

GEOLOGIA Y MANIFESTACIONES MINERALES DE LA PENINSULA DE TABARIN (SECTOR ANTARTICO ARGENTINO)

VICENTE MENDEZ

Resumen

La Península de Tabarín (Sector Antártico Argentino) está delimitada por las coordenadas geográficas 56° 43'-57° 32' longitud oeste y 63° 23'-63° 40' latitud sur.

Afloran sedimentitas de la Formación Trinity Península (Paleozoico superior); lutitas negras y vulcanitas de la Formación Mount Flora (Jurásico medio a superior); plutonitas del Complejo Andino (Cretácico-Terciario) y vulcanitas de la Formación James Ross (Terciario).

Los rasgos tectónicos son poco definidos y están enmascarados por una espesa cobertura de hielo. Las observaciones se realizaron sobre afloramientos aislados y pequeños, características que, sumadas a la topografía del hielo y a la orientación de los nunataks, permitieron inferir algunos lineamientos estructurales.

Se determinaron zonas con débil alteración filítica (cerros Colorado, Dos Juancitos y Amarillo) y sectores con anomalías geoquímicas de molibdeno, oro, plata, níquel y arsénico.

Los efectos del diastrofismo Variscico, Cimérico y Andico, ejercieron un marcado control sobre la región.

Introducción

La comarca investigada está situada entre las coordenadas geográficas 56° 43' - 57° 32' de longitud O y 63° 23' - 63° 40' de latitud S, aproximadamente y constituye la culminación septentrional de la Península de Trinidad (Sector Antártico Argentino).

En gabinete se realizó la interpretación fotogeológica sobre fotogramas a escala 1:28.000. El mapa geológico preliminar resultante se redujo a escala 1:70.000. El cotejo de campo se efectuó sobre la fotointerpretación a escala 1:28.000. El trabajo de detalle sobre los sectores mineralizados se levantó a escala 1:2.500, el que se completó con curvas de formas confeccionadas con el auxilio de estereopreto. El perfil topográfico y el muestreo geoquímico se hicieron con apoyo de teodolito a escala 1:2.500.

Abstract

The Península de Tabarín is situated in the Argentine sector of the Antarctic approximately between the geographical coordinates at 56° 43' and 57° 32' west longitude and at 63° 23' and 63° 40' south latitude.

There are occurring sedimentary rocks of the Trinity Peninsula formation Upper Paleozoic period), black shales and volcanic rocks of the Mount Flora formation (Middle and Upper Jurassic age), plutonic rocks of the Andean complex (Cretaceous-Tertiary age) and volcanic rocks of the James Ross formation (Tertiary age).

The tectonic features are not well defined and obscured by a thick cover of ice. The observations were made on few and isolated outcrops, characteristics which sum up in the topography of the ice and the orientation of the nunataks permitted to infer some structural lineaments.

There could be determined zones of weak phyllitic alteration (the hills Colorado, Dos Juancitos and Amarillo) and areas with geochemical anomalies of molybdenum, gold, silver, lead, nickel and arsenic.

The effects of the diastrophism of Variscian, Cimmerian and Andean age had a marked influence on this region.

Estudios anteriores

Las primeras referencias conocidas corresponden a la zona de Bahía Esperanza y son de Nordenskjöld (1905) y Andersson (1906). Posteriormente Halle (1916) describe la tafloflora del Monte Flora; Adie (1954-1955-1957 a y 1957 b) realiza trabajos geológicos y detalladas descripciones petrológicas; Camacho (1957) estudia una fauna de peces, gastrópodos y pelecípodos fósiles; Caminos (1972), ilustra aspectos relacionados con la geología regional de la Antártida y menciona aspectos particulares sobre la fauna y la flora de la comarca de trabajo.

Agradecimientos

Agradezco a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación del presente trabajo; al Instituto Antártico Argentino, particularmente al Dr. Fourcade y al Lic. Del Valle, al Jefe del destacamento de la Base de Ejército Esperanza, Cap. Videla, sin cuyo apoyo logístico no hubiera sido posible la realización del trabajo. A mis compañeros de tareas y colaboradores, los licenciados N. Pancetti y V. O. Viera. Agradecimiento que hago extensivo al Dr. H. Siemes, a la Dra. Milka Brodtkorb, Dra. Baldoni, O. Otero, Graciela Santamaría y a la señorita Norma A. Coppolillo, por su valiosa colaboración.

