemplo anterior, pero bajo condiciones físicas y químicas distintas de las ambientales.

Las observaciones geológicas y litológicas tienden en general a apoyar la segunda interpretación, o sea que las zeolititas serían parasíngénicas. El lapso de tiempo que debe transcurrir para que se produzca la reacción entre el vidrio y las aguas no ha sido determinado. Sólo Deffeyes (1959), en base a los estudios sobre alteración de vidrios ópticos de Hovestadt (1908), estima que las trizas vítreas del tamaño común en rocas piroclásticas podrían ser disueltas en un período variable entre 200 y 300 años. Esta estimación es puramente conjetural, pero en líneas generales refleja la creencia de algunos autores de que no ha de mediar mucho tiempo entre la caída de cenizas en la cuenca y su zeolitización parcial o total por la acción de aguas más o menos alcalinas. Estimamos que cualquier cifra de años es hipotética y que la mencionada por Deffeyes es seguramente muy baja, pero se requieren muchas investigaciones antes de tener ideas definitivas sobre este asunto. El estudio de los barreales actuales podrá tal vez arrojar luz sobre esta interesante cuestión.

Un grupo importante de investigadores, en especial los de la escuela neocelandesa, se inclinan por la teoría de que las zeolititas sedimentarias son de origen epigénico. Esta interpretación nos lleva a la tercera posibilidad que consideraremos de inmediato.

PROCESOS DIAGENÉTICOS  
SUBMETAMÓRFICOS A METAMÓRFICOS

Los trabajos de Coombs (1950, 1954) sobre las zeolitas de la pila sedimentaria geosinclinal de Nueva Zelandia culminaron en la propuesta conjunta (Coombs *et al.*, 1959) de una facies de zeolitas, que en forma más incompleta ya había sido postulada por Fyfe *et al.* (1958). Si bien la facies comprende zeolitas sedimentarias y otras que no lo son (como las de rocas ígneas, de zonas mineralizadas, etc.), aquéllas forman uno de los grupos más importantes.

En esencia, la facies es mineralógica y no metamórfica, de modo que ocuparía el "hueco" entre diagénesis y esquistos verdes, que constituyen el comienzo del metamorfismo regional. Los factores esenciales para el desarrollo de las zeolitas sedimentarias, aparte del material piroclástico original y la presencia de agua abundante (meteórica, infiltrada, hidrotermal, lacustre, marina residual, etc.), serían las temperaturas y presiones crecientes, que a su vez están determinadas por la profundidad a que han sido sepultadas las capas sedimentarias.

Según Coombs (1954), la zeolitización resultaría en esencia un proceso metasomático ayudado por temperatura y presión, pero de tipo complementario y no resultante de la introducción de sustancias desde fuera de la pila sedimentaria. Las especies características son heulandita, analcima y laumontita, que se suceden con profundidad creciente, dando lugar a la siguiente serie de cambios mineralógicos:

- 1) Alteración del vidrio volcánico en heulandita y/o analcima (ambas se forman desde la superficie hasta una profundidad de unos 4.500 m, pero la primera persiste un poco más hacia abajo).
- 2) Reemplazo de la analcima por albita y cuarzo. Esta transición tendría lugar a unos 200° C.

2a) Reemplazo de la heulandita por laumontita y de las plagioclasas básicas por albita-laumontita.

3) Sustitución de la laumontita por pumpelleyita y prehnita.

En base a esta secuencia, se tendría que la facies de zeolitas comprende dos estadios: uno de grado bajo, con heulandita y/o analcima, y otro de grado superior, con laumontita-albita. La asociación pumpelleyita-albita no corresponde a esta facies y se considera que podría constituir la parte inferior de los esquistos verdes.

Las variaciones zeolíticas con la profundidad, estudiadas en la pila piroclástica geosinclinal, parecen ser concluyentes, y las experiencias de laboratorio efectuadas por Coombs *et al.* (1959) tienden a confirmar la interpretación de estos autores.

El establecimiento de esta facies de zeolitas obliga a considerar seriamente las posibilidades de un origen diagenético a submetamórfico de estos minerales, bajo la acción de temperaturas suaves y presiones moderadas. Es evidente que si en cualquier región se encuentra una secuencia como la descrita, es ésta la interpretación más correcta en base a los conocimientos actuales. Con todo, en importantes formaciones zeolitíferas, como la Green River de Estados Unidos y el Chubutiano de Patagonia, no se ha registrado la presencia de laumontita, además de que en esta última la analcima aumenta con la profundidad, aunque se está por encima del límite teórico inferior de 4.500 m fijado por Coombs *et al.* (1959). Estas cifras absolutas requieren un manejo cauteloso, pues debe tenerse en cuenta que el gradiente geotérmico es variable según las regiones y que por ello no es posible generalizar mucho sobre profundidades. Además, varios autores rusos han descrito la asociación analcima-laumontita, lo que se contrapone a las ideas anteriores.

Si bien los autores neocelandeses manifiestan que la facies descripta abarca el intervalo — tan poco conocido — que liga la diagénesis con el metamorfismo, no está claro en qué momento finaliza la primera para dar lugar el segundo. Hay por lo tanto un elemento de incertidumbre que impide precisar cuál es el punto de partida de esta zeolitización. Tal como se interpreta el proceso, éste sería epigenético sin duda alguna, pero auxiliado por temperaturas y presiones que lo llevan a la misma frontera del metamorfismo (recuérdese inclusive que la propuesta de una subfacies pumpeleyita-prehnita extiende todavía más hacia la diagénesis la facies de esquistos verdes). Estamos pues en presencia de una especie de “tierra de nadie”, sobre la cual es muy aventurado abrir juicio con los datos y elementos actuales.

De cualquier modo que sea, parece probada la posible generación de zeolitas “sedimentarias” por procesos diagénéticos rayanos en el metamorfismo, y por ello, ante una serie zeolitífera cualquiera, no deberá perderse de vista esta posibilidad. Con todo, muchas formaciones zeolíticas no puede explicarse con esta interpretación, ya falta de pruebas de acción hidrotermal, sólo queda suponer que son de naturaleza estrictamente sedimentaria.

#### CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES PARA LA ARGENTINA

En las páginas anteriores hemos pasado revista a todas las descripciones encontradas en la literatura mundial (nuestra búsqueda bibliográfica, aunque extensa, no puede de ningún modo estimarse completa) y hemos considerado las posibilidades de origen de las zeolitas que aparecen como componentes de rocas sedimentarias.

Las conclusiones que se pueden extraer de nuestro estudio con las siguientes:

1ª De las veintiséis especies bien fundadas de zeolitas, sólo doce han sido señaladas en asociación con sedimentitas, y de ellas únicamente *heulandita* (con su variante, *clinoptilolita*), *analcima*, *phillipsita*, *erionita*, *laumontita* y *mordenita* (ésta con dudas) son realmente importantes.

2ª Para que se formen zeolitas sedimentarias parece ser imprescindible la presencia de materiales piroclásticos, pues todos los datos disponibles tienden a indicar que el vidrio volcánico es la sustancia madre de estos minerales.

3ª Los depósitos piroclásticos, puros o impuros, pueden haberse acumulado en ambientes continentales o marinos, indistintamente, pero las zeolitas parecen ser más abundantes en los primeros que en los segundos.

4ª Las zeolitas sedimentarias —en particular *heulandita*, *analcima* y *erionita*, que con alguna frecuencia se asocian en pares— se han originado aparentemente por reacción del vidrio volcánico con aguas alcalinas, en especial las sódicas. Estas pueden ser marinas, pero en el caso de depósitos continentales presupone la existencia de cuerpos de agua someras (lagos, pantanos y más que nada barreales) en zonas áridas o semiáridas.

5ª Frecuentes casos de zeolitas en rocas piroclásticas se deben a acciones hidrotermales y por lo tanto no se las debe considerar de origen sedimentario, aunque pueden registrarse casos confusos cuando no se observen claramente vías de acceso de las soluciones ni señales de zonación de especies en profundidad.

6ª Algunas zeolitas se habrían originado por fenómenos diagénéticos, que por sus condiciones de temperatura y presión se hallan muy cercanos al dominio metamórfico. En estos casos también debe haber una zonación de especies con profundidad creciente.

7ª Se desprende que la *heulandita*, la *analcima* y la *laumontita*, por su am-

plia distribución, merecen figurar como minerales sedimentarios autógenos de importancia, y que en los casos en que se pueda probar que su origen no es ni hidrotermal ni diagenético-metamórfico, poseen gran valor como indicadores de condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas en depósitos continentales.

Las conclusiones 2ª y 3ª tienen particular interés para la geología argentina. Es un hecho bien conocido que nuestro territorio se caracteriza, desde el Mesozoico hasta la actualidad, por la abundancia de formaciones ricas en componentes piroclásticos, a tal punto que puede considerársele altamente privilegiado en este aspecto. Buena parte de estas formaciones son de tipo con-

tinental, aunque también las hay de naturaleza marina. Por estas circunstancias, y por la similitud litológica de nuestras series con las que en localidades extranjeras están zeolitizadas, es nuestra firme opinión que el ámbito argentino constituye un magnífico "campo de caza" de zeolitas sedimentarias, puesto que están dadas las condiciones esenciales que facilitan su formación.

No obstante ser muy pocos los estudios sedimentológicos especializados que hasta el presente se han realizado sobre este tema, la poca información disponible apunta decididamente en el sentido que señalamos. En efecto, hasta hoy se ha comprobado la presencia de zeolitas sedimentarias en las siguientes formaciones continentales:

<i>Formación</i>	<i>Región</i>	<i>Especie</i>	<i>Vía de identificación</i>
Victor Osenro (Triásico sup.).....	Mendoza	analcima	óptica
Serie Porfírica (Jurásico).....	Río Negro	analcima	óptica, con dudas
Chubutiano (Cretácico sup.).....	Chubut	analcima	óptica, rayos X
Sarmientense (Eoceno).....	Chubut	elinoptilolita	óptica, rayos X, D. T. A.
Santaacruzense (Mioceno).....	Río Negro	henlandita	óptica
Calchaquense? (Mioplioceno).....	Mendoza	analcima	óptica
Río Salí (Terciario).....	Tucumán	analcima	rayos X
Terciario superior.....	Salta	analcima	óptica

Fuera de esta lista, uno de nosotros (Andreis) observó la presencia de una supuesta zeolita en una toba riochiquense de Sierra Cuadrada (Chubut) e igualmente en varias muestras tobáceas del Riochiquense de Puerto Visser. Se estima que puede tratarse de clinoptilolita, pero faltan datos para asegurar su identidad.

