

## REVISTA

DE LA

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## SUMARIO

ANGEL V. BORRELLO, Embriotectónica y tectónica tensional. Su importancia en la evolución estructural de la Precordillera.....	5
PROF. DR. ALBERTO CASTELLANOS.....	14
MILKA K. DE BRODTKORB Y ALFJO BRODTKORB, Reseña mineralógica del yacimiento "San Martín", Valcheta, Prov. de Río Negro.....	15
HÉCTOR H. GARCÍA, Afloramientos manganesíferos de la prospección "Carmen", Departamento Belén, Prov. de Catamarca, República Argentina.....	21
DORA BEDLIVY Y EDUARDO JORGE LLAMBIAS, Arseniados de Cu, de Fe, y de Pb de San Francisco de los Andes, provincia de San Juan, República Argentina.....	29
ALWINE BERTELS, Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional.....	41
KITARO HAYASE, Génesis del yacimiento de Caolín de la mina Villegas, provincia de Chubut, República Argentina.....	55
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....	72
L. F. ARISTARAIN Y C. S. HURLBUT, JR., Hureaulita de la mina Santa Ana, San Luis, República Argentina.....	73
DR. OSCAR LEOPOLDO BAULES.....	77

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1969

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



AOEX-EZK-OZP8

Imprenta y Casa Editora **CONI**, Perú 684. Buenos Aires

---

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 987.420

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

TOMO XXIV

---

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1969

EMBRIOTECTONICA Y TECTONICA TENSIONAL.  
SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCION ESTRUCTURAL  
DE LA PRECORDILLERA

Por ANGEL V. BORRELLO

RESUMEN

Se formulan consideraciones sobre el sentido y significación de la tectónica embrionaria, con especial referencia a cuanto la misma implica en el área de la Precordillera del oeste argentino. Dentro de este espacio la embriotectónica es discriminada: 1) en subembriogénesis, 2) embriogénesis y, 3) posembriogénesis. La embriotectónica determina la discontinuidad que existe en el geosinclinal paleoandino entre la vacuidad y el flysch, respectivamente.

ABSTRACT

Considerations on the sense and significance of the embryonic tectonic are made, with special reference on its implications in the Precordillera of Western Argentina. In this area the embriotectonic is discriminated into: 1) subembryogenesis, 2) embryogenesis and, 3) postembryogenesis. The embriotectonics determines the discontinuity which exists in the paleoandine geosyncline, between the *vacuité* and the flysch, respectively.

INTRODUCCION

El concepto de *tectónica embrionaria* fue desarrollado por Argand (1916) para indicar la presencia de los más antiguos movimientos que rigen la evolución de geosinclinales, mas vinculados casi expresamente con la génesis de la tectónica de mantos que es una característica estructural alpina; de allí proviene la idea original de la embriotectogénesis. Según es sabido, este principio fue antes previsto bajo índole generalizada por el propio Haug (1900). El mismo Argand (1920) insistió sobre el problema que llevó en años posteriores, a un examen crítico del caso por cuenta de investigadores europeos de larga experiencia geotectónica. Recordarase en primer término a Stille (1924) quien llamó la atención sobre la forma

de *epirogénesis* que afecta a los geosinclinales en el trance de la *undación* de la estructura (tectogénesis) durante el cual por *undación especial* se originaron internamente *dorsales* y *fosas* individualizadas. Se trata de los movimientos tectónicos primarios que en general coinciden con los aludidos embriogénicos a que aquel autor suizo refirióse ocho años antes. En principio el hecho entraña desde entonces dos discrepancias de significación coherente en lo atinente a los movimientos y estilo dinámico de su generatriz en el proceso geosinclinal. No se discute su existencia. Su presencia es un hecho comprobado cualquiera sea la índole de su desenvolvimiento.

Para Argand (1920) los movimientos serían compresivos; Stille (*op. cit.*) los

estimó sencillamente dentro del ámbito de la verticalidad cortical.

En años más recientes Trümpy (1957, 1960) se refirió al movimiento de las cordilleras nacientes mediante la evolución geosinclinal inicial, a través de movimientos tangenciales aunque compresionales que, condicionando la paleogeografía, no son de la índole protoalpina de la tectónica de corrimiento. Para entonces se habían sucedido las exposiciones de Gignoux (1950), Moret (1954), Tercier (1954) y Staub (1917; 1937; 1942) que adherían al criterio de Argand como el mismo Trümpy lo menciona, destacándolo (1960, pág. 882). Por su parte Aubouin (1965, págs. 214-216) —reiterando la revisión crítica del proceso en la opinión de Trümpy— rechazó la idea de los movimientos embrionarios por supuesto bajo la forma de ser ellos los que crearon el cuadro anterior de la tectónica de cobertura y mantos de los Alpes.

En el trabajo de Argand (1920) en el cual se reexamina el problema de la tectónica embrionaria, el autor mencionó en el caso de los *movimientos precursores* de la evolución geosinclinal, indicando una continuidad del plegamiento hasta la erección (orogénesis) del edificio montañoso. Si se aparta de este aserto como hecho, que los movimientos embrionarios no son generatrices de las estructuras de corrimiento y se admite que, por existir en todo desenvolvimiento estructural de geosinclinales, estos procesos no pueden dejar de aceptarse y serían realmente antecedentes de una secuencia geotectónica en la que están reconocidos los precursores mencionados, los de la tectónica geosinclinal o principal y los de la tectónica de fondo, más los tafrogénicos (Borrello, 1968), entonces como movimientos *embrionarios* o *precursores* o *preorogénicos* son viables y objetivamente discernibles en los ortogeosinclinales.

Por lo demás, donde no se cuenta con una tectónica de estilo alpino, como

acontece en la cadena andina, semejantes movimientos, bien que comprobados a través de su superficie de discordancia y discontinuidad entre la vacuidad y el flysch (Villicúm, La Rinconada, San Juan, entre otros parajes), inician la sucesión de episodios estructurales en medio de una historia tectogénica que, culminando con el desenvolvimiento de un estilo de revestimiento (*rêvetment*), caracteriza a esta cadena de vasto significado continental peripacífica.

En suma: el autor, con prescindencia del carácter protoalpino de corrimiento, acepta la acepción de la tectónica embrionaria, como precursora o preorogénica. El término de tectónica embrionaria mantieneselo consecuentemente: 1º) por la prioridad con que se instituyera en la labor de Argand (1916; 1920) y, 2º) por indicar en toda forma en el caso de la cadena andina ancestrotectónica, para el estilo del revestimiento aludido, el episodio prematuro que con mayor antelación se sitúa en el cuadro de la tectorogénesis regional.

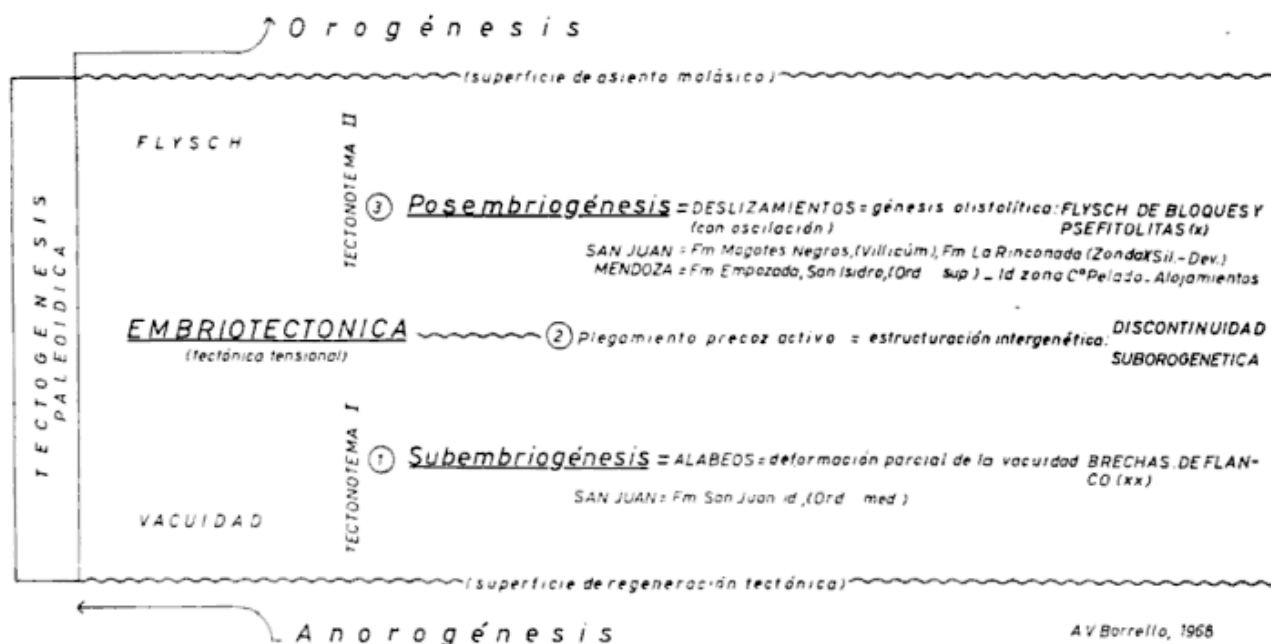
Los movimientos embrionarios están ubicados entre los pisos estructurales inferior (vacuidad) y medio (flysch) como se deduce de lo expuesto en este trabajo (*cf. supra*); en la nomenclatura del autor (Borrello, 1965, 1968) se separa los depósitos de los tectonotemas I y II, respectivamente.

#### *La embriotectogénesis en la Precordillera.*

La tectónica tensional embriogénica ha tenido como sede de su desarrollo principal, el campo miogeosinclinal de la Precordillera de San Juan y Mendoza, incluyendo la porción sudoeste de La Rioja. Los trabajos realizados en este ámbito determinan hasta ahora que la zona embriotectónica afecta particularmente, diríase con exclusividad, el campo de lo que llamamos Precordillera calcárea, entre el borde oriental de la misma y la faja eugeosinclinal del



**CUADRO I**  
**Clasificación de los procesos embriotectónicos de la Precordillera**



(x) Comprenden los llamados específicamente « tilloides ».  
 (xx) En la zona miogeosinclinal.

ortogeosinclinal del oeste argentino (figura 1).

La deformación tensional embriotectónica está indicada en la Precordillera por una superficie discordante marcada entre la vacuidad calcárea (Caliza San Juan) y las rocas elásticas del flysch (en conjunto pizarras y grauvacas) en Sierra de Villicúm, Sierra de Talacasto y Sierra Chica de Zonda en San Juan y San Isidro, Mendoza, por ejemplo (Cuadro I). Al plano de separación se conecta el régimen de la primera gran *discontinuidad* que media entre la *suborogénesis* y *preorogénesis* (Cuadro II). La discontinuidad de referencia es llamada por el autor (Borrello, 1965) *subtectónica*. Los movimientos que la generaron serían los verticales o radiales —sin mayor posibilidad compresiva— creando un relieve tectónico antiguo prellandeiliano que, en forma de elementos geanticlinales (subgeanticlinales) o geosinclinales (subgeosinclina-

les), fue el asiento deposicional del flysch.

Un carácter pronunciadamente discordante y tectónico por discontinuidad, con plegamiento de gravedad, se distingue entre la vacuidad cámbrica (hasta Cámbrico superior) y el flysch ordovícico (hasta Llandeiliano-Caradociano) en San Isidro, Mendoza, involucrando bajo naturaleza excepcional la presencia local de movimientos de la fase Sárdica, no observados en otros sectores de la Precordillera. Este hecho indica a la vez que la tectónica embriónica no siempre es, como en el caso aludido, estrictamente tensional.

El relieve «sinusoidal» o alabeado embriotectónico debió haber estado por igual afectado por fallas. Los accidentes tectónicos mencionados, posllanvirianos, se ajustaron a la Precordillera al rumbo norte-sur de la naciente estructura paleoídica (paleoandina) en el oeste argentino. Su influencia no es



discernible con igual claridad en el ámbito eugeosinclinal de la Precordillera (occidental) y tampoco en el de la Cordillera Frontal conexas.

Reconócense dos *subfases* en la *fase* embriotectónica aludida. Los caracteres del desarrollo de las mismas, basadas en observaciones y los resultados propios, pueden ser sumariamente indicados en lo que sigue.

*Subembriogénesis:* La denominación respectiva implica al proceso dinámico prematuro que bajo la instalación de alabeos parciales, procede en los ortogeosinclinales, trayendo aparejada la deformación parcial de los depósitos sedimentarios de la vacuidad en el transcurso de su acumulación. Ocurre antes de que prosperen los movimientos embriotectónicos propiamente dichos, los cuales finiquitan el desenvolvimiento integral de la geogeneración de la vacuidad aludida. Están en consecuencia comprendidos dentro de la historia geológica del primer tectonotema (Cuadro I). Su influencia es mayormente local.

Como consecuencia de la subembriogénesis, se producen dentro de la vacuidad las *brechas de flanco* en el sentido de Aubouin, (1959, 1965). Son tipos de tilloides que por igual llegan a encontrarse en los depósitos del flysch, bajo la forma de brechas psefitolíticas compactas. Provenirían simplemente de la erosión y transporte submarino, relacionadas a la acción de la turbidez desde los ejes geanticlinales.

El tipo de semejantes masas clásticas prellandeilianas es relativamente frecuente en el cuerpo miogeosinclinal de la Caliza San Juan (Llanvirniano, en conjunto). En el lado oriental de la Sierra Chica de Zonda, al oeste de Pocito, dentro de la garganta de la quebrada de La Laja (este), contiguamente a la senda que cruza la serranía hasta la ladera opuesta (quebrada de La Laja, oeste), asoman depósitos de clastos que representan a las brechas de flanco (Lám. I, a). Son depósitos caó-

ticos formados por bloques irregulares, subredondeados de hasta varios decímetros cúbicos de volumen, con difuso indicio de una cierta estratificación. Calizas y calizas dolomíticas, hasta dolomías, cementadas por matriz calcárea componen los bancos, interpuestos normalmente en los estratos de la vacuidad miogeosinclinal local. En medio de la Caliza San Juan, estas psefitas sugieren un desenvolvimiento lenticular en el rumbo. El espesor no excede en general los 10-20 m de promedio. De acuerdo con el plegamiento ulterior del conjunto, las brechas de flanco, interse dimentarias en el ortogeosinclinal, tienen igual rumbo andino y pendiente normal conforme con la estructura del bloque dislocado (tectónica geosinclinal paleozoica, más tectónica de zócalo neógena).

En los asomos de Caliza San Juan, expuestos en el norte de la Precordillera sobre el deslinde de La Rioja y San Juan, Furque<sup>1</sup> ha observado masas clásticas, que cabe juzgar del mismo origen, en la quebrada de los Piojos y en la quebrada del río Guandacol (sector de la mina "Helvecia") al sudoeste y sudsudoeste de Guandacol, La Rioja.

Las brechas de flanco de la quebrada de La Laja, en la Sierra Chica de Zonda, no muestran diastemas en sus límites; sólo denotan el cambio pronunciado de la sedimentación. Con caracteres semejantes aunque faltando las referidas diastemas, se extienden en afloramientos aparentemente más reducidos en dirección submeridiana, entre otros v. gr.: quebrada de la Flecha y Sierra de Pedernal, sector este último donde tienen en comparación mayor espesor con el desarrollo de masas o bancos gruesos del mismo origen.

Respecto a estas masas embriotectónicas, diferente es el cuadro que presentan las brechas de flanco que asoman en el corte de la primera de las quebradas que surcan el flanco oriental

<sup>1</sup> Comunicación oral.

**CUADRO II**  
**Posición de la tectónica embrionaria en el esquema Tecto-origénico fundamental**

Fases evolutivas	Generaciones sedimentarias	Pisos estructurales	Tectonemas	Magmatismo	Discontinuidad	Tectonograma u Orograma
C R A T O G E N E S I S						
Orógeno	Pos orogénico	Neomalasa	IV	Finivulcanismo		
	Tardiorogénico	Malasa	III	Plutonismo intercedente Secuevulcanismo	anatectónica	
	Preorogénico	Flysch	II	Plutonización expuesta sinorogénico Plutonización criptica Vulcanismo post-ofiolítico	Nivel de inversión tectónica catactónica	
Tectógeno	Suborogénico	Vacuidad	I	Ofiolítico	subtectónica	
	A N O R O G E N E S I S					

AV Borrelló, 1968

de la Sierra Chica de Zonda al sud de la ruta nacional 20, en la Precordillera de San Juan. En este caso, interpuestas con discordancia sobre bancos de calizas y dolomías, se observan brechas muy compactas de clastos dispersos, subangulosos, del mismo material lítico unido por cemento calcáreo, por igual macizo. Clastos y matriz están solidariamente unidos en un solo cuerpo. Este sigue hacia su nivel alto en la sedimentación normal llanvirniana de calizas y dolomías, grises y amarillentas en su visualización exterior, aunque oscuras en el corte fresco de la roca. Más que de un banco elástico individualizado se trata, en este corte, de la reiniciación local de la sedimentación calcárea con una brecha "basal" de flanco.

La diastema o discontinuidad local que se advierte en la base (Lám. I, b) no sólo establece la actividad subdiastrofónica relativamente insinuada en el conjunto por sí misma, sino que debajo de su superficie, aparecen fallas pequeñas que cortan la masa calcárea y silícea de la formación, en plano subvertical evidente. Es posible que el caso entrañe un proceso débil tectosísmico desarrollado durante la deformación tensional de la vacuidad en trance de evolución. Otro hecho que surge es que el intervalo que separa ambas secciones, puede haber sucedido en un lapso prolongado, pues las fallas que afectan a las capas, antes del mismo, inciden sobre sedimentos consolidados, esto es: sedimentitas, estrictamente tales.

Se echa de ver que ha tenido influencia no despreciable la tectónica tensional precursora, en la evolución de la vacuidad y el primero de los tectonotemas que configura, viene a propósito a tener como característica en el oeste argentino, las brechas de flanco de precedencia subembriogénica.

*Posembriogénesis:* Bajo tal designación es reconocible el proceso que durante el desarrollo del flysch o tectonotema II, provoca los deslizamientos

(*écoulement; sliding*) a los que se vincula la génesis olistolítica en la formación de flysch de bloques (olistostroma; Beneo, 1956) y psefitolitas del flysch en general. La dinámica específica del caso es tardía para la embriogénesis (principal) e implicaría una acentuación de las condiciones estructurales fijadas por la tectónica precursora con oscilación cortical, y del vínculo tensional expresado. Sólo pertenece a la preorogénesis siendo en consecuencia única en el régimen tectogénico ulterior o del flysch. Perduran sus efectos entre la embriotectogénesis estricta y la tectónica geosinclinal o principal; seguramente culminan con el advenimiento de la orogénesis (Cuadro II). Sus efectos son de exclusivo carácter regional. Su expansión no excede, hasta donde han llegado las presentes investigaciones, los límites del miogeosinclinal.

Ligada a la posembriogénesis las psefitolitas son brechas de flanco aunque de un carácter diferente a las de embriotectónica anterior (*cf. supra*). La diversificación litológica de las masas clásticas comprenden en consecuencia dentro de las variedades del flysch, a las psefitas y bloques que se distribuyen en los depósitos de sus facies de wildflysch a ortoflysch, particularmente (Vassoevich, 1948; 1951). Es una caracterización discriminada del conjunto conocido en Europa occidental como *Schistes à blocs* en sustitución, descriptiva, de la designación de estos tipos del flysch.

Los depósitos condicionados por esta forma genética más frecuentes son — a partir del Llandeiliano en la Precordillera — los flysches con bloques o klip-pes sedimentarios, de volumen muy variable. Tales cuerpos "exóticos" están mayormente constituídos por calizas y dolomías llanvirnianas (Caliza San Juan). Cuerpos escafoides, redondeados y escamas, sobresalen en el conjunto. Los olistolitos mayores en volumen se alojan en la ortoflysch a lo largo del borde occidental de la Precordillera cal-

cárea, desde el valle del río Jáchal (San Juan) al Cerro Pelado (Mendoza), donde tienen el máximo tamaño conocido dentro del régimen del flysch y serían aún más grandes, en opinión propia, que los que caracterizan a las masas flyschoides de los Alpes. Emergen por erosión en el relieve con carácter conspicuo (Lám. II, a). Los que se observan en la Formación Mogotes Negros (Cabeza Quiroga, 1942) y La Rinconada (Amos, 1954) como los que están en el Conglomerado Las Vacas (Furque, 1963) en San Juan, dentro del wildflysch, se ajustan particularmente al borde oriental de la Precordillera y alcanzan en el norte de Mendoza la zona austral de la misma sobre la ladera izquierda de la quebrada de San Isidro (fig. 1). Las líneas de vinculación olistolítica sugieren un cuadro paleotectónico creado por la tectónica embrionaria tensional, con dorsales generatrices del deslizamiento de los bloques, todo lo cual conduce a programar estudios ulteriores de detalle específico en este campo del Paleozoico del oeste argentino.

Independientemente de la olistolitización, que el flysch posee de acuerdo a lo indicado en la Precordillera, existe otro tipo psefítico en el tectonotema II, que depende en su génesis por igual del mecanismo que ocasiona, por erosión y transporte, a las brechas de flanco (posembriogénicas). Estos son los tilloides antes mencionados (*cf. supra*) al cual pertenecen los afloramientos que al oeste de San Isidro, sobre la quebrada homónima participa en la constitución del subpiso inferior del flysch (ortoflysch), conocido estratigráficamente como Formación Empozada (Harrington, en Leanza, 1957) (Lám. II, b). Las psefitolitas del caso denotan un hacinamiento caótico de reducido espesor (0,50 m en promedio). Su matriz es calcárea. Tiene en la masa también clastos angulosos y redondeados. Estos últimos son en realidad muy escasos; algunos llevan fósiles del Cámbrico. La

roca es harto compacta. Las masas psefíticas alternan en una secuencia de naturaleza calcipelítica, de fina estratificación paralela o laminar. Bloques, psefitolitas y laminitas son los componentes del flysch. Las psefitolitas, es de aclarar, más que los otros tipos líticos, son los depósitos coincidentes en su génesis con el control de las corrientes de turbidez (turbiditas).

La edad del tectonotema II, que comprende a los procesos de la posembriogénesis descriptos, es llandeiliana o devónica, hasta eocarbonífera.

En los complejos sedimentarios de coexistencia flysch-molasa (Carbónico) del oeste argentino, correspondientes al Paleóidico (Cámbrico a Trías-Jurásico), no se observaron indicios de actividad posembriotectónica alguna.

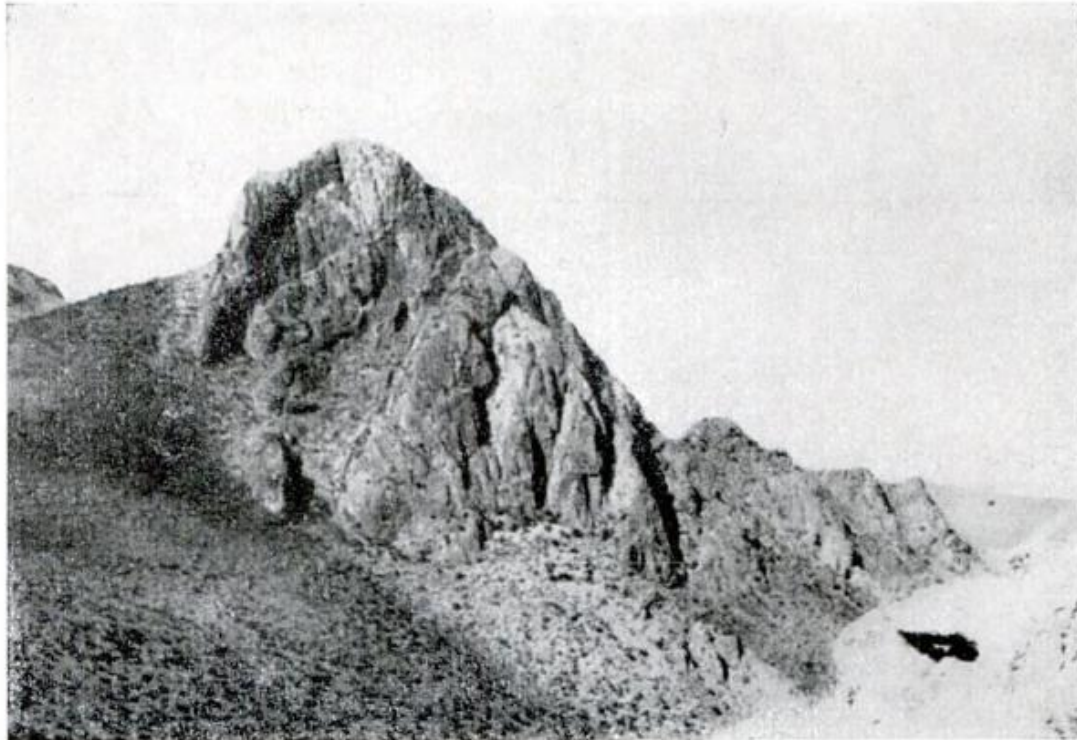
## CONCLUSIONES

Se arriba a las siguientes, tras lo logrado por los estudios sucintamente expuestos en la presente contribución:

1º) La tectónica embrionaria, posllanvirniana, es de inexcusable determinación en el campo ortogeosinclinal de la Precordillera del oeste argentino siendo admisible por entero su régimen de control genético tensional (excepcionalmente de plegamiento gravitacional).

2º) Una discontinuidad estructural tectónica (pretacónica), que separa en discordancia a las geogeneraciones de la vacuidad y del flysch respectivamente, es la evidencia directa de su presencia en la evolución tectónica regional paleoandina.

3º) Dos subfases son discernibles, antes y después de su desarrollo: la primera es la referida como subembriotectónica, con brechas de flanco; la segunda denomínasela posembriotectónica con brechas de flanco, olistolitos y psefitolitas propios del flysch.



*a.* Olistolito o bloque del flysch (klippe sedimentario), debido a la posembriogénesis, al norte de cerro Pelado, Mendoza, dentro de sedimentitas ordovícicas. El cuerpo está formado de caliza probablemente neocámbrica (foto del autor).



*b.* Brecha típica de flanco posembriogénica, en la Formación Empozada, Ordovícico superior; ladera sur de la quebrada de San Isidro, Mendoza. La brecha y las laminitas que se le sobrepone son típicas del flysch paleocófico de la Precordillera (foto del autor).



*a.* Brechas de flanco, de origen subembriogénico, en la Caliza San Juan de la entalladura interna de la quebrada de La Laja (este), Sierra Chica de Zonda, San Juan. Los bloques y la matriz son calcáreo-dolomíticos (foto del autor).



*b.* Indicios de movimientos subembriogénicos, Sierra Chica de Zonda, San Juan (primera quebrada al sur de la ruta nacional 20). Se advierten masas clásticas sobre la discordancia; debajo de las mismas las calizas dolomíticas están afectadas por evidentes fallas locales (derecha) (foto del autor).

4º) Es de agregar que el cuadro expuesto es hasta el presente propio del ambiente miogeosinclinal de la Precordillera (Precordillera calcárea) desde el sudoeste de La Rioja al norte de Mendoza, donde ofrece acentuadas relaciones de evolución paleotectónica geosinclinal que imponen, a propósito desde ya, subsiguientes estudios sistemáticos y comparados en el área.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Amos, A. J. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada. Pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, IX, (1), pág. 3.
- Argand, E. 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclog. Geol. Helv.*, 14, pág. 145.
- 1920. Plissements précurseurs et plissements tardif des chaînes de montagnes. *Act. Soc. Helv. Sci. Nat.*, 101, (2), p. 13.
- Aubouin, J. 1959. A propos d'un centenaire; les aventures de la notion de géosinclinal. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, Ser. 2, pág. 135.
- 1965. *Geosynclines*. Elsevier.
- Beneo, E. 1956. Accumuli terziari da risedimentazione (Olistostroma) nell' Apennino centrale e franesottomarine. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 78, pág. 291.
- Borrello, A. V., 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. *An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. Aires*, VI, pág. 65.
- 1968. *Los Geosinclinales de la Argentina*. Fac. Cienc. Nat. Mus. La Plata (Div. Geol.). Inédito.
- Cabeza Quiroga, J. R. 1942. *Estudios geológicos en la Sierra de Villicún (Prov. de San Juan)*. Tesis Mus. La Plata. Inédita.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17 b-Guandacol. Prov. de La Rioja- Prov. de San Juan. *Bol. Dir. Nal. Geol. Min.* 92.
- Gignoux, M. 1950. *Géologie stratigraphique*. 4ª ed. Masson. París.
- Haug, E. 1900. Les géosinclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des regressions et transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. 3, 28, pág. 617.
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Sp. Publ. Dept. Geol. Univ. Kansas*, 1, Lawrence.
- Moret, L. 1954. Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. *Trav. Univ. Grenoble*, Lab. Geol. Fac. Sci., 31.
- Staub, R. 1917. Über Faciesverteilung und Orogene in den Schweizeralpen. *Beitr. Geol. Kart. Schweiz*, N. Folge, Lief 46, Abt. 3, pág. 198.
- 1937. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil. *Vierteljahrsschr. Naturf. Gesell. Zurich*, 82, pág. 140.
- 1942. Gedanken zum Bau Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil. *Vierteljahrsschr. Naturf. Gesell. Zurich*, 87, pág. 138.
- Stile, H. 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. G. Borntraeger. Berlin.
- Tercier, J. 1952. Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes. *Rev. Quest. Sci.* (Suvain).
- Trümpy, R. 1957. Quelques problèmes de paléogéographie Alpine. *Bull. Soc. Geol. France*. Ser. 6, 7, pág. 443.
- 1960. Paleotectonic evolution of the central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, pág. 843.
- Vascoeovich, N. B. 1948. *Le flysch et les méthodes de son étude*. Leningrad Gostoptkehizdat. (Trad. franc. BRGM, París).
- 1951 *Les conditions de la formation du flysch*. Leningrad Gostoptkehizdat. (Trad. franc. BRGM, París).

Recibido el día 26 de junio de 1968.



PROF. DR. ALBERTO CASTELLANOS

(1896-1968)

Cercano a la edad de 72 años, falleció en Brasil, país en el cual estaba radicado desde 1957, uno de los más eminentes botánicos con que contó la Argentina en todos los tiempos.