Geología

La Península de Tabarín está constituida por una compleja asociación de rocas sedimentarias, graníticas y volcánicas que integran una columna geológica en la que están representados acontecimientos litogenéticos, paleozoicos (Carbónico?), mesozoicos (Jurásico-Cretácico) y cenozoicos (Terciario-Cuaternario). Los afloramientos son discontinuos y están cubiertos en gran parte por una espesa masa de hielo. Por lo general son ob-

servables en los acantilados por los fuertes efectos de la exaración y abrasión.

Estratigrafía (véase figura 1)

Las unidades estratigráficas mapeadas, en algunos casos son comparables por sus semejanzas litológicas y contenido fosilífero con afloramientos conocidos en la región Patagónica Argentina, sur de Chile (Suárez y Pettigrew, 1979) y Africa del Sur (Haughton, 1969), principalmente en la porción de la columna geológica mesozoica.

Cuadro estratigráfico

Paleozoico superior

CARBÓNICO?

Formación Trinity Península

(Nordenskjöld 1905, nom. sub.,
Adie 1957)

Esta unidad aflora en la margen izquierda de la bahía Esperanza, Base Esperanza, Colinas del Scar, en los cerros Kefren, Pirámide, Sarmiento, en el Nunatak San Luis, en el Cordón Don Bosco y en los cerros Colorado o Mineral, Pimpollo y Fue-

ERA	PERIODO	UNIDADES	OROGENIA	
			FASE	CICLO
GENOZOICO	CUARTARIO	Depósitos morénicos, acarreos de playa.	MARAMBICA	ANDICO
	TERCIARIO	<i>Formación James Ross</i> : fenobasaltos, tobas, fenoandesitas.		
MESOZOICO	CRETACICO	<i>Complejo Andino</i> : granodioritas, dioritas, gabros, tonalitas, granitos.	PATAGONIDICA	CIMERICO
	JURASICO	GRUPO ESPERANZA <i>Formación Cabral</i> : ftanitas, brechas volcánicas y tobas. <i>Formación Monte Flora</i> : conglomerados y lutitas negras fosilíferas.	CATANLILICA ARAUCANICA RIOATUELICA	
PALEOZOICO SUPERIOR	CARBONICO?	<i>Formación Trinity Península</i> : grauvacas, cornubianitas, cuarcitas.		VARISCICO

lle. El afloramiento de mayor desarrollo es el situado al norte de la Península de Tabarin, se extiende desde Punta Foca al este hasta las Colinas del Scar al oeste, a lo largo de unos tres kilómetros y medio. La base no se observa; el techo infrayace discordantemente a la Formación Monte Flora en el cerro homónimo.

Está constituida principalmente por grauvacas y lutitas en las que alternan arcosas, cornubianitas calcáreas y cuarcitas. Los afloramientos del cerro Colorado están integrados por metapelitas formadas por cuarzo, clorita y venillas de epidoto. El epidoto también se presenta como porfidoblastos. Esta roca fue metamorfizada por acción en bancos macizos. Las diaclasas en algunos casos tienen guías de pirita, que también están diseminadas en el cuerpo de la roca. Las metasamitas son de color gris claro en fractura fresca, aunque pueden presentar tonos amarillentos en superficie debido a manchas de limonita. Parte de esta unidad está constituida por brechas. Los clastos son angulosos, de tamaño que varían desde milímetros hasta 10 cm de largo, irregulares, bordes cortantes; los fragmentos se encuentran dentro de una matriz de la misma litología.

Tanto los clastos de brecha como la matriz son muy duros y presentan el mismo aspecto, las manchas de oxidación ayudan a distinguir los elementos clásticos de la brecha, pero en fractura fresca con frecuencia no es fácil diferenciarlos y la roca parece más homogénea. Esta amplia zona de brecha parece tener origen hidrotermal. Microscópicamente muestra litoblastos de cuarcita, granoblastos de cuarzo sujetos por una matriz fina de cuarzo y sericita. Las metasamitas no brechadas tienen textura blastosamítica de grano fino formada por cuarzo y sericita con algunos opacos, escasa turmalina y titanita, en algunos casos hay feldspato, biotita y escasos litoblastos de pelita.

Espesor: 3.000 metros aproximadamente, en el perfil de la margen derecha de Bahía Esperanza. No se encontraron fósiles, aunque se citan rastros de vermes, escamas de peccs (?) y restos mal conservados de vegetales (Camino, 1980). Las características litológicas de la unidad aflorante indican un ambiente marino de deposición dentro de una cubeta de borde eugeosinclinal.