Es nuestro propósito continuar investigando las formaciones piroclásticas con miras a confirmar o rechazar nuestras suposiciones, y a la vez contribuir en nuestra modesta medida a aclarar este importante problema de las zeolitas de las rocas sedimentarias.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ames, L. L., L. B. Sand y S. S. Goldich. 1957. *A contribution on the Hector, California, bentonite deposit.* — Econ. Geology, vol. 53, pp. 22-37.
- Baldwin, J. L. 1944. *Tupungato oil field, Mendoza, Argentina.* — Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 28, pp. 1455-1484.
- Bloomer, R. O. 1937. *Occurrence of stilbite in the Border conglomerate near Culpeper, Virginia.* — Amer. Min., vol. 22, p. 309.
- Boldyreva, A. M. 1953. *Authigenic analcime in Upper Permian sediments of the Chkalova and Aktyubinsk districts.* — Chem. Abs., vol. 48, p. 5030 f.
- Bossi, G. E. y F. R. Siegel. 1963. *Nota preliminar sobre la arcilla de la formación*

- Río Salí, provincia de Tucumán, Argentina. — Resumen para Jorn. Geol. Arg., 1963.
- Bradley, W. H. 1929. *The occurrence and origin of analcime and meerschaum beds in the Green River formation of Utah, Colorado and Wyoming.* — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 158-A.
- Bramlette, M. N. and E. Posnjak. 1933. *Zeolite alteration of pyroclastics.* — Am. Mineralogist, vol. 18, pp. 167-171.
- Broderick, T. M. 1929. *Zoning in Michigan copper deposits and its significance.* — Econ. Geol., vol. 24, pp. 149-162.
- Buryanova, E. Z. 1954. *Analcime sedimentary rocks from Tuva (S. Siberia).* — Chem. Abs., vol. 49, pp. 3751 g.
- 1956. *Authigenic laumontite from Middle Devonian sandstone of Tuva.* — Chem. Abs., vol. 51, pp. 13662 c.
- Bushinsky, G. I. 1950. *Mordenite in Jurassic, Cretaceous and Paleocene marine sediments.* — Chem. Abs., vol. 45, p. 3768 f.
- Casanova, M. 1931. *Apuntes petrográficos sobre los terrenos atravesados por los pozos de Comodoro Rivadavia y sus alrededores.* — Contr. a la 1ª Reunión Nac. de Geografía (Y.P.F.), pp. 1-40, Bs. As.
- 1939. *Mineralogía óptica. Apuntes mimeografiados; Y. P. F.*
- Chase, G. W. 1954. *Permian conglomerate around Wichita Mountains, Oklahoma.* — Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 38, pp. 2028-2035.
- Cobban, W. A. 1955. *Cretaceous rocks of northwestern Montana.* — Billings Geol. Soc. Guidebook, Sixth Annual Field Conf., pp. 107-109.
- Coombs, D. S. 1950. *The geology of the northern Taringatura Hills, Southland.* — Royal Soc. New Zealand Trans., vol. 78, pp. 426-448.
- 1952. *Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leonhardite, with a note on regional occurrences in New Zealand.* — Am. Mineralogist, vol. 37, pp. 812-830.
- 1954. *The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand.* — Royal Soc. New Zealand Trans., vol. 82, pp. 65-109.
- 1958. *Zeolitized tuffs from the Kuttung Glacial Beds near Seaham, New South Wales.* — Australian Journal Science, vol. 21, pp. 18-19.
- Coombs, D. S., A. J. Ellis, W. S. Fyfe and A. M. Taylor. 1959. *The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis.* — Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 17, pp. 53-107.
- Cornu, F. 1908. *Über die Paragenese der Minerale, namentlich die der Zeolithe.* — Osterr. Z. Berg-Hüttenw., vol. 56, pp. 89-93.
- Crawford, A. L. and H. O. Cowles. 1932. *The Fuller's earth deposit near Aurora, Utah.* Utah Acad. of Sci. Proc., vol. 9, pp. 55-60.
- Dana, E. S. 1932. *A textbook of Mineralogy.* — John Wiley & Sons, New York.
- Daubrée, A. 1879. *Études synthétiques de géologie expérimentale.* — Paris.
- Dane, C. H. 1954. *Stratigraphical and facies relationships of upper part of Green River Formation, etc.* — Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 38, pp. 405-425.
- Deer, W., R. Howie and J. Zussman. 1963. *Rock forming minerals.* — Vol. 4, Longmans, London.
- Deffeyes, K. S. 1959. *Zeolites in sedimentary rocks.* — Journ. Sed. Petrology, vol. 29, pp. 602-609.
- Dzotsenidze, G. S. and N. I. Skhirtladze. 1953. *Analcime horizon in the coal-bearing rocks of the Kutais-Gelati district.* — Chem. Abs., vol. 49, p. 7461 g.
- Dzotsenidze, G. S., N. I. Skhirtladze and I. D. Chechelashvili. 1956. *Lithology and paleogeography of the Middle Jurassic coalbearing deposits.* — Chem. Abs., vol. 51, p. 4229 a.
- Eakle, A. S. 1898. *Erionite, a new zeolite.* — Amer. Journ. Sci., ser. 4, vol. 6, p. 66.
- Ermolova, E. P. 1955. *Analcime and mordenite in Oligocene and Miocene deposits of western Transcaucasia.* — Mineralogical Abs., vol. 31, p. 183.
- Fenner, C. N. 1936. *Bore-hole investigations in Yellowstone Park.* — J. Geol., vol. 44, pp. 225-315.
- Foster, W. D. and F. L. Feicht. 1946. *Mineralogy of concretions from Pittsburgh coal seam, with special reference to analcime.* — Amer. Min., vol. 31, pp. 357-364.
- Fyfe, W. S., F. J. Turner and J. Verhoogen. 1958. *Metamorphic reactions and metamorphism* — Geol. Soc. Amer. Memoir n° 73.
- Gibbons, A., E. Heinrichs and T. Botinelly. 1960. *The role of impermeable rocks in controlling zeolitic alteration of tuffs.* — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, pp. 473-475.
- Gilbert, C. M. 1951. *Laumontite from Anchor Bay, Mendocino County, California.* — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 62, p. 1517.
- Gilbert, C. M. and M. G. McAndrews. 1948. *Authigenic heulandite in sandstone, Santa Cruz County, California.* — J. Sediment. Petrol., vol. 18, pp. 91-99.
- Goldberg, E. D. and G. O. S. Arrhenius. 1958. *Chemistry of Pacific pelagic sediments.*

- *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 13, pp. 153-212.
- González Bonorino, F. 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la hoja 41b-Río Foyel (Territ. Río Negro)*. — Bol. Direc. Minas Geol. Hidrología n<sup>o</sup> 56, pp. 1-124.
- 1946. *Contribución a la petrología del Noroeste de la Patagonia*. — Rev. Museo La Plata, sec. Geol., t. IV, pp. 1-89.
- Hayashi, H. and T. Sudo. 1957. *Zeolite-bearing bentonites*. — Mineral. Journ. Japan, vol. 2, pp. 196-199.
- Heady, H. H. 1952. *Differential thermal study of Colorado oil shale*. — Amer. Min., vol. 37, pp. 804-811.
- Heald, M. T. 1956. *Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts*. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 67, pp. 1133-54.
- Hey, M. H. and A. E. Mourant. 1933. *Epistilbite from Jersey*. — Bull. Soc. Jersiaise, vol. 12, p. 104.
- Hovestadt, H. 1902. *Jena glass and its scientific and industrial applications*. — Macmillan & Co., New York.
- Hutton, C. O. 1949. *Occurrence of leonhardtite*. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 60, pp. 1939-1940.
- Joulié, F., M. Bonifas, Th. Camez, G. Millot et R. Weil. 1958. *Analcimolites sédimentaires dans le continental intercalaire du Sahara Central*. — Serv. Carte Geol. Alsacie-Lorraine Bull., vol. II, p. 67.
- Kaley, M. E. and R. F. Hanson. 1955. *Laumontite and leonhardtite cement in Miocene sandstones from a well in San Joaquin Valley, California*. — Amer. Min., vol. 40, pp. 923-925.
- Keller, W. D. 1952. *Analcime in the Popo Agie member of the Chugwater formation*. — Journ. Sediment. Petrol., vol. 22, pp. 70-82.
- 1953. *Analcime in the Chinle formation of Utah correlative with the Popo Agie of Wyoming*. — Journ. Sediment. Petrol., vol. 23, pp. 10-12.
- Kerr, P. F. 1931. *Bentonite from Ventura, California*. — Econ. Geology, vol. 26, pp. 153-168.
- Kerr, P. F. and E. N. Cameroon. 1936. *Fuller's earth of bentonitic origin from Tehachapi, California*. — Amer. Min., vol. 21, pp. 230-237.
- Klockmann, F. y P. Ramdohr. 1947. *Tratado de Mineralogía*. — Versión española de 12<sup>a</sup> edición alemana, por F. Pardillo. Gustavo Gili, Barcelona.
- Kolbin, M. F. y M. L. Pimburgskayn. 1955. *Analcime in sediments of Mt. Bogdo-Old*. — Dokl. Akad. Nauk. SSSR vol. 100, pp. 155-157.
- Kossovskaya, A. G. and V. D. Shutov. 1955. *Changes in the character of fragmental biotite during the process of epigenesis*. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 101, pp. 541-544.
- Kostov, I. 1960. *Composition and paragenesis of the zeolitic minerals*. — Report 21st. Internat. Geol. Congress, Norden, Part 17, p. 122.
- Mason, B. and S. S. Greenberg 1954. *Zeolites and associated minerals from southern Brazil*. — Arkiv. Min. Geol., vol. 1, p. 519.
- Mason, B. and L. B. Sand. 1960. *Clinoptilolite from Patagonia: the relationship between clinoptilolite and heulandite*. — Amer. Min., vol. 45, pp. 341-350.
- Mayes, J. W. 1947. *A further study of the Tepee Creek formation, Wichita Mountains, Oklahoma*. — Unpublished thesis, Univer. Oklahoma (citado por Deffeyes, 1959).
- Merritt, C. A. and W. F. Ham. 1941. *Precambrian zeolite-opal in Wichita Mountains, Oklahoma*. — Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 25, pp. 287-299.
- Milton, C. and H. P. Eugsten. 1960. *Mineral assemblage of the Green River Formation* (en *Researches in Geochemistry*, pp. 118-150; John Wiley & Sons, New York).
- Milton, C., E. C. T. Chao, J. J. Fahey and M. E. Mrose. 1960. *Silicate mineralogy of the Green River Formation of Wyoming*. — Utah and Colorado. Rpt. 21st. Internat. Geol. Congress, Norden, Part 21, p. 171.
- Mumpton, F. E. 1960. *Clinoptilolite redefined*. — Amer. Min., vol. 45, pp. 351-369.
- Murray, J. and A. F. Renard. 1891. *Deep sea sediments*. — Scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger, pp. 400-412.
- Noll, W. 1936. *Über die Bildungsbedingungen von Kaolinit, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim*. — Mineralog. Petrog. u. Mitt., vol. 48, pp. 210-246.
- Pelyanin, V. A. 1938. *Mineralogy and genesis of Mesozoic bauxites of the eastern slope of the Ural Mountains*. — UCHENYE Zap. Kazan State Univ., vol. 98, p. 153.
- Regnier, J. 1960. *Cenozoic geology in the vicinity of Carlin, Nevada*. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, p. 1189.
- Rengarten, N. V. 1940. *Authigenic analcime in the Kazanian sandstones of the Kirov region*. — Mem. Soc. Russe Min., ser. 2, vol. 69, pp. 50-53.
- 1945. *A zeolite from the mordenite group in the Upper Cretaceous and Paleocene marine deposits of the eastern slope of the Urals*. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 48, pp. 619-622.