Hijo de una patricia familia cordobesa (su padre, con grado de coronel participó en expediciones al desierto), poseía una sólida cultura humanística y en especial histórica, además de la correspondiente a la ciencia específica que cultivava.

Esa profundidad de conocimientos, junto con la frialdad de sus análisis y el matiz irónico de sus expresiones, hizo que muchas veces chocara con los esquemas simplistas o conformistas que prevalecieron en ciertas oportunidades en nuestros ambientes científicos y universitarios.

Era un ferviente defensor de la ciencia pura, cuando ella se practicaba con toda altura. Era un terrible y cáustico detractor del diletantismo, al que fustigaba en todo momento.

Por el carácter de nuestras disciplinas específicas, no nos corresponde analizar y destacar la obra que el Dr. Alberto Castellanos cumpliera en el campo de su especialidad; sólo citaremos que su prestigio internacional avala fehacientemente el valor de la misma. En cambio, la Asociación Geológica Argentina no puede olvidar que él, siendo botánico, fue uno de los más fervientes promotores de las ciencias geológica y paleobotánica en la Argentina.

Desde su cátedra, en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, contribuyó sólidamente a la formación académica de los geólogos, habilitándolos así a su adecuado ingreso en el campo paleontológico.

Gracias a su apoyo y a sus enseñanzas, varios de sus alumnos pertenecientes a las disciplinas geológicas, se orientaron hacia la paleobotánica, contribuyendo luego a iniciar a otros colegas en tal especialidad, de manera que a la fecha, el país cuenta con un sólido y numeroso grupo de estudiosos de las plantas fósiles.

La Asociación Geológica Argentina siente el deber de destacar tal hecho y de rendir su homenaje al distinguido botánico, profesor doctor Alberto Castellanos.



## RESEÑA MINERALOGICA DEL YACIMIENTO "SAN MARTIN" VALCHETA, PROV. DE RIO NEGRO

POR MILKA K. DE BRODTKORB Y ALEJO BRODTKORB

Comisión Nacional de Energía Atómica y Dirección General de Fabricaciones Militares

### RESUMEN

El yacimiento "San Martín" está situado cerca de la localidad de Valcheta, provincia de Río Negro. Es un depósito formado por vetas que se ubican en un intrusivo alasquítico.

El estudio de la mineralización se efectuó mediante métodos microscópicos y análisis con microsonda, determinándose que la paragénesis está formada por minerales de W, Mo, Fe, Mn, Cu, Sn, Zn, Pb, Ag y Bi, en una ganga de feldespato rosado y cuarzo.

Cabe mencionar especialmente, la presencia de dos sulfosales de estaño, la isoestannita y la hexaestannita, notables por su alto contenido de cinc.

### ABSTRACT

The San Martin deposit is situated near the site of Valcheta in the Province of Río Negro. It consists of veins lying within an alaskite intrusive.

The investigation of the mineralization was effected by microscopic studies and microprobe analysis, proving that the paragenesis was as follow; W, Mo, Fe, Mn, Cu, Sn, Zn, Pb, Ag and Bi, in a gangues of pink feldspar and quartz. Of special interest is the presence of two varieties of sulphosalts of tin: isostannite and hexastannite which are unusual because of their high zinc content.

### INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto contribuir al conocimiento de la mineralogía de la mina del yacimiento "San Martín", en especial en lo referente a la presencia de minerales de estaño y bismuto, hasta ahora no mencionados para este depósito y que presentan características mineralógicas poco comunes.

El yacimiento está ubicado a unos 25 km al NNE de la localidad de Valcheta, provincia de Río Negro, sobre el camino provincial Valcheta-Choele Choel.

Geológicamente, el yacimiento se encuentra alojado en el extremo occidental de un intrusivo alasquítico denominado "stock San Martín", el que intruye rocas metamórficas de posible edad tectónica.

Las vetas que constituyen el depósito corren subverticalmente con un rumbo general N 60° E dentro del stock, penetrando en esquistos en el extremo oeste. El espesor de las vetas varía entre 0, 2 y 3 m y son el resultado del relleno de espacios abiertos a lo largo de fallas preminerales. Movimientos posteriores distorsionaron la continuidad de las mismas, trozándolas repetidas veces.

Las etapas de los procesos hidrotermales que originaron la mineralización no se pudieron investigar a través de un muestreo sistemático, por lo que el estudio y la secuencia de la mineralización se basaron en muestras recogidas por uno de los autores en una visita al yacimiento poco antes de concretarse su cierre a mediados de 1959.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al profesor doctor ingeniero A. Maucher por haber facilitado el uso de la microsonda perteneciente al Consejo de Investigaciones de la República Federal Alemana e instalada en el Instituto de Geología y Mineralogía de la Universidad de Munich, y al doctor D. Klemm, por haber efectuado los análisis correspondientes.

## MINERALOGIA

El estudio se efectuó principalmente al microscopio, sobre cortes pulidos de aquellas partes de las muestras que presentaban alta mineralización, realizándose además donde fuera necesario comprobaciones mediante difracción de rayos X. Los minerales de estaño y cinc y los de bismuto, por su pequeño tamaño y por presentar intercrecimientos, no se pudieron estudiar roentgenográficamente, pero en cambio fue posible analizarlos con una microsonda marca Cambridge, modelo "Microscan".

Como resultado de las investigaciones realizadas se han determinado los siguientes minerales:

- Minerales de W y/o Mo:
  - wolframita
  - scheelita común
  - scheelita con trazas de molibdeno
  - powellita
- Minerales de Cu:
  - calcopirita
  - covelina
  - idaíta
- Minerales de Sn y/o Zn:
  - casiterita
  - isoestannita
  - hexaestannita
  - blenda
- Minerales de Cu y Sn ? :
  - tetraedrita
- Minerales de Pb y/o Ag:
  - galena
  - "portadores de plata"
- Minerales de Bi:
  - mineral de bismuto I
  - mineral de bismuto II
  - mineral de bismuto ? III

Minerales de Fe:

pirita  
hematita

Minerales de ganga:

feldespatos rosado  
cuarzo

## LOS MINERALES WOLFRAMIO Y/O MOLIBDENO

*Wolframita*: macroscópicamente se presenta en forma de prismas de pocos milímetros hasta cinco a ocho centímetros, distinguiéndose asociaciones radiales dentro del feldespatos rosado. Su color es pardo con tintes rojizos y posee cierta transparencia, debido esto a que es rica en manganeso.

Microscópicamente se observan abundantes reflejos internos color rojo carmín, especialmente en zonas de debilidad. Generalmente los cristales están bien desarrollados en forma de tablillas y se observa el clivaje (010). Está intercrecida con scheelita y cuarzo. Después de cristalizada penetraron sulfuros aprovechando espacios abiertos, pudiéndose observar el reemplazo de wolframita por galena formando la textura de tipo "caries". En parte la wolframita está alterada a scheelita.

*Scheelita*: microscópicamente se observan dos generaciones, la primera de granos grandes, que, hacia espacios abiertos pueden tener contornos cristalinos, y asociaciones de grano más fino, más jóvenes, posiblemente productos de alteración. Observando los cortes pulidos con luz de cuarzo, se distinguen venillas con fluorescencia color azul (scheelito común) y pequeños granos diseminados de fluorescencias color amarillo correspondientes a scheelita con trazas de molibdeno. En parte, las venillas presentan granos algo esqueléticos de hematita.

*Powellita*: se la ha comprobado mediante un diagrama de rayos X y se presenta en las zonas alteradas de la wolframita y scheelita.

## LOS MINERALES DE COBRE

*Calcopirita*: se presenta maciza, en granos de 0,5 a 1 mm, asociada a minerales de estaño que se describirán más adelante. También se encuentra calcopirita como desmezcla dentro de la blenda y como inclusión en pirita. Frecuentemente aparece alterada en sus bordes y en las fisuras a covelina y ocasionalmente a covelina e idaíta, (Brodtkorb, 1961).

*Covelina e idaíta*: ambas son productos de alteración de la calcopirita. La covelina reemplaza en parte también a la galena.

## LOS MINERALES DE ESTAÑO Y CINC

Las estannitas y minerales asociados han sido motivo de numerosos estudios efectuados en los últimos años. Cabe mencionar los trabajos de Moh (1960), Ramdohr (1960), Moh y Ottermann (1962) y Markham y Lawrence (1965).

Se ha comprobado que muchas veces estos minerales son productos intermedios de series isomorfas y otras veces, los elementos esenciales de su composición química pueden ser sustituidos por otros. Estas variaciones en la composición química traen como consecuencia, obviamente, variaciones en las propiedades físicas y ópticas.

Ramdohr (1960) y Moh y Ottemann (1962) subdividen las estannitas en varios grupos, de los cuales nos interesan en este trabajo las siguientes:

- la hexaestannita, de fórmula  $Cu_2Fe_2SnS_6$  de red cristalina semejante a la wurtzita, de sistema hexagonal y que corresponde en parte al mineral denominado "orange bornite" de trabajos más antiguos;
- la isoestannita, de fórmula aún indefinida y del sistema cristalino cúbico.

*Hexaestannita e isoestannita*: por el pequeño tamaño de los granos y por el intercrecimiento con otros minerales,

sus propiedades sólo han sido determinadas microscópicamente en cortes pulidos.

La hexaestannita tiene un característico color anaranjado-pardusco, parecido a una estannita común, pero con tinte anaranjado. Su poder reflector también es similar a la estannita y la dureza algo mayor que la calcopirita. Posee un pleocroísmo de reflexión mediano cuyos colores varían de anaranjado a anaranjado-oliva, y una anisotropía intensa cuyos colores cambian de anaranjado a pardo y borra de vino. La extinción es completa. Los granos son generalmente alotriomorfos, redondeados, y no se ha observado clivaje ni maclas. Contadas veces se presentan formas "mirmequíticas" entre hexaestannita y blenda y entre hexaestannita y calcopirita. Comparando las propiedades de esta hexaestannita con minerales emparentados de otras localidades, se puede concluir que:

- a) La "orange bornite" de Yauricocha, Perú, es más pleocroica, variando el color del pleocroísmo entre anaranjado (poder reflector más alto) y gris oliva (poder reflector similar), y anisotropía entre anaranjado y verde azulado;
- b) la "orange bornite" de la Magma Mine, Arizona, EE. UU. de A., es similar a Yauricocha;
- c) la renierita de Tsumeb, Africa, es menos pleocroica y anisótropa.

También la isoestannita ha sido identificada únicamente al microscopio. Su poder reflector es algo más bajo que la tetraedrita, el color gris luminoso y la dureza, algo mayor que la calcopirita. Es completamente opaca e isótropa. Se hace notar el alto contenido de cinc.

Como se dijera anteriormente, los minerales de estaño se encuentran asociados a la calcopirita, pudiendo estar también englobados dentro de la pirita. Es común observar granos de hexaestannita con núcleos conformados irregular-

mente de isoestannita, modalidad que se conoce en la germanita y renierita de la localidad de Tsumeb, Africa Sudoccidental. También se encuentran granos de hexaestannita sola y en asociaciones constituidas por blenda, hexaestannita e isoestannita, no habiéndose visto contactos directos de blenda con isoestannita (f. g. 1).

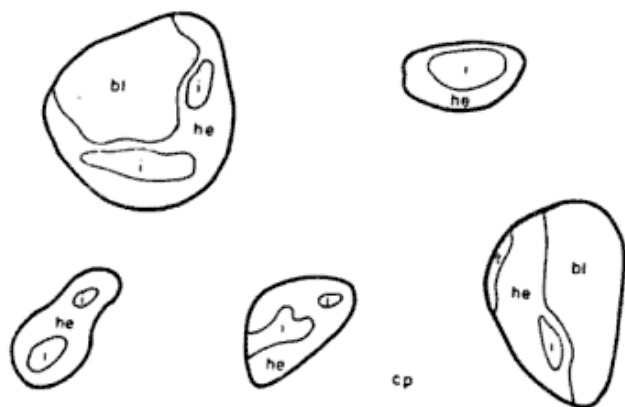


Fig. 1. — Esquema de diferentes asociaciones de blenda (bl), isoestannita (i), hexaestannita (he) y tetraedrita estannífera (t) dentro de un grano de calcopirita (cp).  $\times 200$ .

El doctor D. Klemm del Instituto de Mineralogía y Geología de Munich, República Federal Alemana, efectuó tres análisis cuantitativos con microsonda de la hexaestannita y dos de la isoestannita, cuyos resultados se dan a continuación. Con fines comparativos se transcriben los valores hallados por Markham y Lawrence (1965) con el mismo método, para una hexaestannita de la localidad de Tingha, Australia.

*Tetraedrita estannífera*: no fue posible efectuar un análisis mediante microsonda, por no poder ubicársela en la pantalla. Se presenta siempre asociada

a los otros minerales de estaño, ubicándose preferentemente entre hexaestannita y calcopirita, por lo cual se considera probable que se trate de una tetraedrita de la variedad estannífera "Zinnfahlerz" de Moh y Ottemann (1962). Es isótropo de poder reflector algo más alto que la isoestannita y de color gris verdoso.

*Casiterita*: se han observado sólo contados granos de casiterita de un tamaño entre 50 y 200 micrones.

*Blenda*: corresponde a la variedad poco ferrífera y presenta abundantes reflejos internos de color blanquecinos-verdosos. En ella se observan algunas veces desmezclas en forma de gotas de calcopirita que se distribuyen desordenadamente.

#### MINERALES DE PLOMO Y PLATA

Los minerales observados son galena y los denominados "portadores de plata" (Silberträger de Ramdohr, 1960).

La galena se presenta maciza, ubicándose en los espacios que dejaron los minerales cristalizados anteriormente. En algunos sectores se observan pequeñas gotas alargadas, otras veces vermiformes, de no más de 20 a 50 micrones, de "portadores de plata", no pudiéndose determinar la especie mineralógica, por su pequeño tamaño. El poder reflector es apenas más bajo que el de la galena, y su color, pardo; la anisotropía varía entre gris claro y gris oscuro.

Se encuentran siempre asociados a la galena, los minerales de bismuto que se describen a continuación.

	Hexaestannita de Valcheta Promedio de tres análisis	Hexaestannita de Tingha Australia	Isoestannita de Valcheta Promedio de dos análisis
cobre .....	42,1 %	38,0 %	19,5 %
hierro .....	15,0	11,1	5,2
estaño .....	10,1	15,6	7,0
cinc .....	8,0	4,1	40,5
azufre .....	24,5	29,2	25,5
	99,7 %	98,0 %	97,7 %

## MINERALES DE BISMUTO

Los minerales de bismuto aquí presentes, están siempre asociados a la galena y se denominarán "mineral de bismuto I", "mineral de bismuto II" y "mineral de bismuto ? III".

Fueron estudiados mediante microscopía y microsonda las variedades I y II y no corresponden a especies conocidas o determinables con seguridad (Uytenbogaardt, 1951, Ramdohr, 1960 y Lawrence, 1963).

También en este caso el doctor D. Klemm, efectuó varios análisis semicuantitativos cuyos resultados se dan a continuación:

	Mineral de bismuto I	Mineral de bismuto II
bismuto .....	31 %	33 %
cobre .....	13	42
plomo .....	33	—
azufre .....	21	21
	<hr/> 98 %	<hr/> 96 %

Además el "mineral de bismuto I" no contiene As, Sb, Fe, Ag, Sn.

*Mineral de bismuto I:* Este mineral tiene las siguientes propiedades observadas al microscopio: el poder reflector es más alto que el de la galena; el color verde amarillento luminoso en la posición de pleocroísmo más clara y color crema en la posición más oscura, pudiendo quedar desapercibido al lado de la galena. Es algo parecido a la schapbachita (siendo ésta más parecida a la galena), pero menos pleocroica. La anisotropía es fuerte, variando entre gris verdoso claro, a ocre. La dureza es mayor que la de la galena y no se han observado maclas ni reflejos internos. Se presenta solamente dentro de la galena y junto al "mineral de bismuto II" (fig. 2). Es idéntico al "mineral de bismuto ?" descrito por Ramdohr para la localidad de Zinnwald (Ramdohr, 1965). También en esa localidad está asociada a galena y en una paragénesis de Cu, Zi, Sn, Pb y Bi

Por sus propiedades ópticas y/o texturales parece no corresponder a la familia de la patrinita-rezbanyita.

*Mineral de bismuto II:* Este mineral se presenta siempre en granos alotriomorfos de tamaño más pequeño que el "mineral de bismuto I". A veces la asociación de pequeños individuos que conforman un grano son alargados y se intercrecen. Las propiedades observadas al microscopio son las siguientes: el poder reflector es más bajo que el de la galena y estimativamente algo más alto que la tetraedrita. El color es gris oliva y el pleocroísmo muy débil. La dureza está entre la correspondiente a la galena y el "mineral de bismuto I". La anisotropía es medianamente fuerte, de colores grises con tintes verdes y pardos.

Por las propiedades observadas, esta especie se asemeja a la wittichenita ( $Cu_3BiS_3$ ).

*Mineral de bismuto ? III:* Se presenta siempre como producto de alteración, aparentemente ascendente, del "mineral de bismuto II", por lo que se estima puede contener bismuto. Sus propiedades, observadas al microscopio, son: poder reflector algo más alto que el del "mineral de bismuto II" y color más verdoso. La anisotropía varía entre gris claro y gris oscuro. Los granos son alotriomorfos y presentan grietas de contracción (fig. 2).

## MINERALES DE HIERRO

*Pirita:* ésta se ha formado tardíamente y se la encuentra casi siempre en cristales idio- a subidioblásticos de 0.1 a 1 mm. Incluye gotas de formas redondeadas regulares e irregulares de calcopirita con minerales de estaño asociados y sin ellos, galena con minerales de bismuto asociados, y sin ellos, y blenda.

*Hematita:* Se presenta en granos a veces esqueléticos dentro de la scheelita. Es probable que se trate de una trans-

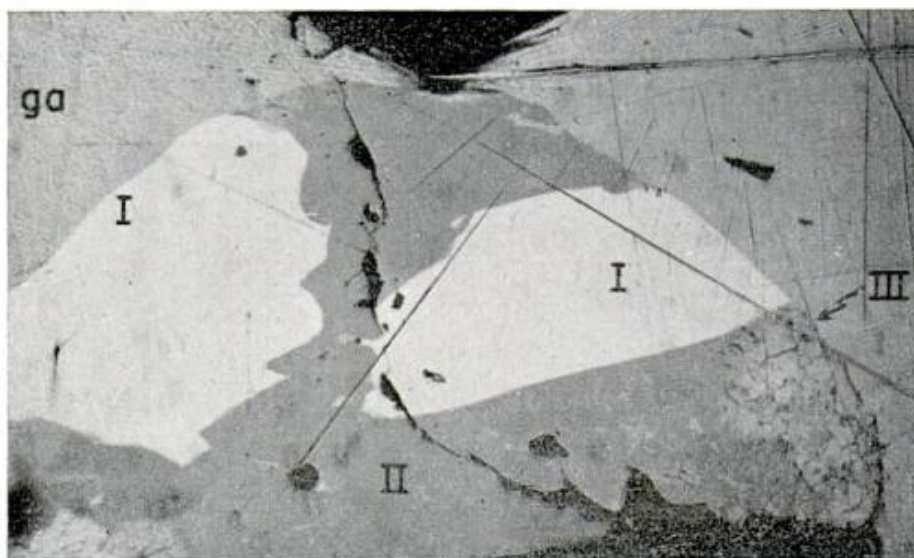


Fig. 2. — Corte pulido. Inmersión en aceite.  $\times 100$ . Asociación formada por los minerales de bismuto I, II y III, dentro de un grano de galena (ga)

formación ascendente de la wolframita en scheelita y hematita.

#### PARAGENESIS

Completando el cuadro de las relaciones paragénicas que ya en parte se han puntualizado en las descripciones mineralógicas, se pueden diferenciar los siguientes períodos de cristalización:

- 1) feldespatos rosados, wolframita, scheelita y casiterita;
- 2) conjuntamente con la calcopirita, sulfuros y sulfosales de Sn y Zn; blenda;
- 3) conjuntamente con la galena, sulfosales de bismuto y los "portadores de Ag";
- 4) pirita;
- 5) cuarzo.

Esta mineralización correspondería genéticamente al tipo vetiforme portador de Sn, Bi, Ag de la secuencia hidrotermal-subvolcánica, según la clasificación de Ramdohr (1966).

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brodtkorb, Milka K. de, 1961. *Sobre la presencia de idaita,  $Cu_3FeS_4$  en algunos yacimientos argentinos*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XVI, 109-116.
- Lawrence, L. J., 1963. *Textures of some copper-bismuth sulfide ores from Mount Elliston, N. T.* The Austr. IMM Proceedings N° 205, 121-129.
- Markham, N. L. y L. J. Lawrence, 1965. *Mawsonite, a new copper-iron-tin sulfide from Mt. Lyell, Tasmania and Tingha, New South Wales*. Am. Min. 50, 900-903.
- Moh, G. H., 1960. *Experimentelle Untersuchungen an Zinnkiesen und analogen Germaniumverbindungen*. N. Jahrb. Min. Abh. 94, 1125-1146.
- Moh, G. H. y J. Ottemann, 1962. *Neue Untersuchungen an Zinnkiesen und Zinnkiesverwandten*. N. Jahrb. Min. Abh. 99, 1-28.
- Ramdohr, P., 1960. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag, Berlin.
- 1965. *Ficha 9012 de la colección de cortes pulidos*.
- Uytenbogaardt, 1951. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Princeton University Press, New Jersey, EE. UU. de América.

Recibido el 23 de septiembre de 1968.

## AFLORAMIENTOS MANGANESIFEROS DE LA PROSPECCION "CARMEN", DEPARTAMENTO BELEN PROVINCIA DE CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

Por HECTOR H. GARCIA <sup>1</sup>

### RESUMEN

En este trabajo se dan a conocer los estudios efectuados en la prospección "Carmen", un nuevo yacimiento de manganeso hidrotermal de reemplazo de afiliaciones volcánicas y altas leyes.

Sobre la base del mismo se efectúan consideraciones para la prospección de yacimientos similares en regiones cercanas que se consideran favorables.

### ABSTRACT

This paper describes the studies of the "Carmen" prospect, a new replacement hydrothermal manganese deposit in Quaternary conglomerate associated with volcanic processes and with high manganese contents.

The concepts explained and discussed aid greatly in developing models of manganese distribution, which may be applied in future exploration in adjacent regions, with favourable aspects.

### INTRODUCCION

Durante los trabajos que el suscriptor realizaba en la región de Farallón Negro a fines de 1966, tuvo lugar el hallazgo motivo de este artículo. El estudio detallado se realizó en los meses de febrero y marzo de 1967 y su objetivo fue extrapolar los datos allí obtenidos, con miras a una futura prospección en otras áreas.

Agradezco a los doctores Raúl A. Zardini y J. C. R. Fernández Lima la lectura crítica del manuscrito.

Este yacimiento sólo tiene acceso por sendas y está localizado a unos cuatro kilómetros al sudoeste del Campamento Agua Tapada y de aquí por camino para automotor hay 11 km al Campa-

mento Central. Está ubicado dentro de la pertenencia minera que bajo el nombre de "Mina Abel Peirano", la provincia de Catamarca, ha concedido a YMAD en el departamento Belén.

Andalgalá es la terminal del FCGB más cercana, a unos 175 km por el camino de Agua Tapada, a través del camino de acceso a la pertenencia y las rutas nacionales 40 y 62.

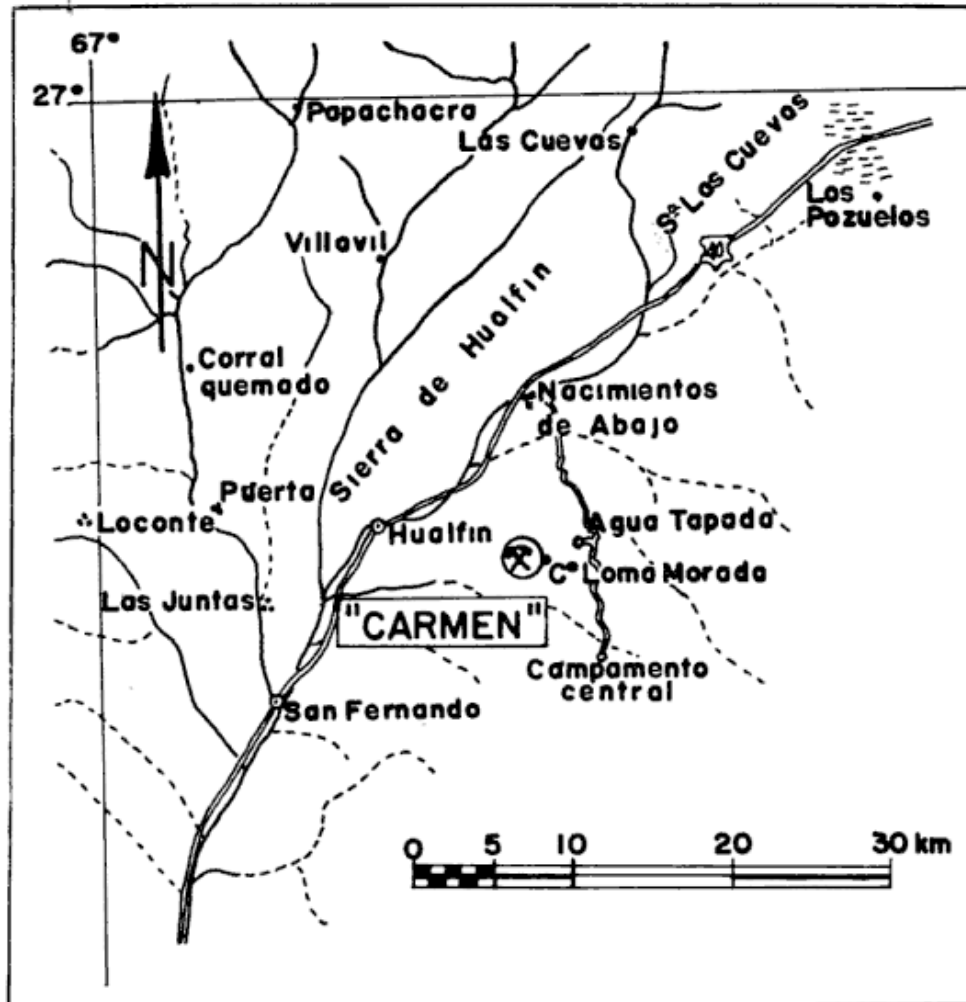
### RASGOS GEOLOGICOS REGIONALES

La mineralización está emplazada en la cabecera de un cono aluvial compuesto o bajada en proceso de degradación, de edad cuartaria y tiene un amplio desarrollo regional. Estas rocas se apoyan discordantemente sobre el llamado "Complejo Volcánico (Gonzá-

<sup>1</sup> YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio), Catamarca.

lez Bonorino, 1950), "Complejo Eruptivo" (Quartino, 1958 y 1960) y "Serie Andesítica" (Sister, 1966), formada por una amplia gama de rocas volcánicas, subvolcánicas, hipabisales y piroclásticas de naturaleza andesítica, basáltica, traquítica, dacítica, monzonítica, etc., que afloran y tienen una amplia distribución areal al este de la

bradas que forman profundos cañados, sólo con agua después de alguna lluvia torrencial veraniega. Su desarrollo regional ha sido mucho más importante en el pasado, ya que aparecen sus relictos en el Cerro Morado o Cerro de la Loma Morada, de 2.623 m s.n.m. que se destaca geomorfológicamente, constituyendo la mayor altura de la región.



Plano de ubicación

prospección Carmen, lugar de origen de las rocas que forman el cono aluvial.

El contacto entre ambas entidades de rocas es bastante lineal y de dirección noreste a sudoeste, extendiéndose decenas de kilómetros. En la región que nos ocupa, su altura es de unos 2.500 metros s.n.m.

La bajada tiene impreso un fuerte relieve, propio del clima árido, encontrándose atravesada por numerosas que-

bradas que forman profundos cañados, sólo con agua después de alguna lluvia torrencial veraniega. Su desarrollo regional ha sido mucho más importante en el pasado, ya que aparecen sus relictos en el Cerro Morado o Cerro de la Loma Morada, de 2.623 m s.n.m. que se destaca geomorfológicamente, constituyendo la mayor altura de la región.

Todos los afloramientos conocidos se disponen casi en el contacto del "Complejo Eruptivo" con las rocas sedimentarias de la bajada, formando una orla alrededor del extremo noroeste de un cuerpo intrusivo subvolcánico (C° de la Loma Morada) constituido por rocas ricas en fenocristales de sanidina (traquita). Este rasgo tiene importancia para explicar la génesis del yacimiento, como se verá más adelante.



## ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

Las labores de exploración superficiales efectuadas y el levantamiento expeditivo de la región han revelado la apariencia sedimentaria de este yacimiento merced a la existencia de cinco afloramientos aislados de bancos mineralizados importantes, ubicados dentro de espesos conglomerados polimícticos y cuya correlación entre sí no es

Al manto mencionado le sigue en importancia otro afloramiento ubicado a unos 80 m al oeste del mismo y en una ladera que mira hacia la quebrada de la Loma Morada, diferenciándose del anterior en su menor potencia con promedio 0,60 m y ausencia casi absoluta de ópalo; sus otras características son semejantes y le corresponden los análisis C-7 a C-15 inclusive.



Fig. 1. — Sector noreste del Yacimiento. La fotografía indica el lugar donde se tomaron las muestras 5, 6 y 7. En el ángulo superior izquierdo aparece el cuerpo subvolcánico y el resto son rocas conglomeráticas casi totalmente cubiertas por derrubio.

posible efectuar con seguridad dada la falta de datos; pero de cualquier forma, se puede afirmar que por lo menos existen dos de ellos.

La camada más importante se ubica hacia la quebrada El Fierro y tiene una potencia mínima de dos metros y medio y a la misma corresponden los análisis C-1 a C-6 inclusive. Sus minerales de manganeso se presentan muy compactos y duros, con escasa cantidad de calcita y cuarzo finos, y prácticamente sin oquedades. Se observa muy bien una estructura bandeada lenticular formada por fajas de limonita, ópalo y minerales de manganeso, subparalela a los contactos.