Edad: La presencia de una marcada discordancia en el techo que la separa de una

unidad muy fosilífera como la Formación Monte Flora de edad jurásica media y el hecho de no conocer hasta el presente su base, permite ubicar a la Formación Trinity Península en el Paleozoico superior, posiblemente en el Carbónico (?).

Mesozoico

JURÁSICO

Grupo Esperanza (véase figura 2)

Formación Monte Flora (Andersson, 1906)

Los afloramientos más importantes están situados en el monte homónimo (ladera oriental), al sur de la laguna Bockella y otros pequeños situados poco al sur (véase mapa Base Esperanza). Se asienta en discordancia sobre la Formación Trinity Península e infrayace concordantemente a la Formación Cabral. En la base está constituida por conglomerados finos con rodados de grauvacas y clastos de lutitas y cuarcitas de color negro. Siguen lutitas negras macizas en la base y bancos bien estratificados en la porción media y superior con abundante tafeflora.

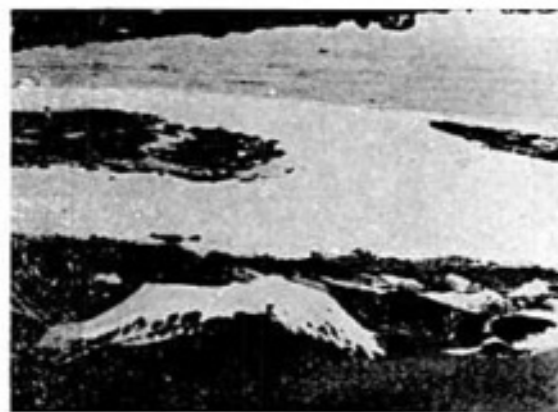


Foto 1: Vista del Monte Flora tomada desde el este.

Algunas de las piezas vegetales tomadas durante la campaña fueron determinadas por la Dra. A. M. Baldoni, entre las que se pueden citar: *Nilssonia taeniopteroides* Halle, *Brachyphyllum* sp., *Elatocladus conferta* Old., *Equisetites approximatus* Halle, *Cladophlebis antarctica* Nath, *Scleropteris crassa* Halle, *Sphenopteris fittoni* Sew. y *Otozamites hislopi* Old. En total de las