- 1950. *Laumontite and analcime from Lower Jurassic deposits in northern Caucasus*. — Dokl. Nauk SSSR, vol. 70, pp. 485-488.
- Ross, C. S. 1928. *Sedimentary analcite*. — Amer. Min., vol. 13, pp. 195-197.
- Ross, C. S. and R. L. Smith. 1961. *Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification*.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper 366, pp. 1-81.
- Rozendal, R. 1956. *Analcime in lignite*. — South Dakota Acad. Sci. Proc., vol. 35, pp. 39-41.
- Sakurai, K. and A. Hayashi. 1952. *Yugawaralite, a new zeolite*. — Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. II, pp. 69-77.
- Shannon, E. U. 1921. *Massive laumontite from Montana*. — Amer. Min., vol. 6, pp. 6-7.
- Speden, I. G. 1956. *The geology of the Catlins District, South-east Otago*.—Thesis, Univ. Otago (citado por Coombs et al., 1959).
- Staples, L. W. and J. A. Gard. 1959. *The fibrous zeolite erionite*. — Min. Soc. Notice n° 102.
- Steiner, A. 1955. *Hydrothermal rock alteration*. — Dep. Sci. Industr. Res. Bull. n° 2, vol. 117, pp. 21-26.
- Stringham, B. 1952. *Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals*. — Econ. Geology, vol. 47, pp. 661-664.
- Strunz, H. 1957. *Mineralogische Tabellen*. — Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig.
- Teruggi, M. E. 1954. *Características granulométricas y mineralógicas de algunos fangos marinos del Golfo San Jorge*. — Rev. Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat., Geol., t. III, pp. 229-246.
- 1962. *Sobre la presencia de analcime sedimentaria en el Chubutiano del codo del río Senguerr (Chubut)*. — Rev. Museo La Plata, Sec. Geol., t. V, pp. 193-217.
- Tourtellot, H. A. 1946. *Tertiary stratigraphy in the northeastern part of the Wind River Basin, Wyoming*. — U. S. Geol. Survey Oil and Gas Invest. Prelim. Chart 22.
- Tyrrell, G. W. and M. A. Peacock. 1926. *The petrology of Iceland*. — Royal Soc. Edinburgh Trans., vol. 55, pp. 62-63.
- Van Houten, F. B. 1962. *Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, etc.* — Amer. Journ. Sci., vol. 260, pp. 561-576.
- Vasilev, V. S. 1954. *Mordenite in Mesozoic and Cenozoic sediments of the lower Volga Basin and western Kazakhstan*. — Chem. Abs., vol. 48, p. 13560 a.
- Vasilev, V. S., M. F. Kolbin and V. N. Krasnova. 1956. *Zeolites in the Mesozoic and Cenozoic deposits of the Pcnza area*. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 111, pp. 410-412.
- Vernet, J. P. 1961. *Concerning the association montmorillonite-analcime in the series of Stanleyville, Congo*.—Journ. Sed. Petrol., vol. 41, pp. 293-296.
- Vilela, R. 1952. *Descripción geológica de la hoja 48 c. Ensanche Sarmiento (Gov. Militar Comodoro Rivadavia)*. Dir. Nac. Min., inédito.
- Walker, G. P. L. 1960. *The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland, Part III*. — Miner. Mag., vol. 32, p. 503-527.
- Wanless, H. R. 1922. *Lithology of the White River sediments*. — Am. Philos. Soc. Proc., vol. 61, pp. 184-203.
- Weed, W. H. 1900. *Mineral vein formation at Boulder hot springs, Montana*. — U. S. Geol. Survey, 21st Annual Rep., Pt. 2, pp. 233-255.
- Weeks, A. D., B. Levin and R. J. Bowen. 1958. *Zeolitic alteration of tuffaceous sediments and its relation to uranium deposits in the Karnes County area, Texas*. — Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 69, p. 1659.
- Young, J. A. 1939. *Minerals from deep sea cores and surface deposits of Bermudian calcareous sediments*. — Amer. Journ. Sci., vol. 237, p. 798.
- Yussen, J. C. 1935. *Resumen de un estudio petrográfico del pozo Y.P.F. n° 1, de Cacheuta (Mendoza)*. — Bol. Inform. Petroleras (febrero), pp. 43-64.
- Zen, E. An. 1959. *Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile*.—Journ. Sed. Petrol., vol. 29, pp. 513-539.
- Zuffardi, P. 1944. *Descripción de algunas rocas de la región de los lagos Argentino y Viedna*. — Bol. Acad. Ciencias Córdoba, t. XXXVII, pp. 209-255.

Manuscrito recibido en agosto de 1963.

## LA GEOLOGIA DEL TUNGSTENO EN ARGENTINA

POR W. C. STOLL

Escuela de Geología, Universidad de Chile

### RESUMEN

En las Sierras Pampeanas los yacimientos de tungsteno están relacionados con intrusivos tonalíticos a graníticos del ciclo tectomagmático Precámbrico. Otros depósitos similares en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza están probablemente relacionados a granitos hercínicos. El tungsteno se presenta en la forma de diseminaciones en granito, pegmatitas y aplitas con tungsteno, vetas de cuarzo con wolframita o scheelita, o ambas, y yacimientos de reemplazo de scheelita en caliza cristalina y granulita. Las vetas son de origen pneumatolítico e hidrotermal y los depósitos de reemplazo son pneumatolíticos de contacto. Salbandas micáceas, algunas de ellas ricas en especies minerales y elementos raros, son características de las vetas formadas a mayores temperaturas. Las salbandas son zonas de reacción entre los fluidos mineralizantes y las rocas encajadoras.

Los yacimientos de tungsteno tienen un origen común con otros yacimientos que contienen estaño, molibdeno y fluor. Vetas de oro-cuarzo y cuarzo-galena-esfalerita precámbricas en las Sierras Pampeanas son probablemente de la misma descendencia que los yacimientos de tungsteno.

Los yacimientos de reemplazo se encuentran en rocas metamórficas generalmente distantes de intrusivos graníticos. Las vetas se encuentran tanto en rocas metamórficas como en granitos. Pueden ser distinguidas como rellenos de fallas o de diaclasas. Las vetas en diaclasas son a menudo subhorizontales y se presentan como haces.

Los yacimientos de tungsteno y minerales relacionados se formaron por la diferenciación de magmas pegmatíticos residuales que resultaron de la cristalización de batolitos graníticos. Primero se intruyeron pegmatitas, seguidas de la formación de yacimientos de reemplazo y más tarde, vetas.

Las Sierras Pampeanas son una provincia de tungsteno-estaño-bismuto, como resultado en primer lugar, según se cree, del relativamente alto contenido de estos metales en los magmas graníticos relacionados. Esto está indicado por la amplia ocurrencia de estos yacimientos y por la formación repetida de ellos en el Precámbrico, Hercínico y en la faja de estaño-tungsteno en Bolivia, la cual es, al menos en parte, de edad terciaria. Estas repeticiones podrían significar una diferencia original de la composición de la corteza entre estas regiones y otras.

Una vez que la corteza en una región adquiere una serie distintiva de metales raros, estos metales no son necesariamente agotados por una sola época de mineralización. Aun más, muchos metales raros en los yacimientos minerales de una región son conservados dentro de sus límites y eventualmente sometidos a entierro, deformación y reabsorción por magmas, por lo cual los metales pueden en parte regresar a la corteza más profunda.

Si muchos magmas tonalíticos a graníticos de regiones continentales se forman por fusión parcial o total de diferentes capas de una corteza estratificada que varía hacia abajo de granítica a básica, entonces esas capas pueden por lo tanto ser la fuente de los metales raros, y la distribución de ellos puede variar con la profundidad en una forma análoga a las asociaciones entre metales y rocas ígneas conocidas por el estudio de yacimientos minerales. Los magmas originados de este modo a diferentes niveles de la corteza podrían, según esto, contener diferentes asociaciones de metales raros.

Los metales raros contenidos en magmas graníticos producidos por anatexis diferencial de una capa u otra de la corteza dependerían de los metales presentes en las rocas fundidas, del grado de fusión y de la solubilidad de los metales en el líquido granítico. Los más solubles serían los metales granitófilos, como W, Sn, Bi, Be, etc. La diferenciación geoquímica (en parte debida a anatexis diferencial) podría haber dado como resultado la subida y concentración de los elementos granitófilos en el sial, mientras los calcófilos y siderófilos tenderían a hundirse en el substratum (Rankama). Tal proceso sería opuesto por otros, tales como la subida de gases del manto hacia la corteza, la irrupción de magmas básicos de la corteza más baja a la más alta y la destilación de elementos volátiles calcófilos (Sb, As, Hg, Te, Se, etc.) en la corteza superior.

La diferenciación geoquímica puede haber alcanzado diferentes grados de aproximación al equilibrio en diferentes épocas y lugares. Una indicación del grado de aproximación alcanzado en una región dada sería la concentración de elementos granitófilos y otros en el sial de esa región.

Repetidas metalogénesis caracterizadas por elementos granitófilos indicarían que los magmas graníticos a los cuales los yacimientos minerales están relacionados, se originaron por refusión del sial, y si los yacimientos contienen elementos granitófilos con exclusión de otros, entonces el sial habría alcanzado un estado de equilibrio en relación a la diferenciación geoquímica postulada. Esto puede ser en forma aproximada, el caso del sial en las Sierras Pampeanas y en menor grado de la faja boliviana de estaño-tungsteno.

El origen de algunas provincias metalogenéticas puede obedecer principalmente a factores como la composición de la corteza, el grado de diferenciación geoquímica de la corteza de la provincia, y la profundidad de formación de los magmas a los que los depósitos minerales están relacionados. Una metalogénesis que se origina en magmas derivados de una capa dada de la corteza puede ser superimpuesta a otra metalogénesis anterior originada en otra capa diferente.

### ABSTRACT

In the Pampean Ranges, tungsten ore deposits are related to tonalitic to granitic intrusives of the pre-Cambrian tectomagmatic cycle. Other and similar deposits in the Frontal Cordillera of San Juan and Mendoza are probably related to Hercynian granites. The types of tungsten occurrence are disseminations in granite, tungsten-bearing pegmatites and aplites, quartz veins with wolframite or scheelite or both, and replacement deposits of scheelite in crystalline limestone and granulite. The veins are of pneumatolytic and hydrothermal origin and the replacement deposits are contact-pneumatolytic. Micaceous selvages, some rich in mineral species and in rarer elements, are characteristic of the veins formed at higher temperatures. Selvages are zones of reaction between mineralizing fluids and wall rocks.

The tungsten deposits have a common origin with other deposits containing tin, molybdenum and fluorine. Pre-Cambrian gold-quartz and quartz-galena-sphalerite veins in the Pampean Ranges are probably of the same line of descent as tungsten deposits.

The scheelite replacement deposits are in metamorphic rocks, commonly distant from granitic intrusives. Veins are found alike in metamorphic and granitic rocks. They may be distinguished either as fault- or joint-fillings. The joint-veins often are flat-lying and occur in swarms.

The tungsten and related ore deposits were formed by the differentiation of residual pegmatitic magma resulting from the crystallization of granitic batholiths. Pegmatites were intruded first, followed by the formation of replacement deposits and, later, veins.

The Pampean Ranges are a tungsten-tin-bismuth province, primarily as a result, it is thought, of the high content of these metals in the related granitic magmas. This is indicated by the widespread occurrence of these ores and by the repeated formation of them in pre-Cambrian, Hercynian and, in the Bolivian tin-tungsten belt, in Tertiary times at least in part. These repetitions might signify an original difference of crustal composition as between these and other regions.