Además de estos dos bancos principales hay dos afloramientos de otros menores de potencias del orden de 0,50 m que aún no fueron muestreados, pero sin duda sus leyes serán semejantes a las citadas dada su gran similitud.

La irregularidad en los contactos superior e inferior impide hacer mediciones seguras de rumbos e inclinaciones, aunque se estima que su rumbo general debe ser noroeste y su inclinación promedio entre  $10^{\circ}$  y  $20^{\circ}$  noreste.

A los mantos citados deben añadirse otros más irregulares y pobres pero de mayor desarrollo, dispuestos subparalelamente a los descritos, pero a diferentes alturas. No han sido mapeados

ni muestreados. En ellos sí son observables numerosos relictos de las capas conglomerádicas primitivas.

En los contactos de las capas con

impidió una buena circulación de las soluciones mineralizantes.

Es de destacar que hay deposiciones masivas de minerales de manganeso



Fig. 2. — Vista más cercana del banco manganesífero más potente, que aparece en el centro de la foto anterior. Su techo está indicado por la base de la estaca pero su base no es alcanzada por la toma. Hay algunos grandes clastos (abajo de la piqueta y a la izquierda).

la traquita se ve el abrupto final de aquellos, que pasan a simples impregnaciones en pequeñas figuras dentro del cuerpo subvolcánico, a su misma altura. Esto se debe a que dicha roca está muy fresca y es muy poco permeable, lo que

de uno a dos mm de espesor dentro de diaclasas en casi todo el cuerpo traquítico. Ello sugiere que el aporte de las soluciones tuvo lugar durante el período de tiempo en que actuaron fuerzas tectónicas que cambiaron la ubicación

relativa del cuerpo con respecto al nivel de circulación de las soluciones mineralizadoras.

La roca en que aparecen estas manifestaciones es un conglomerado friable, mediano, formado casi exclusivamente por clastos subredondeados de rocas volcánicas, subvolcánicas, hipabisales y piroclásticas; han aparecido escasos fragmentos de pizarras y pegmatitas ácidas. Predominan los clastos traquíuticos, aunque también los hay basálticos,

das conglomerádicas preexistentes (fotos 1 y 2).

Muy esporádicamente hay grandes clastos redondeados dentro de los bancos que muestran claramente los efectos de un reemplazo centrípeto por los minerales de manganeso, lo que les da apariencia de anillos moteados (foto 3).

De lo observado se interpreta que la intensidad del reemplazo está regulada por tres factores:



a



b

Fig.13 a-b. — Estas fotos fueron tomadas en el mismo sector que las anteriores, donde aparecen los dos grandes clastos indicados. El de la derecha, 3b, tiene un incipiente reemplazo anular centrípeto de una vulcanita por óxidos de Mn.

andesíticos, liparíticos, etc., con texturas porfídicas, brechosas, tobáceas y pumíceas. Es una roca poco coherente, debido a la escasa cantidad de cemento aglutinante (limonítico y carbonatado).

Los minerales de maganeso han reemplazado a estos estratos en grado variable, observándose ejemplos con todas las gradaciones posibles, desde aquellos en los que apenas actúan como cemento; en otros casos asumen también el papel de matriz permaneciendo como relictos, clastos volcánicos aislados y, finalmente, forman bancos compactos casi sin dejar rastros de las cama-

1. Nivel de circulación de las soluciones con manganeso y su permeabilidad;
2. Tiempo que actuaron las mismas;
3. Granulometría de la roca reemplazada.

A pesar de que estos mantos manganesíferos son muy compactos y coherentes, destacándose geomorfológicamente sobre el terreno, sus contactos inferior y superior no son netos, ya que adoptan desarrollos irregulares y más pobres. Macroscópicamente no se nota en ellos ningún tipo de alteración.

A simple vista se observan dos especies de minerales de manganeso: uno con textura fibrosa y otro homogéneo y compacto sin ningún tipo de estructura. Aparecen además limonita, escasa calcita blanca y cuarzo bien cristalizados en drusas y sílice pardo-rojiza amorfa a veces muy abundante según los sectores considerados.

Dado lo interesante de estos afloramientos se contempla efectuar estudios mineralógicos completos en el futuro, cuando las labores de exploración hayan avanzado convenientemente.

### MUESTREO Y ANALISIS

Los lugares donde se han extraído las muestras figuran en el plano adjunto. Los análisis correspondientes fueron efectuados por el señor Miguel Antonio Curi en el laboratorio que YMAD posee en Andalgalá.

Muestra N°	Potencia Verdadera m	Ley % Mn
C-1 .....	0,60	36,12
C-2 .....	2,00	45,28
C-3 .....	1,50	42,78
C-4 .....	1,50	42,32
C-5 .....	0,25	26,09
C-6 .....	0,70	12,00
C-7 .....	1,00	44,44
C-8 .....	0,60	33,63
C-9 .....	0,45	49,98
C-10 .....	0,65	40,26
C-11 .....	0,50	47,97
C-12 .....	0,80	37,59
C-13 .....	1,60	37,59
C-14 .....	1,30	33,40
C-15 .....	0,45	28,66

En algunos casos se han muestreado potencias inferiores a las verdaderas, dado que las labores de exploración que las han completado de descubrir, se efectuaron con posterioridad a la fecha en que se tomaron las muestras.

Los casos de leyes más bajas se deben esencialmente a aumento en la cantidad de ópalo, lo que está bien ejemplificado por la muestra C-6 que representa la base de la capa en ese lugar.

Con todas las muestras anteriores se ha formado una sola "común", a la que se le determinó vestigios de Au y 19,9 g/t de Ag., pobreza que permitirá se la comercialice con fines metalúrgicos.

Estos valores son considerablemente superiores a los de los otros yacimientos conocidos que constituyen la reserva de YMAD, dadas las siguientes cifras:

1. *Veta Farallón Negro*: (Sister, 1966). Ley media de 12 bloques cubcados a la fecha, mineral positivo-probable y probable total 801.431,9 ton.:

Au: 8,99 g/t Ag: 160,65 g/t Mn: 15,90 por ciento.

2. *Veta Alto de la Blenda* (Sister, 1966): Ley media de bloques cubcados a la fecha, mineral positivo-probable y probable, total 76.863,3 ton.:

Au: 9,58 g/t, Ag: 229,2 g/t, Mn: 8,73 por ciento.

3. *Veta Morro Bola* (Sister, 1966): Se han estimado unas 100.000 ton. con una ley media de 20 % de Mn.

4. *Rajo Ultima Oportunidad*: El mineral se explota de un bolsón aflorante, relativamente pequeño, de ley en veta 15 % de Mn, que sube al 26 % luego de concentrárselo a mano. Muy escaso Au y Ag. Se han extraído a la fecha 4.000 ton. de concentrado, estimándose que aún posee unas 3.000 ton. comercializables.

5. *Vetas Los Viscos, Macho Muerto, etc.*: El resto de las vetas que se conocen hasta la fecha tienen leyes sumamente bajas en Mn, dado que en su mineralogía privan carbonatos variados y cuarzo.

## CONSIDERACIONES RESPECTO A LA GENESIS

El hecho de que las manifestaciones conocidas hasta el momento adopten forma de orla alrededor del cuerpo subvolcánico, como ya se mencionó anteriormente, se debe a alguna de las siguientes causas:

- a) Simple emergencia de las soluciones alrededor del cuerpo, motivada por un control estructural y/o relación genética con el mismo.
- b) Las soluciones mineralizadoras depositaron allí su carga dada la existencia de un cierto ambiente fisicoquímico particular creado por el cuerpo.
- c) En caso de encontrarse bancos mineralizados lejos del cuerpo subvolcánico, indicaría que la trama en orla se debe simplemente a que la erosión los ha puesto allí al descubierto.
- d) Alguna combinación de las causas anteriores (p. ej. *a* y *b*).

Es indudable que los minerales ricos en manganeso se han depositado a partir de aguas subterráneas circulantes, donde migraban en solución. En un cierto momento, estos elementos consolidaron como cemento de conglomerados preexistentes, ya de antes poco coherentes al igual que hoy en los sectores no afectados intensamente.

Como la comarca pasó por períodos relativamente largos de tranquilidad tectónica, los minerales tuvieron tiempo para reemplazar posteriormente a la matriz y aún a los clastos del primitivo conglomerado, formándose así los actuales bancos homogéneos y compactos. Cuando los fenómenos detallados fueron de corta duración, el proceso no tuvo tiempo de completarse y por ello hoy encontramos también bancos pobres e irregulares, sólo con los minerales actuando como cemento del conglomerado.

De todas estas etapas aún hay ejemplos en la región y con ellos fue elaborada esta tentativa de explicación sobre su génesis. Los cambios tectónicos de movilidad a quietud (¿peneplanicie?) explican la presencia de varios bancos superpuestos. Lo anterior también está de acuerdo con la existencia de diaclasas mineralizadas.

Los lentes silíceos dentro de los bancos son semejantes al jaseroide de yacimientos hidrotermales y posiblemente representen los orificios de salida o los canales por donde se desplazaban emanaciones volcánicas acuosas calientes, según ya se ha demostrado en otros yacimientos semejantes al que nos ocupa (Park y MacDiarmid, 1964).

No hay aún datos que nos informen sobre el origen del manganeso, ya que tanto podría provenir de la meteorización de afloramientos preexistentes en otros lugares, como de la mezcla de soluciones hidrotermales ricas en él con aguas circulantes, en porciones cercanas a la superficie. Nos inclinamos por esta última explicación, relacionando genéticamente al manganeso con fenómenos de emanaciones volcánicas, dado lo expuesto en el párrafo anterior y, además, la existencia actual en la región de manantiales de aguas calientes que depositan carbonatos, sílice y óxidos (Agua de Dionisio), ubicados a unos cuatro kilómetros al sur de la prospección "Carmen".

Existe algún problema para clasificar a este yacimiento ya que posee características de depósito sedimentario químico: forma de bancos, no está controlado por fisuras, priva netamente el reemplazo sobre el relleno, muy raro en depósitos hidrotermales de baja temperatura y más aún ya que la roca reemplazada es un conglomerado, sin alteración hidrotermal y de reciente formación; pero, considerando la proveniencia de las soluciones con Mn, corresponde asignarlo a la categoría de Hidrotermal Epitermal, asociado con tobas y sedimentos clásticos de mate-

riales volcánicos, relacionándolo genéticamente con el resto de las vetas de óxidos y carbonatos de Mn de la reserva de YMAD, de acuerdo con las ideas de Hewett (1966).

Es bastante común que a yacimientos similares al Carmen cuando no se les encuentra las vinculaciones con soluciones hidrotermales, sean clasificados como sedimentarios químicos, mientras que si aparecen localizados a lo largo de fallas, son interpretados como Hidrotermales (Wilson y Veytia, 1949).

#### EDAD DE LA MINERALIZACION

El hecho de que este yacimiento está desarrollado en rocas conglomerádicas cuartarias (González Bonorino, 1950) con las que es prácticamente simultáneo, permite atribuirle con seguridad esta misma edad.

#### CONCLUSIONES SOBRE LA PROSPECCION DE DEPOSITOS SIMILARES

1) Dado que las capas se ubican dentro de espesos conglomerados poco coherentes, dificulta considerablemente su prospección, ya que muy fácilmente son cubiertas por los productos de la meteorización y erosión de aquellos, quedando así ocultas a cualquier examen de superficie. La litología semejante hace que también sea difícil diferenciar entre el conglomerado receptor favorable y los detritos de la sobrecarga. Teniendo en cuenta lo anterior, se ha recomendado su prospec-

ción por métodos geofísicos, lo que permitirá dilucidar las siguientes incógnitas:

- a) Número de bancos mineralizados y sus características.
- b) Extensión lateral de los mismos, con lo cual también se aclarará su relación con el cuerpo subvolcánico traquítico.

2) Las características de los bancos abren nuevas perspectivas favorables para la prospección de yacimientos similares, dentro de extensas áreas de la reserva de YMAD y regiones vecinas.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- González Bonorino, F., 1950. *Geología y Petrografía de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá)*. Dir. Gral. Ind. Min. Bol. n° 70.
- Hewett, D. F., 1966. *Stratified Deposits of the Oxides and Carbonates of Manganese*. Ec. Geol. V. 61, n° 3.
- Park, Ch. F. y Mac Diarmid, R. A., 1964. *Ore Deposits*. W. H. Freeman & Co. San Francisco and London.
- Quartino, B. 1958. *Sobre el Complejo Eruptivo de Farallón Negro, Prov. de Catamarca*. Dir. Nac. Geol. y Min. (Inédito). Buenos Aires).
- 1960. *Sobre interpretación geológica del distrito volcánico de Farallón Negro*. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., II Geol.
- Sister, R. G., 1966. *Informe geológico del proyecto minero industrial Farallón Negro. YMAD*.
- Wilson, I. F. y Veytia, M. 1949. *Geology and Manganese deposits of the Lucifer district, northwest of Santa Rosalia, Baja California, México*. U.S. Geol. Survey Bull. 960-F.

Recibido el 2 de julio de 1968.

# ARSENIATOS DE CU, DE FE, Y DE PB DE SAN FRANCISCO DE LOS ANDES, PROVINCIA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

Por DORA BEDLIVY y EDUARDO JORGE LLAMBIAS

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología. Universidad de Bs. As.

## RESUMEN

Provenientes de la zona de oxidación de San Francisco de los Andes, provincia de San Juan, República Argentina, se describen olivenita, conicalcita, clinoclase, beudantita y escorodita, de los cuales los cuatro primeros se mencionan por primera vez para Argentina. De los datos de rayos X se indican los diagramas de polvo con sus índices correspondientes y, para beudantita y escorodita, los parámetros de celda y el grupo espacial.

Las soluciones que dieron origen a estos arseniatos tuvieron poca movilidad. En los arseniatos de cobre la secuencia es: primero olivenita y conicalcita y luego clinoclase, lo cual significa que la movilidad de las soluciones aumenta junto con la relación Cu:As.

## ABSTRACT

Olivenite, conichalcite, clinoclase, beudantite, and scorodite, from the weathering zone of San Francisco de los Andes, are described. All of them, except scorodite, are mentioned for the first time for Argentina. Indexed X-ray powder data are given and for beudantite and scorodite, the unit-cell constants and space-group.

The depositional sequence of the Cu-arsenates is: olivenite and conichalcite followed by clinoclase. This sequence would indicate that the mobility of the solutions increases with the Cu:As ratio.

## I. INTRODUCCION

La presencia de abundante arsenopirita junto a minerales de cobre, de hierro, de plomo y de bismuto en la mena primaria de San Francisco de los Andes, Departamento de Calingasta, provincia de San Juan, originó la formación en la zona de oxidación de varios arseniatos poco frecuentes en la naturaleza. Los minerales que aquí se describen son: arseniatos de cobre: olivenita, conicalcita y clinoclase; de hierro: escorodita; de plomo y hierro: beudantita, los cuales están estrechamente asociados a los

arseniatos de bismuto (Bedlivy et al., 1968): rooseveltita, mixita, y uno no registrado aun en la literatura.

Los arseniatos de cobre y de plomo, según conocimiento de los autores, son citados por primera vez en Argentina, por lo cual consideran que es ésta una contribución al conocimiento de la mineralogía argentina. También es de interés la relación de estos minerales con los otros compuestos de la zona de oxidación, lo cual proporciona una guía para la interpretación de los sombreros de hierro de este tipo, poco comunes en la naturaleza.

La geología y génesis de San Francisco de los Andes ha sido descripta recientemente por Llambías y Malvicini (1966). Se trata de un típico depósito xenotermal, cuya estructura es un breccia-pipe turmalínico, relacionado a granodioritas muy ricas en turmalina. Estas plutonitas se han intruidos en sedimentitas de edad probablemente Carbónica.

## II. DESCRIPCION DE LOS MINERALES

La determinación de los minerales fue hecha sobre la base de estudios roentgenográficos, para lo cual se obtuvieron diagramas de polvo en cámara Debye-Scherrer de 114,6 mm de diámetro y/o diagramas con goniómetro de difracción. En los diagramas en cámara se utilizó radiación de Co/Fe para obtener mejor resolución de las líneas. Para olivenita y conicalcita se dan los diagramas Debye-Scherrer y difractómetro porque estos últimos permiten una mayor resolución, mientras que los primeros muestran más claramente las líneas correspondientes a los ángulos grandes. Estudios ópticos y análisis químicos cualitativos contribuyeron a la clasificación de los minerales, siendo este último el único medio de identificación en grupos isoestructurales.

**Olivenita.**  $\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ . Aparece en prismas de hasta 5 mm de longitud asociados a conicalcita, o en masas crustificadas botroidales donde la conicalcita está en pequeña proporción. Es verde oliva, traslúcido en los prismas y verde oliva algo más oscuro en los agregados botroidales.

La olivenita está tapizando las paredes de los espacios dejados principalmente por la disolución de los sulfuros primarios (fig. 1), con excepción de bismutinita que fue reemplazadaseudomórficamente por los arseniatos de bismuto. Esto indica una reducida mo-

vilidad del cobre en las soluciones oxidantes cargadas con arsénico, precipitando cerca de su lugar de origen, lo cual es facilitado por las condiciones de aridez del clima, ya que en ambientes húmedos son fácilmente disueltos.

Los diagramas de rayos-X de olivenita de San Francisco de los Andes fueron obtenidos de material puro, bien cristalizado, y seleccionado a mano bajo microscopio. En el Cuadro I se da el difractograma tomado con Cu/Ni hasta

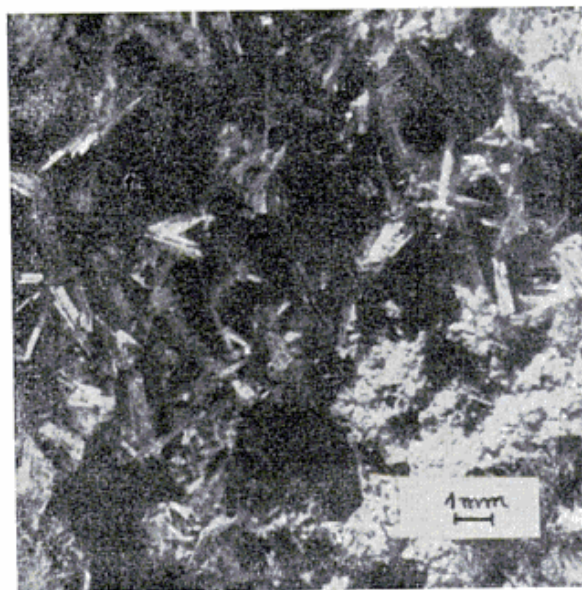


Fig. 1. — Olivenita. San Francisco de los Andes, San Juan. Cristales prismáticos desarrollados en cavidades.

$2\theta = 58^\circ$  y diagrama Debye-Scherrer con Co/Fe que permitió excelente resolución. Los valores son comparados con los dados por Berry (1951). La mayor resolución de los diagramas de las muestras de San Francisco de los Andes dio como resultado más líneas que las indicadas por Berry. Como comprobación se calcularon los índices de las reflexiones hasta  $d = 1,60 \text{ \AA}$ ; hay perfecta coincidencia entre las nuevas líneas y los índices correspondientes.

**Conicalcita**  $\text{CaCu}(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ . Se diferencia macroscópicamente de la olivenita por ser verde pasto a verde esme-



ralda. Se presenta en prismas de unos 4 mm de longitud y en agregados fibroso-radiados. Está asociada a olivenita cuando ambos minerales están tapizando paredes de cavidades de disolución. Por esto, su modo de formación es semejante al descrito para olivenita. La diferencia en la composición química con la de este mineral es la presencia de calcio en conicalcita. Este elemento es común en la zona de oxidación de San Francisco de los Andes, lo cual está evidenciado por apreciables cantidades de yeso.

Para conicalcita se calcularon los índices para las primeras 30 líneas del difractograma. También se da el diagrama Debye-Scherrer por contener las líneas de los ángulos grandes. En el cuadro II se comparan los espaciados obtenidos con los indicados por Berry (1951).

*Clinoclasa*  $\text{Cu}_3\text{AsO}_4(\text{HO})_3$ . Este mineral es relativamente común aunque su abundancia es menor que la de los otros arseniatos de cobre mencionados. Ha sido hallada invariablemente a lo largo de fracturas que intersectan los

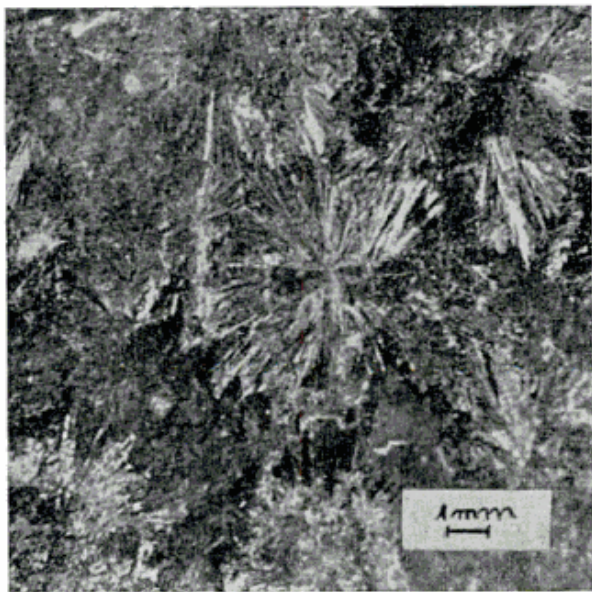


Fig. 2. — Clinoclasa. San Francisco de los Andes, San Juan. Agregados radiados con las fibras paralelas al plano de la fractura.

otros minerales de la zona de oxidación. Se presenta comúnmente en agregados fibroso-radiados con la longitud de las fibras paralela al plano de la fractura (fig. 2). Es azul a verde azulado, lo cual la hace fácilmente distinguible de olivenita y conicalcita.

La formación de clinoclasa representa, comparativamente con los otros arseniatos de cobre, una mayor movilidad, por eso es que no se los ha encontrado juntos y aparece restringida a fracturas indicando migración de soluciones a través de las mismas.

El diagrama de polvo, que se da en el cuadro III, es comparado con los valores dados por Palache y Berry (1946) y Minato (1954).

*En resumen:* los arseniatos de cobre descritos están asociados, en la zona de oxidación, con otros minerales de cobre, como crisocola, malaquita y azurita. Mientras que estos últimos están alojados en fracturas que se extienden más allá de la zona de oxidación, como por ejemplo, cortando la zona primaria o la roca de caja, los arseniatos están prácticamente restringidos al lugar donde se han originado las soluciones oxidantes, lo cual indica baja movilidad de las soluciones que contienen cobre y arsénico. El orden de formación en San Francisco de los Andes es el siguiente (de más antiguo a más moderno): olivenita y conicalcita-clinoclasa. Los dos primeros han sido contemporáneos como se puede inferir de su intercrecimiento. La clinoclasa, en cambio, es posterior, ya que está en fracturas que cortan los demás compuestos. Si se tiene en cuenta que en olivenita y en conicalcita la relación  $\text{Cu}:\text{AsO}_4$  es 1:1 y en clinoclasa 3:1 se puede deducir un empobrecimiento en arsénico en las soluciones, lo cual incrementa la movilidad de las mismas.

CUADRO I  
Diagrama de polvo de la olivenita

1			2		3		
hkl	d (Å)	I/I <sub>o</sub>	d (Å)	I/I <sub>o</sub>	d (Å)	I/I <sub>o</sub>	hkl
110	5,92	49	5,90	m	5,91	70	110
101	4,87	46	4,86	f			
011	4,80	36	4,79	m	4,82	90	011, 101
111	4,19	38	4,18	m	4,19	60	111
200	4,09	13					
120	3,82	33	3,81	m	3,80	40	120
210	3,70	15	3,69	d			
220, 002	2,97	100	2,96	ff	2,98	100	220, 002
012, 102	2,79	6	2,79	dd			
130	2,70	31	2,70	d	2,70	40	130
221, 112	2,65	48	2,65	f	2,65	60	221, 112
310	2,61	40	2,61	d			
031	2,59	10	2,58	dd	2,59	10	310, 031
301	2,47	9	2,48	d			
131	2,46	54	2,46	f	2,47	70	301 131 022
022	2,44	26	2,44	d			
202	2,40	44	2,40	f			
311	2,39	51	2,39	f	2,39	70	202, 311
122	2,34	18	2,34	m			
212	2,31	9	2,31	d	2,33	10	122, 212
040, 321	2,15	5	2,15	d	2,16	5	040
140, 132			2,08	ddd	2,08	5	140, 132
410	1,996	4	1,998	d			
330	1,984	4			1,97	10	330 141 312
312	1,960	8	1,959	m			
103	1,920	8	1,922	d	1,93	5	013, 103
411	1,894	8	1,891	d			411
113	1,875	10	1,876	m	1,88	20	331 113
232	1,840	5	1,842	d	1,83	5	322
322, 241	1,823	5	1,822	d			
023, 203			1,792	dd			
421	1,770	5	1,768	dd			
213, 042	1,742	6	1,738	m	1,74	10	213, 042
402, 150	1,687	9	1,684	m	1,69	10	402, 150
332, 223	1,646	14	1,646	mf	1,65	20	332, 223

CUADRO I (Concl.)

1			2		3		
hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
151	1,620	9	1,618	m	1,62	10	151, 510
510	1,614	9					
133, 303	1,604	14	1,604	mf	1,60	3	242 133 303
			1,598	d			
			1,572	ff	1,575	6	313, 422
			1,558	m	1,556	1/2	511
			1,537	d			
			1,486	f	1,488	5	440, 004
			1,483	f			

1. Olivenita, San Francisco de los Andes, Argentina. Difractograma,  $CuK_{\alpha} = 1,54051 \text{ \AA}$ .

2. Idem, diagrama Debye-Scherrer,  $CoK_{\alpha} = 1,78890 \text{ \AA}$ .

3. Berry, (1951).

ff muy fuerte, f fuerte, mf medianamente fuerte, m mediano, d débil, dd muy débil, ddd muy muy débil, dif. difuso.

CUADRO II

Diagrama de polvo de conicalcita

1			2		3		
hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
	5,95*	10					
110	5,78	24	5,765	m	5,77	20	110
011	4,90 <sup>+</sup>	10			4,921	10	011
			4,84*	m			
	4,80*	9					
020	4,56	3					
111	4,19*	12					
	4,09	16	4,12		4,101	30	111
120	3,92	18	3,90	d	3,905	10	120
	3,82*	4					
200	3,68	14	3,68	m	3,690	20	200
210	3,42	20	3,41	m	3,424	20	210
121	3,26	5	3,28	dd	3,246	10	121
			3,23 <sup>++</sup>	d			
201	3,11	48	3,113	f	3,118	90	201

CUADRO II (Concl.)

1			2		3		
hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
211	2,96 <sup>+</sup>	20	2,96 <sup>+</sup>	m			
002	2,90	3					
220	2,89	20	2,864	d	2,887	10	220
130	2,84	100	2,830	ff	2,842	100	130
102, 301	2,70 <sup>+</sup>	4	2,71 <sup>+</sup>	dd			
	2,64 <sup>*</sup>	6	2,65 <sup>*</sup>	d			
221	2,59	40	2,615	f	2,594	50	112, 221
131	2,55	30	2,545	mf	2,551	40	131
	2,48 <sup>*</sup>	2					
022	2,46 <sup>+</sup>	16	2,460 <sup>+</sup>	m	2,466	10	022
	2,40 <sup>*</sup>	6					
310	2,37 <sup>+</sup>	10	2,380 <sup>+</sup>	m ancha	2,375	20	310, 230
230	2,36	12					
122	2,33 <sup>+</sup>	5	2,332 <sup>+</sup>	d	2,336	5	122
040	2,30	4					
202	2,28	6	2,285	d	2,282	10	202
			2,208 <sup>++</sup>	dd ancha			
222, 321	2,04	9	2,044	m	2,047	20	222, 132
240	1,96	8	1,957	d	1,959	5	240
			1,923 <sup>++</sup>	dd			
312, 113	1,84	10	1,849	d	1,845	10	312, 113
331	1,82	12	1,825	d	1,828	20	331
042	1,80	9	1,807	d	1,806	10	042
123			1,737	ddd			
420, 151	1,71	13	1,714	f	1,714	30	420
213, 340	1,60 <sup>+</sup>	3	1,687 <sup>+</sup>	dd			
250, 421	1,65 <sup>+</sup>	5	1,649 <sup>+</sup>	d			
242	1,62 <sup>+</sup>	8	1,623 <sup>+</sup>	d			
341, 224	1,61 <sup>+</sup>	10					
332, 133	1,60	22	1,603	f	1,605	35	332, 133
060, 402	1,57 <sup>+</sup>	10	1,572 <sup>+</sup>	d	1,558	10	402
052	1,55	13	1,558	m			
			1,538	d			
412	1,53	14	1,525	m	1,525	10	152

1. Conicalcita, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. Difractograma CuK<sub>α</sub> = 1,54051 Å.

2. Idem, diagrama Debye-Scherrer, cámara 114, 6 mm, CoK<sub>α</sub> = 1,78890 Å.

3. Conicalcita, Higgins Mine, Bisbee, Arizona, USA. Berry, 1953, tarjeta A.S.T.M. 11-306.

\* Líneas de olivenitas; + Superposición de líneas de olivenita y conicalcita.