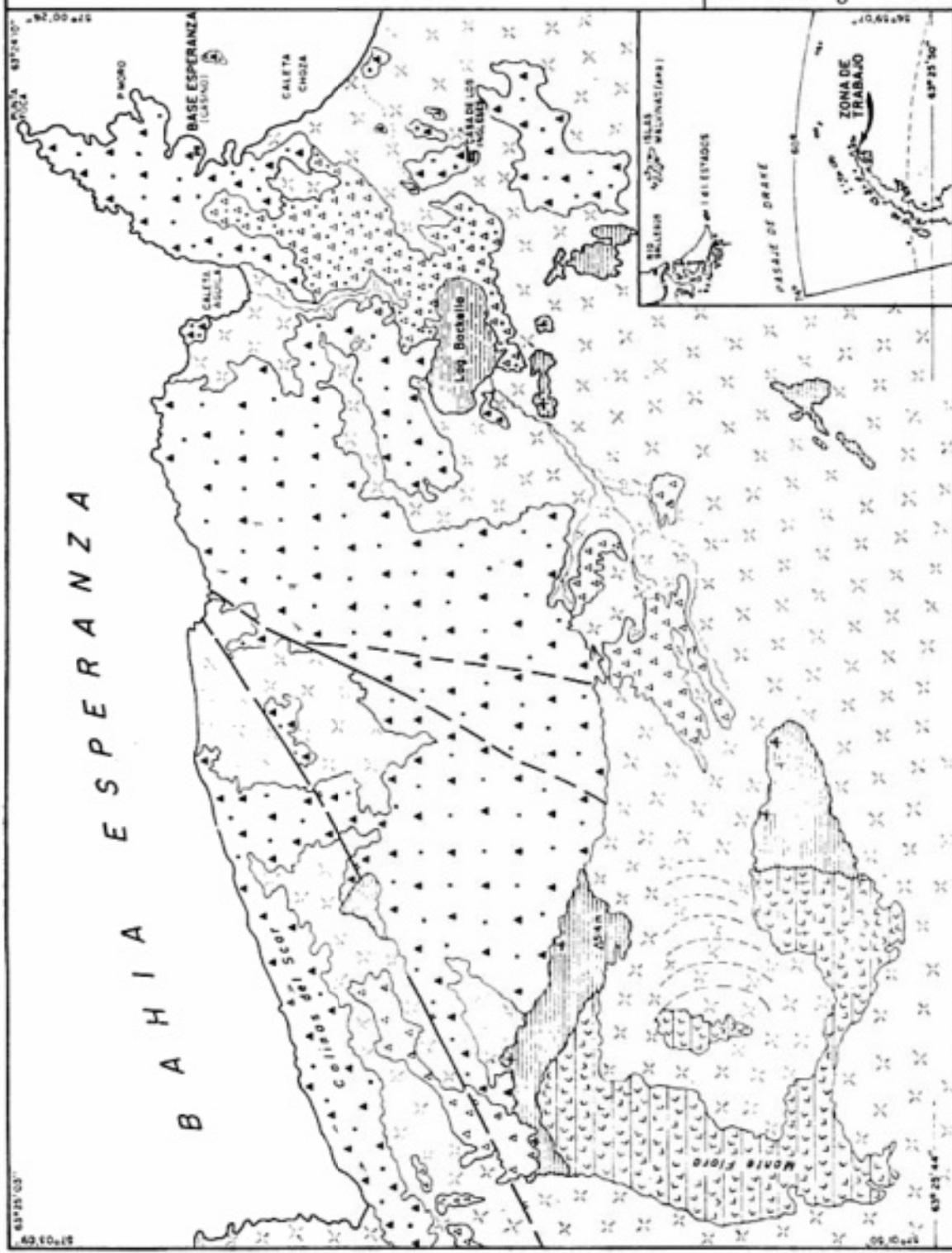
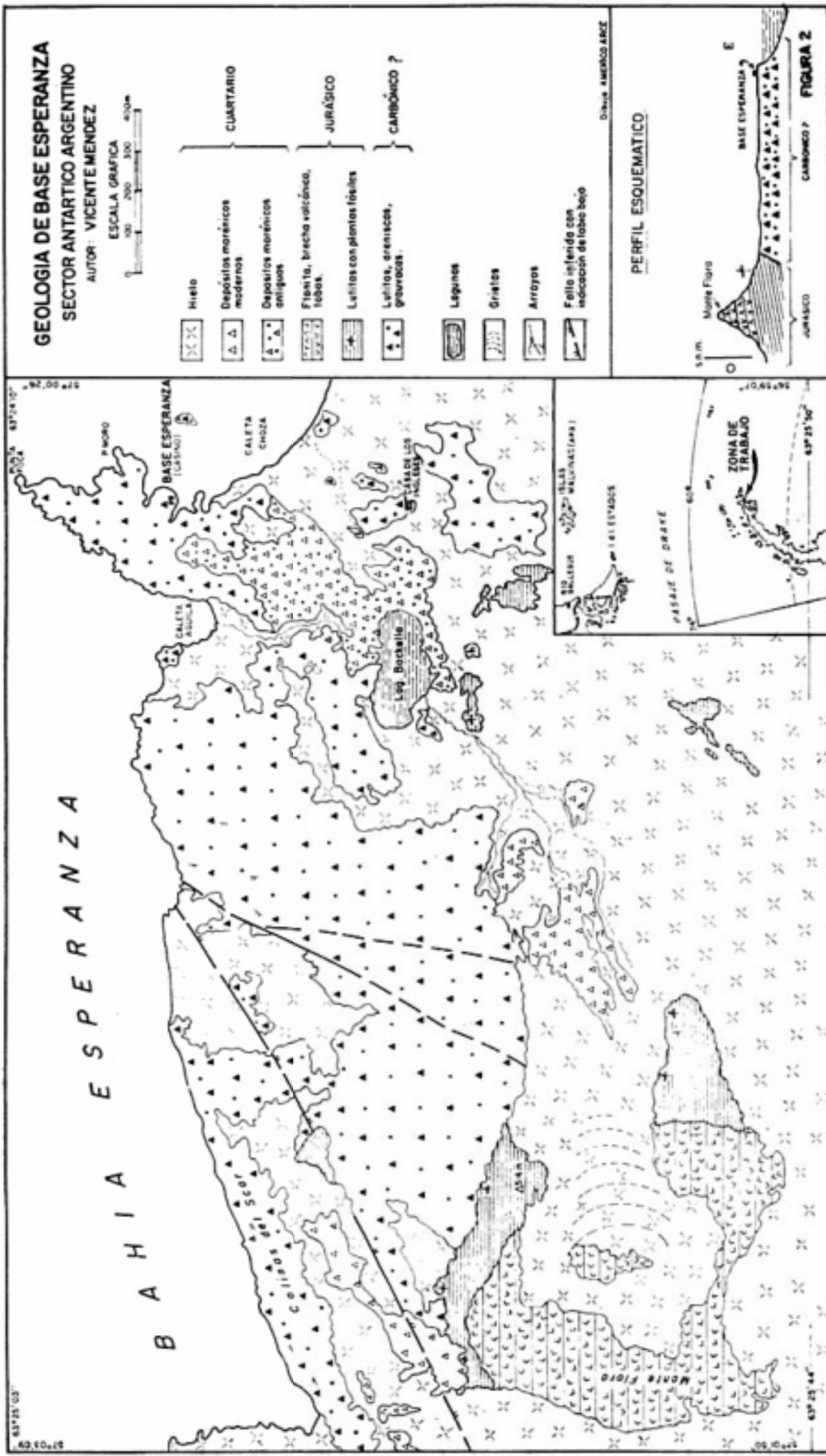