One the crust of a region acquires a distinctive suite of rare metals, these metals are not necessarily exhausted by a single epoch of mineralization. Furthermore, many rare metals in the ore deposits of a region are conserved within its limits and are eventually subject to burial, deformation and resorption in magmas, by which the metals may return in part to the deeper crust.

If many tonalitic to granitic magmas of continental regions form by partial or total fusion of different layers of a stratified crust varying downward from granitic to basic, then these layers may likewise be the source of rare metals, and the distribution of them may vary with depth in a way analogous to the metal and igneous rock association known from the study of ore deposits. Magmas originating thus at different crustal levels might accordingly contain different rare metal assemblages.

The rare metals contained in granitic magma produced through differential anatexis would depend on the metals present in the rocks being melted, on the degree of melting and on the solubility of the metals in the granitic liquid. The most soluble would be the granitophile metals, including W, Sn, Bi, Be, etc. Geochemical differentiation (in part through differential anatexis) may have resulted in the rise and concentration of the

granitophile elements in the sial, while the chalcophile and siderophile elements tended to sink into the substratum (Rankama). Such a process would be opposed by other processes such as the rise of gases and magmas from the mantle into the crust, the irruption of basic magmas from the lower into the upper crust and the distillation of volatile chalcophile elements (Sb, As, Hg, Te, Se, etc.) into the upper crust.

Geochemical differentiation may have reached different degrees of approximation to equilibrium at different times and places. One indication of this degree of approximation reached in a given region would be the concentration of granitophile and other elements in the sial of that region.

Repeated metallogenesis characterized by granitophile elements would indicate that the granitic magmas to which the ore deposits are related originated by refusion of the sial, and if the ore deposits contain granitophile elements to the exclusion of others, then the sial may be judged to have reached an equilibrium state in regard to geochemical differentiation of the kind postulated. This, approximately, may be the case in the sial of the Pampean Ranges and to a lesser extent in the Bolivian tin-tungsten belt.

Some metallogenic provinces may be caused principally by original crustal composition, degree of geochemical differentiation in the crust of the province, and depth of origin of the magmas to which ores are related. A metallogeny originating in magmas derived from a given crustal layer may be superimposed on an earlier metallogeny arising in a different layer.

## 1. DISTRIBUCION Y EDAD GEOLOGICA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos de tungsteno se encuentran principalmente en las Sierras Pampeanas. Se conocen algunos pocos en otras regiones, en las provincias de Jujuy, San Juan, Mendoza y Río Negro. Debe haber, en total, casi mil yacimientos conocidos en el país.

En las Sierras Pampeanas los yacimientos de tungsteno están relacionados a las intrusiones graníticas del ciclo tectomagmático precámbrico. La mineralización estuvo estrechamente vinculada con magmas pegmatíticos y aplíticos.

La edad geológica de los yacimientos fuera de las Sierras Pampeanas no es conocida en todos los casos. Las vetas de cuarzo y wolframita de la mina Josefina, en la Cordillera Frontal de Mendoza, están probablemente relacionadas con los granitos hercínicos. Lo mismo sucede con los yacimientos de Arrequequintín y Agua Negra (San Juan), estudiados por Angelelli (1943), y el yacimiento hipotermal de oro-plata-bismutina San Francisco de los Andes, que también contiene algo de wolframita.

Casi se puede establecer, pues, que la mineralización del tungsteno acompañada con estaño y bismuto ocurrió

dos veces. Si uno toma en consideración la faja estannífera de Bolivia, al menos en parte de edad terciaria, que contiene muchos yacimientos importantes de tungsteno (p. ej., Pacuni, Bolsa Negra, Kami), se da cuenta que el mismo tipo de metalización se ha repetido varias veces.

## 2. TIPOS DE YACIMIENTOS Y SU MINERALOGIA

Los yacimientos argentinos se pueden clasificar según el siguiente esquema: 1) diseminaciones en granito; 2) yacimientos pegmatíticos y aplíticos; 3) vetas de cuarzo-wolframita; 4) vetas de cuarzo-wolframita-scheelita; 5) vetas de cuarzo-scheelita; 6) yacimientos de reemplazo de scheelita en granulita, y 7) yacimientos de reemplazo de scheelita en caliza.

Las diseminaciones en granito y las pegmatitas y aplitas con tungsteno son escasas y sin importancia económica. Sirven sólo para indicar la génesis del mineral. Las vetas de cuarzo con tungsteno son pneumatolíticas hasta hipotermas, o, quizás, mesotermas. Vetas epitermas con tungsteno se conocen en otras partes (p. ej., Boulder County, Colorado), pero todavía no en la Ar-

gentina. Los yacimientos de reemplazo son mayormente de alta temperatura, correspondientes a la clase "neumatolítico de contacto".

Los filones de cuarzo con wolframita son los más abundantes y productivos. Están compuestos en gran parte de cuarzo grueso, que contiene wolframita bien cristalizada en bolsones y clavos aislados. El hábito bolsoneo de las vetas es su característica más destacada. Los bolsones son de dos tipos genéricos: geodes, en los cuales los cristales de wolframita han crecido hacia dentro en espacio libre, y los núcleos de crecimiento ("soles", "ruedas"), en los cuales la wolframita ha crecido radialmente hacia afuera, a expensas del cuarzo. Mucha wolframita se halla también en las salbandas micáceas que forman los bordes de algunas vetas.

Pequeñas cantidades de scheelita acompañan a la wolframita en muchas vetas de cuarzo-wolframita. Otras clases de vetas contienen scheelita en cantidades aproximadamente iguales a las de wolframita. Esta variación en la relación cuantitativa de scheelita y wolframita se debe a las variables concentraciones de calcio en los flúidos metalíferos. El calcio probablemente provino de las calizas atravesadas por los flúidos durante su ascensión. Las vetas de cuarzo-scheelita se forman en rocas metamórficas, rara vez en granitos.

La scheelita se encuentra tanto en el cuerpo cuarzoso de las vetas como en las salbandas. Menos común es encontrarla en las cajas alteradas.

Aparte del cuarzo, los minerales de ganga más comunes en todas las vetas son muscovita y turmalina negra. Los minerales accesorios principales son: fluorita, apatita, bismutina y calcopirita. De vez en cuando se encuentra feldespato, berilo, molibdenita y bismuto nativo; pirita y blenda son más escasos. Covelina, bornita, galena y topacio son raros. Los sulfuros son siempre escasos. La casiterita se encuentra en

algunos filones wolfrámicos de La Rioja y Catamarca.

Las salbandas son típicas de muchas vetas, en especial las que yacen en rocas metamórficas. Se componen principalmente de muscovita, cuarzo y turmalina. Pueden contener, además, wolframita, scheelita, berilo, apatita, fluorita, rutilo y magnetita. Las salbandas son ricas en las especies minerales y también en las concentraciones de los elementos raros. Se produjeron por reacción química entre las rocas de caja y los flúidos silíceos con su contenido de W, Be, Cu, F, P, etc. Son indicios de alta temperatura de formación.

En los yacimientos de reemplazo en mármol, la scheelita se encuentra en tactita, cuyos componentes principales son: tremolita-actinolita, epidoto, granate, cuarzo, biotita y calcita. Mucha tactita no contiene scheelita. El epidoto es más común que el granate y muchos yacimientos no contienen granate. Apatita, titanita, diópsido, clorita y talco son menos comunes, y microelina, turmalina y wollastonita son bien escasos. Pequeñas cantidades de cordierita se presentan en tactita en la mina El Peje, en cerro El Morro (San Luis).

La cristalización de scheelita en los yacimientos de reemplazo en calizas siguió durante varias etapas de formación de tactita. Una parte de la scheelita reemplazó directamente al mármol, junto con epidoto, titanita, apatita, etc. Estos minerales fueron a su vez reemplazados con tremolita y biotita. Más scheelita fue depositada con cuarzo como una de las últimas etapas de la formación de los yacimientos. Kerr (1946, p. 19-20) ha observado que scheelita en depósitos de este tipo en Norteamérica se fue acumulando durante largo tiempo por el pasaje de flúidos de baja concentración en tungsteno a través de un medio precipitante. Los yacimientos argentinos deben estar en el mismo caso.

En cerro Los Cocos (San Luis), la scheelita se presenta en capas plegadas

de granulita, que están entremetidas en esquistos micáceos. La granulita consta esencialmente de cuarzo y andesina-oligoclasa, con cantidades menores de biotita y granate. Los minerales accesorios son scheelita, muscovita, microclina, tremolita-actinolita, turmalina, zircón, pirita, apatita, titanita, clorita y escapolita. Estos depósitos se originaron por la cristalización metamórfica de sedimentos silíceos y su metasomatismo por flúidos provenientes de un magma granítico en sus últimas etapas de cristalización.

### 3. YACIMIENTOS DE TRANSICION

Los yacimientos de tungsteno están emparentados con otros tipos de depósitos, lo cual se deduce por la observación de los yacimientos transicionales. El estaño se presenta en algunos pocos yacimientos de tungsteno, mientras molibdeno, bismuto y flúor se presentan en muchos. Los yacimientos mixtos de tungsteno y estaño son transiciones entre los ya conocidos tipos de veta con wolframita y las con casiterita.

La molibdenita se presenta en muchas vetas tungstíferas, pero las vetas de cuarzo-molibdenita parece que no se conocen en la Argentina. En cambio unas cuantas pegmatitas y aplitas con molibdenita han sido descriptas.

Algunas vetas de wolframio, notablemente las de Los Cóndores y La Bismutina, contienen minerales de bismuto (bismutina, bismutita y bismuto nativo) en cantidades suficientes como para recuperarlos económicamente. El yacimiento de oro-plata-bismutina de San Francisco de Los Andes (San Juan) contiene también wolframita en reducidas cantidades.

La fluorita es un componente muy común en los yacimientos de tungsteno. Wolframita se halla en venillas de fluorita cerca de Los Arboles (Catamarca). Vetas de wolframita, cerca de Valcheta

(Río Negro), se encuentran vecinas a yacimientos de fluorita.

Estas observaciones demuestran el parentesco que hay entre los yacimientos tungstíferos y los de estaño, bismuto, molibdeno y fluor. Todos éstos, a su vez, están en relación con pegmatitas y aplitas, productos indudables de la diferenciación magmática de cuerpos intrusivos graníticos.

En las Sierras Pampeanas, los depósitos de W, Sn, Bi, Mo, F, etc., tienen, además, relación probable con otros yacimientos precámbricos de caracteres muy distintos, así como las vetas de cuarzo aurífero y las de cuarzo con galena, blenda y calcopirita. Según Rigal (1934), las vetas de oro-cuarzo de San Ignacio contienen cantidades pequeñas de wolframita, y según Bodenbender, algunas vetas de cuarzo con galena y blenda en la provincia de Córdoba tienen concentraciones de wolframita y turmalina que las liga a los yacimientos de cuarzo y wolframita.

A base de éstas y otras observaciones es muy probable que los yacimientos con tungsteno, estaño y los otros elementos "pegmatíticos" o "granitófilos" posean origen común con los de oro-cuarzo y con algunos de los de plomo-zinc-cobre. Todos formarían una gran serie zonal que va desde la etapa pegmatítica por la neumatólitica e hipotermal hasta la mesotermal. Todos fueron formados durante una prolongada época de mineralización relacionada con el ciclo de magmatismo granítico precámbrico que González Bonorino ha esclarecido (1950).