CUADRO III  
Diagrama de polvo de Clinoclasa

1		2			3		
d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
7,21	10	7,6	30	001	7,21	20	001
6,14	30	6,3	30	200	6,16	13	200
4,64	<10	4,7	10	$\bar{1}11$	4,68	7	$\bar{1}11$
4,32	40	4,3	60	201,111	4,35	13	201,111
		4,0	5	$\bar{2}11$	4,01	9	$\bar{2}11$
					3,71	5	211
3,58	100	3,56	100	211,002	3,587	100	002
					3,470	7	$\bar{3}10$
					3,351	7	$\bar{2}02$
					3,236	5	020
3,13	70	3,14	80	$\bar{1}12,012,120$	3,139	25	$\bar{1}12,012$
		3,00	30	$\bar{4}01,\bar{2}12$	3,060	15	400
2,99	30				3,000	13	$\bar{4}01$
					2,975	7	$\bar{2}12$
					2,942	7	021,311
2,90	30	2,89	40	$\bar{1}21,202$	2,913	11	$\bar{1}21$
		2,85	30	220,121	2,857	5	202
2,82	<10				2,821	7	220,121
		2,78	10	$\bar{4}10$	2,761	7	410
2,74	<10				2,732	5	
					2,704	5	$\bar{3}12$
2,66	30	2,67	30	$\bar{3}12,401$	2,657	9	401
2,53	40	2,54	40	$\bar{4}02,320$	2,540	9	$\bar{4}02,320$
2,46	40	2,49	40	$\bar{3}21,411$	2,469	9	$\bar{3}21,411$
2,38	10	2,38	30	$\bar{1}22,022,003$	2,390	13	022,003
					2,361	5	$\bar{4}12$
					2,328	7	312
2,305	20	2,30	50	$\bar{2}22,312$	2,311	9	$\bar{3}21,122$
				$\bar{3}21,122$	2,267	7	$\bar{1}13$
					2,242	15	013
2,241	20	2,24	40	$\bar{1}13,013$	2,242	15	013
2,149	10	2,14	30	402,222,113	2,147	7	402,222
2,100	20	2,10	40	203, $\bar{3}13$	2,110	9	203, $\bar{3}13$
2,047	70	2,05	50	$\bar{0}31,421,\bar{1}31$	2,053	9	031,421
				$\bar{6}01,\bar{4}03,412$			
1,950	<10	1,971	5				
1,909	10	1,916	10		1,914	5	$\bar{6}02$
1,842	10	1,843	20		1,847	5	032,313
1,804	20	1,802	20		1,807	7	512,422
1,725	20	1,720	30		1,729	7	014
1,684	20	1,690	20		1,6879	7	710

CUADRO III (Concl.)

1		2			3		
d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
					1,6750	5	$\bar{3}14$
1,646	10	1,646	20				
1,613	10	1,614	20				
1,538	40	1,545	40				
1,489	30	1,495	30				

1. Clinoclasa, San Francisco de los Andes, Argentina. Diagrama Debye-Scherrer, cámara 114, 6 mm  $CuK_{\alpha}$  = 1,54051 Å.
2. Clinoclasa, St. Day, Cornwall, England. Palache y Berry, (1946).
3. Clinoclasa, Kitabira Mine, Yamaguchi, Japón. Minato, (1954). (ASTM 12-297).

*Escorodita*  $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$ . Es el mineral más abundante de la zona de oxidación donde forma masas terrosas a esponjosas que contienen los boxworks de las sulfuros disueltos. La abundancia de escorodita es tal, que sustituye a la limonita como el mineral principal en el sombrero de hierro. No obstante esto, este último mineral está asociado a la escorodita en pequeña proporción, lo cual le comunica una tonalidad rojo hígado. La escorodita pura es gris verdoso claro y ha sido hallada únicamente en la zona de sulfuros primarios junto con caolinita.

En el cuadro IV se dan los espaciados interplanares observados y calculados \* de escorodita de San Francisco de los Andes y los índices correspondientes a las primeras 40 líneas. Sobre la base de los índices hallados la celda tiene  $a_0 = 10,20$  Å;  $b_0 = 9,93$  Å;  $c_0 = 8,87$  Å, confirmándose el grupo espacial  $Pbca$ . Los espaciados hallados se comparan con los valores dados por Allen y Fahey (1948) y con los valores indica-

por Dasgupta et al. (1966). De la comparación resulta que la escorodita de San Francisco de los Andes tiene una celda menor que la hallada por Dasgupta et al. para la escorodita de la India. La línea 6,16 Å dada por Allen y Fahey, que no aparece en nuestro diagrama y a la que no es posible asignar un índice con los datos de celda calculados, parece pertenecer a una impureza.

*Beudantita*  $PbFe_3(AsO_4SO_4)(HO)_6$ . Está en poca cantidad en masas terrosas pulverulentas amarillo ocre, asociada con escorodita. Beudantita es una sal básica isoestructural con el grupo de la plumbogumita y el de la alunita. La sustitución isomórfica en estos grupos de minerales es muy amplia y por esto es difícil la correcta determinación de cada miembro, ya que sus diagramas de rayos-X son similares. Así por ejemplo, plumbojarosita puede confundirse con beudantita y sólo se diferencian por su composición química. En nuestro caso el elemento distintivo es el arsénico, el cual fue determinado cualitativamente; como confirmación se determinaron además Pb y  $SO_4$ . Esto, sumado a la concordancia de los valores de los espacia-

\* Los espaciados fueron calculados con una computadora Bull GE 625.

CUADRO IV  
Diagrama de polvo de Escorodita

1				2		3		
I/I <sub>0</sub>	d <sub>obs.</sub> (Å)	d <sub>calc.</sub> (Å)	hkl	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl
				6,16	40			
ff	5,55	5,550	111	5,56	100	5,654	ff	111
						5,210	ddd	200
m	4,99	4,965	020	4,95	60	5,050	m	020
ff	4,43	4,435	002	4,44	100	4,495	ff	002
m	4,05	{ 4,067	102	4,06	40	4,110	m	211
		{ 4,039	211					
m	3,77	3,764	112	3,78	40	3,821	m	112
				3,50	40			
d	3,34	3,347	202	3,36	40	3,353	ddd	221,022
d	3,30	{ 3,308	022					
		{ 3,302	221					
ff	3,15	{ 3,171	212					
		{ 3,146	122	3,16	100	3,195	ff	122
f	3,02	3,024	311	3,05	80	3,074	f	311
mf	2,97	2,967	131	2,98	60	3,013	f	131
d	2,73	2,730	113	2,75	20	2,769	ddd	113
dd	2,68	2,675	321	2,67	40	2,695	dd	032
mf	2,65	2,650	231					
ff	2,57	2,567	132	2,58	90	2,601	f	400
f	2,48	{ 2,482	040	2,50	60	2,511	m	040
		{ 2,477	213					
mf	2,30	2,291	331	2,31	20	2,324	d	331
ddd	2,24	2,232	240			2,266	ddd	303
d	2,22	2,217	004			2,245	ddd	004
		{ 2,167	104					
m ancha	2,17	{ 2,166	042	2,18	20	2,190	ddd	411
		{ 2,165	241					
d	2,125	{ 2,119	142	2,13	20	2,145	ddd	114
		{ 2,117	114					
d	2,093	2,091	332	2,11	20	2,118	ddd	332
m	2,034	{ 2,035	323	2,04	20	2,050	ddd	233
		{ 2,034	204					
f	1,994	{ 1,994	242	2,00	40			
		{ 1,992	214					
dd	1,967	1,970	431					
md	1,942	1,949	511					
		{ 1,904	151					
ddd	1,899	{ 1,901	043					
		{ 1,896	413					

CUADRO IV (Concl.)

1				2		3		
$I/I_0$	$d_{\text{obs.}} (\text{Å})$	$d_{\text{calc.}} (\text{Å})$	hkl	$d (\text{Å})$	$I/I_0$	$d (\text{Å})$	$I/I_0$	hkl
m	1,828	{ 1,827 1,826	{ 342 314	1,836	20			
mf	1,791	{ 1,800 1,785	{ 423 152	1,797	20			
f	1,747	1,744	441	1,753	20			
d	1,714	{ 1,721 1,708	{ 115 252					
d	1,680	{ 1,684 1,676 1,668	{ 351 610 433					
f	1,660	{ 1,656 1,655 1,654	{ 513 060 044	1,664	60			
m	1,640	{ 1,649 1,647	{ 125 611	1,645	20			
d	1,628	1,627	{ 153 061					
d	1,596	{ 1,599 1,591	{ 352 523					
m	1,579	{ 1,583 1,574 1,573	{ 621 260 244	1,583	20			
d	1,567	{ 1,567 1,553	{ 450 315					
f	1,507	{ 1,512 1,501 1,499	{ 622 504 325	1,513	20			
		1,495	235					
		1,493	434					
dif.	1,489	{ 1,491 1,487 1,485 1,484 1,483	{ 631 344 542 514 353					
f	1,468	{ 1,468 1,464 1,463	{ 361 154 106	1,473	40			

1. Escorodita, San Francisco de los Andes, Argentina. Diagrama Debye-Scherrer,  $\text{CoK}_\alpha$  1,78890 Å.
2. Escorodita, Durango, México. Allen y Fahey, (1948).
3. Escorodita, Bhilwara, India. D. R. Dasgupta et al. (1966).



**CUADRO V**  
**Diagrama de polvo de beudantita**

1				2	
d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d <sub>calc.</sub> (Å)	hkl <sub>(hex)</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>
5,94	38	5,939	101	5,99	8
5,64	5	5,660	003	5,72	2
5,08	16	5,080	012	5,13	0,5
4,25*	8				
3,66	19	3,660	110	3,67	7
				3,54	2
3,34*	27				
3,11	14	3,116	021		
3,07	100	3,073	113	3,08	10
2,97	13	2,969	202	2,97	3
2,90+	3				
2,83	19	2,830	006	2,84	5
2,72+	3				
2,53	14	2,540	024	2,54	5
2,37	2	2,373	211	2,37	2
2,34	2	2,317	205		
2,30	5	2,306	122	2,31	2
2,27	24	2,265	107	2,27	6
2,24	8	2,239	116	2,24	3
2,13	3	2,113	300	2,12	1
2,04+	3			2,09	1
1,975	22	1,980	303	1,979	6
1,870+	2				
1,926	19	1,830	220	1,829	6
1,767	5	1,763	208	1,768	1
1,742	3	1,742	223	1,745	0,5
1,716	3	1,722	312		
1,700	3	1,704	217	1,706	2
1,694	3	1,693	306	1,694	1
1,677	5	1,676	119	1,678	4
1,641	2	1,639	1.0.10	1,641	1
1,573	2	1,578	401		
1,555	3	1,561	315	1,560	2
1,536	10	1,537	226	1,536	4
1,498	8	1,499	1.0.11	1,499	4
1,483	5	1,485	404	1,485	0,5

\* Líneas correspondientes a cuarzo ; + líneas no identificadas.

1. Beudantita, San Francisco de los Andes, Argentina. Difractograma,  $CuK_{\alpha} = 1,54051 \text{ \AA}$ .

2. Beudantita, Heigerach, Alemania. Walenta, (1966).

dos indicados por Walenta (1966), dados en el cuadro V, justifica la determinación de este mineral como beudantita. Las líneas de 4,25 Å y de 3,34 Å corresponden a cuarzo y fueron utilizadas como standard interno. Se calcularon los índices de las reflexiones \* hasta  $d = 1,50 \text{ \AA}$ , a partir de una celda hexagonal con  $a_0 = 7,32 \text{ \AA}$  y  $c_0 = 16,98 \text{ \AA}$ ; el grupo espacial puede ser R3m o R3m.

*Agradecimientos.* — Se agradece al Dr. J. Litvak de la Comisión Nacional de Energía Atómica y a YPF el uso de la computadora Bull GE 625 en la cual se realizaron los cálculos de los espaciados de escorodita y de beudantita. Los autores también quedan reconocidos a la Dra. M. E. J. de Abeledo de la Comisión Nacional de Energía Atómica por la lectura del manuscrito.

\* Los espaciados fueron calculados con una computadora Bull GE 625.

Recibido el 24 de septiembre de 1968.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, V. T. y Fahey, J. J. 1948. *Mansfieldite, a new arsenate, the aluminum analogue of scorodite, and the mansfieldite-scorodite series.* — Am. Mineral., 33, 122-134.
- Bedlivy, D., Llambías, E. J. y Astarloa, J. 1968. *Arsenatos de bismuto de San Francisco de los Andes y Cerro Negro de la Aguadita, San Juan.* Inf. Inéd. F.C.E. y N., presentado a las IV Jornadas Geol. Arg. Mendoza 1969.
- Berry, L. G. 1951. *Observations on conichalcite, cornwallite, euchroite, liroconite, and olivenite.* — Am. Mineral., 36, pp. 484-503.
- Dasgupta, D. R., Datta, A. K. y Sen Gupta, N. R. 1966. *Occurrence of scorodite in a pegmatite in Bhilwara District Rajasthan, India.* — Mineral. Mag. 35, 776-777.
- Llambías, E. J. y Malvicini, L. 1966. *Metalo-génesis asociada a los plutones graníticos de la Cordillera Frontal entre quebrada de Agua Negra y Río Castaño, San Juan.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI, 4, 239-261.
- Minato. 1954. En ASTM tarjeta 12-297.
- Palache, C. y Berry, L. G. 1946. *Clinoclasite.* — Am. Mineral, 31, 243-258.
- Walenta, K. 1966. *Beiträge zur Kenntniss seltener Arsenatmineralen unter besonderer Berücksichtigung von Vorkommen des Schwarzwaldes.* — Tschermarks Mineral. Petrog. Mitt., 11. 121-164.

## ESTRATIGRAFIA DEL LIMITE CRETACICO-TERCIARIO EN PATAGONIA SEPTENTRIONAL

POR ALWINE BERTELS \*

### RESUMEN

El área investigada abarca varios afloramientos en Patagonia septentrional.

Litológicamente se han diferenciado las Formaciones Roca, Malargüe y Jagüel; las Formaciones Coli Toro, Huantrai-co y Aguada Cecilio se proponen como nuevas.

La sección tipo de la Formación Roca es de edad Terciario Inferior (Daniano Inferior); las Formaciones Jagüel, Malargüe, Coli Toro, Huantrai-co y probablemente Aguada Cecilio son correlacionables y de edad Cretácico Superior (Maestrichtiano<sup>1</sup> Inferior y Medio).

La edad está dada por foraminíferos planctónicos como *Rugotruncana subpennyi* (Gandolfi), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Loeblichella coarctata* (Bolli), *Globigerinelloides multispina* (Lalicker) y *Guembelitra cretacea* Cushman, fósiles guías del Maestrichtiano y *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann), *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer) y *Subbotina triloculinoides* (Plummer) típicos de estratos danianos; cambios faunísticos en los conjuntos de ostrácodos llevan a establecer correlaciones con el subpiso Maestrichtiano Inferior.

### ABSTRACT

The area investigated comprises several outcrops in Northern Patagonia.

Lithologically were differentiated the Roca, Malargüe and Jagüel Formations; the Coli Toro, Huantrai-co and Aguada Cecilio Formations are proposed as new.

The type section of the Roca Formation is of Lower Tertiary age (Lower Danian); the Jagüel, Malargüe, Coli Toro, Huantrai-co, and probably Aguada Cecilio Formations are correlated and of Upper Cretaceous age (Lower and Middle Maestrichtian).

The age is given by planktonic foraminifera such as *Rugotruncana subpennyi* (Gandolfi), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Loeblichella coarctata* (Bolli), *Globigerinelloides multispina* (Lalicker) and *Guembelitra cretacea* Cushman, index species from the Maestrichtian, and *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann), *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer) and *Subbotina triloculinoides* (Plummer) typical from Danian strata; faunal changes in Ostracoda assemblages lead to establish a correlation with the Lower Maestrichtian substage.

\* Del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires. Miembro de la Carrera del Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

<sup>1</sup> La autora hace notar que la Comisión del estudio del Maestrichtiano creada en 1954, bajo los auspicios del Servicio Geológico de los Países Bajos, sugirió que la transcripción Maastrichtiano debiera hacerse según la grafía de su lugar de origen, Maastricht, en los Países Bajos. (Véase Deroo, G., *Cytheracea (Ostracodes) du Maastrichtien de Maastricht (Pays-Bas) et des régions voisines; résultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude*, Mededelingen van de Geologische Stichting, Serie C, V. 2, N° 2, 1966 y van der Heide, S., *The original Meaning of the term Maastrichtian* (Dumont, 1849). Geol. en Mûnbouw, n.s., 16e jrg., p. 509-511, 1954).

## INTRODUCCION

El propósito de esta investigación ha sido analizar los elementos microfau-nísticos, en especial foraminíferos y ostrácodos, contenidos en los sedimentos que afloran en Patagonia septentrional, agrupados en general bajo el nombre de Formación Roca o Piso Rocanense, con el objeto de aportar nuevos datos que contribuyan a la resolución estrati-gráfica del problema del límite cretá-cico-terciario en la República Argen-tina.

La región estudiada abarca aflora-mientos de la Patagonia septentrional que se extienden desde el sector sudoeste de la provincia de Mendoza (Malargüe) y del mismo sector sudoeste de la provincia de Río Negro, hasta la costa atlántica.

Estos afloramientos están ubicados en las localidades de Fortín General Roca, Cerro Mesa, Coli Toro, El Caín y Aguada Cecilio en la provincia de Río Negro; en las de Barranca del Jagüel y Huantrai-co en la provincia del Neuquén y en las de Malargüe y Me-chanquil en la provincia de Mendoza.

Es ampliamente conocido el incre-mento que desde hace varias décadas han experimentado las investigaciones micropaleontológicas, debido a su gran utilidad para resolver múltiples y va-riados problemas estratigráficos, insolu-bles mediante los métodos comúnmente utilizados.

Para la datación, en este estudio se ha prestado especial atención a los fo-raminíferos planctónicos conocidos co-mo inmejorables guías intercontinenta-les, pudiendo igualarse en grado de uti-lidad, a los ammonites que prevalecie-ron en tiempos mesozoicos.

En cuanto a los ostrácodos, si bien ellos en general son formas endémicas o de distribución local, es interesante poner de relieve que a través de este estudio, y al nivel específico, ellos se han revelado como excelentes guías lo-cales; en cambio, al nivel genérico pre-

sentan, de acuerdo con el estado actual de las investigaciones, rangos estratigrá-ficos mundiales limitados. Las modernas investigaciones ecológicas, si bien toda-vía escasas, permiten no obstante ser aplicadas a estos grupos fósiles.

En este estudio se proponen diversas unidades litoestratigráficas, mediante la correspondiente designación de seccio-nes y áreas tipo; se datan, mediante fo-raminíferos planctónicos y demás mi-croorganismos asociados, las diversas Formaciones y se establecen correlacio-nes entre los perfiles estudiados en la Patagonia septentrional.

## ANTECEDENTES Y BREVES COMENTARIOS RESPECTO DE LAS ULTIMAS INVESTIGA- CIONES EFECTUADAS SOBRE LA "FORMACION ROCA"

En 1879 tuvo lugar la histórica Expe-dición al Río Negro (Patagonia), más conocida bajo el nombre de Expedición al Desierto, al mando del entonces ge-neral Julio A. Roca, a quien acompaña-ba, entre otros, una comisión científica, a cuyo informe se debe la obra geológi-ca de Adolfo Doering (1881-1882).

Hasta nuestros días, son ya casi innu-merables las obras geológicas, hallazgos y aportes al igual que controversias sus-citadas a raíz del hallazgo efectuado por Georg Rohde de "...estratos fosilíferos ostreros... de Fresno - Menoco (= Fisque Menoco, hoy aproximada-mente Fortín General Roca) en el Río Negro, cerca de la confluación de los ríos Limay y Neuquén, entrecalados en-tre la Formación Pehuenche y la Mesopotámica, si las observaciones del señor Rhode se confirman" (Doering, 1882).

Muchos son los nombres, posteriores a este hallazgo, que figuran entre quienes han aportado su esfuerzo y trabajo con-tribuyendo con obras de importancia a la resolución de problemas estratigrá-ficos vinculados con el que se encara aquí. Baste sólo mencionar unos pocos: Santiago Roth, Florentino Ameghino,

Carlos Burckhardt, Otto Wilkens, H. von Ihering, Ricardo Wichmann, Charles E. Weaver, Walter Schiller, Anselmo Windhausen, Pablo Groeber y muchos otros.

Reseñas históricas y minuciosos análisis de investigaciones realizadas concernientes a este tema, se hallan descritas en la obra de Feruglio (1949-50) sobre Geología de la Patagonia y en Weber (1964), de modo que se haría superfluo caer en repeticiones.

Merecen destacarse y comentar, sin embargo, algunos trabajos realizados en los últimos años, dadas las variadas tesis sostenidas sobre esta discutida Formación.

Groeber (1946) llama Riográndico al ciclo sedimentario que anteriormente llamó "Formación del Río Grande", que se extiende desde la salida del río Diamante en Mendoza, este del Neuquén, centro de Río Negro y Chubut hasta el norte de Santa Cruz, proceso de deposición que culminaría con la expansión del Riográndico superior o Malalhueyano marino.

Divide al Riográndico en Neuqueniano, Malalhueyano y Pircaliano; al Malalhueyano a su vez en Loncochense y Rocanense.

El Pircaliano se conocería solamente en Pircala, al oeste de Malargüe; el Rocanense (según Groeber, op. cit.) consiste en calizas ostreras blancas, anaranjadas o amarillas y arcillas verdes con yeso, con *Baculites argentinicus* Weaver y los bivalvos típicos; el Loncochense está formado por areniscas blanquecinas, bancos de yeso y arcillas verdes con *Melania*, *Viviparus*, *Unio*, *Ceratodus*, dientes de cocodrillos y placas de tortugas.

El 1951, Groeber utiliza la misma terminología empleada anteriormente, vale decir Ciclo Riográndico y como perteneciente a él, el Neuqueniano para designar los estratos con fauna de dinosaurios, y el Malalhueyano que agrupa: Loncochense, formado por areniscas con

bancos de yeso, algo calcáreos y margosos con fauna de agua dulce y *Ceratodus* y Rocanense, con *Baculites*.

En cuanto al Rocanense, "... con fauna marina en la cual se halla *Baculites*", concluye: "...por lo cual el piso no puede pasar sino parcialmente al Danense, al que se solía adjudicar todo el piso".

De estas palabras surge claramente la idea de Groeber de que existían dos pisos, uno de ellos el Loncochense, continental y de aguas salobres y uno marino, el Rocanense, de edad maestrichtiano-daniano.

El 1959 Groeber incluye bajo el término Ciclo Sedimentario Supra o Neocretácico, el Pehuenche de Doering en reemplazo del Neuqueniano (págs. 67, 68 y 69) y distingue dos rocanenses: uno, el Rocanense de Roca, Supracretácico y otro, el Rocanense transgresivo.

Sostiene que el Rocanense de Roca pertenece al ciclo sedimentario senoniano ya que "la fauna del Rocanense de Weaver tiene tan íntimo parentesco con la del lugar tipo de Roca"... Se apoya además en la circunstancia de que el desarrollo litológico de Roca "es el de las capas del Jagüel con la única diferencia de que en este grupo los bancos calcáreos con fauna intercaladas entre las arcillas y margas son más escasos" (pág. 101). Le asigna edad maestrichtiana superior, dado que las areniscas con dinosaurios caen en Chubut y Santa Cruz en el Maestrichtiano Medio y paraleliza el "Rocanense" de Huantraico de Weaver con Roca.

"El Rocanense II, el transgresivo,... poco potente, cubre, en Huantraicó, discordantemente el Rocanense I o sea el Malalhueyano...".

Si bien las conclusiones a que arriba Groeber son en parte acertadas, sus observaciones no responden a la realidad.

Analicemos por partes: "la fauna del Rocanense de Weaver tiene tan íntimo parentesco con la del lugar tipo de Roca".

Entre los megafósiles que merecen citarse por su valor estratigráfico figuran los géneros *Trigonia* y *Baculites*, formas transicionales a *Eubaculites*, y *Eubaculites*. En el viaje efectuado en 1965, en compañía del doctor Horacio H. Camacho y de la doctora Elsa Weber de Bachmann a Huantrai-co, hemos hallado en abundancia "*Trigonia*" y un ejemplar de *Baculites*?, formas, entre otras, descritas recientemente (Camacho, 1968). En la localidad Fortín General Roca, nunca se han hallado estos géneros — desde ya no imposibles de hallar — aunque sí otros géneros profusamente mencionados en la literatura y que si bien se encuentran representados en Huantrai-co, son escasos. Resulta difícil pues, admitir dicho parentesco, aunque las conclusiones de Groeber sean correctas. Los géneros *Trigonia* y *Baculites* son netamente cretácicos, mientras que la megafauna de Fortín General Roca es terciaria, salvo un banco de *Ostrea clarae*.

Bien dice Groeber más adelante que el desarrollo litológico de Roca "es el de las capas del Jagüel..." tenidas como senonianas por Windhausen.

Esto es exacto, pero una gran parte de las Capas del Jagüel de Windhausen en la Barranca del Palo y en la del Jagüel, son de edad daniana, de acuerdo con nuestras conclusiones sobre la base de los estudios micropaleontológicos y sobre los cuales se informará en detalle en un futuro trabajo.

Groeber sostiene la existencia de una discordancia angular entre el Roca I, con *Baculites*, Senoniano, y el Roca II, el transgresivo, Daniano.

Los resultados de nuestro estudio llevaron a la conclusión de dos transgresiones: la primera en el Cretácico Superior (Maestrichtiano Inferior y Medio) y una posterior en el Terciario Inferior (Daniano Inferior), lo cual indica un hiato; pero también es cierto que en ningún lugar se observó una discordancia angular. Tal discordancia angu-

lar no existe. Existe un hiato y tal vez, aunque no visible regionalmente, una discordancia de erosión.

Participo de la opinión de Groeber en cuanto afirma que el Roca II es poco potente en Huantrai-co; en efecto, de unos 500 m aproximadamente que posee la sucesión sedimentaria e ígnea en la región de la Sierra de Huantrai-co, unos 350 pertenecen al Cretácico Superior y sólo unos pocos metros, los más superiores de la sucesión sedimentaria son asignables al Daniano; pero observando la figura 8, página 95 (Groeber, 1959) vemos que Groeber llama Roca I, para él Senoniano, a todo el conjunto que como resultado de este trabajo es Maestrichtiano Inferior, Medio y Daniano Inferior, mientras que llama Roca II a unos bancos duros que forman una especie de cornisa baja en la zona, los cuales por fallamiento, han quedado en posición inferior con respecto a los de mayor altura.

Finalmente cabe señalar que casi en su totalidad los bancos megafosilíferos de Fortín General Roca son danianos; la única excepción es un banco con *Ostrea clarae*.

Los verdaderos afloramientos cretácicos de Fortín General Roca son tan aislados, pequeños y prácticamente carentes de megafósiles, que pasan desapercibidos y de ninguna manera pudieron constituir así la causa de ideas tan dispares en cuanto a edad sobre los depósitos de esa zona.

Leanza (1964) menciona el hallazgo de *Eubaculites argentinicus* (Weaver) en la localidad de El Caín (Río Negro). Postula, para las localidades de El Caín y Sierra de Huantrai-co una edad "Maestrichtiano, esto es, el más alto Senoniano". Sostiene que las faunas de la localidad típica del Rocanense son idénticas a las de la Sierra de Huantrai-co (pág. 100). Leanza (op. cit.) continúa: "Queda así demostrado que el Rocanense posee una edad Maestrichtiana y no Daniana"... "resulta, entonces, eviden-

te que el Rocanense posee la misma edad que los estratos de *Lahilla luisa* en Cerro Cazador, de la isla Quiriquina, de Lefipan y del curso medio del río Chubut”.

Es exacto que los afloramientos de El Caín, con *Eubaculites*, sean maestrichtianos, así como también es exacto que en esa zona hay afloramientos del Paleoceno; los depósitos de Huantrai-co, por su parte, han demostrado ser de edad maestrichtiana en su base y daniana en los últimos metros. Al norte de Fortín General Roca, nunca se hallaron *Baculites* —hallazgo por otra parte no imposible— pero, la mayoría de la megafauna, es de edad Daniano Inferior.

Leanza (1967) señala el hallazgo de restos de *Baculites* en la localidad de La Amarga (Dpto. Chicalcú), Barda Baya y Cerros Bayos (Dpto. Puelen), todos en la provincia La Pampa.

En la página 51 (op. cit.) señala: “Para nuestros fines, la sección más instructiva fue la de los Cerros Bayos en la cual encontramos numerosos restos de *Baculites* y de *Ostrea ameghinoi* var. *rocana* Ih., hallándose los restos de esta última en posición estratigráfica superior con respecto a las capas con *Baculites*. Entre ambos niveles se intercalan calizas rosadas y bancos compactos de calizas grises o gris blanquecino. El espesor de estas capas interpuesto es de unos 7,50 m. mediando entre ellos perfecta concordancia”.

A este respecto cabe señalar que si bien el grupo de los ammonites durante tiempos jurásicos y cretácicos ha resultado ampliamente satisfactorio en correlaciones intercontinentales, e incluso excelentes para zonaciones detalladas, también es cierto que su extinción se produjo a fines del Cretácico. Los sedimentos que se superponen a aquellos que contienen *Eubaculites*, no necesariamente han de ser también de edad maestrichtiano.

Más adelante Leanza (op. cit., pág. 56) señala: “La forma de La Pampa

indicada como *Eubaculites* sp. I debe pertenecer en consecuencia al Senonian más superior (Maestrichtiano), siendo coetánea con la forma contenida en los depósitos, ahora indiscutiblemente rocanenses, de Huantrai-co y El Caín que contienen también *Eubaculites*”.

Vale decir que en su trabajo Leanza implícitamente asigna a todo el conjunto de Cerros Bayos edad maestrichtiana. Sin embargo, la interpretación que se da en este trabajo al hallazgo de *Baculites* y *Ostrea ameghinoi* var. *rocana* Ih. “en nivel estratigráfico superior” es la de que nuevamente en Cerros Bayos estamos en presencia del límite cretácico-terciario: cretácicas son las capas con *Baculites*; las capas con *Ostrea ameghinoi* var. *rocana* Ih. son sin lugar a dudas de edad daniana, tal como sucede en General Roca y en otras localidades.

La aseveración de Leanza de que en Huantrai-co hay *Eubaculites* es dudosa (Camacho, 1967 a). En la campaña realizada en 1965 sólo se halló en este lugar una forma transicional entre *Baculites* y *Eubaculites*, descrita recientemente por Camacho (1968) como *Baculites* ? sp.

Weber (1964) efectúa un prolijo estudio del área tanto al norte como al sur del río Negro y acepta para la Formación Roca edad daniana.

Bertels (1964) estudió sedimentos paleocenos de la localidad de General Roca, concluyendo en aquel entonces (pág. 182) “...edad paleocena inferior, particularmente Daniano” para aquéllos.

Camacho (1967 b) menciona la distribución de *Eubaculites argentinicus* (Weaver) en Paso del Sapo, El Caín, El Cuy, Buta-Ranquil (prov. La Pampa) y Ramblones, “localidades situadas en la parte norte del área abarcada por la transgresión y en ambiente costanero”.

Shell Production Co. (1962) estudió la perforación Pedro Luro n° 1 de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, hallan-

do Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico, Paleoceno marino (Daniano), con los foraminíferos planetónicos *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. compressa* Plummer, *G. daubjergensis* Brönnimann y *Chiloguembelina* cf. *midwayensis* (Cushman), Terciario pos-Paleoceno y Plioceno-Cuartario.

En la misma cuenca cretácico-terciaria, Rizzolo (1967) estudió la microfaua de la localidad Bajo del Gualicho, al sudoeste de la provincia de Río Negro y halló *Globoconusa daubjergensis* y *Turborotalia pseudobulloides*, asignándole edad daniana.

Más al sur, en la cuenca del golfo de San Jorge, Méndez (1966) estudió las sedimentitas de la Formación Salamanca aflorantes en Punta Peligro, provincia del Chubut, en donde tomando en cuenta el estadio evolutivo de *Subbotina triloculinoides* (Plummer) correlacionó estos estratos con el Daniano tipo, asignándole edad Daniano Medio a Superior.

Masiuk (1967) sobre la base de los foraminíferos planctónicos, *Globoconusa daubjergensis*, *Turborotalia pseudobulloides* y *T. compressa* refiere los estratos del río Chico, provincia del Chubut, al Daniano Medio-Superior.

#### LOCALIDADES ESTUDIADAS; UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS PROPUESTAS Y/O RECONOCIDAS

Sobre la base de caracteres litológicos presentes en las sucesiones estudiadas ha sido posible delimitar formaciones y miembros de los cuales algunos son propuestos como nuevos.

Para estas unidades litoestratigráficas formacionales se han designado en todos los casos secciones o áreas tipo, a fin de reconocer regionalmente las mismas.

En la figura 1 se indica la ubicación de las localidades mencionadas en el texto; en la figura 2 se ilustra sobre la

datación y la correlaciones de las Formaciones estudiadas.

Las áreas abarcadas por este estudio son:

#### a) REGIÓN DE FORTÍN GENERAL ROCA

La localidad de Fortín General Roca está situada en la provincia de Río Negro, en la margen septentrional del río homónimo y sobre la ruta nacional N° 22, en la intersección del meridiano de 67°32' y paralelo de 39°.

Afloran allí, entre los 5 y 12 km al norte de la ciudad Fortín General Roca, arcillas y calizas, pasando por arcillitas calcáreas y calizas arcillosas, en muchos casos fosilíferas, que han recibido el nombre de Formación Roca y con los cuales se ha creado el Piso Rocanense (Ihering, 1903).

Se reconoció la *Formación Roca* y se designó estratotipo de la misma a la sucesión de arcillas, margas y calizas que afloran a 12 km al norte de la ciudad Fortín General Roca.

Los sedimentos de la Formación Roca tienen una amplia distribución areal, siendo su extensión vertical más bien escasa. El perfil designado como estratotipo, comprende los mayores espesores de esta Formación; su potencia alcanza en esta sección 30 metros aproximadamente. Su base está formada por arcillas de color gris oliva claro, con cristales de yeso, compactas; hacia el techo continúan margas, calizas arcillosas y calizas, en algunos casos muy fosilíferas, de colores predominantemente naranja y amarillo, ambos pardos a grisáceo.

Los afloramientos de la Formación Roca reaparecen en esta localidad a cinco kilómetros al norte de la ciudad mencionada, en donde sobreyacen a arcillas grisáceas untuosas y amarillentas, habiendo reconocido en ellas la parte superior de la *Formación Jagüel*, cuya área tipo, en parte como fuera definido por Windhausen (1914), aflora debajo de los sedimentos atribuidos a la For-



mación Roca, camino a la Sierra Auca Mahuida.

La Formación Roca en su estratotipo,

neral Roca, debajo de la Formación Roca, son asignables al Maestrichtiano Inferior y Medio.

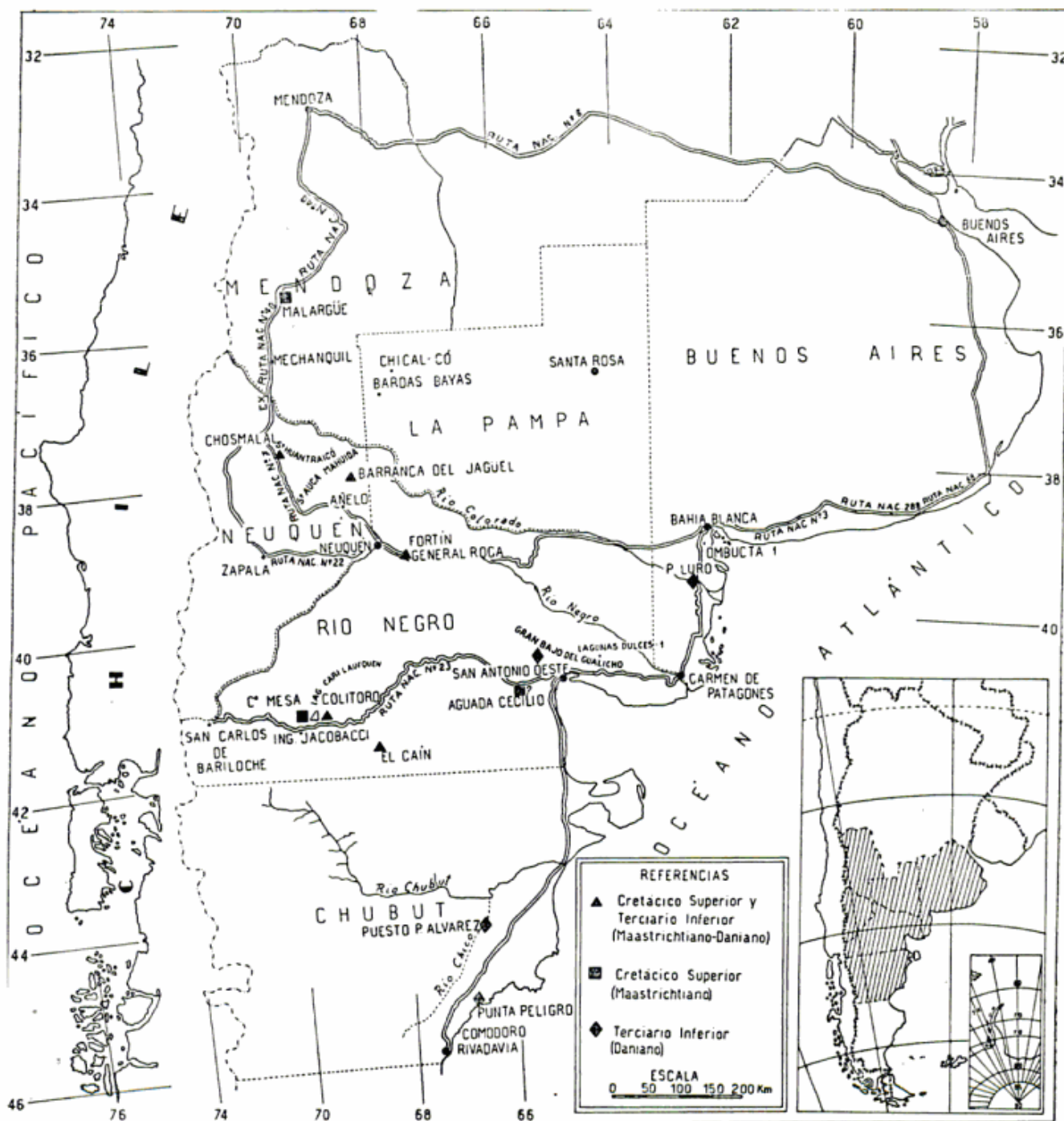


Fig. 1. — Ubicación de las localidades del Cretáceo Superior y Terciario Inferior, citadas en el texto

vale decir los afloramientos a 12 km al norte de Fortín General Roca, es asignable al Daniano Inferior; los estratos de la Formación Jagüel aflorantes a cinco kilómetros al norte de Fortín Ge-

### b) REGIÓN DE COLI TORO

La localidad de Coli Toro se encuentra ubicada en el sector sudoeste de la provincia de Río Negro, al nordeste de

Ingeniero Jacobacci y distante unos 50 kilómetros aproximadamente de este pueblo, en línea recta. Se llega a ella por la ruta 242 que conduce a Neuquén.

Sobre el meridiano que pasa por el borde septentrional oriental de la laguna Carri Laufquen Grande, y unos pocos kilómetros al este de la ruta 242, se observa una sucesión sedimentaria marina, coronada por rocas efusivas, en su mayoría basaltos.

En el nivel inferior, aunque a varios metros de su base, el señor René Casamiquela halló un resto de *Eubaculites* sp. y huesos de aletas de *Plesiosaurio*, formas éstas típicas del Cretácico Superior.

Todo el conjunto sedimentario e ígneo se halla en pseudoconcordancia, y las capas han sido afectadas por diastrofismo. Ellas tienen rumbo noroeste-sudeste e inclinan hacia el nordeste aproximadamente  $15^\circ$ .

Estos estratos elevados y plegados, pertenecen posiblemente al ala oriental de un anticlinal de rumbo noroeste-sudeste cuya ala occidental está representada por los estratos del Cretácico Superior que afloran en la localidad de Cerro Mesa.

En la región se confeccionó un perfil que lleva las siglas CT, que significan Coli Toro.

En los niveles superiores se reconoció la Formación Roca. Hacia abajo continúan arcillas y areniscas micáceas, de grano fino, friables, predominantemente grises, para las cuales se propone el nombre de *Formación Coli Toro*, cuya área tipo está expuesta en la localidad homónima y el perfil confeccionado representado en la figura 2. Su espesor alcanza los 20 metros aproximadamente. Esta Formación se extiende hacia el oeste en donde representa la única formación marina aflorante estudiada.

Los estratos de la Formación Roca en Coli Toro, son asignables al Daniano Inferior; la Formación Coli Toro al Maestrichtiano Inferior y Medio.

### c) REGIÓN DE CERRO MESA

Cerro Mesa es un paraje situado en el sector sudoeste de la provincia de Río Negro, inmediatamente al norte de la cuenca de la laguna Carri-Laufquén Grande, y adyacente a la cantera de diatomita Santa Teresita de propiedad del señor Alonso Mellado; dista aproximadamente unos 70 km., hacia el norte, de Ingeniero Jacobacci, llegándose a ella por la ruta 242 que conduce a Neuquén desde Ingeniero Jacobacci.

En la región se han reconocido niveles que se corresponderían lateralmente con la Formación Coli Toro, definida anteriormente, es decir, con el nivel CT-6 del perfil CT levantado en la localidad de Coli Toro (fig. 2). Las sedimentitas de estos niveles están formadas esencialmente por areniscas arcillosas de grano mediano a grueso y arcillas arenosas, friables, de color gris amarillento predominantemente y bancos de calizas, en parte fosilíferas, de color naranja amarillento; en ambos casos poseen un elevado contenido micáceo. Su espesor es de 15 m aproximadamente.

Entre los niveles que se homologan de ambas localidades existen algunas diferencias granulométricas, las que se consideran como variaciones faciales en una misma cuenca, y lógicas, dado que Cerro Mesa corresponde prácticamente a la zona litoral, mientras que hacia el este, en Coli Toro, la cuenca se habría profundizado algo, tal como lo revelan la litología y la microfauna hallada.

La edad de los estratos aflorantes estudiados en esta localidad, atribuidos a la Formación Coli Toro, se correlaciona con el Maestrichtiano Inferior, teniendo en cuenta el conjunto de ostrácodos en ellos contenidos.

### d) REGIÓN DE AGUADA CECILIO

La localidad de Aguada Cecilio está situada hacia el este de la provincia del Río Negro sobre la ruta nacional N° 23 que une San Antonio Oeste y Valcheta, en la intersección del meridiano  $65^\circ 48'$

y del paralelo 40° 52' y aproximadamente a 75 km de San Antonio Oeste.

A pocos metros a la derecha de la ruta que conduce a Valcheta, desde San Antonio Oeste, afloran calizas y fangolitas de color predominantemente naranja grisáceo, de reducidos espesores (6 metros aprox.), para las cuales se propone el nombre de *Formación Aguada Cecilio*.

La microfauna hallada en estos depósitos, si bien es escasa, es típica de otros niveles cretácicos (Maestrichtiano Inferior) estudiados en otras localidades.

Sin embargo, dada la importancia estratigráfica que tendría este hallazgo, se opta por guardar ciertas reservas en cuanto al establecimiento de una edad definitiva, como también con respecto a correlaciones indubitables, hasta tanto se obtenga y estudie una mayor cantidad de muestras de regiones circundantes, que corroboren la edad preliminar —Maestrichtiano— asignada a estos depósitos.

#### e) REGIÓN DE EL CAÍN

La localidad de El Caín, situada en la región sur-central de la provincia de Río Negro, sobre el meridiano 68° 21' oeste y paralelo 41° 38' de latitud sur, fue visitada a comienzos de 1964 con el objeto de hallar los afloramientos conteniendo *Baculites*.

Lamentablemente estos depósitos no han podido ser localizados pero, en cambio, en el Bajo de El Caín, se reconocieron capas arcillosas que pueden atribuirse a la Formación Roca.

Se trata de fangolitas amarillentas y arcillas grises que proporcionaron una abundantísima microfauna atribuible al Daniano Superior, sobre la base del grado evolutivo de *Globoconusa daubjergensis* Brönnimann.

Los estratos que en El Caín son los portadores de *Eubaculites argentinicus* (Weaver), son correlacionables muy probablemente, con el Maestrichtiano Inferior y Medio.

#### f) REGIÓN DE BARRANCA DEL JAGÜEL

La región estudiada abarca afloramientos comprendidos entre el cruce de los caminos provinciales 7 y 15 y los 48 km del camino provincial N° 15 que conduce a la Sierra Auca Mahuida, provincia del Neuquén.

Los primeros afloramientos atribuíbles a formaciones marinas aparecen a ambos lados del camino, a unos 25 km del cruce antes indicado. Se trata de depósitos aparentemente no fosilíferos, arcillosos, de color entre castaño amarillento y naranja grisáceo que hacia arriba toman una coloración más clara, entre naranja muy claro y castaño amarillento pálido. El espesor aproximado es de seis metros.

Llegando a la Barranca del Palo, se observa una serie de estratos que comienzan con la Formación Tehuelches en su techo, siguiéndole hacia abajo sedimentos continentales, de colores rojo y morado predominantemente, denominados por Groeber Formación Chasicó de edad pliocena (Wichmann, 1924); más hacia el norte, a los 48 km del camino a la Sierra Auca Mahuida, en el lugar denominado Barranca del Jagüel y señalado por el punto del Instituto Geográfico Militar N° 2H-11, se hallan nuevamente afloramientos de carácter marino, coronados por una sucesión de sedimentos continentales y rodados de la Formación Tehuelches. El conjunto posee un espesor aproximado de 40 metros en esta segunda barranca.

La región estudiada en este capítulo es una de las más importantes, dado que es aquí en donde también se pueden observar la base y el techo de la sucesión. El yacente se observa en las cercanías de la Sierra Auca Mahuida, y está formado por el Grupo Bandeado (Holmberg, 1964) que representa parte del Grupo del Neuquén; el techo de la sucesión que nos ocupa, está delimitado por margas y areniscas que según Wichmann (1924) y Groeber (1955) son de edad

pliocena y pertenecen a la Formación Chasicó.

Las sucesiones sedimentarias de la región guardan entre sí relación de pseudoconcordancia, no siendo visibles discordancias angulares de ninguna naturaleza, es decir, que entre las sucesivas deposiciones, si bien acaecidas en edades diferentes, no mediaron entre ellas movimientos de carácter diastrófico de ninguna naturaleza; por otra parte, todos los estratos se hallan en posición subhorizontal.

A lo largo de la ruta que conduce a la Sierra Auca Mahuida, se han confeccionado dos perfiles: el primero de ellos a los 25 km aproximadamente del cruce de los caminos provinciales 7 y 15 y la Sierra Auca Mahuida; el segundo a los 48 km del cruce mencionado, en el lugar denominado Barranca del Jagüel, que lleva la sigla BJ, distante unos cinco kilómetros al norte de Barranca del Palo.

En el perfil BJ se reconoció la *Formación Roca*, en los niveles infrayacentes a los estratos de la Formación Chasicó y la Formación Tehuelches, tal como aflora a 12 km al norte de Fortín General Roca, con arcillas grisáceas, con grandes cristales de yeso en su base y bancos calcáreos fosilíferos hacia el techo.

Hacia abajo continúan arcillas amarillentas para las cuales, conjuntamente con las capas salobres subyacentes y las arcillas grises que forman la base de la Formación Roca, Windhausen (1914) propusiera la denominación de *Capas del Jagüel*. Se propone continuar utilizando este nombre, para incluir en él las capas salobres y marinas, de carácter arcilloso, de coloración gris, físciles y untuosas en su base y de coloración amarillenta hacia el techo, anteponiéndole el término Formación.

La *Formación Jagüel* incluye dos miembros: uno *Inferior* que comprende las capas de origen salobre y otro *Superior*, marino, al que corresponden las

capas estudiadas en Barranca del Jagüel y en el área de Fortín General Roca.

El espesor del Miembro Superior de la Formación Jagüel en la barranca homónima estudiada es de unos tres metros aproximadamente.

#### g) REGIÓN DE HUANTRAI-CO

La localidad de Huantrai-co, está ubicada en la región central norte de la provincia del Neuquén, aproximadamente entre los paralelos 37° 30' y 37° 40' sur y meridianos 69° 30' y 69° 50' oeste, sobre el camino provincial N° 7 que une la ruta nacional n° 40 con Barba del Medio y Comandante Cordero, pueblos situados unos pocos kilómetros al norte de la ciudad de Neuquén.

Desde Pampa de las Liebres, en dirección sudeste, hasta las cercanías del Puesto Ranqueles o Ranquiles, afloran una serie de estratos de origen continental, pertenecientes al Diamantiano según algunos autores y según otros al Grupo del Neuquén, salobres y marinos, conocidos estos dos últimos a través de la literatura bajo el nombre de Formación Roca o Rocanense; la sucesión mencionada se halla coronada por un conjunto efusivo de apreciable espesor.

En la región se han confeccionado varios perfiles de los cuales el más representativo es el que lleva las siglas CP que significan Cañadón Principal.

En los niveles sedimentarios de este perfil, litológicamente, se han diferenciado tres secciones (Bertels 1968).

- 1) Una inferior que comprende arcilias calcáreas físciles, con mucho yeso, de color gris oliva a gris amarillento, rojo, violeta, en su base con intercalaciones de arcilias de color naranja amarillento pálido. Su origen es continental y representan la iniciación de un proceso sedimentario que culminó con capas netamente marinas del Cretácico Superior. Su

espesor en la región es de 200 metros aproximadamente.

Para esta sección se propuso el nombre de *Miembro Inferior* de la *Formación Huantrai-co*; está representado por los niveles CP-23 al CP-25 del perfil CP ilustrado en la Fig. 2.

- 2) Una sección media, formada por calizas arenosas, areniscas calcáreas y arcillas arenosas y calcáreas, de carácter marino, para las cuales se propuso (Bertels 1968) el nombre de *Miembro Superior* de la *Formación Huantrai-co*; está representado por los niveles CP-11 a CP-22 del perfil CP ilustrado en la Fig. 2; su espesor se ha calculado en unos 150 metros.

Para todo el conjunto de las secciones inferior y media se propuso el término formal de *Formación Huantrai-co*, habiéndose designado como estratotipo de la misma, los niveles CP-11 a CP-25 del perfil CP. El nombre de *Formación Huantrai-co* proviene del cerro del mismo nombre que aflora a unos nueve kilómetros al este de estas sedimentitas.

- 3) Una sección superior, formada por calizas coquinoides y calizas arenosas que pertenecen a la *Formación Roca*, cuyo estratotipo aflora a 12 km al norte de Fortín General Roca (Prov. Río Negro).

Los niveles CP-25 al CP-11 involucraron un lapso correlacionable con el Maestrichtiano Inferior y Medio; el conjunto de capas superiores, asignadas a la *Formación Roca*, es correlacionable con el Daniano Inferior. Entre ambas deposiciones, media un hiato equivalente al Maestrichtiano Superior.

#### h) REGIÓN DE MALARGÜE

En Mendoza, al oeste de la ciudad de Malargüe (en lengua original araucana Malal-hue), antiguamente denominada Cañada Colorada, afloran una serie de capas que se paralelizaron a la Forma-

ción Roca y que fueron denominadas por Gerth "Estratos de Malargüe" (en Mühlmann, 1937).

Tal como surge del análisis sedimentológico, es posible diferenciar una entidad homogénea que se puede reunir bajo una sola unidad litoestratigráfica. Se trata de calizas de coloración grisácea a naranja grisáceo y arcillas calcáreas, de color gris amarillento predominantemente compactas.

Esta unidad formacional, por sus caracteres litológicos, difiere de las restantes descriptas hasta ahora, de modo que la diferenciación establecida por Gerth denominando "Estratos de Malargüe" a los afloramientos aquí tratados, se justifica ampliamente. No obstante y a fin de ajustarnos a las reglas de nomenclatura estratigráfica estadounidense aceptadas, se propone utilizar el término de *Formación Malargüe* para esta sucesión supracretácica, que comprende un *Miembro inferior* continental y uno superior marino, con exclusión de los Estratos de Pircala.

Los microfósiles hallados en la *Formación Malargüe* son los mismos que los hallados en otras localidades, en donde aflora el Cretácico Inferior y que se correlacionan con el Maestrichtiano Inferior y Medio tipo, en parte sobre la base de la asociación planctónica que los mismos poseen en Fortín General Roca.

#### i) REGIÓN DE MECHANQUIL

La localidad de Mechanquil se halla ubicada en la provincia de Mendoza, en su sector sudoeste, en las cercanías del arroyo homónimo y en las inmediaciones del puesto Furquera. Se llega a ella por la ex ruta Nacional N° 40, pasando por la estacia El Manzano.

Afloran allí areniscas en posición subhorizontal, en marcada discordancia angular sobre otras areniscas atribuidas al Diamantino (Groeber, 1959) inclinando éstas hacia el norte en unos 30° aproximadamente.

El análisis microfaunístico reveló la existencia de ostrácodos, en su casi totalidad de agua dulce y salobre, cuyas especies se repiten a través de toda la sucesión, vale decir, tanto en aquéllas capas con marcada inclinación hacia el norte como en la sobreyacentes horizontales.

El hecho de que el conjunto microfaunístico identificado se repita a través de toda la sucesión, nos permite afirmar que ambos depósitos no deben diferir marcadamente en cuanto a sus edades.

El análisis sedimentológico por su parte, revela una composición litológica similar para ambos conjuntos, diferenciándose ellos sólo por la presencia de dolomita en las capas inferiores.

En cuanto a la edad de estas capas discordantes entre sí, se puede concluir que no se trata de depósitos asimilables a la Formación Roca del Terciario Inferior (Daniano Inferior) ni son paralelizables a otras formaciones definidas en los diversos puntos de este trabajo, tales como las Formaciones Huantrai-co, Jagüel, Malargüe y Coli Toro del Cretácico Superior (Maestrichtiano Inferior y Medio, tratándose en cambio de depósitos más antiguos que los mencionados precedentemente.

#### TECTONICA

Al oeste del meridiano 69° 30' las sucesiones sedimentarias se hallan plegadas en sinclinales y anticlinales con rumbo predominante o aproximado norte-sur. Entre ellos figuran el sinclinal de Malargüe, el ala oriental del sinclinal de Huantrai-co y el posible anticlinal de las regiones de Cerro Mesa y Coli Toro; en algunos casos, como ocurre en Huantrai-co, esos pliegues se hallan fracturados. Hacia el oriente, salvo movimientos locales poco intensos, las secuencias sedimentarias no se hallan afectadas por diastrofismo de consideración, hallándose las capas en posición subhorizontal.

En la mayoría de las secciones estudiadas en donde están presentes Formaciones cretácicas y terciarias, éstas guardan entre sí relación de pseudoconcordancia. No obstante, en Fortín General Roca, es probable que exista una superficie de erosión elaborada en el relieve cretácico y sobre el cual se apoya el Terciario Inferior; en otros lugares del área, el contacto de las Formaciones Jagüel y Roca es tal, que su límite es algo arbitrario, pues en ambos casos se trata de arcillas que difieren macroscópicamente, sólo en el color y por el contenido calcáreo, que es mayor en los sedimentos de la Formación Roca.

#### CORRELACIONES Y EDAD DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

(Fig. 2)

Las Formaciones Jagüel, Huantrai-co, Malargüe, Coli Toro y probablemente Aguada Cecilio, son paralelizables entre sí y su edad correlacionable con el Maestrichtiano Inferior y Medio tipo.

Por su parte, la edad de la Formación Roca de las regiones de Fortín General Roca, Barranca del Jagüel, Huantrai-co y Coli Toro, es correlacionable con el Daniano Inferior.

La edad está dada por los foraminíferos planetónicos por una parte y por cambios faunísticos por la otra.

En Patagonia septentrional, el límite cretácico-terciario se halla ampliamente representado por sus asociaciones faunísticas, en especial la microfauna, tanto bentónica como planetónica.

Entre las Formaciones asignables al Cretácico, la localidad que proveyó el mejor conjunto de foraminíferos planetónicos es Fortín General Roca; entre ellos se pueden mencionar los guías siguientes:

*Rugotruncana subpennyi* (Gandol-  
fi)

*Rugoglobigerina rugosa* (Plum-  
mer)

*Leoblichella coarctata* (Bolli)

*Globigerinelloides multispina* (Lalicker)  
*Heterohelix globulosa* (Ehrenberg)  
*Guembelitra cretacea* Cushman

Entre los foraminíferos bentónicos guías figuran:

*Bolivina decurrens* (Ehrenberg)  
*Bolivina incrassata* Reuss  
*Coryphostoma plaitum* (Carsey)

asociación esencialmente cretácica y asignable al Maestrichtiano Medio.

Por su parte, los conjuntos de ostrácodos de los niveles cretácicos inferiores, en donde constituyen la tanatocenosis dominante, evidencian un cambio genérico atribuido, en este estudio, a una variación temporal, por lo que se asigna a esos horizontes edad correlacionable con el Maestrichtiano Inferior.

La correlación de la edad de la Formación Roca con el Daniano Inferior, se ha realizado sobre la base del grado evolutivo de los foraminíferos planctónicos:

*Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann)  
*Globorotalia pseudobulloides* (Plummer)  
*Subbotina triloculinoides* (Plummer)

los que indicarían que están en sus principios evolutivos.

En la región de El Caín, los sedimentos estudiados son asignables al Daniano Superior tipo, sobre la base del grado evolutivo de los foraminíferos planctónicos.

Entre la sedimentación de las formaciones marinas correlacionables con el Maestrichtiano Inferior y Medio y la posición de la Formación Roca, cuya edad se correlaciona con el Daniano Inferior, existe un hiato que abarcaría el Maestrichtiano Superior.

Faltan en Patagonia septentrional,

elementos con los cuales se pueda correlacionar con el Maestrichtiano Superior, tales como *Globotruncana mayaroensis*, *G. contusa*, *G. stuarti* y *Rugoglobigerina scotti*, típicos del Maestrichtiano Superior (Pessagno, 1967) en otros países, siendo en cambio abundantes otros característicos del Maestrichtiano Inferior y Medio como los mencionados precedentemente.

Tal como se expresó anteriormente, en la parte inferior de los afloramientos hay total ausencia de elementos planctónicos que permitan una correlación más fina utilizando estos elementos guías; existe no obstante un cambio en los conjuntos de ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Estos cambios se hacen notables entre los horizontes inferiores y los superiores referidos al Cretácico Superior, cambio faunístico que se interpreta como causado por variaciones temporales y no simplemente como un acontecimiento adjudicable a variaciones ecológicas, que por su parte también existen.

#### LIMITE CRETACICO-TERCIARIO

En Patagonia septentrional, los foraminíferos planctónicos exhiben un cambio abrupto, en cuanto a la composición genérica se refiere, en el límite cretácico-terciario.

Los géneros *Rugotruncana*, *Praeglobotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Heterohelix*, *Guembelitra* y *Hedbergella*, del Cretácico Superior, son reemplazados en el Terciario Inferior por los géneros *Globoconusa*, *Subbotina* y *Globorotalia* de tamaños predominantemente pequeños.

De tal modo se ve confirmado en la República Argentina el cambio brusco genérico, como también específico en el límite cretácico-terciario.

Estos cambios son los motivos que justifican una vez más colocar el Piso Daniano en el Terciario más joven.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a los doctores Horacio H. Camacho y Juan C. M. Turner por las valiosas sugerencias recibidas durante la realización del presente trabajo.