### 4. ESTRUCTURA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos de reemplazo yacen en rocas metamórficas, mientras los filones tungstíferos yacen tanto en rocas metamórficas como en granitos. Los filones a menudo se pueden distinguir como rellenos de fallas o como rellenos de diaclasas. El mayor número de ellos

siguen diaclasas, en las cuales el movimiento ha sido solamente una dilatación o separación de las cajas. Estas son mayormente muy estrechas (rara vez más de 30 cm), pero son largas y constantes en su espesor y su dirección. Muchas vetas del tipo diaclasa se inclinan desde pocos grados hasta estar casi horizontales, y se asocian en haces o "swarms".

La estructura interna de las vetas indica que fueron formadas por un proceso de simple relleno durante una sola breve pulsación de flúidos silíceos metalíferos. No se ven evidencias de re-fracturamientos complejos ni de mineralizaciones cambiantes.

Los yacimientos de reemplazo rara vez se alojan en contactos ígneos intrusivos. Sin embargo, su mineralogía es parecida a la de muchos yacimientos de metamorfismo de contacto. La tactita con scheelita yace a lo largo de los bordes de capas de caliza cristalina que están interestratificadas con otras rocas metamórficas. Los cuerpos de tactita son delgados, aunque las calizas sean bancos gruesos.

## 5. GENESIS

Hay una asociación regional entre los yacimientos y cuerpos graníticos. Una conexión entre el tungsteno y los magmas graníticos se comprueba también por la observación de vetas de wolframita alojadas en plutones graníticos y rellenando fracturas que han sido producidas por movimientos del plutón mismo durante su emplazamiento (p. ej., El Chacho, Aguas de Ramón).

La mineralogía y las relaciones geológicas en el campo indican una estrecha relación entre los yacimientos minerales y pegmatitas o aplitas. Estas últimas casi siempre afloran cerca de los yacimientos y algunas veces contienen minerales de tungsteno. Algunos minerales "pegmatíticos" —casiterita, berilo, turmalina, flourita, apatita y

también muscovita y feldespatos— son componentes comunes de las vetas de cuarzo con tungsteno.

La estructura de las vetas, en cambio, es distinta de la de las pegmatitas. Además son más jóvenes que éstas. Aplita y pegmatita, por un lado, y yacimientos de tungsteno por otro, deben representar fracciones distintas de un magma residual pegmatítico que se acumuló mientras se fue terminando la cristalización principal del magma granítico de los batolitos. Estas dos fracciones fueron inyectadas una tras otra, bajo condiciones diferentes de temperatura, presión y estructura geológica.

El carácter geoquímico de los elementos pegmatíticos no permite que ellos encuentren alojamiento en los minerales ígneos comunes que se forman durante el período principal de la cristalización, con lo cual se explica su concentración en el magma residual (Goldschmidt).

La separación del tungsteno, estaño, bismuto, molibdeno, etc., del magma residual es otro problema aparte. Se sabe que esta separación tuvo lugar porque los minerales de tungsteno, etc., son abundantes en ciertas vetas de cuarzo, mientras son muy escasos en las pegmatitas y aplitas. La propiedad geoquímica que gobernó la repartición del tungsteno entre las dos fases puede buscarse en la volatilidad de los compuestos que existieron durante el proceso. Daubree (1841) explicó la asociación de Si, Sn, F, B, P, Li y W en yacimientos estanníferos por la alta volatilidad de los fluoruros de estos metales. Se nota, en esta conexión, la ancha distribución de la fluorita en los yacimientos argentinos.

Es posible también que los flúidos suficientemente ricos en tungsteno como para formar yacimientos se hubiesen podido acumular en las cámaras magmáticas solamente después que la gran masa de magma pegmatítico ya acumulada hubiese sido expulsada. Sin esta

expulsión e inyección de magma pegmatítico en las rocas suprayacentes, la acumulación de los flúidos metalíferos y la posterior formación de los yacimientos podría haber sido imposible. Así quizás se pueda explicar porqué los yacimientos se encuentran asociados con pegmatitas, pero casi siempre atravesándolas. Es probable que algunas pegmatitas tengan relación con yacimientos tungstíferos, mientras otras no.

En primer término las pegmatitas fueron inyectadas a lo largo de planos de estratificación y esquistosidad bajo fuerte presión magmática. Siguiéron más tarde los flúidos tungstíferos que, en un principio, penetraron las rocas impulsados también por grandes presiones. Los yacimientos de reemplazo se formaron durante esta etapa. A continuación más flúidos metalíferos subieron, conducidos por fracturas post-pegmatíticas, las que debieron haber reducido considerablemente las presiones, originándose así las vetas tungstíferas.

En los yacimientos de reemplazo faltan fracturas u otros conductos de acceso de los flúidos metalíferos. Tampoco se encuentran los yacimientos a lo largo de contactos ígneos intrusivos. Parece necesario asumir o que los flúidos se movieron difusamente a través de las rocas desde una fuente batolítica más o menos lejana, o, en cambio, que los flúidos se originaron más cerca, en las pequeñas intrusiones pegmatíticas o aplíticas. La primera explicación es la más probable en la mayoría de los casos. Según esto, flúidos acuosos de temperaturas sobre críticas, con contenidos de W, P, Ti, Si, B, etc., e impulsados por una presión magmática muy grande, atravesaron las rocas sobreyacentes a la cámara magmática y precipitaron scheelita, apatita, titanita y otros minerales de calcio sólo cuando penetraron a las rocas cálcicas, tales como calizas y granulitas. Así se formaron muchos de los yacimientos de scheelita de reemplazo.

Es posible también que algunos yacimientos de esta clase fueran formados por flúidos que emigraron fuera de intrusiones locales de magma pegmatítico. Las pegmatitas observadas por el autor en varias minas de scheelita poseen estructura no zonal y textura cataclástica, debido a que se cristalizaron durante movimientos tectónicos. Fuertes movimientos habrían impedido la formación de zonas, o las habrían destruido, a la vez expulsando los componentes fugaces antes de su posibilidad de cristalización. Por lo tanto, la composición de pegmatitas —en especial su contenido en elementos raros como tungsteno— obedece en parte a la relación temporal entre la intrusión y cristalización y la orogénesis.

La asociación de los elementos Sn, Mo, Bi, Be y F en los yacimientos tungstíferos, y su presencia también —en otras proporciones— en otros tipos de yacimientos (p. ej., vetas de casiterita, de fluorita, pegmatitas con Mo) da base para suponer que todos los depósitos de estos tipos que se encuentran en una misma región son comagmáticos. En las Sierras Pampeanas hubo una mineralización precámbrica de W, Sn, Mo, Bi, Be, F, B y Li que se fue cambiando paulatinamente desde la etapa pegmatítica a través de la neumatólitica hasta la hidrotermal. Fue predominantemente una mineralización de elementos pegmatíticos, dando lugar a la formación de yacimientos de menas de óxidos y silicatos y algo de sulfuros.

Esta fase de la mineralización está ligada a otras fases, así como las que dieron origen a los yacimientos de oro-cuarzo y de cuarzo-galena-blenda, los que son hidrotermales, pero de menor temperatura de formación que aquéllos.

Algunas vetas tungstíferas se asemejan a pegmatitas porque se formaron poco después de la etapa de formación de las pegmatitas, mientras los yacimientos de oro y de plomo-zinc fueron formados mucho después, y a veces en

lugares lejanos de zonas de pegmatización.

Las Sierras Pampeanas, en aquellas partes que han sido muy intruídas por granitos, son ante todo una provincia metalogenética caracterizada por el tungsteno, estaño, berilo, etc., y los yacimientos de sulfuros son de una menor difusión y abundancia. Surge, pues, la pregunta si esto es el resultado de alguna particularidad de composición o de génesis de los magmas graníticos relacionados, o, en cambio, si sólo es el resultado de la profunda erosión que ha sufrido la faja tectomagmática precámbrica —erosión que haya expuesto a luz de sol la zona tungstífera-estannífera, y que haya arrasado otros yacimientos totalmente distintos que se encontraron en los miles de metros de formaciones superiores ya removidos. A continuación se presentan argumentos indicando que la abundancia de los yacimientos tungstíferos está más bien relacionada con el carácter del magma madre granítico.

En primer término los yacimientos tungstíferos están ampliamente distribuidos y no se limitan a unos pocos centros. Es posible, además, que los minerales de tungsteno fueran formados durante varias etapas distintas del ciclo magmático precámbrico. Algunos yacimientos se formaron en conexión con plutones sinkinemáticos. Otros pueden haber sido formados en relación con intrusiones graníticas apotectónicas, y, por lo tanto, en un nivel más superior de la corteza, o quizás más tarde durante el mismo ciclo.

El tungsteno, bismuto y estaño no se limitaron a la mineralización precámbrica, sino que participaron en una metalogenia probablemente hercínica, así como en los yacimientos de La Josefina (Mendoza), San Francisco de Los Andes, Arrequintín y Agua Negra (San Juan). Yacimientos ricos en wolframita fueron formados nuevamente durante la mineralización mesozóica (?) y

terciaria de la faja estannífera boliviana. Es cierto, pues, que los magmas graníticos de la Argentina y de Bolivia han sido ricos en tungsteno durante un lapso de tiempo geológico, y que este metal, muchas veces junto con estaño y bismuto, ha aparecido repetidamente en yacimientos originados en distintas épocas y bajo condiciones de temperatura y profundidad muy diferentes entre sí.

Turneure (1955) cita casos semejantes: del uranio de Great Bear Lake y del cobre de Arizona. Estas repeticiones de la misma metalización pueden indicar heterogeneidad de la corteza terrestre, significando diferencias de composición de las capas de la corteza entre una región y otra.

#### 6. CONSIDERACIONES SOBRE LA DIFERENCIACION GEOQUIMICA DE LA CORTEZA Y SU POSIBLE RELACION CON EL ORIGEN DE ALGUNOS YACIMIENTOS METALIFEROS

Una vez que la corteza terrestre de una región determinada adquiere un séquito distintivo de metales raros, se puede entender, quizás, cómo estos metales se repiten en las mineralizaciones sucesivas. El contenido metálico de la corteza profunda no se agota necesariamente en una sola época de mineralización. También muchos elementos metalíferos de una región se conservan dentro de sus límites en toda clase de depósitos primarios y secundarios. Estos, con el tiempo, están sujetos al entierro, deformación y resorbección en magmas. A través de estos procesos los metales pueden retornar a las capas terrestres más profundas.

Turner y Verhoogen (1951, p. 344, 350, 358 y 364) llegaron a la conclusión que hay una importante clase de magmas, que varía desde tonalítico hasta granítico, y que se forma en las regiones continentales por la fusión diferencial de distintas rocas, inclusive tipos básicos en las capas más profun-

das de la corteza, y por una fusión más total de rocas ácidas en la capa siálica de más arriba. Estas capas evidentemente pueden ser también las fuentes de los metales raros que los magmas contienen. Si la corteza está estratificada en cuanto a su composición, esta misma estratificación implica una diferenciación no sólo en los tipos petrográficos de roca sino también en sus contenidos de elementos raros. Si la corteza está compuesta de rocas graníticas en la parte superior, con pasajes paulatinos hasta el sialma en profundidad (Barth, 1952, p. 12), luego la distribución de metales raros puede variar con la profundidad. La distribución de metales en una corteza de tal estructura puede ser análoga a las asociaciones entre ciertos tipos de yacimientos metalíferos y ciertos tipos de rocas ígneas, las cuales se conocen de los estudios de los yacimientos minerales del mundo.