Asimismo, deseo dejar constancia de mi reconocimiento hacia los señores René y Rodolfo M. Casamiquela, quienes me brindaron su generosa hospitalidad y cooperación durante el viaje realizado a la región de Ingeniero Jacobacci.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Bertels, A. 1964. *Micropaleontología del Paleoceno de General Roca (Provincia de Río Negro)*. Rev. Museo La Plata (Nueva Serie) IV N° 23 Paleont., p. 125-184.
- 1968. *Estratigrafía y micropaleontología del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia del Neuquén)*. Parte I: Ostracoda: Cytherellidae, Bairdiidae, Pontocypridinae, Buntoniinae y Trachyleberidinae (en Parte). Ameghiniana (en prensa).
- Camacho, H. 1967 a. *Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. Tomo XXII, N° 4, págs. 253-280.
- 1967 b. *Consideraciones sobre una fauna del Cretácico Superior (Maestrichtiano) del Paso del Sapo, Curso medio del Río Chubut*. Ameghiniana, T. V. N° 4, págs. 131-134.
- 1968. *Acerca de la Megafauna del Cretácico Superior de Huantraicó, Provincia del Neuquén (Argentina)*. Ameghiniana (en prensa).
- Doering, A. 1881. *Informe oficial de la comisión científica agregada al Estado mayor general de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General don Julio A. Roca*. Bs. As., 1881, entrega III, 3ª parte.
- 1882. *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor de la Expedición al Río Negro*. III Geología.
- Feruglio, E. 1949-50. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. Yac. Petr. Fisc. Bs. As.
- Groeber, P. 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal*. Rev. Soc. Geol. Arg. T. I. N° 3.
- 1951. *La alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. del Inst. Nac. de Invest. Cs. Nat., Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia". Cs. Geol. T. I. N° 5.
- 1955. *Anotaciones sobre Cretácico. Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. X, N° 4.
- 1959. *Supracretácico*. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA. T. II, 2ª parte.
- Holmberg, E. 1964. *Descripción geológica de la Hoja 33d Auca Mahuida, Provincia del Neuquén*. Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. N° 94, Bs. As.
- Leanza, A. F. 1964. *Los estratos con "Baculites" de Elcain (Río Negro, Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos*. Rev. Fac. Cs. Ex. Fis. y Nat. T. XXV, N° 3-4, p. 93-107, Córdoba, Arg.
- 1967. *Los Baculites de la provincia de La Pampa con notas acerca de la edad del Piso Rocanense*. Bol. Acad. Nac. Ciencias. Cha. T. XLVI, Entrega 1ª.
- Masiuk, V. 1967. *Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Alvarez, Curso inferior del Río Chico, Prov. del Chubut*. Rev. Museo La Plata (N. Serie) Sec. Paleontología, Tomo V, págs. 197-258.
- Mendez, I. 1966. *Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45° 30' S; 67° 11' W) Provincia del Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXI, N° 2.
- Mühlmann, P. 1937. *Algunas observaciones preliminares sobre los "Estratos de Malargüe"*. Bol. Inf. Petr. Año XIV, N° 153, págs. 44-54.
- Pessagno, E. A. Jr. 1967. *Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain*. Paleont. Amer. Vol. V. N° 37, págs. 245-386.
- Rizzolo, E. J. 1967. *Contribución a la estratigrafía de la parte oriental del Gran Bajo del Gualicho, Provincia de Río Negro*. Trabajo Final de Lic., Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. Bs. As. Inédito.
- Shell Production Company of Arg. Ltd. 1962. *Algunas observaciones geológicas a lo largo del borde septentrional del escudo patagónico*. Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentina. T. II, págs. 323-335.
- von Ihering, H. 1903. *Les Mollusques des terrrain crétaciques supérieurs de l'Argentine orientales*. Anales del Mus. Nac. Bs. As., Serie 3ª, T. II, pág. 205. Bs. As.
- Weber, F. I. 1964. *Estudio geológico de General Roca (Prov. del Río Negro)*. Tesis Doctoral. Fac. Cs. Exactas y Nat., Univ. Bs. As. Inédito.
- Wichmann, R. 1954. *Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el Territorio del Río Negro*. Direc. General de Minas, Geol. e Hidrol. (Sec. Geol.) Publicación N° 2.
- Windhausen, A. 1914. *Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén*. Anales del Min. de Agric., Sección Geol. Min. y Minería. Tomo X, N° 1.

Recibido el día 25 de noviembre de 1968.



# GENESIS DEL YACIMIENTO DE CAOLIN DE LA MINA VILLEGAS, PROVINCIA DE CHUBUT, REPUBLICA ARGENTINA

Por KITARO HAYASE

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur

## RESUMEN

El yacimiento Villegas es uno de los numerosos depósitos de caolín situados cerca del río Chubut en la Provincia de Chubut.

Se ha estudiado el yacimiento mediante trabajos de campo, observaciones microscópicas, difracción de rayos X, análisis termo-diferencial, termo-gravimétrico diferencial y microscopio electrónico, a fin de determinar la génesis de este yacimiento.

Las rocas a partir de las cuales se originó el caolín son toba riolítica y toba brechosa, el tamaño de los fragmentos que componen la roca original alcanzan a 10 cm o más, los que están bien caolinizados, generalmente hasta el centro, sin destrucción de sus formas y texturas.

No se observa estratificación neta en el yacimiento.

El principal mineral de la mena de caolín es caolinita bien cristalizada y algo de metahalloisita. Si se encuentra halloisita hidratada, debe ser muy pequeña cantidad.

El resultado del estudio revela que las hipótesis de meteorización y meteorización en profundidad, no pueden explicar razonablemente la génesis de este depósito.

En cambio, todos los fenómenos pueden explicarse mediante la hipótesis de la acción hidrotermal sin contradicciones.

## ABSTRACT

Villegas kaolin deposit is one of the numerous kaolin deposits which are situated near the Rio Chubut, Chubut province.

Field works, microscopic observations, X-ray diffraction method, differential thermal analyses, thermo-gravimetric method, differential thermo-gravimetric method, electron microscopic studies, etc., have been carried out on this kaolin deposit and on kaolin ores to investigate the genesis of this kaolin deposit.

The original rocks of the kaolin ore of this deposit are rhyolitic tuff and breccia, the size of the rock fragments reaches to 10 cm or more, which have been kaolinized well, usually until their center without destruction of their forms and textures.

Any clear bedding can not be recognized in the kaolin deposit.

The principal kaolin minerals of the kaolin ore are well crystallized kaolinite and some amount of meta-halloisite. Even if hydrated halloisite exists in the ore the amount is thought to be quite little.

The results of the studies reveal that the hypotheses of weathering and of deep layer weathering can not be adopted to the genesis of this kaolin deposit reasonably.

But all phenomena can be explained by the hypothesis of hydrothermal activity without any contradiction.

## I. INTRODUCCION

Cerca del río Chubut, provincia de Chubut, hay numerosas minas de caolín, de las que se explota caolín para las industrias cerámicas de Argentina.

La génesis de estos yacimientos de

caolín ya fue considerada como ariginada por meteorización de rocas ácidas, como pórfido cuarcífero y sus rocas piroclásticas, que están desarrolladas en este distrito de Patagonia. Esta hipótesis del origen por meteorización fue aceptado sin duda, Rossi (1959).

Cuando el autor visitó algunas minas de caolín de esta área en 1965, tuvo la impresión que existe la posibilidad de que la génesis de algunos yacimientos de caolín, especialmente de mina Villegas, es hidrotermal porque los fenómenos siguientes sugieren que el origen de este yacimiento no es de meteorización superficial ni de meteorización y sedimentación.

- 1º La roca original de la mena de Villegas es toba riolítica bastante gruesa, pues el tamaño de los fragmentos de roca en esta toba original es de hasta 10 cm o más, y generalmente estos fragmentos han sido caolinizados hasta el centro, sin destrucción de sus formas y texturas.
- 2º No se puede reconocer ninguna estratificación clara en la toba del yacimiento de Villegas.
- 3º Hay una tendencia: la roca original de las menas ricas es más gruesa que la de las menas pobres.

El autor ha visitado mina Villegas varias veces y ha acumulado algunos resultados que sugieren una hipótesis hidrotermal en la génesis del yacimiento de caolín de Villegas.

Mina Villegas, que pertenece a Piedra Grande S. A., está situada a más o menos 1,5 km al noroeste del km 1.556 de la ruta 25, aproximadamente 80 km desde Trelew.

## II. GELOGIA GENERAL

La llamada "serie volcánica" que está desarrollada extensamente en la región, consiste en lava riolítica y rocas piroclásticas riolíticas, como toba brechosa, toba arenosa, toba fina, aglomerado, etc.; la edad de esta formación se estima que es Jurásica.

En el valle del río Chubut se pueden ver unas lavas riolíticas rosadas que re-

ciben el nombre de "pórfido cuarcífero"<sup>1</sup>.

Cerca de la planta del lavadero de Piedra Grande S. A., puede reconocerse una toba riolítica que muestra un aspecto fresco, aunque silicificada. Al microscopio, en esta roca se pueden observar los fenómenos siguientes:

- 1º La textura es claramente de una roca piroclástica riolítica.
- 2º Los fenocristales principales son cuarzo, ortoclasa y plagioclasa ácida. También se halla pequeña cantidad de escamas de biotita alterada.
- 3º A veces la pasta de ésta ha sido alterada en agregados de cuarzo fino o de mineral parecido a zeolita fibrosa.

En algunas partes de esta área se pueden hallar unos depósitos lacustres de toba volcánica ácida, alternando con capas que contienen materia orgánica. No se pudo hallar ninguna evidencia de que los depósitos sean singenéticos con los estratos de la serie volcánica o más nuevos que ella.

Una capa de arenisca cubre a la serie volcánica discordantemente y es claramente más nueva, como muestra la figura 1. El espesor de esta capa de arenisca es de hasta 6 metros en mina Villegas. En algunas partes, especialmente en las partes bajas de esta capa, ha sido cementada por carbonato y manchada por óxidos de hierro de color rojo.

Según estudios microscópicos, esta capa de arenisca se compone de granos de cuarzo principalmente, algunos de ellos muestran la forma de cuarzo- $\beta$  con senos de corrosión, de fragmentos de ro-

<sup>1</sup> Como esta roca es claramente una lava de edad mesozoica, probablemente jurásica, se puede llamar "riolita" o "liparita"; pero como casi toda la pasta ha sido desvitrificada durante un largo tiempo geológico, esta roca ha sido llamada "pórfido cuarcífero" por geólogos europeos.

ca silicificada por calcedonia y de poca cantidad de cristales de feldespato, de escamas de biotita, y de cristales de titanita. El tamaño de estos cristales y de los fragmentos de roca es de hasta más o menos 3 mm. Frecuentemente estos cristales y los fragmentos de roca han sido cementados por un carbonato en mosaico, probablemente calcita; el tamaño de los cristales de este carbonato

muestra la figura 2, pero en algunos lugares la roca original es toba fina. La distribución de toba gruesa y de toba fina es bastante irregular. No hay ninguna estratificación clara en el yacimiento de caolín. Casi toda la toba riolítica en el yacimiento de Villegas ha sido bien caolinizada en un espesor de por lo menos 3-7 metros; pero algunas partes caolinizadas débilmente han sido si-

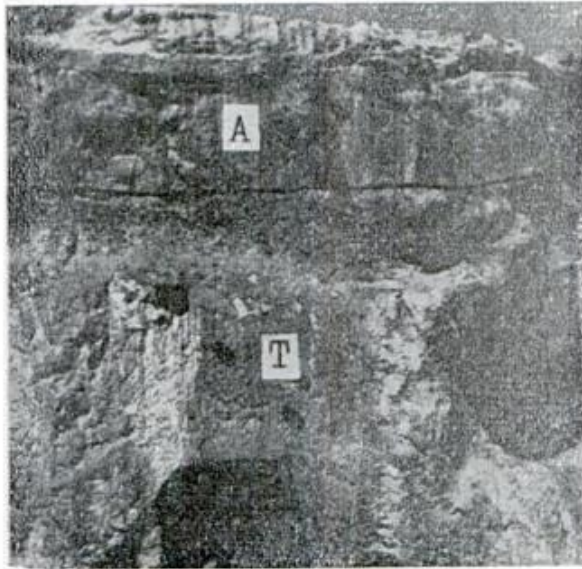


Fig. 1. — A, capa de arenisca superior; T, toba caolinizada (yacimiento)

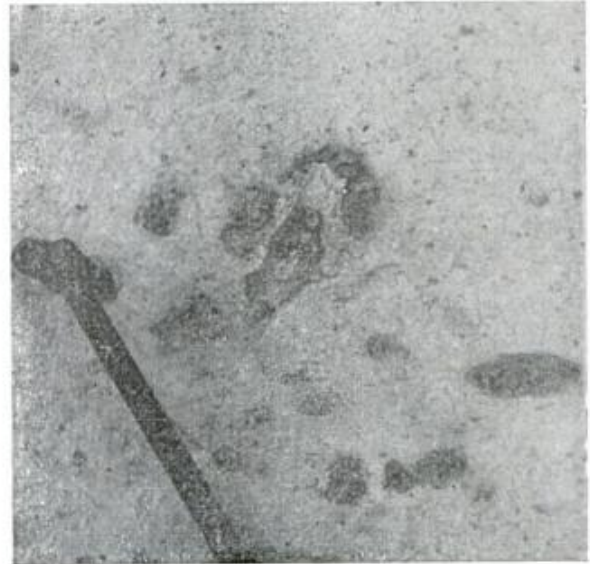


Fig. 2. — Esta figura muestra abundantes fragmentos de roca

es frecuentemente menor de 0.1 mm. Todavía no hay información sobre la edad de esta capa de arenisca.

Cerca de mina Villegas hay algunos hornos de cal que usan la caliza que se explota de una formación litoral con alto contenido de valvas. Aflora en una loma y sería Patagoniano, Terciario medio. Todas estas formaciones han sido cubiertas por una grava litoral, como terraza posiblemente diluvial.

### III. YACIMIENTO

#### 3.1. GENERALIDADES

La roca original del yacimiento de caolín de Villegas es toba brechosa riolítica y toba riolítica, el tamaño de los fragmentos es de hasta 10 cm o más como

licificadas o carbonatizadas. Estas partes a veces se asemejan a las bombas volcánicas, por sus formas redondeadas. A veces se halla textura fluidal en tales partes, caolinizadas débilmente.

Fenocristales de cuarzo de la roca original han quedado en la mena de caolín del yacimiento, los que se pueden reconocer a simple vista fácilmente. En algunas partes numerosas venillas de caolín se pueden ver como muestra la figura 3. El espesor de estas venillas llega a veces a 10 mm. Ellas forman una red complicada, pero hay una tendencia: las venillas verticales o muy inclinadas son más que las venillas horizontales o inclinadas suavemente.

Según el Sr. Cheoquenán, capataz de esta mina, la mena de caolín es explo-

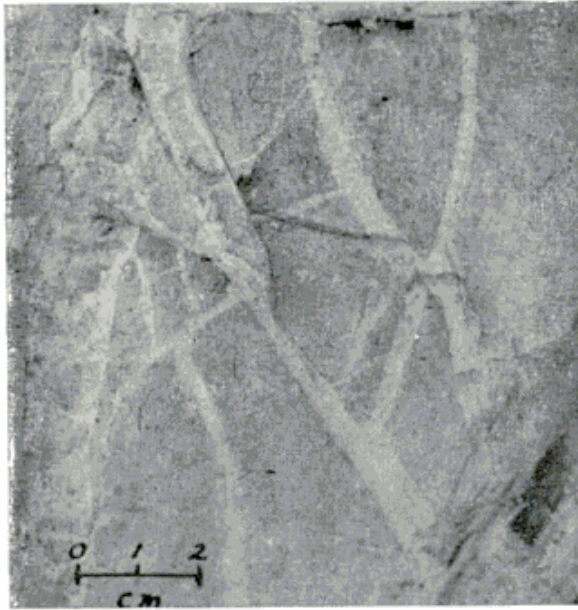


Fig. 3. — Venillas de caolín

tada hasta el límite donde llega a tomar el aspecto siguiente.

- 1º Mena de caolín manchada de color rojo por óxidos férricos.
- 2º Mena de caolín color azulado por óxido ferroso.
- 3º Toba caolinizada débilmente y silicificada.

Los frentes de explotación actual de mina Villegas son ilustrados en la figura 4. Dos bloques fallados se pueden reconocer sobre el nivel de explotación, uno de ellos se indica como Fa y otro como Fb en la figura. El primero es un bloque elevado por falla y el segundo son fallas escalonadas. En el primero, la mena inferior de caolín,

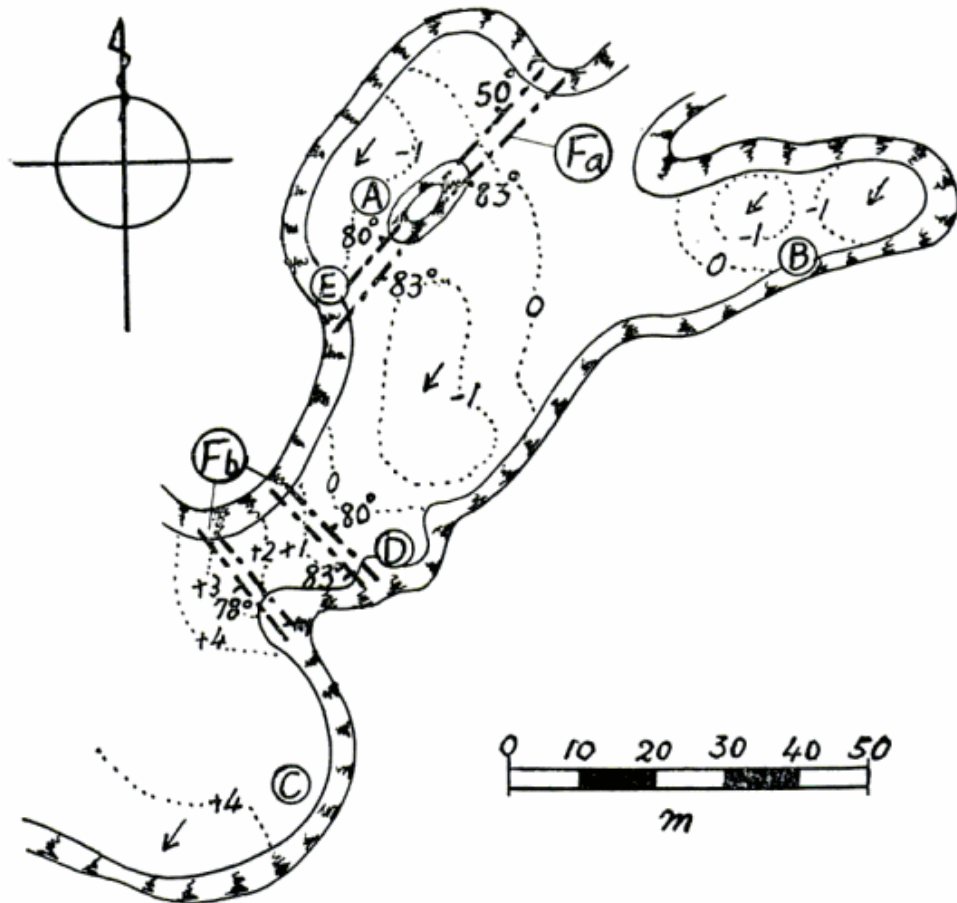


Fig. 4. — A, lugar de colección de las muestras 1-5 ; B, lugar de colección de las muestras 11-14 ; C, lugar de colección de las muestras 21-24 ; D, lugar de colección de las muestras A ; E, lugar de colección de las muestras B ; -.-, falla ; ....—|...., curva de nivel ; el número indica el desnivel en metros.

manchada de rojo por óxidos de hierro, ha sido elevada hasta el nivel de explotación y en el caso del segundo la mena inferior, también manchada de color rojo, muestra numerosos espejos de fallas escalonadas. La mena de caolín elevada por las fallas también está bien caolinizada aunque está manchada de color rojo. Por eso el espesor de la zona caolinizada de mina Villegas se considera que llega a 12 m o más. Ninguna relación se puede reconocer entre la caolinización y estas fallas. Las fallas no continúan dentro de la capa de arenisca superior, y la existencia de estas fallas indica que una cierta deformación ocurrió después que la toba riolítica fue caolinizada y antes de la sedimentación de la capa de arenisca superior.

El Sr. Cheoquenán ha dicho también que abajo de la capa de arenisca superior ordinariamente puede buscar la mena de caolín blanco, libre de óxidos de hierro, en mina Villegas y cerca de ella; pero donde no existe la capa de arenisca superior, la mena de caolín ha sido manchada de color rojo con óxidos de hierro. Este fenómeno sugiere que la capa de arenisca superior se hubo comportado como una capa impermeable para el agua meteórica que tuvo disuelto el ión hierro.

A veces venillas de yeso se pueden hallar en algunas partes de este yacimiento.

Al microscopio se pueden reconocer cristales fibrosos de caolinita, cristales de cuarzo y feldespato primarios, agregados de cristales de calcedonia fibrosa radiada o en mosaico muy pequeño y algo de limonita en mena de caolín. A veces se ven cristales prismáticos pequeños, con una refringencia débilmente más alta que la del bálamo, isotrópicos o con bastante débil birrefringencia y color castaño, que se consideran como meta-halloisita o halloisita hidratada. Pero la cantidad de este mineral en la mena de caolín es frecuentemente menos que 1/3 de la cantidad total de minerales de caolín.

### 3.2. MINERALES EN MENA DE CAOLÍN

#### 3.2.1. *Minerales de caolín*

El autor tomó muestras de las venillas de caolín blanco en mena de caolín blanco y en mena de caolín rojo de la falla Fa y los estudió con difractor de rayos X, con un aparato combinado analizador termo-diferencial, analizador termo-gravímetro y analizador termo-gravímetro diferencial, y con un microscopio electrónico <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Este aparato se llama "derivatograph" o "simultaneous thermo-balance analyzer" que puede registrar automáticamente el gráfico de análisis termo-diferencial, termo-gravimétrico y termo-gravimétrico diferencial simultáneamente para una sola muestra.

CUADRO I

Nº de muestra	Nº de colección	Explicación
A.....	07271065	Coleccionada de venillas en mena de caolín blanco como muestra la figura 3.
B.....	—	Coleccionada de venillas en mena de caolín rojo en falla Fa.

Las figuras 5 y 6 muestran los resultados de estos estudios.

La figura 5 A indica que la muestra A contiene principalmente caolinita bastante bien cristalizada y poca cantidad de cuarzo y de feldespato.

Los picos de difracción (020), (110), (111) y (111) de caolinita en la figura 5 A están claramente separados uno y otro, y los picos de difracción (001) y (002) son bastante agudos, similares a los de caolinita bien cristalizada como se muestra en la figura 5 C.

Fig. 5-A (Muestra A)

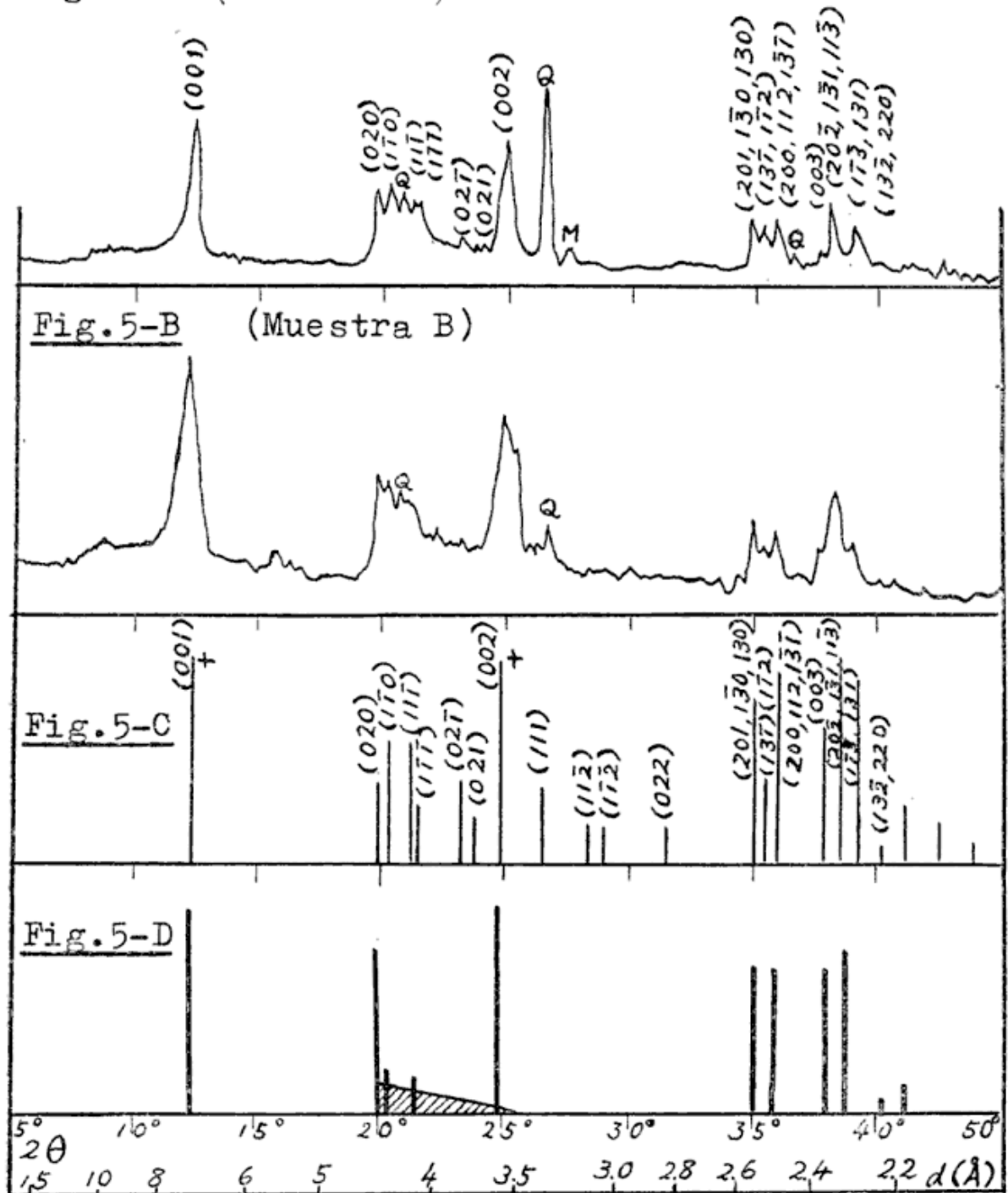


Fig. 5-A : muestra A, (Q = Cuarzo, M = Microclino) ; 5-B : muestra B ; 5-C : caolinita bien cristalizada (Según Brindley, 1946) ; 5-D : caolinita mal cristalizada (Según Brindley, 1946). Condiciones de difracción de rayos X : Anticátodo : Cu, Filtro : Ni, Voltage : 20 kV. Corriente : 15 mA, Slits : 1°, 0,3 mm, 1°. Time constant : 2 sec. : Multiplier : X 16. Scanning sp. : 2°/min. ; Chart sp. : 2 cm/min.

Frecuentemente la caolinita mal cristalizada no muestra el pico de difracción  $(13\bar{1}, 1\bar{1}2)$  separado del pico  $(200, 13\bar{1}, 112)$  y muestra solamente un pico ancho de más o menos  $2,50 \text{ \AA}$  correspondiente a estos planos atómicos como muestra la figura 5 D.

$\text{\AA}$ , y los picos de difracción son menos numerosos y más anchos que los de caolinita mal cristalizada.

En el caso de halloisita hidratada, el espaciado basal es todavía más grande que meta-halloisita, por ejemplo "d" (001) es más o menos  $10,1 \text{ \AA}$ , y usual-

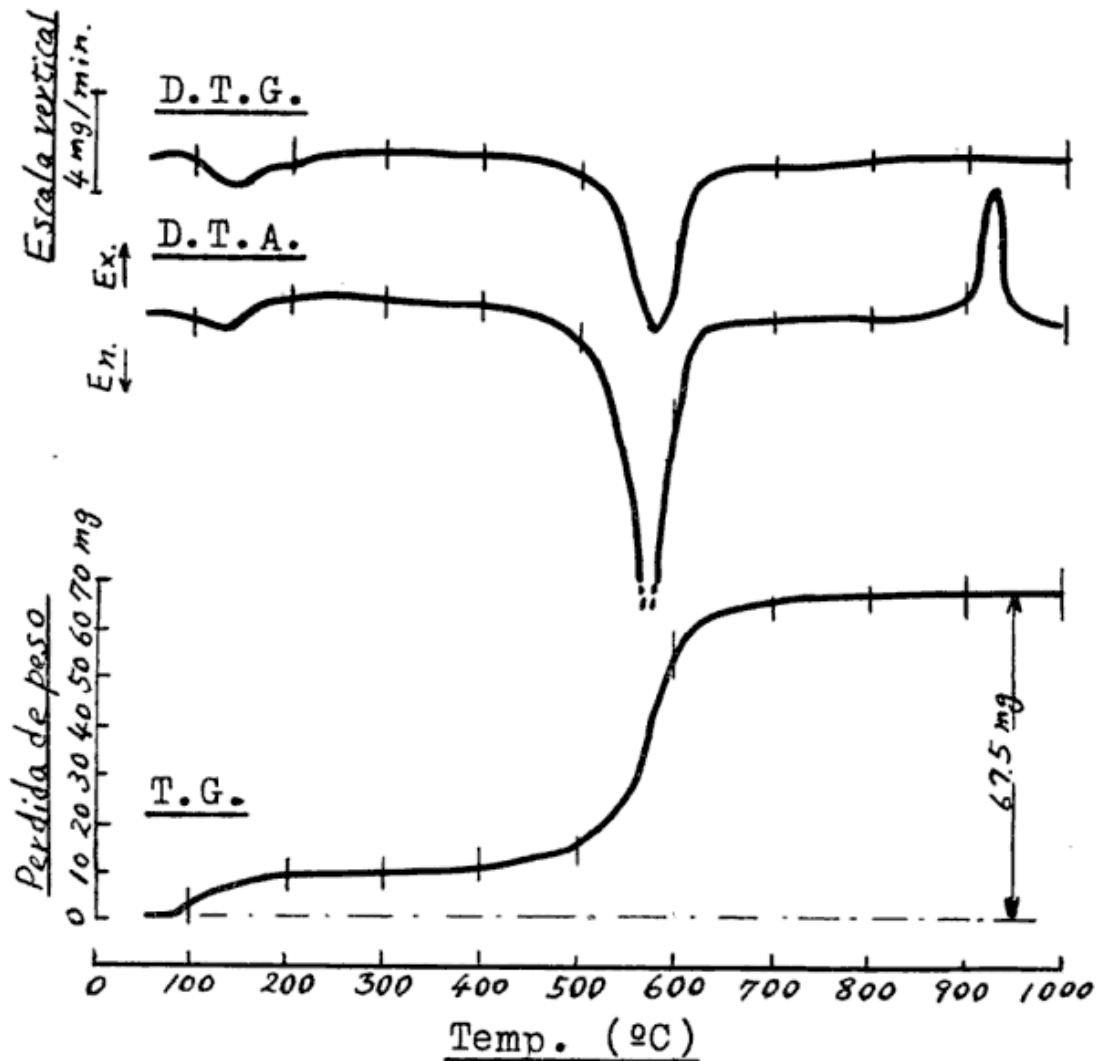


Fig. 6. — Peso de muestra 516 mg., Velocidad de calentamiento  $5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{min.}$ , D.T.G. : Termogravimetro diferencial, D.T.A. : Análisis termo-diferencial, T.G. : Termo-gravimetro

La figura 5 A también muestra el pico de difracción  $(202, 13\bar{1}, 113)$  separado del pico  $(11\bar{3}, 13\bar{1})$ ; comparado con estos picos la caolinita mal cristalizada muestra solamente un pico de difracción ancho de más o menos  $2,325 \text{ \AA}$  como muestra en figura 5 D.

Meta-halloisita tiene el espaciado basal más grande que caolinita, por ejemplo "d" (001) es más o menos  $7,21\text{-}7,70$

mente la difracción para (002) es bastante débil. Los picos de difracción de halloisita hidratada son más anchos que los de meta-halloisita.

Por eso la caolinita en la muestra A se puede considerar como bien cristalizada y no contiene una gran cantidad de halloisita hidratada.

La figura 5 B revela que la muestra B también contiene caolinita principal-

mente y poca cantidad de cuarzo. Esta caolinita puede pertenecer a caolinita bien cristalizada, aunque tiene una estructura de cristal más imperfecto que la de la muestra A. Figura 5 B también muestra que aunque la muestra B contiene halloisita hidratada, la cantidad puede ser pequeña.

La figura 6 indica el gráfico de análisis termo-diferencial, el gráfico de termo-gravímetro diferencial y el gráfico de termo-gravímetro de muestra B. El gráfico de análisis termo-diferencial y el gráfico de termo-gravímetro diferencial en la figura 6, muestran los gráficos típicos de caolinita. El gráfico termo-gravímetro indica que la muestra B contiene agua de más o menos el 13 % que es casi la misma cantidad de agua contenida en caolinita común. Usual\* mente halloisita hidratada contiene alrededor de 24 % de agua, aproximadamente la mitad de ésta está combinada y otra mitad es absorbida. Por eso la figura 6 revela claramente que aunque la muestra B contiene halloisita hidratada, la cantidad debe ser muy poca, lo que apoya la conclusión del estudio por rayos X de la muestra B.

Las figuras 7 y 8 muestran los electro-micrográficos de la muestra A y muestra B respectivamente. La figura 7, el

electro-micrográfico de la muestra A, indica que esta muestra contiene los cristales de caolinita principalmente, que tienen una forma plana, delgada, hexagonal, y muy poca cantidad de cristales de meta-halloisita o de halloisita hidratada, que tienen una forma de aguja fina típica. La figura 8, electro-micrográfico de la muestra B, prueba que ésta contiene cristales de caolinita y una cantidad de meta-halloisita o de halloisita hidratada.

Según los resultados anteriores resulta muy claro que la muestra B contiene principalmente caolinita bastante bien cristalina y una cantidad de meta-halloisita y poco cuarzo, y que la muestra A contiene caolinita bien cristalizada y poca cantidad de meta-halloisita, de cuarzo y de feldespato.

Al microscopio, se puede reconocer minerales de caolín solamente en las venillas, de caolín blanco. Por eso se puede aceptar que las venillas de caolín blanco son bastante puras en caolinita bien cristalizada y meta-halloisita.

Según estos resultados se puede considerar que las venillas de caolín han sido formadas por cristalización de minerales de caolín directamente desde una solución en las aberturas de la toba riolítica, no por la sedimentación de

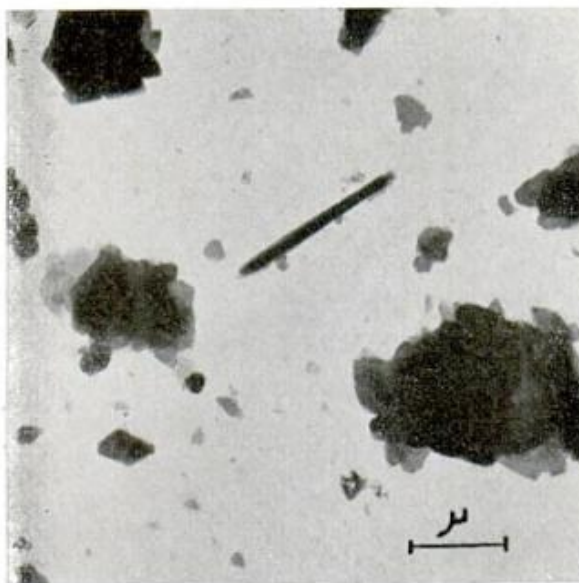


Fig. 7. — (Muestra A)

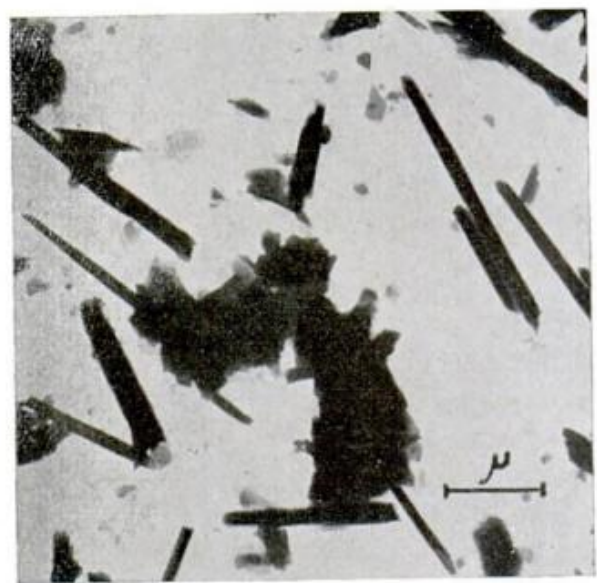


Fig. 8. — (Muestra B)



minerales de caolín transportados de otra parte.

Mediante observaciones al microscopio se pueden reconocer abundantes cristales prismáticos y fibrosos de caolinita en las menas de caolín, que tienen más alta refringencia que el bálsamo, baja birrefringencia y elongación positiva. A veces los agregados de caolinita fibrosa muestran pseudomorfosis de los minerales originales o de los fragmentos de roca de toba riolítica. En algunas secciones delgadas de mena de caolín, se observa un mineral prismático de color castaño pálido, de refringencia un poco más alta que la del bálsamo y muy baja birrefringencia; se considera que es meta-halloisita o halloisita hidratada; pero la cantidad de este mineral en las menas de caolín es frecuentemente menos que  $\frac{1}{3}$  de la cantidad total de minerales de caolín.

Frecuentemente los cristales de feldespato están atravesados por venillas de caolín, especialmente a lo largo de los clivajes, como muestra la figura 9.

### 3.2.2. Cuarzo

Hay dos clases de cuarzo en las menas de caolín de Villegas, uno es prima-

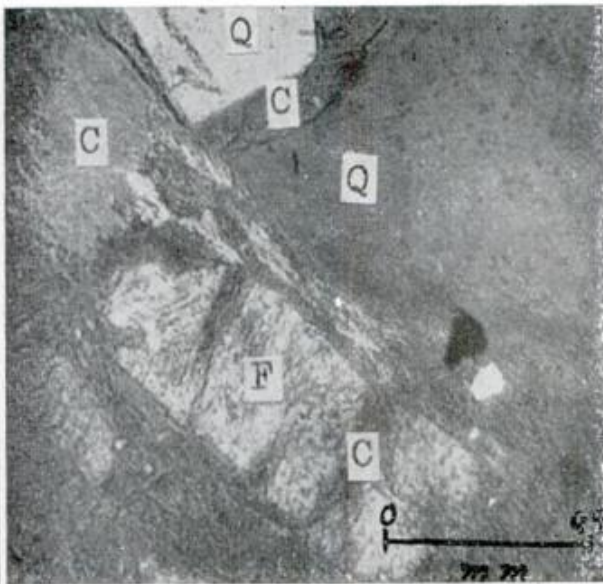


Fig. 9. — (Nicoles cruzados): F, Feldespato  
Q, Cuarzo: C, Caolinita

rio, de la toba original y otro es cuarzo calcedónico secundario<sup>1</sup>.

El primero muestra frecuentemente la forma de cuarzo- $\beta$  y forma corroída como comido por gusanos. Microscópicamente se puede reconocer cuarzo calcedónico fibroso o en mosaico fino en las menas de caolín, especialmente en las partes silicificadas. A veces el cuarzo calcedónico muestra pseudomorfosis de minerales originales y de fragmentos de roca.

### 3.2.3. Feldespato

En secciones delgadas de las menas de caolín, frecuentemente se puede reconocer cristales de feldespato, que tienen bastante más baja refringencia que el bálsamo y baja birrefringencia. En ellos no se observan maclas polisintéticas, estructura zonal ni textura de microclino. En partes los cristales de feldespato han sido alterados, y se hallan abundantes cavidades pequeñas en casi todos los cristales de feldespato aunque algunos de ellos no han sido alterados. Los picos de difracción de rayos X de este feldespato muestran las propiedades intermedias entre los de microclino y de sanidina. Por eso el autor prefiere usar el nombre de "feldespato alcalino" en este informe.

La alteración de feldespato alcalino ha progresado frecuentemente a lo largo de los clivajes de cristales. A veces varios granos de feldespato, que están cerca uno de otro, muestran orientaciones ópticas similares como se muestra en la figura 9. Estos son considerados como los restos de un cristal de feldespato que han sido separados por las venillas de caolín.

### 3.2.4. Otros minerales

Existen además pequeñas cantidades de otros minerales tales los de óxido

<sup>1</sup> El autor usa el nombre "cuarzo calcedónico" para cuarzo en cristales muy pequeños, aunque la forma sea en mosaico.

de hierro y otros, que parecen ser clorita e illita.

### 3.3. MINERALIZACIÓN

Para estudiar la mineralización en el yacimiento Villegas, el autor coleccionó una muestra de cada zona alterada de las partes caolinizadas débilmente en las menas de caolín, como se muestran en las figuras 10 A - 10 C. Se han hecho secciones delgadas de todas estas muestras para observación microscópica y los ejemplares 1-5 y 11-14 han sido estudiados por difracción de rayos X.

#### 3.3.1. Serie de muestras 1-5

En el centro de estas partes caolinizadas débilmente, correspondiente a las muestras 1-3, está conservada, bastante claramente, la textura de toba riolítica original aunque ha sido silicificada por cuarzo calcedónico. El cuadro II muestra la asociación de minerales y otros datos de cada zona, observados al microscopio.

El cuadro III muestra las intensidades de algunos picos de difracción característica de cuarzo, feldespato y de caolinita, y las proporciones entre las intensidades de estos picos respectiva-

CUADRO II

Serie de muestras 1-5

Zona	Número de muestra	Número de colección	Mayor tamaño mm	Minerales primarios	Proporción de C. y F.	Minerales secundarios <sup>1</sup>
1.....	1	02271065	5,0	C., F., (B.)	1 : 1	C. C., (B. alterada), (Ha.), adularia ?, Li.
2.....	2	03271065	3,2	C., F., (B.)	1 : 1	C. C., (B. alterada), (Clo.) adularia ?, Li.
3.....	3	04271065	3,0	C., F., (B.)	1 : 2	C. C., (B. alterada), (Clo.), adularia ?, Li.
4.....	4	05271065	1,3	C., F., (P.)	1 : 2	Caol., Ha., (Zeol.), (Clo.), vermiculita ?, (C. C.), goetita, Li.
5.....	5	06271065	1,7	C., F.	2 : 1	Caol., Ha., (Clo.), (C. C.)

*Referencias :*

Mayor tamaño : mayor tamaño de fragmentos de roca ; C : cuarzo primario ; F : feldespato alcalino ; B : biotita ; C. C. : cuarzo calcedónico ; Ha. : halloisita ; Clo. : mineral parecido a clorita ; Li. : limonita ; Caol. : caolinita ; Zeol. : mineral parecido a zeolita ( ) : significa poca cantidad.

<sup>1</sup> Los minerales parecidos a adularia, vermiculita, etc, se hallaron en las muestras microscópicamente o con los gráficos de difracción de rayos X, pero no se pudieron determinar con seguridad.

CUADRO III

Zona	Número de muestra	Intensidad de pico						Proporción de intensidad de picos				
		Cuarzo		Feldespato		Caolinita						
		Cx	Cy	Fx	Fy	Kx	Ky	Fx/Cx	Fx/Cy	Fy/Cx	Fy/Fy	
Caolinitación ↓	1 .....	1	7,0	13,0	12,0	9,5	0	0	1,72	0,92	1,36	0,73
	2 .....	2	7,5	13,5	9,0	8,0	0	0	1,20	0,67	1,07	0,59
	3 .....	3	7,0	16,5	9,0	7,5	0	0	1,29	0,55	1,07	0,45
	4 .....	4	4,0	6,5	7,0	6,5	15,5	10,5	1,75	1,08	1,63	1,00
	5 .....	5	3,5	5,0	3,0	3,5	41,5	24,0	0,86	0,60	1,00	0,70

Cx Intensidad de pico (110) de cuarzo, ( $d = 2,458 \text{ \AA}$ )

Cy Intensidad de pico (112) de cuarzo, ( $d = 1,817 \text{ \AA}$ )

Fx Intensidad de pico ( $d \approx 3,78 \text{ \AA}$ ) de feldespato

Fy Intensidad de pico ( $d \approx 3,46 \text{ \AA}$ ) de feldespato

Kx Intensidad de pico ( $d \approx 7,2 \text{ \AA}$ ) de caolinita

Ky Intensidad de pico ( $d \approx 3,56 \text{ \AA}$ ) de caolinita

Condiciones de difracción de rayos X :

Anticátodo : Cu ; filtro : Ni ; voltaje : 30 kV ; corriente : 15 mA ; slits :  $1^\circ$ , 0,3 mm,  $1^\circ$  ;  
time constant : 2 sec ; multiplier : X 16 ; scanning sp. :  $1^\circ/\text{min.}$  ; chart sp. : 1 cm/min.

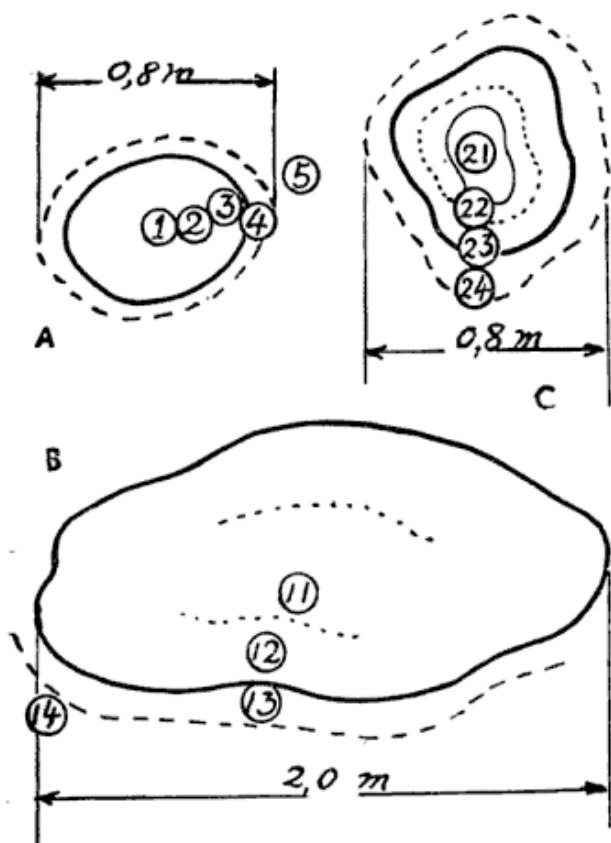


Figura 10

mente. Según este cuadro se puede considerar lo siguiente:

- 1) La cantidad total de cuarzo primario y de cuarzo secundario, gradualmente decrece desde el centro de la parte silicificada hacia las zonas exteriores.
- 2) La cantidad de feldespato decrece también hacia las zonas exteriores.
- 3) La cantidad de caolinita aumenta desde la zona tercera hacia el exterior.
- 4) En la zona cuarta las proporciones de intensidades de los picos de difracción de feldespato y de cuarzo, aumentan en cualquier combinación, aunque las intensidades de picos de estos minerales decrecen más que las de la zona tercera; esto indica que la disminución de la cantidad de cuarzo

es más grande que la de la cantidad de feldespato, desde la zona tercera a la zona cuarta. Esta tendencia se puede reconocer también microscópicamente como muestra el cuadro II.

- 5) Hay una clara relación que la cantidad de caolinita crece con la disminución de la cantidad de feldespato.

### 3.3.2 Serie de muestras 11-14

El centro de esta parte caolinizada débilmente, muestras 11 y 12, ha sido silicificado por cuarzo calcedónico, conservando la textura de la roca original bastante claramente. El cuadro IV muestra la asociación de minerales y otros datos de cada zona.

El cuadro V, muestra las intensidades de algunos picos de difracción de cuarzo, de feldespato y de caolinita, y las

proporciones entre las intensidades de sus picos respectivamente.

Según este cuadro se puede considerar lo siguiente:

- 1º El contenido de feldespato alcalino decrece desde el centro de esta parte silicificada hacia las zonas exteriores, similar al caso de la serie de muestras 1-5.
- 2º Desde la zona segunda a la zona tercera, las proporciones entre las intensidades de picos de difracción de feldespato y de cuarzo, aumentan notablemente aunque las cantidades absolutas de estos minerales decrecen; se puede considerar que la disminución de la cantidad de cuarzo es mucho mayor que la de feldespato desde la zona segunda a la tercera. Este fenómeno se halla microscópicamente también como se muestra en el cuadro IV.

#### CUADRO IV

##### Serie de muestras 11-14

Zona	Número de muestra	Número de colección	Mayor tamaño mm	Minerales primarios	Proporción de C. y F.	Minerales secundarios
1 . . . . .	11	08311066	2,9	C., F.	2 : 3	C. C., (B. alterada), (Clo.), (Zeol.), Li.
2 . . . . .	12	09311066	3,0	C., F.	2 : 3	C. C., (Zeol.), (Ha.), Li.
3 . . . . .	13	10311066	0,8	C., F.	1 : 2	Caol., C. C., goetita, Ha., Li.
4 . . . . .	14	11311066	2,0	C., F., (Ti.)	1 : 1	Caol., Ha., Li.

#### Referencias :

Mayor tamaño: mayor tamaño de fragmentos de roca ; C. : cuarzo primario ; F. : feldespato alcalino ; B. : biotita ; C. C. : cuarzo calcedónico ; Clo. : mineral parecido a clorita ; Ha. : halloisita ; Li. : limonita ; Zeol. : mineral parecido a zeolita ; Ti : titanita ; ( ), significa poca cantidad.

**CUADRO V**

Zona	Número de muestra	Intensidad de pico						Proporción de intensidad de picos				
		Cuarzo		Feldespato		Caolinita						
		Cx	Cy	Fx	Fy	Kx	Ky	Fx/Cx	Fy/Cx	Fx/Cy	Fy/Cy	
Caolinización ↓	1 . . . . .	11	7,0	7,0	5,5	5,0	0,0	0,0	0,79	0,79	0,71	0,71
	2 . . . . .	12	5,5	7,5	5,5	5,0	0	0	1,00	0,73	0,91	0,67
	3 . . . . .	13	2,0	2,5	6,6	4,5	3,5	3,0	3,30	2,60	2,25	1,80
	4 . . . . .	14	5,0	6,5	2,5	2,0	7,0	6,0	0,50	0,38	0,40	0,31

- Cx Intensidad de pico (110) de cuarzo, ( $d = 2,458 \text{ \AA}$ )
- Cy Intensidad de pico (112) de cuarzo, ( $d = 1,817 \text{ \AA}$ )
- Fx Intensidad de pico ( $d \cong 3,78 \text{ \AA}$ ) de feldespato
- Fy Intensidad de pico ( $d \cong 3,46 \text{ \AA}$ ) de feldespato
- Kx Intensidad de pico ( $d \cong 7,2 \text{ \AA}$ ) de caolinita
- Ky Intensidad de pico ( $d \cong 3,56 \text{ \AA}$ ) de caolinita

*Condiciones de difracción de rayos X :*

Anticátodo : Cu ; filtro : Ni ; voltaje : 30 kV ; corriente : 15 mA ; slits :  $1^\circ$ , 0.3 mm,  $1^\circ$  ; time constant : 2 sec. ; multiplier : X 16 ; Scanning sp. :  $1^\circ/\text{min.}$  ; chart sp. : 1 cm/min.

**3.3.3 Serie de muestras 21-24**

El centro de esta parte, correspondiente a las muestras 21-23, ha sido reemplazado por carbonato, probablemente calcita<sup>1</sup>, especialmente la pasta. Algo de caolínica también se observa en esta parte. Cuadro VI muestra la asociación de minerales y otros datos de cada zona.

El carbonato en estas muestras, probablemente calcita<sup>1</sup>, se presenta como agregados plumosos bastante grandes como se muestra en la figura 11. Esto sugiere que este carbonato cristalizó como aragonita, pero después se transformó en calcita.

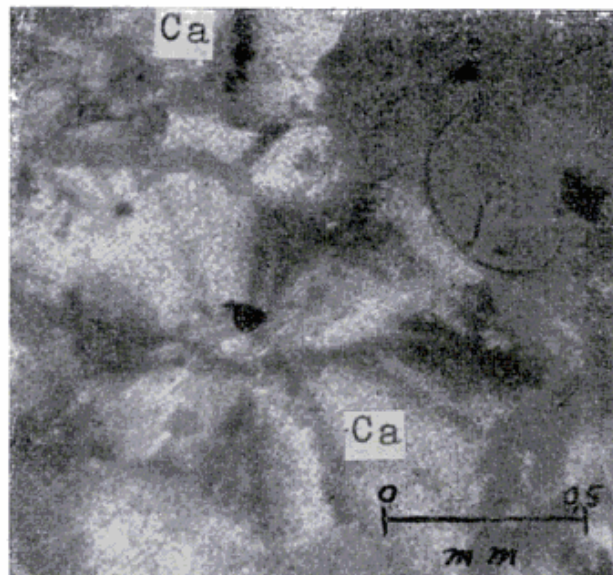


Fig. 11. — (Nicoles cruzados) : Ca, Carbonato (Calcita)

<sup>1</sup> Los picos de difracción de rayos X de este carbonato coinciden con los de calcita.

CUADRO VI

Serie de las muestras 21-24

Zona	Número de muestra	Número de colección	Mayor tamaño mm	Minerales primarias	Proporción de C. y F.	Minerales secundarios	Cal. mm	C.C. %	Caol. %
1 . . . . .	21	12311066	2,0	C., F.	1 : 3	(C. C.), Cal.	5,0	<2	no
2 . . . . .	22	13311066-A	2,3	C., F.	1 : 2	(C. C.), Cal. (Caol.)	2,6	<2	5
3 . . . . .	23	13311066-B	2,3	C., F.	1 : 2	Cal., Caol., (C. C.)	3,2	<2	20
4 . . . . .	24	14311066	2,2	C., F.	1 : 1	C. C., Cal., Caol.	2,6	40	30

Referencias :

Mayor tamaño : mayor tamaño de fragmentos de roca ; C : cuarzo primario ; F : feldespato alcalino ; Cal : calcita ; C. C. : cuarzo calcedónico ; Caol : caolinita ; ( ) : poca cantidad ; Cal. : mayor tamaño de cristales de calcita ; C. C. : cantidad de cuarzo calcedónico ; Caol : Cantidad de minerales de caolín.

3.4. CONSIDERACIONES SOBRE LA MINERALIZACIÓN

- 1ª La textura de la roca original de las partes caolinizadas ha sido conservada bastante bien aunque estas partes han sido silicificadas por cuarzo calcedónico.
- 2ª La cantidad de feldespato disminuye claramente desde el centro de las partes caolinizadas débilmente hacia zonas exteriores, y la cantidad de minerales de caolín crece a la inversa.
- 3ª A veces escamas de biotita han sido conservadas en las partes caolinizadas débilmente.
- 4ª Frecuentemente algunos granos de feldespato, cercanos unos a otros, muestran orientaciones ópticas similares que se considera que son los restos de un cristal de feldespato separado por venillas de caolín y que el mismo es producto de la alteración del feldespato.

5ª Abundantes cavidades pequeñas se hallan en casi todos los cristales de feldespato aunque algunos de ellos muestran un aspecto fresco.

Estos fenómenos sugieren que la mineralización, incluyendo caolinización, ha progresado en el lugar de origen *in situ*, después que la roca original se había formado, y que la mineralización ocurrió y terminó bastante repentinamente en la escala de tiempo geológico. Por eso si la génesis de este yacimiento fue por meteorización, la mineralización debe ser por "meteorización en profundidad" por agua subterránea fría, originada de agua meteórica ; pero es difícil de explicar los fenómenos de esta manera.

1º Según T. Sudo (1958), el mineral de arcilla principal en la zona de arcilla por meteorización en profundidad es montmorillonita, porque como el agua subterránea pro-

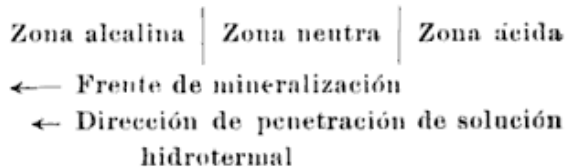
funda disuelve los iones alcalinos y alcalino-térreos cuando penetra en las rocas, casi toda el agua subterránea profunda es alcalina.

- 2<sup>a</sup> T. Sudo también expresa que la extensión y la profundidad de la zona de arcilla por meteorización en profundidad no es muy grande, a excepción de la arcilla de falla, porque la temperatura del agua subterránea no es usualmente alta. Pero el espesor del yacimiento de caolín de Villegas se considera 12 m o más y la zona caolinizada de este yacimiento se cree bastante ancha.
- 3<sup>o</sup> Según L. T. Alexander *et al.* (1957), en ambiente neutro o débilmente ácido y en presencia de agua, la plagioclasa puede pasar a halloisita hidratada por meteorización, lo que sugiere que la halloisita hidratada sería el principal producto de meteorización de la plagioclasa en ambiente neutro o débilmente ácido y en presencia de agua.
- 4<sup>o</sup> Según T. Sudo (1958), la meteorización moderna de las tobas en Japón origina dos productos, uno contiene halloisita hidratada y el otro montmorillonita como constituyentes principales.
- 5<sup>o</sup> Por eso, si el yacimiento Villegas se originó por meteorización en profundidad debería hallarse montmorillonita o halloisita hidratada; en cambio se halla caolinita bien cristalizada.
- 6<sup>o</sup> La textura y el gran tamaño de los agregados de calcita en algunas partes caolinizadas débilmente, sugiere que esta calcita podría haber cristalizado como aragonita y transformado en calcita. Según T. L. Wray *et al.* (1957), aragonita fue sintetizada a más o menos

50-70° C; pero se transformó en calcita pronto.

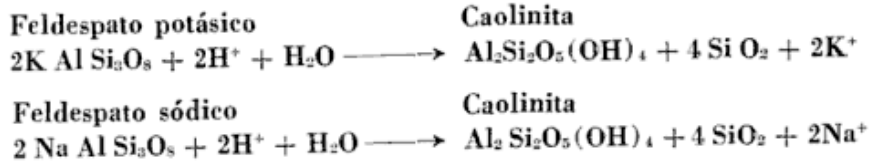
Por estas razones el autor considera que la mineralización del yacimiento Villegas ha sido efectuada por soluciones hidrotermales como sigue:

- 1<sup>a</sup> Generalmente se cree que la solución hidrotermal que asciende desde profundidad es alcalina porque puede disolver elementos alcalinos y elementos alcalino-térreos como K, Na, Ca, Mg, etc., de las rocas circunstantes al canal de ascenso. Pero cuando la solución hidrotermal se acerca a la superficie el agua meteórica contamina a la solución hidrotermal. El sulfuro de hidrógeno disuelto en ésta puede ser oxidado por el oxígeno que está disuelto en el agua meteórica, produciendo ácido sulfúrico y la solución hidrotermal puede convertirse en ácida cerca de la superficie.
- 2<sup>a</sup> Cuando una solución hidrotermal ácida penetra en las rocas circundantes desde los canales, la acidez puede disminuir gradualmente por disolución de elementos alcalinos y alcalino-térreos de los feldespatos, micas, minerales máficos, etc. de las rocas y puede ser neutra y alcalina otra vez. Por eso el frente de mineralización puede tener las siguientes tres zonas:



- 3<sup>a</sup> Según Dana's, "System of Mineralogy" (1962), el cuarzo es estable en solución ácida; pero es atacado fácilmente por solución alcalina.
- 4<sup>a</sup> Según J. J. Hemley (1959), el feldespato es bastante resistente a la solución alcalina; pero se descom-

pone fácilmente por solución ácida en minerales de caolín como



Cuando la acidez es muy débil el feldespato se altera a muscovita, como muestra la figura 12. Estos experimentos claramente revelan que en la etapa de caolinización del yacimiento Villegas el feldespato se alteró en minerales de caolín por una solución hidrotermal ácida, si este yacimiento es de origen hidrotermal.

5ª Como se ha mencionado arriba el feldespato es bastante estable en solución alcalina; pero el cuarzo se disuelve fácilmente en solución alcalina caliente, esto sugiere que en una etapa anterior a la caolinización final, una solución hidrotermal alcalina ha disuelto una cantidad de cuarzo de la roca original; pero la descomposición del feldespato ha sido mucho menos que la del cuarzo. El fenómeno,

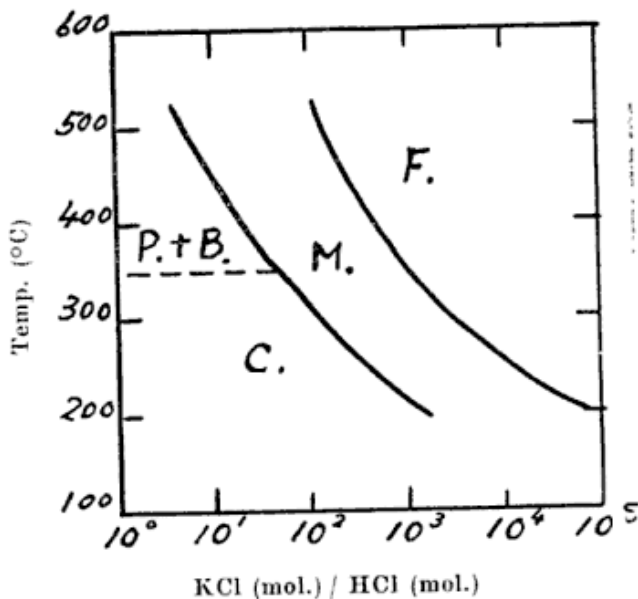


Fig. 12. — (Según Hemley, 1959) (Presión 1035 bares): F: Feldespato potasio; M: Muscovita; C: Caolinita; P: Pirofillita; B: Boehmita.

muestran la figura 12 y como sigue:

—ya explicado— que la proporción de las cantidades de feldespato y de cuarzo primario aumenta en la zona anterior de la de caolinización final, reconocido microscópicamente y por estudio de difracción de rayos X como se escribió en capítulos 3.3.1 y 3.3.2, apoya esta idea.