Si esto es verdad, los yacimientos que guardan una relación genética con magmas graníticos deben mostrar alguna relación con la profundidad de origen del magma correspondiente. Por ejemplo, sería razonable suponer que magmas graníticos producidos por la fusión parcial de basalto en la base de la corteza deberían contener distintos metales que otro magma semejante que se produjo a través de la fusión parcial o total de capas intermedias de la corteza o del sial mismo. Granitos derivados así de basaltos no deben contener, por ejemplo, mayores cantidades de tungsteno o berilo, pero nada sorprendería si contuviesen cobre. Magmas graníticos portadores de tungsteno probablemente tienen su origen en la parte siálica y poco profunda de la corteza.

Diversos otros factores también tienen que influir en la naturaleza de los yacimientos ligados a magmas graníticos. Estos incluyen la contaminación del magma por rocas u otros magmas encontrados durante su ascensión; también diferencias originarias de compo-

sición de la corteza entre distintas provincias y variaciones en los procesos de diferenciación magmática.

El contenido metálico de un magma en su foco de origen dependería no sólo de los metales presentes en las rocas, sino también del grado de fusión de las rocas y de la habilidad de los metales como para entrar y permanecer disueltos en el líquido granítico. Los metales más solubles en estas condiciones serían los metales granitófilos o sea pegmatíticos.

Tal proceso de anatexis diferencial llevaría a una diferenciación geoquímica de la corteza, así como la visualizada por Rankama (1946), a través de la cual los elementos siderófilos y calcófilos se hundirían y volverían al substrato, y los elementos granitófilos se destilarían hacia arriba en la parte granítica de la corteza.

Semejante proceso puede explicar en parte las supuestas variaciones verticales en la composición de la corteza terrestre y la correspondiente distribución de los metales raros.

Presumiblemente tal proceso de diferenciación geoquímica tiende hacia un equilibrio en el cual cada elemento se alojaría en sus sitios más apropiados desde el punto de vista físico-químico. Es además concebible que la diferenciación hubiese llegado a distintos grados de aproximación al equilibrio en distintos lugares y épocas. Esto dependería del estado inicial de la corteza y de la actividad o no de tendencias en contra. Las contratendencias deberían ser tales como los aportes de gases y magmas provenientes del manto debajo de la corteza (Poldervaart, 1955, p. 132, 144); también la irrupción de magmas básicos, con sus distintos séquitos de metales, desde la corteza inferior hacia arriba en el sial; además la destilación de elementos volátiles calcófilos (Sb, As, Hg, Tc, Se) desde abajo hasta arriba en el sial.

Una determinada capa de la corteza, inclusive la capa granítica, puede variar algo en su contenido de metales raros desde una región a otra, según cuánto tiempo la diferenciación hubiese actuado sin interrupción. Esto dependería de la historia geológica de la región. Por lo tanto, el contenido de metales del sial en una región determinada, si fuese posible conocerlo, podría indicar el grado de aproximación al equilibrio de la diferenciación geoquímica. Mucha aproximación al equilibrio podría ser indicado por la presencia exclusivamente de los metales raros que son específicamente granitófilos, así como W, Be, Li, Mo, Ta, Cb, etc., mientras la existencia en el sial de mucho contenido de cobre y ciertos otros metales indicaría que falta mucho todavía para llegar al equilibrio.

Los magmas graníticos de una región que se caracteriza por repetidas mineralizaciones de tungsteno, estaño, etc., probablemente se han originado por fusión del sial. Si estas mineralizaciones contienen exclusivamente los metales granitófilos, sería probable que el sial haya llegado al equilibrio en el proceso de diferenciación. Este puede ser el caso en las Sierras Pampeanas, y en menor grado en la faja estannífera boliviana.

Según estas hipótesis, las provincias metalogenéticas obedecen principalmente a las siguientes causas: composición originaria de la corteza de la región, grado de diferenciación geoquímica logrado en la corteza y profundidad de origen de los magmas portadores de los metales.

Es evidente que una metalogenia proveniente de una capa determinada puede sobreponerse a otra más antigua proveniente de otra capa. Así habrá pasado también en las Sierras Pampeanas, donde la metalogenia precámbrica de tungsteno-estaño-berilo-oro, etc., que tuvo su origen en el sial, tiene otra metalogenia terciaria sobrepuesta.

La metalogenia terciaria está representada por yacimientos de oro-plata-cobre-zinc-plomo, etc., así como Capillitas, Cerro Atajo, Agua de Dionisio, Cerro Blanco, La Carolina, Mogote Río Blanco, Sierra de Famatina, etc. Estos yacimientos se relacionan con el volcanismo del terciario superior, que debería haber provenido de las grandes profundidades de la corteza y sin relación directa con batolitos graníticos.

Uno se pregunta sobre la fuente del agua, que tiene que entrar en abundancia en la formación de yacimientos neumatolíticos e hidrotermales. Debería provenir en parte de las capas profundas, de donde provendrían los metales raros. Poldervaart (1955, p. 132, 144) indica que las rocas cristalinas de la corteza tienen un contenido de 2 1/2 hasta 4 1/2 por ciento de agua. Con esto bastaría.

El estado físico-químico de los metales en las distintas capas sería gobernado por las propiedades de cada metal, por su abundancia, por la temperatura y presión y por la composición petrográfica de la roca. Los metales pueden existir difundidos en las rocas o segregados. El tungsteno en el sial, si es abundante, puede existir en concentraciones parecidas a sus yacimientos comunes. Estos pueden incorporarse y dispersarse en magmas palingenéticos por la asimilación. Después de intruídos los magmas en la corteza más superior, y durante su cristalización, el tungsteno volvería a depositarse, formando así yacimientos nuevos. Kittl (1930, p. 65-88, 97-118) ha atribuido los yacimientos estanníferos de Bolivia a la asimilación de yacimientos paleozoicos por magmas terciarios. En esta conexión es interesante contemplar el hecho que los yacimientos estanníferos precámbricos de Catamarca no distan tanto de la faja estannífera boliviana. Representan un terreno metalífero antiguo que puede pasar por debajo de la faja estannífera, y que puede haber

sido la fuente de algunos de los metales de los yacimientos de aquel país. Yacimientos de semejante génesis corresponderían a los "yacimientos regenerados" de Schneiderhöhn (1962).

Según todo esto, los metales raros que se encuentran en algunos yacimientos de génesis magmática tienen su origen en las capas de la parte cristalina de la corteza. Esto no quiere decir que los metales de ciertos otros tipos de yacimiento epigenético no puedan tener su fuente en las rocas sedimentarias de los geosinclinales.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. (1943), *El distrito wolfrámico de Arrequeintín, provincia de San Juan.* — Dir. Min. y Geol., Bs. Aires.
- Barth, T. F. W. (1952), *Theoretical Petrology*, Wiley, 387 p., p. 12.
- Daubree, A. (ca. 1841), citado por Shand, S. J. (1951), *Eruptive Rocks*, pp. 161-163.
- González Bonorino, F. (1950), *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo V, nº 3, Buenos Aires.
- Kerr, Paul F. (1946), *Tungsten mineralization in the United States.* — Geol. Soc. Amer. Mem. 15, pp. 19-20.
- Kittl, E. (1930), *Los yacimientos estanníferos de Bolivia.* — Rev. Minera de Bolivia (Oruro), vol. 3, pp. 65-88, 97-118 (citado por Turneaure, F. S. (1955), p. 89).
- Poldervaart, A. (1955), *Chemistry of the earth's crust.* — Geol. Soc. Amer., Special Pap. 62, pp. 119-144.
- Rankama, K. (1946), *On the geochemical differentiation of the earth's crust.* — Comm. Geol. Finlande Bull. 137 (citado por Rankama, K. y Sahama, Th. G. (1950), *Geochemistry*, p. 396).
- Rigal, R. (1934), *La mina de oro de San Ignacio.* — Dir. Minas y Geol., Publ. 104, Bs. Aires.
- Schneiderhöhn, H. (1962), *Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung.* — G. Fischer Verlag, Stuttgart 371 pp., p. 36-77.
- Turneaure, F. S. (1955), *Metallogenetic provinces and epochs.* — Econ. Geol. Fiftieth Aniv. Vol., Part I, pp. 81-82.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1951), *Igneous and metamorphic petrology.* — McGraw-Hill, N. York, pp. 344, 350, 358, 364.

Manuscrito recibido en mayo de 1963.

# PRIMERA REUNION DE COMUNICACIONES CIENTIFICAS DE LA DIVISION GEOLOGIA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO DE LA PLATA

(25 de Setiembre de 1962)

## RESUMENES

### EL TERCIARIO DE PUERTA DE ALAYA-GUANDACOL, LA RIOJA

POR CARLOS A. DEVIZIA (H.)<sup>1</sup>

A la altura del Km. 429 de la ruta nacional n° 40, a unos 15 km al sur de Guandacol, la Quebrada de Alaya lleva hasta la puerta del lugar homónimo, en pleno flanco oriental de la Precordillera. La sección local muestra al bloque de calizas llanvirnianas sobrepuesto por cobijadura a los sedimentos terciarios.

Datos previos al respecto se deben a Stappenbeck (1910) y Furque (1961). Este último autor describe al Terciario como Formación del Corral, la que ha sido objeto de nuevas observaciones y se la reconoce compuesta de abajo arriba como sigue:

El miembro inferior, de unos 120 metros de potencia, está compuesto de masas brechosas y fanglomerádicas de color verde, con clastos de tamaño variable, predominando los andesíticos. Además rodados de pizarras, grauvacas y calizas. Tufitas, areniscas y areniscas conglomerádicas aparecen en la sucesión. El miembro siguiente en concordancia sobre el anterior se caracteriza por su composición de areniscas y lutitas pardo rojizas y grises, a las que se asocian materiales tobíferos y areniscas conglomerádicas; su potencia es de unos 200 m aproximadamente. El miembro más alto, en concordancia sobre el precedente y de una potencia de unos 500 m, está representado por conglomerados del tipo "Rodados dislocados" (fanglomerados y conglomerados).

El Terciario local tiene 800 m de espesor y la sucesión es de tipo continental; su edad sería neógena y aparece fuertemente inclinada hacia el poniente. La potencia es mayor que la medida, pero no puede determinarse por cuanto fracturas extensas limitan al conjunto. No contiene restos fósiles.

### EL PERFIL DE LA QUEBRADA DE LA CRUZ, MENDOZA

POR RICARDO DARIO PERNAS<sup>2</sup>

Las capas cámbricas en el sector de Agua de la Cruz, situado a unos 18 km al oeste de la ciudad de Mendoza y a unos 2 km al norte de la estancia San Isidro, muestra el siguiente desarrollo:

1) Miembro calcáreo de la base, de 80 m de espesor aproximadamente, sin base expuesta a la vista, en parte integrada por rocas dolomíticas y encerrando escasos restos de trilobites (zona de ? *Albertella*); 2) miembro lutítico verdoso, sin fósiles, de una potencia próxima a los 80 m; 3) miembro calcáreo de 70 m de espesor en conjunto, similar al primero del perfil, con abundante fauna perteneciente a la zona de *Glossopleura*; 4) miembro lutítico verdoso y arenoso de 20 m de espesor, con reducido contenido fosilífero asimilable

<sup>1</sup> Alumno del doctorado en Ciencias Naturales, especialidad Geología, Fac. de Cienc. Nat. y Mus. de La Plata.

<sup>2</sup> Alumno del doctorado en Ciencias Naturales, especialidad Geología, Fac. de Cienc. Nat. y Mus. de La Plata.

a la zona de *Glossopleura*; discordancia y sigue el conjunto de sedimentitas ordovícicas que se inician con un conglomerado de base de 5 a 6 m de espesor, al que recubren 70 m de lutitas con *Climacograptus* y 75 m de calizas sin fósiles. El Triásico tiene posición transgresiva sobre los conjuntos precedentes.

En la sucesión indicada como correspondiente a la zona de *Glossopleura* del miembro 3º, los principales restos comprobados son: *Glossopleura* aff. *leona* (Lochman), *Asperocare argentinum* Poulsen, *Alokistocare australe* Poulsen, *Kootenia incerta* (Rusc.), *Zacanthoides ferula* Leanza, *Hyalites* sp. y *Orthotheca* sp. Se confirma aquí la zona asociada *Glossopleura-Kootenia*, del Cámbrico medio. La mayor afinidad lógicamente corresponde a los elementos faunísticos del Cámbrico medio de San Isidro y Cerro Martillo, al norte de esta localidad.

En ambos lados de la Quebrada Agua de la Cruz la sucesión de capas cámbricas es de tipo cíclico y los miembros calcáreos tenderían a coincidir con la depositación en ambientes de menor exondación respecto de aquéllos, que están caracterizados por los estratos de tipo lutítico.

## EL PERFIL GEOLOGICO DE LA ALBERTINA, GRAL. PUEYRREDON, PROVINCIA BUENOS AIRES

POR CONSTANTE P. MONEDA <sup>1</sup>

Se describen al efecto los caracteres estratigráficos y bioestratigráficos del perfil local ubicado en los cortes de cantera de la estancia homónima, a unos 20 km al poniente de Mar del Plata.

El acceso es posible al lugar desde el camino a Necochea. Frente al lugar denominado Batán, sólo unos 6 km distan hasta la aludida estancia, en la proximidad de cuyo casco sedimentos de la serie de la Tinta afloran integrando las estribaciones orientales de la Sierra de los Padres.

En el frente abierto del laboreo, de 5,50 m de altura total, se observa una sucesión alternante de sedimentitas de facies marinas, representadas por areniscas cuarcíticas y arcillas caolínicas de color blanquecino o rosado. Las areniscas son en parte conglomerádicas; las arcillas, en cambio, ofrecen escaso contenido de material psamítico. La potencia de los bancos oscila entre 10 y 80 cm. El piso y el techo están cubiertos por detritos y vegetación.

En medio de las areniscas cuarcíticas de posición más baja del perfil, confirmando informaciones del lugar, fue comprobada la presencia de una asociación de *Arthropycus* (*A. harlani* y *A. alleghaniensis*), lo que configura una nueva localidad para esta biofacies en el territorio bonaerense e incluso en el país.

## OBSERVACIONES GEOLOGICAS EN EL CERRO SAN AGUSTIN, BALCARCE, BUENOS AIRES

POR OSCAR A. DUMOVICH <sup>2</sup>

El cerro San Agustín, de 60 m de altura local, está situado a unos 10 km de la estación Los Pinos, F.C.G.R., y dista casi 30 km al SO de la ciudad de Balcarce.

En el alto corte de la actual cantera, de unos 40 m de frente, el laboreo deja al descubierto una rítmica sucesión bandeada de miembros areniscosos y arcillosos. Entre los primeros se advierten intercalaciones de conglomerados de cuarzo y la sedimentita es de naturaleza cuarcítica. Las arcillas son escasamente arenosas. En conjunto se observan bancos blanquecinos; matices violáceos y rojizos a parduscos son frecuentes en los afloramientos en la base de la sucesión. Las capas psamíticas son más potentes en relación (hasta 3-10 m). El espesor de las arcillas revela cambios debidos a lenticularidad.

<sup>1</sup> Auxiliar de Investigación, División Geología, Fac. Cienc. Nat. y Mus., La Plata.

<sup>2</sup> Auxiliar de Investigación, División Geología, Fac. Cienc. Nat. y Mus., La Plata.

En los estratos arcillosos de la base, de tonalidades rojizas, fueron hallados restos de *Arthropycus* y *Cruziana*, en regular estado de conservación, en dos niveles separados por un intervalo de 5,50 m. En parte estos datos son coincidentes con los de Nágera (1919).

Es de destacar que, respecto de otras localidades fosilíferas, los restos vegetales aludidos de esta área se caracterizan por presentarse exclusivamente en una facies pelítica, muy escasamente arenosa.

El número de ejemplares es considerable en dichos niveles, particularmente el de aquellos referidos al género *Cruziana*.

## LOS DIQUES CLÁSTICOS DE SIERRAS BAYAS, OLAVARRIA

Por JORGE A. ANTONIOLI<sup>1</sup>

En el sector del cordón orográfico septentrional de la provincia de Buenos Aires, correspondiente a las Sierras Bayas, Olavarría, caracterizado por la estructura geológica de las tres unidades morfológicas que la constituyen —el grupo septentrional o Braquisinclinal de Sierras Bayas, el central o Sinclinal de las Tres Lomas, y el austral o Anticlinal del cerro Bayo— están plenamente representadas las rocas del sustrato precámbrico (ígneas y metamórficas, mayormente híbridas), y la totalidad de los miembros integrantes de la cubierta paleozoica de Tandilia, es decir, cuarcitas inferiores, dolomías, cuarcitas superiores, arcillas y calizas (negras, azuladas y chocolate).

En el grupo central o unidad estructural de las Tres Lomas existe una cantera de arcilla, junto al labio superior de una falla longitudinal de poco rechazo y otra de dolomía muy próxima, hacia el noreste, ambas pertenecientes a la Compañía L.O.S.A.

Diversos *diques clásticos*, compuestos de material dolomítico, se observan dentro del llamado “horizonte dolomítico” local. Hasta donde es posible examinar el desarrollo del aludido “horizonte dolomítico”, los diques que lo cortan se caracterizan por presentar una potencia variable entre 20 y 80 cm, y además por hallarse integrados por fragmentos dolomíticos irregulares, en clastos de tamaños diferentes y ligados por una mátrix margosa, que le confieren al cuerpo aspecto brechoso. Tales diques están erosionados por la alteración exterior del material cementante.

La falta de clastos de cuarcita los circunscribe al “horizonte dolomítico”, atribuyéndose su origen, de acuerdo al relleno autoclástico que los constituye y la regularidad de sus paredes, a diaclasas enanchadas por lixiviación y rellenadas en génesis por descenso, con material de denudación de la misma roca.

De aceptar origen exógeno para las diaclasas, tal vez contemporáneas a la falla que les es paralela, de la cantera de arcilla, como consecuencia de acciones compresivas, quedaría demostrado el carácter epigénico de los diques clásticos, pudiéndose interpretar el ensanchamiento y relleno, sea posterior a la erosión de la cubierta, en consideración a su paulatino acunamiento hacia abajo.

Es de pensar que fueron generadas las fisuras primitivas por movimientos de asentamiento de fondo de cuenca, lo cual podría encuadrar los diques como singenéticos de la formación dolomítica.

Otra causal endogenética de consideración en el caso sería la formación de grietas de tracción, como consecuencia de compactaciones diferenciales entre los sucesivos bancos que constituyen la roca, hecho avalado por la escasa altura de los diques, que no superan los 4 metros, constituyendo así verdaderas “autocicatrizaciones”, en el sentido de Pruvost.

En definitiva, cualquiera sea el carácter de la formación de los *diques clásticos* estudiados, ellos están siempre desarrollados en el ambiente monotemático de la formación dolomítica, la que debe considerarse roca de aporte original para la generación e integración de los mismos.

<sup>1</sup> Auxiliar de Investigación (ad-honorem), División Geología, Fac. Cienc. Nat. y Mus. La Plata.

## CARACTERES GEOLÓGICOS-ECONÓMICOS DE LOS YACIMIENTOS SILICO-ALUMINICOS DE LOS SAUCES, LA RIOJA

Por OSCAR H. BERNASCONI <sup>1</sup>

La zona del río Los Sauces, situada al oeste de la ciudad capital de La Rioja, se caracteriza por estar compuesta por rocas del basamento y por sedimentitas de facies continentales correspondientes a los "estratos de Paganzo" (pisos I y II) del Neopaleozoico.

Dentro de la sucesión de capas del Paganzo I, compuestas por areniscas, arcillas, areniscas arcillosas y depósitos psamíticos comprendidos, es conocida la distribución que presentan las acumulaciones de material caolínico. Estos depósitos, que someramente fueron mencionados por Bodenbender (1912) y Catalano (1922), este último con mayor detalle, fueron objeto por parte del suscrito de nuevas investigaciones geológicas, las que permitieron examinar con carácter comparado la magnitud e importancia de estas acumulaciones en función de su aplicación industrial o utilitaria.

Fundamentalmente los depósitos pelíticos que se mencionan proceden de la descomposición de los feldespatos de las rocas graníticas del basamento y es muy probable que la forma de su distribución proceda de la acumulación sucesiva por transporte del material pelítico durante el tiempo carbónico propiamente dicho. La masa caolínica, de color blanco amarillento, ligeramente pardusca, yace concordantemente en medio de los sedimentos neopaleozoicos, cuyos espesores oscilan entre 2 y 4 m, aproximadamente.

Las reservas estimadas son del orden de las 150.000 toneladas. La calidad del mineral, de acuerdo al análisis químico, revela la siguiente composición: anhídrido silícico, 75,26 %; óxido de aluminio, 16,80 % y óxido de hierro, 0,80 %. Se trata de un mineral de calidad mediana, respecto de otros caolines del país.

Para mejorar la calidad del material caolínico en cuestión existen técnicas aplicables de depuración por la vía húmeda, previa trituración, molienda y posterior secado.

## EL TERCIARIO DE LA SIERRA DE MOQUINA, SAN JUAN

Por ALFREDO J. CUERDA <sup>2</sup>

Se alude a las observaciones geológicas en todo el ancho de la Sierra de Móquina (San Juan), según un corte transversal situado unos 6 km al sudeste de la localidad de Huaco. Dentro de los niveles medios de los depósitos terciarios fue hallada una asociación faunística integrada por gastrópodos y pelecípodos de habitat dulce-acuícola.

Entre Huaco y la ciudad de San Juan, aproximadamente a lo largo del meridiano 68° 30' y en una longitud de 145 km, se levanta una línea estructural en la que es factible reconocer tres tramos: 1) uno septentrional, correspondiente a la Sierra de Móquina e integrada por sedimentos de edad pliocena; 2) otro central, correspondiente a la Sierra del Morado y en cuya composición intervienen sedimentos terciarios y calizas ordovícicas, y 3) un tramo meridional o Sierra de Villicum, integrada únicamente por estos últimos sedimentos.