6ª En la etapa de mineralización de la toba riolítica por tal solución hidrotermal pueden ocurrir los siguientes fenómenos:

- a) La solución hidrotermal de la primera zona alcalina del frente de mineralización pudo disolver más cuarzo que feldespato, esto ocurrió en una etapa anterior a la caolinización.
- b) Cuando la zona ácida de la solución hidrotermal llegó a feldespato éste se pudo alterar en caolín.

7ª Las muestras 1-3 y 11-12 representarían la acción de la actividad hidrotermal ya disminuida por lo siguiente:

- i) Cuando la acción hidrotermal estaba cesando, la solución hidrotermal alcalina, que había disuelto gran cantidad de sílice, ocupaba todos los espacios en esta zona.
- ii) Al no llegar más líquido hidrotermal en esta parte la temperatura bajó y la solución se hizo neutra por contaminación con agua meteórica, por lo que pudo precipitar cuarzo



calcedónico silicificando esas partes.

8ª En el caso de la tercera serie de muestras 21-24., se puede hacer las consideraciones siguientes:

A) La solución hidrotermal llegó a la zona de las muestras 21-24 al final de su actividad, cuando ya estaba cargada con ión calcio extraído de las rocas vecinas.

B) La circulación de agua meteórica fue menor por lo que la alcalinidad de la solución hidrotermal se pudo conservar aunque la temperatura bajó. Al disminuir la temperatura de la solución  $\text{CaCO}_3$  pudo cristalizar en estas zonas.

C) Como se dijo ya anteriormente, la textura de los agregados de calcita en esta parte y los tamaños de ellos; 2.6 a 5.0 milímetros, es mucho mayor que la calcita que cementa la capa de arenisca superior de mina Villegas, cuyo tamaño es aproximadamente 0.1 mm o menor; sugiere que esta calcita cristalizó como aragonita a partir de la solución hidrotermal y después se transformó en calcita.

9ª Como se ve en los cuadros II y IV el tamaño de los fragmentos de roca en las zonas anteriores a las zonas caolinizadas es claramente más pequeño que el de otras zonas. La causa de la pobre caolinización de estas partes puede ser la existencia de toba riolítica fina que pudo obstruir la suficiente penetración de la solución hidrotermal en el centro de estas partes caolinizadas débilmente.

#### IV. CONCLUSIONES

La roca original del yacimiento de caolín de Villegas es una toba riolítica bastante gruesa, el tamaño de los fragmentos de roca es hasta 10 cm o más, y casi todos los fragmentos han sido caolinizados bien hasta sus centros, sin destrucción de sus formas y texturas.

Los minerales de caolín en las menas de Villegas son caolinita bien cristalizada y alguna cantidad de meta-halloisita.

No hay clara estratificación en el yacimiento de Villegas.

Los resultados de las observaciones al microscopio y de estudios de rayos X, de análisis termo-diferencial, de termobalanza, etc., sugieren que la génesis de este yacimiento de caolín es por acción hidrotermal.

Es muy difícil explicar los fenómenos en el yacimiento Villegas, con la hipótesis de meteorización; pero se pueden entender con la hipótesis de actividad hidrotermal.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alexander, L. T., G. F. Faust, S. B. Hendricks, H., Insley and H. F. McMurdie, 1957: Relationship of the clay minerales Halloysite and Endellite; *American Mineralogist*, vol. 38, pp. 1-18.
- Brindley, G. W. and K. Robinson, 1946: The Structure of Kaolinite; *Mineralogical Magazine*, vol. 27, pp. 242-253.
- Dana's System of Mineralogy: vol. 3, p. 154 1962.
- Hemley, J. J., 1959: Some Mineralogical Equilibria in the system  $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ; *American Journal of Science*, vol. 257, pp. 241-270.
- Rossi, I. N., 1959: Yacimientos de caolín "María Magdalena" y "Villegas", Colonia Florentino Ameghino, provincia de Chubut; Informe inédito, Direc. Nac. Geol. y Minería, Carpeta 406.
- Sudo, T., 1958: Clay Minerals (en japonés); Edit. Iwanami, Tokio.
- Wray, J. L., and F. Daniels, 1957: Precipitation of calcite and aragonite; *Journal of Chemical Society*, vol. 79, pp. 2031 a 2034.

Recibido el 25 de noviembre de 1968.

## COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

BENTZ, A. & MARTINI, H. J. (Edit.): Lehrbuch der Angewandten Geologie. Zweiter Band, Teil 1: Geowissenschaftliche Methoden. Erster Teil: Methoden zur Erforschung der Lagerstätten von Erzen, Kohle, Erdöl, Salzen, Industrie-Mineralen, Steinen und Erden. Bearbeitet von zahlreichen Fachgelehrten. Con 457 figuras, 112 cuadros, XIX, 1354 páginas. Encuadernado. DM 243. Editorial: Ferdinando Enke Verlag Stuttgart. 1968.

Del TEXTO DE LA GEOLOGÍA APLICADA (Lehrbuch der Angewandten Geologie) cuyo primer tomo fue editado en 1961 por el ya fallecido A. Bentz, geólogo mundialmente conocido y estimado, apareció ahora la primera parte del Tomo II. Coeditor es H. J. Martini, presidente de la Bundesanstalt für Bodenforschung en Hannover, y la mayoría de los 16 autores son geólogos del Servicio Geológico y Minero mencionado de Hannover. El primer tomo trató de los *métodos generales* (mapeo, petrografía, paleontología, geofísica y edafología); la presente Parte I del Tomo II está dedicada a los métodos para la investigación de yacimientos metalíferos, de carbón, petróleo, sales, minerales para el uso industrial, rocas de aplicación y tierras. Aquellos que conocen la estructuración de la Bundesanstalt für Bodenforschung de Hannover, saben que esta institución reúne, como pocas, las personas que puedan abordar la difícil tarea de realizar una obra de tal envergadura, y el material, en parte inédito, que ha permitido la esmerada ilustración de muchas de sus contribuciones.

Los colaboradores del Tomo II, Parte I son: H. R. Gaertner, A. Graupner, U. Hark, A. Leube, A. Mayer-Görr, H. J. Martini, G. Mempel, H. Putzer, G. Richter-Bernburg, W. Schellmann, W. Schott, O. Seitz, E. Stach, H. Udluft, R. Villwock y R. W. Walther.

Las 1355 páginas de la Parte I están distribuidas de la siguiente manera: Yacimientos Metalíferos, 420 págs.; Yacimientos de Carbón, 143 págs.; Métodos de Trabajo en Geología del Petróleo, 355 págs.; Yacimientos de Sales, 143 págs.; Minerales para uso industrial, rocas de aplicación y tierras, 294 págs.

Los ejemplos de los yacimientos tratados con mayor detalle, están tomados de todas las regiones del mundo, subrayando de este modo el enfoque cosmopolita que Alfred Bentz supo imprimir a esta obra. Cada artículo está acompañado de una extensa lista bibliográfica que incluye referencias hasta comienzos de 1968.

En cada contribución de la sección sobre yacimientos metalíferos se tratan

- la utilización del metal en cuestión
- los minerales que contienen el metal
- el contexto geológico en el cual suele hallarse
- los métodos de prospección
- ejemplos de yacimientos más importantes en el mundo.

La sección sobre yacimientos carboníferos (por S. Stach) incluye, además, consideraciones sobre la tectónica de los yacimientos de carbón y sobre la génesis de los carbones.

La contribución sobre métodos en geología del petróleo (por W. Schott & A. Mayer-Görr) trata del origen y distribución del petróleo, tipos de yacimientos, prospección geológica y geofísica, perforaciones de exploración y explotación. Todo lo relacionado con la explotación está tratado extensamente, como, por ejemplo, el contenido del yacimiento, presión y temperaturas del yacimiento, procesos dinámicos durante la explotación, cálculos de reservas y la planificación de la explotación.

En un capítulo brillante sobre yacimientos de sales explica C. Richter-Bernburg las propiedades de rocas salinas y los métodos para su diagnóstico en el campo y estudio en el laboratorio. Trata la génesis de los diferentes tipos de formaciones salinas y su tectónica, deformación, meteorización, erosión e hidrometamorfismo. Al final explica los métodos modernos de la investigación geológica en yacimientos de sales durante la prospección, preparación y explotación.

La última sección de la obra está dedicada a los minerales para el uso industrial, rocas de aplicación y tierras. Entre los primeros (tratados por H. Putzer) se incluyen los minerales de las pegmatitas (micas, berilo, litio, feldespatos, piezo-cuarzo y algunos minerales semipreciosos y preciosos), fosfatos, azufre, magnesita y otros. De las diferentes rocas de aplicación y materiales sueltos se tratan prospección, composición, examen tecnológico y normas tecnológicas utilizadas en varios países, y la resistencia de dichos materiales a la meteorización.

Esta obra básica y completa no debería faltar en ninguna biblioteca especializada en ciencias naturales y sus aplicaciones. Asimismo se la recomienda a geólogos, mineros, químicos, ingenieros y estudiantes avanzados. — *Wolfgang Volkheimer.*

## HUREAULITA DE LA MINA SANTA ANA, SAN LUIS REPUBLICA ARGENTINA \*

POR L. F. ARISTARAIN Y C. S. HURLBUT, Jr.

Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, U. S. A.

### RESUMEN

Hureaulita ha sido encontrada en las pegmatitas graníticas conocidas como mina Santa Ana, que están ubicadas en el Departamento Pringles, San Luis, República Argentina. Es un mineral secundario que resulta de la alteración de litiofilita.

El mineral se presenta en cristales transparentes, bien formados, de color rosado, alargados según el eje  $c$  y con una dimensión máxima de tres milímetros. Las formas presentes son: (001), (100), (110), (201), (111) y (101).

Hureaulita es monoclinico  $2/m$ ; grupo espacial  $C 2/c$ ;  $a = 17,65$ ,  $b = 9,14$ ,  $c = 9,50$  ( $\pm 0,01 \text{ \AA}$ ),  $\beta = 96^\circ 36' \pm 10'$   $a : b : c = 1,930 : 1 : 1,039$ ; volumen de la celda  $1522,4 \text{ \AA}^3$ ,  $Z = 4$ .

Las líneas más intensas en un diagrama de polvo son en  $\text{\AA}$ : 3,136 (100), 8,04 (70), 2,985 (70), 8,70 (60), 2,183 (50).

Las propiedades ópticas son: biáxico negativo,  $\alpha = 1,646$ ,  $\beta = 1,654$ ,  $\gamma = 1,661$  ( $\text{Na} \pm 0,001$ );  $2V = 80^\circ$ ;  $r < v$ ;  $x = b$ ,  $Z \Delta c = 74^\circ$ , pleocroismo: X incoloro; Y rosado pálido, Z rosado, dureza 4, peso específico  $3,17 \pm 0,01$ ; clivaje (001) pobre.

### ABSTRACT

Hureaulite,  $\text{Mn}_5\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , has been found in the granitic pegmatites known as the Santa Ana mine in the Departamento Pringles, San Luis, República Argentina. It is a secondary mineral resulting from the alteration of lithiophilite.

The mineral is present in transparent well formed rose colored crystals, elongated on the  $c$  axis with maximum length of 3mm. The forms present are: (001), (100), (110), (201), (111) and (101).

Hureaulite is monoclinic  $2/m$ ; space group  $C 2/c$ ;  $a = 17.65$ ,  $b = 9.14$ ,  $c = 9.50$  ( $\pm 0.01 \text{ \AA}$ ),  $\beta = 96^\circ 36' \pm 10'$ ,  $a : b : c = 1.930 : 1 : 1.039$ ; cell volume  $1522.4 \text{ \AA}^3$ ,  $Z = 4$ .

The strongest lines in the X-ray powder photograph are in  $\text{\AA}$ : 3.136 (100), 8.04 (70), 2.985 (70), 8.70 (60), 2.183 (50). The optical properties are: biaxial negative,  $\alpha = 1.646$ ,  $\beta = 1.654$ ,  $\gamma = 1.661$  ( $\text{Na} \pm 0.001$ );  $2V = 80^\circ$ ;  $r < v$ ;  $X = b$ ,  $Z \Delta c = 74^\circ$ ; pleochroism: X colorless, Y pale rose, Z rose. Hardness 4; specific gravity  $3.17 \pm 0.01$ ; Cleavage (001) poor.

### INTRODUCCION

En febrero y marzo de 1964 y en diciembre de 1965, se efectuaron dos viajes de estudios a las sierras de Córdoba y San Luis. Los mismos fueron organizados por los Departamentos de Geolo-

gía de Harvard University y de la Universidad Nacional de Buenos Aires. Uno de los propósitos de esos viajes fue el estudio de los minerales raros de los cuerpos pegmatíticos de aquella región.

Durante las visitas efectuadas a la mina Santa Ana, San Luis, se encontró un fosfato secundario, hureaulita ( $\text{Mn}_5\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), del cual sólo se conoce su existencia en diez localidades

\* Contribución Mineralógica N° 460, Harvard University.

en el mundo, además de la citada en el presente trabajo.

Hureaulita fue descubierto en Hureaux al norte de Limoges, Francia (Alluaud, 1826; Dufrenoy, 1829), y con posterioridad fue encontrado en otras nueve localidades fuera de la República Argentina<sup>1</sup>.

En este trabajo se dan a conocer las propiedades físicas de ese mineral proveniente de la mina Santa Ana, como contribución a la mineralogía del país.

#### UBICACION Y MODO DE PRESENTARSE

La mina Santa Ana se encuentra en el faldeo oriental de la sierra de San Luis, en la provincia del mismo nombre, departamento Pringles, a unos 40 km, aproximadamente, al noroeste de La Toma. Para llegar a la misma hay que recorrer 35 km por la ruta que une esta localidad con el pueblo Paso del Rey; desde este punto debe tomarse un camino secundario hacia el norte que conduce a la mina, la longitud del cual es de ocho kilómetros. La altura del yacimiento es de 1400 m s.n.m.

La geología regional de esta parte de la sierra fue descrita por Pastore y González (1954) y la mina por Angeli (1950, pág. 47). Este yacimiento, explotado hasta hace unos pocos años por feldespato y berilo, está formado por varias pegmatitas graníticas de forma tabular o lenticular, que se encuentran alojadas concordantemente en micacitas y esquistos filíticos. El rumbo predominante de estas rocas es N a N 30° E y las inclinaciones varían de 50°

<sup>1</sup> Esas localidades son: Vilate, Limoges, Francia (Des Cloizeaux, 1858); Branchville (Brush y Dana, 1890) y Portland (Shairer, 1926), Connecticut, USA; Pala, California, USA (Shaller, 1912); Palache, (Berman y Frondel, 1951); Custer, South Dakota, USA (Fisher, 1931 y 1934); Palermo, New Hampshire, USA (Palache, Berman y Frondel, 1951); Mangualde, Beira, Portugal (Mason, 1941); Hagendorf, Bavaria, Alemania (Strunz, 1954) y Michelsdorf, Silesia (Murdoch, 1943).

a 65° al oeste. La edad del basamento cristalino es precámbrica según algunos autores y devónica según otros (Pastore y González, 1954).

Los minerales observados en estas pegmatitas, además de los comunes en este tipo de cuerpos, son: spessartita, berilo, triplita, uraninita, tantalita y abundante litiofilita.

La hureaulita es un producto secundario de la alteración de la litiofilita,  $\text{Li}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})\text{PO}_4$ , y se encuentra tapizando las paredes de pequeñas fracturas en este material. Las propiedades ópticas de la litiofilita son:  $\alpha = 1,673$ ,  $\beta = 1,675$ ,  $\gamma = 1,681$ ;  $2V = 55^\circ$ , signo +, dispersión  $r < v$ , fuerte.

El mineral secundario se presenta en cristales idiomorfos de hábito prismático, alargados según el eje *c*, alcanzando hasta tres milímetros de longitud; en unos pocos casos el hábito es tabular. Los cristales son transparentes, de color rosado a pardo rosado, y generalmente están implantados en la pared por uno de sus extremos.

Hureaulita pertenece al sistema monoclínico; mediciones goniométricas efectuadas sobre cristales de la localidad argentina indican que las formas presentes son:  $[001]$ ,  $[100]$ ,  $[110]$ ,  $[\bar{2}01]$ ,  $[\bar{1}11]$  y  $[\bar{1}01]$ .

La clase de simetría es  $2/m$  o  $m$ , pero unos pocos cristales, crecidos con el eje *c* paralelo a las fracturas en la litiofilita, parecen tener la mismas formas, y con igual desarrollo, en ambas extremidades, lo cual indicaría que pertenecen a la clase con mayor simetría. Un clivaje paralelo a  $\{001\}$ , pobre, es visible cuando observado con un microscopio; la dureza es 4, el brillo vítreo la raya blanca.

En el Cuadro I se indican las propiedades ópticas del mineral de Santa Ana junto con las de especímenes de otras dos localidades.

En el Cuadro II se dan los valores de la celda unitaria, la relación axial, el peso específico y el grupo espacial para

**CUADRO I**  
**Datos ópticos de hureaulita**

	Branchville Connecticut, EE.UU. Larsen y Berman (1934)	Custer, Dakota del Sur, EE.UU. Fisher (1964)	Mina Santa Ana San Luis República Argentina Este estudio
$\alpha = b$ .....	1,647	1,649	1,646
$\beta$ .....	1,654	1,655	1,654
$\gamma$ .....	1,660	1,659	1,661
$\epsilon \wedge Z$ .....	75°	76°	80°
2V .....	75°	55° (promedio)	74°
Signo .....	negativo	negativo	negativo
Pleocroismo	X .....	incoloro	incoloro
	Y .....	amarillo-rosado rojizo	rosado pálido
	Z .....	amarillo rojizo-pardo rojizo	rosado

**CUADRO II**  
**Datos de la celda unitaria de hureaulita**

	Pala, California, EE. UU. Murdoch (1943)	Custer, Dakota del Sur EE. UU. Fischer (1964)	Mina Santa Ana San Luis, Rep. Argentina Este estudio
$a \text{ \AA}$ .....	17,42	17,64	17,65
$b \text{ \AA}$ .....	9,12	9,13	9,14
$c \text{ \AA}$ .....	9,50	9,49	9,50
vol. $\text{\AA}^3$ .....	96°40'	96°30'	96°36' ± 10'
$a : b : c$ .....	1499,0*	1518,6*	1522,4
Peso específico .....	1,908 : 1 : 1,040	1,932 : 1 : 1,039*	1,930 : 1 : 1,039
Grupo espacial .....	3,149 a 3,198	3,17 ± 0,01	3,17 ± 0,01
Z .....	$P 2/C$	$C 2/c \text{ ó } (C/c)$	$C 2/c$
	4	4	4

\* Calculados con los datos de esos trabajos

la hureaulita de San Luis, junto con las del mineral proveniente de Pala, California, y Custer, Dakota del Sur, EE. UU. de América. Las dimensiones de la celda y el grupo espacial fueron de-

terminados con fotografías de rayos X de tipo precesión y Weissenberg. Las extinciones en estas fotografías indican que el grupo espacial puede ser  $C 2/c$  o  $C/c$ . Sin embargo las respuestas ne-

gativas al intento de provocar piroelectricidad y el aparente desarrollo similar de los cristales en ambos extremos del eje *c* indican que es *C* 2/*c*, consecuentemente la clase de simetría es 2/*m*.

El peso específico es  $2,17 \pm 0,01$ , y fue determinado por el método de inmersión utilizando iodato de metileno.

En el Cuadro III se indican los principales espaciados del reticulado cristalino; para una información más detallada sobre los mismos, el lector debe referirse a los trabajos de Strunz (1954) y Fisher (1964).

CUADRO III

Principales espaciados reticulares de hureaulita (San Luis, R. A.)

Diámetro de la cámara 114,59 mm. Radiac. Fe ( $K_{\alpha}=1,9373 \text{ \AA}$ ,  $K_{\alpha}=1,93597 \text{ \AA}$ ), filtro: Mn

I'	d (obs.)	Indices (Fisher, 1964)
100.....	3,136	$\bar{2}22$
70.....	8,04	110
70.....	2,985	511
60.....	8,70	200
50.....	2,183	800, $\bar{1}33$ , $\bar{4}04$
40.....	2,630	$\bar{3}31$ , $023$ , $\bar{6}02$
40.....	1,640	044
40.....	1,581	$\bar{1}53$ , 425

<sup>1</sup> Estimación visual.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Banco Industrial de la República Argentina, a la Universidad de Buenos Aires y a la Dirección Provincial de Minería por la cooperación prestada. El doctor Hugo E. Moni colaboró muy generosa y eficazmente en las tareas de campo. Parte de los gastos de viaje y las tareas de

laboratorio fueron costeados con un subsidio de la National Science Foundation número G.P. 2314.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alluaud, 1826. *Notices sur l'Hétérosite, l'Hureaulite (fer et manganèse phosphaté) et sur quelques autres minéraux du Département de la Haute Vienne*, en Ann. de Sci. Nat., Vol. 8: 334-354.

Angelelli, V., 1950. *Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos*. Rev. del Inst. Nac. Invest. C. Nat. C. Geol., Tomo II; 47-48.

Brush, G. J. y E. S. Dana. 1890. *On the mineral locality of Branchville, Conn.* en Am. Jour. Sci.; 3d. Ser.; Vol. 39; 297.

Des Cloizeaux. 1858. *Determination des formes cristallines et des propriétés optiques de l'Hureaulite*, en Ann. de Chem. et de Physique; Ser. 3; Vol. 53; 293-302.

Dufrénoy. 1829. *Sur deux nouveaux phosphates de manganèse et de fer*, en Ann. de Chem. et de Physique; Ser. 2; Vol. 41; 337-345.

Fisher, D. J. 1931. *Bastinite, a new pegmatite phosphate*, en Am. Mineralogist; Vol. 31; 192.

— 1964. *Lithian hureaulite from the Black Hills*, en Am. Mineralogist; Vol. 49; 398-406.

Mason, B. 1941. *Minerals of the Varuträsk Pegmatite*, en Geol. För. Förh.; Vol. 63; 117-175.

Murdoch, J. 1943. *Cristallography of hureaulite*. Am. Mineralogist; Vol. 28; 19-24.

Palache, C.; H. Berman y C. Frondel. 1951. *The system of mineralogy*. Seventh Edit., Vol. III; Pohn Wiley and Sons, New York; 700-702.

Pastore, F. y R. R. L. González. 1954. *Descripción geológica de la Hoja 23 g San Francisco, San Luis*. Bol. 80, Dir. Nac. de Minería, Buenos Aires; 1-63 + 1 mapa + 17 láminas.

Schaller, W. T. 1912. *New manganese phosphates from the gem tourmaline field of Southern California*, Jour. Wash. Acad. Sci.; Vol. 2; 143-145.

Shairer, J. F. 1926. *Lithiophilite and other rare phosphates from Portland, Conn.* Am. Mineralogist; Vol. 11; 101-104.

Strunz, H. 1954. *Identität von Wenzelit und Baldaufit mit Hureaulith*, en Neués Jahrb. Mineral Monatsh, 166-177.

Vauquelin. 1925. *Analyse de l'Hureaulite, mineral trouvé dans la Commune d'Huréaux*. Ann. de Chem. et de Physique; Ser. 2; Vol. 30; 302-307.

Recibido el 9 de agosto de 1968.



## DR. OSCAR LEOPOLDO BAULIES

(1923-1968)

El 16 de octubre de 1968, a los 45 años de edad, falleció el Dr. Oscar Leopoldo Baulies, ampliamente vinculado al quehacer geológico argentino, en el que supo ganar el respeto profesional y el aprecio personal de todos sus colegas.

El Dr. Baulies perteneció a una de las promociones que no sólo marcaron una verdadera transformación en el ambiente geológico local, sino que sirvieron para cimentar y destacar la importancia de estas disciplinas de las Ciencias de la Tierra.

Nació el 11 de marzo de 1923 en Máximo Paz (Santa Fe) y cursó sus estudios superiores en la Universidad Nacional de Córdoba, de la que egresó en 1944, obteniendo el título de Doctor en Ciencias Naturales (especialidad Mineralogía y Geología) en 1946.

Por sus destacadas aptitudes, Yacimientos Petrolíferos Fiscales lo becó en 1942 como alumno geólogo, pasando luego a desempeñarse profesionalmente en dicha Institución una vez que obtuvo el grado universitario y cursara el Instituto del Petróleo en la Universidad de Buenos Aires, en 1947.

Permaneció en la empresa petrolera estatal hasta 1953, año en que por su propia voluntad se alejó de la misma, por imperio del momento político que vivía el país.

Radicado luego en Rosario (Santa Fe), abrazó la docencia especial y superior, desempeñándose entre 1953 y 1957 como Encargado de Sección del Instituto de Fisiografía y Geología y jefe de Trabajos Prácticos en la Cátedra de Geología y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Matemáticas de la Universidad Nacional del Litoral. Asimismo, fue profesor sustituto de Ciencias y Letras y profesor de Geología y Mineralogía en la Escuela Industrial anexa a la mencionada Facultad.

En 1957 se incorporó a la Comisión Nacional de Energía Atómica, institución en la que revistó hasta el día de su fallecimiento y en la que ocupó cargos jerárquicos de importancia creciente, hasta llegar al de jefe del Departamento de Planificación y Control de Programas, de la Gerencia de Materias Primas.

Su actividad profesional fue muy intensa. Durante su estada en YPF tuvo a su cargo la jefatura de comisiones geológicas de exploración, cumpliendo relevamientos geológico-estructurales en Paso de Bardas y Bajo de Añelo (Neuquén), para luego efectuar los levantamientos geológicos de las Hojas Sierra de Chachahuén, Cerro Trintrica, Cerro Nevado, Alto Valle del río Tunuyán y Guayquerías, todas ellas de Mendoza.

Esta actuación, junto con la que le cupo en la Comisión Nacional de Energía Atómica, hicieron del Dr. Baulies un sólido conocedor de los ambientes del Geosinclinal Mesozoico

y de la Cordillera Frontal de Mendoza, lo mismo que de aquel extracordillerano de la Patagonia. En tal sentido, sus opiniones fueron siempre muy respetadas y tenidas en cuenta, lo que sumado a su experiencia, sirvieron no sólo para la planificación de trabajos en gran escala, sino especialmente a la formación de los jóvenes colegas que actuaron a su cargo.

Sus inquietudes por todo el quehacer geológico y por la dignificación de la profesión fueron puestas siempre de manifiesto por el Dr. Oscar Leopoldo Baulies. Así, sin pertenecer a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina y sólo siendo miembro de la misma, se ocupó tenazmente en difundir su obra en el interior del país, a la vez que como prosecretario del Consejo Superior Profesional de Geología, desempeñó una intensísima labor, tomando activa parte en la redacción de la Reglamentación de la Profesión del Geólogo y en el de Aranceles. A su intervención en una de las Subcomisiones Asesoras de la Comisión Directiva Pro Sede Propia se debe sin duda alguna gran parte del éxito logrado en este programa, el que constituye uno de los más caros anhelos de todos los geólogos.

Si bien todas estas actividades profesionales y sociales ya servirían para aquilatar los relevantes méritos del Dr. Baulies, puede decirse que los mismos quedan aún subordinados frente al valor humano de su persona. Su carácter afable, su ecuanimidad y su hombría de bien lo habían identificado con el arquetipo del verdadero compañero, del verdadero amigo y colega, el que aún poseyendo un definido carácter, sabía respetar a todos y era respetado y apreciado por todos.

Hoy, la Asociación Geológica Argentina debe despedir a uno de sus más distinguidos miembros, rindiéndole su sincero homenaje póstumo.

Los que tuvimos el altísimo honor de ser sus amigos a lo largo de muchos años, tanto en los momentos felices como en aquellos en que las dificultades nos apremiaron, difícilmente podamos perder el recuerdo de nuestro gran compañero, cuyo paso por la vida y por la profesión constituyen un verdadero ejemplo.

DR. PEDRO N. STIPANICIC.

#### TRABAJOS PUBLICADOS POR EL DOCTOR OSCAR L. BAULIES

1. *Los depósitos uraníferos en rocas sedimentarias de la República Argentina.* — Anales I Jorn. Geol. Arg., San Juan, 1960. Buenos Aires 1962. En colaboración con P. N. Stipanícic, F. Rodrigo y C. G. Martínez.
2. *Depósitos uraníferos argentinos con control sedimentario.* — IV Inter-American Symp. on the Peaceful Applic. of Nuclear Energy. México (1962). En colaboración con P. N. Stipanícic, F. Rodrigo y C. G. Martínez.
3. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, n° 2. Buenos Aires 1968. En colaboración con P. N. Stipanícic, F. Rodrigo y C. G. Martínez.



La Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, resolvió en la última sesión del año 1968, que a partir del N° 1 del tomo XXIV, se provea a los autores que publiquen sus trabajos en el órgano oficial de la Institución, de veinticinco separatas sin cargo alguno para los mismos.

Es este un nuevo esfuerzo que se realiza para favorecer a quienes procuran dar a conocer los resultados de sus investigaciones.

ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 24 DE ENERO DE 1969  
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

**El presente trabajo se ha financiado en parte con un subsidio del  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que  
no se hace responsable del contenido del mismo**

---

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA, DR. ENRIQUE DE ALBA y DR. ARTURO J. AMOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JUAN C. M. TURNER y DR. HORACIO H. CAMACHO.

---

## 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 PUBLICACIONES  
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

*Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires*

## INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini  
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello  
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner  
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro  
DEVONICO por Dr. G. Furque  
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos  
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda  
JURASICO por Geól. O. C. Schauer  
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis  
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y  
C. I. C. de Ferrariis  
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

# LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127  
(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)  
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

*Dirección Postal:*  
Casilla de Correo 5047