Así delimitada la Sierra de Móquina, presenta un eje mayor de 65 km de longitud, siendo su máxima anchura de 8 km. Estructuralmente se encuentra plegada en dos braquianticlinales, cuyos ejes guardan paralelismo en toda la longitud de la sierra.

### I. OBSERVACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En el sector donde se efectuaron las observaciones, la columna sedimentaria terciaria muestra una potencia de 2.400 m aproximadamente, aflorando los niveles más bajos en el flanco occidental de la sierra, en correspondencia con el núcleo de un anticlinal. La serie se compone de dos secciones fácilmente identificables, tanto por el color de sus sedimentos como por el tamaño de los clastos, que se la designa Sección Inferior y Sección Superior, respectivamente. La primera sección corresponde a los Estratos Calchaqueños y la superior a los Rodados Dislocados y la edad en conjunto ha sido fijada en el Plioceno.

<sup>1</sup> Profesor adjunto de Geología Económica II, Fac. Cienc. Nat. y Mus. La Plata.

<sup>2</sup> Profesor adjunto de Geología Histórica, Fac. Cienc. Nat. y Mus. La Plata.

### 1. Sección inferior.

Esta sección, que cubre la mayor parte del área aflorante, se encuentra constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano fino, ocasionalmente con estratificación cruzada y por lutitas. En ciertos niveles se intercalan bancos conglomerádicos de forma lenticular, cuyos clastos se componen de calizas gris azuladas y rocas del basamento. Las areniscas de niveles inferiores contienen material tobáceo, el que disminuye progresivamente hacia los miembros superiores de la serie. Hacia arriba se intercalan bancos de yeso.

En los niveles medios de esta sección se identificó un banco de lutitas pardo-verdosas, ligeramente arenosas, con una potencia de 60 m, portador de la asociación faunística aludida. En ella aparecen moldes internos de pelecípodos y gastrópodos en estado de conservación deficiente.

### 2. Sección superior.

Los depósitos correspondientes afloran en la margen oriental de la Sierra de Móquina. El pasaje desde la base es transicional. Se compone de gruesos bancos lenticulares de conglomerados interconectados por areniscas de grano medio y de color pardo oscuro. Los rodados proceden de rocas del basamento, tales como gneisses con arteritas de cuarzo y micacitas.

## II. OBSERVACIONES ESTRUCTURALES

Los sedimentos terciarios están plegados en dos braquianticlinales asimétricos, cuyos ejes se hunden en el extremo septentrional de la sierra, al norte de Huaco. Los movimientos corresponden a la fase principal de movimientos andinos (Groeber). En la zona estudiada semejante fase de movimientos hállase caracterizada por su desenvolvimiento en dos etapas.

1ª etapa: Movimientos iniciales de ascenso, reflejados en el brusco cambio de la sedimentación en los niveles superiores de los Estratos Calchaqueños. Un carácter activo ha correspondido a la vecina Sierra de Valle Fértil, cuyo intenso drenaje facilitó el material para la formación de los depósitos de los Rodados Dislocados.

2ª etapa: Plegamiento y doble fracturación, oriental y occidental, que limita el bloque con la Sierra de Valle Fértil y valle de Huaco y que facilitó el ascenso del conjunto. Cabe destacar el carácter diferencial de los movimientos ascendentes, puestos de manifiesto en forma más intensa en los tramos central y meridional de la línea estructural Móquina-Morado-Villicum, donde afloran calizas eopaleozoicas, parcialmente en la Sierra del Morado y totalmente en la de Villicum.

Si asignamos a los Rodados Dislocados edad neoplíocena, se tendrá que la plenitud de los movimientos de la fase principal sólo fue alcanzada en el Cuartario inferior.

## PROCESOS DE REGENERACION TECTONICA EN LA EVOLUCION DE LA ESTRUCTURA ANDINA

POR ANGEL V. BORRELLO <sup>1</sup>

La idea de la regeneración tectónica fue vertida en la geología moderna por Stille y aplicada por los investigadores de su escuela para señalar los típicos caracteres que revelan las zonas cratónicas marginales, generalmente extensas, en relación con los fenómenos del retorno a la rápida subsidencia que implican la reaparición de los procesos del régimen geosinclinal (ortogeosinclinal). Puede considerarse a la regeneración una fase inicial definida en todo ciclo geotectónico normal compuesto de los estadios siguientes: geosinclinal, orogénico, casicratónico y enterocratónico.

Cuatro épocas, desde el Proterozoico en adelante, registran procesos de regeneración tectónica discriminados preferentemente en el continente europeo y han sido designados sucesivamente como: regeneración mayor algonkica (*Umbruch*), regeneración post-assyntica, regeneración post-caledónica y regeneración post-variscica, y constituyen uno de los caracteres principales de la gran historia neogeica de la Tierra, que abarca un lapso de más

<sup>1</sup> Profesor titular y Jefe División Geología, Fac. Cienc. Nat. y Mus. La Plata.

de 800 millones de años. Cuanto le precede pertenece a los acontecimientos del tiempo protogeico, de una duración cinco veces mayor y con sus testimonios borrados por la acción del metamorfismo, exceptuando aquella regeneración incipiente, la post-lauréntica (prehuroniana) que Stille ha distinguido casi al final del Protogeico (1.100 millones de años de antigüedad).

Evidencias de los procesos tectónicos regenerativos pueden ahora señalarse bajo este específico carácter en el territorio argentino, donde se presentan condiciones geológicas ideales para semejantes investigaciones en razón de la situación y extensión del país en el continente sudamericano. En lo que a esto respecta, ha de indicarse que las áreas cratónicas están complementadas por secuencias geosinclinales singularmente continuas, que denotan la reiteración de la orogénesis y la rehabilitación de la movilidad geosinclinal en las sendas etapas de la integración geotectónica de los Andes.

Indicios de una regeneración mayor algonkica tienden a surgir al examinar las condiciones en que yacen determinados depósitos psefiticos y otros en la Sierra Norte de Córdoba (Ao. Totorillas, Deán Funes), en la Sierra de Ambato, Catamarca (Colana) y en el límite La Rioja-Catamarca (La Cébila), sobre el complejo del basamento metamórfico o en relación con el mismo. El estudio geológico de sus pormenores, permitirá oportunamente confrontar la naturaleza geotectónica de estas formaciones. La fase de regeneración post-assynica, en cambio, sin hesitación se comprueba en el Norte Argentino. El bloque de la Puna-Prepuna (Prepuna o Cordillera Oriental) está fundamentalmente compuesto por un zócalo de sedimentitas y metasedimentitas subcámbricas, penetradas por granito (sinocogénico?) que enrasadas tras un proceso de cratonización evidente posee restos de una potente cubierta geosinclinal generada en el tiempo cambro-ordovícico. Tilcara, en Jujuy, y la quebrada del Toro, en Salta, por ejemplo, son casos demostrativos de la evolución geotectónica aludida, extensiva al área de las sierras Traspampeanas y la Precordillera (La Rioja).

La Puna y en parte la Prepuna, hasta donde, en conjunto, culminan con sus depósitos eopaleozoicos, aparecen como masa de consolidación caledónica, sin otro elemento geosinclinal sobrepuesto. No obstante, hacia el naciente revelaría condiciones de una regeneración postcaledónica que admitió la exondación de la fosa silúrico-devónica, cuyos sedimentos, ausentes en la estructura puneña, predominan en la base del ambiente subandino del Norte Argentino y la faja subandina, hasta el espacio de las cordilleras oriental y central de Bolivia.

El sur de Mendoza y el norte de Neuquén son el asiento de la extensa regeneración tectónica post-variscica mencionada. En las cabeceras del río Salado de Mendoza y en la Cordillera del Viento de Neuquén, entre otras comarcas, los potentes depósitos mesozoicos de alternante ritmo marino continental que participan del llamado "geosinclinal andino" se apoyan en marcada discordancia sobre un basamento de capas carbónicas — penetradas por rocas granítico-granodioríticas sinorogénicas y masas vulcaníticas (lavas y piroclásticas) secuentes asignables al Permotriásico.

Las zonas de regeneración tectónica coinciden, por lo general, con la extensión de los campos miogeosinclinales y por ende suelen ser miomagmáticas a la vez. Mas también pueden abarcar sectores del tipo transfacies geosinclinal (Precordillera Mendoza-San Juan). Es importante destacar que la máxima dilatación vertical de las zonas de regeneración tectónica determinaría el emplazamiento de dorsales de escasa o nula cubierta, que aparecen interpuestas dentro de estructuras geosinclinales diversas, por ejemplo: la que media entre la Puna y las Sierras Traspampeanas (norte de Chaschuil), entre éstas y la Precordillera (Sierra de Umango) y la que aparece entre los Andes Centrales y Patagónicos (sur de Neuquén a norte de Chubut). Es probable que puedan existir relaciones geológicas entre algunas formas de regeneración como la señaladas y el desarrollo de los llamados poligeosinclinales. En tal caso los ambientes subsidentes limitados a un tipo "interior" tendrán un carácter explicable en el cuadro geológico que integran.

El fenómeno dinámico de la regeneración puede acaso admitirse a través del arrastre convectivo subcrustal que toda porción altocratónica (sial) debe soportar conjuntamente con el manto simaico, al ocurrir el proceso de la tectógenes en la etapa inicial de la continua subsidencia geosinclinal. Sin embargo al considerarse la expansión de los geosinclinales del lado pacífico de América del Norte (Cordillera) entre otros, con un solo umbral cratónico continental, parecería muy sencillo decidir que la regeneración tectónica es en estos casos una consecuencia del movilismo de las fosas y su mismo origen por ello no sería otra cosa que el "slide" de arrastre y ajuste de las contiguas zonas marginales rígidas afectadas por el descenso pronunciado del seno geosinclinal.

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Vicepresidente:* DR. ANGEL V. BORRELLO; *Secretario:* DR. CARLOS O. LATORRE; *Tesorero:* DR. CARLOS A. MENÉNDEZ; *Vocales:* DR. ARTURO J. AMOS, DR. PEDRO GARCÍA VIZCARRA Y DR. BERNABÉ QUARTINO; *Vocales suplentes:* DR. ENRIQUE LINARES Y DR. HÉCTOR J. PÉNDOLA.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS A. MENÉNDEZ, DR. BERNABÉ QUARTINO Y DR. ARTURO J. AMOS.

## INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a, b, c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

# LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS de las siguientes publicaciones

ANALES DE LAS PRIMERAS JORNADAS GEOLOGICAS  
ARGENTINAS

BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA Y CARTOGRAFICA DE LA  
PROVINCIA DE BUENOS AIRES

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGEN-  
TINA

PALEONTOGRAFIA BONAERENSE

HORACIO H. CAMACHO : *Sección Invertebrados*

C. A. MENÉNDEZ & H. A. ORLANDO : *Sección Paleobotánica*

ROSENDO PASCUAL : *Sección Vertebrados*

## PUBLICACIONES PERIODICAS

AMEGHINIANA, REVISTA DE LA ASOCIACIÓN PALEONTOLOGICA ARGENTINA

PHYSIS, REVISTA DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA DE CIENCIAS NATURALES

REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

VENTA EXCLUSIVA:

# LIBRART S. R. L.

**CORRIENTES 127**

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

**BUENOS AIRES**

**T. E. 31 - 4368**

*Dirección Postal:*

Casilla de Correo 5047