FIGURA 2

piezas observadas están representados los siguientes grupos:

Sphenopsidas: *Equisetites approximatus*

Filicopsidas: *Cladophlebis antarctica*,

Scleropteris crassa, *Sphenopteris fittoni*

Cycadales: *Nilssononia taeniopteroides*

Bennettitales: *Otozamites hislopi*

Coniferales: *Elatocladus conferta*,

Brachyphyllum sp.

Espesor: 200 metros aproximadamente. Sobre la base de las características de la flora indicada, el ambiente es netamente continental.

Edad: los fósiles descritos por Halle (1916) y las características litoestratigráficas permiten asignarle a la sucesión edad jurásica media.

Formación Cabral

Se propone este nombre para la sucesión volcánica aflorante al sudoeste del Fortín Sargento Cabral en la Base Esperanza. El afloramiento se emplaza en el Monte Flora y sobreyace concordantemente a la Formación homónima. En la base se presentan delgados bancos ftaníticos de 0,20 - 0,30 m, intercalados en una brecha tobácea. La ftanita es una masa densa de sílice microcristalina, sin estructura, color negro. Presenta abundante calcedonia y cuarzo cripto a microcristalino. La brecha es una toba cristalino lítica de 30 metros de espesor, con textura porfiroclástica, color gris a ligeramente verdosa, cristaloclastos de cuarzo incoloro y clastos de lutitas y ftanita; está constituida por cristales de cuarzo subredondeado y fragmentos de roca engastados en una matriz compuesta por material arcilloso cloritizado y sericitizado con marcados rasgos de fluidalidad. Siguen bancos de 0,50 - 0,60 m de ftanitas color gris claro, con delgadas venillas de cuarzo microcristalino y escasos cristales de carbonato muy similar a la ftanita de la base. Sigue una sucesión de tobas cristalinas de 165 m de espesor, silicificadas y carbonatizadas color blanco a ligeramente pardas y grisáceas con finas intercalaciones de bandas de grano más fino color gris, compuestas exclusivamente por sílice. La textura es porfiroclástica cons-

tituida por elastos subredondeados de cuarzo y feldespato. La intensa silicificación que afectó la roca borró las características piroclásticas, por ejemplo, la fluidalidad.

Espesor total de la sucesión: 196 m aproximadamente. El ambiente, por las características de las rocas, fue predominantemente continental-litoral.



2



3



4

Foto 2: Vista de la pieza Nº 1. *Nilssononia taeniopteroides* Halle y *Brachyphyllum* sp.

Foto 3: Vista de la pieza Nº 4. *Cladophlebis antarctica* Nath y *Scleropteris crassa* Halle.

Foto 4: Vista de la pieza Nº 6. *Otozamites hislopi* Old.



Foto 5: Vista de la roca aflorante en la base de la Formación Cabral: ftanita intercalada en brechas tobáceas.

Edad: Varios autores correlacionan la sucesión con acontecimientos cronológicos similares ocurridos en la región andina austral (Suárez y Pettigrew, 1976), el caso de la Formación Tobifera, o en la Patagonia Ex-trandina (Nullo y Proserpio, 1975), cuando establecen una relación de los elementos piroclásticos y volcánicos de la Formación Taquetrén con otros similares del Monte Flora, descriptos precedentemente. Sobre esta base se le asigna edad jurásica superior. Desde el punto de vista paleogeográfico es posible una conexión entre los Andes Australes y la Península Antártica sobre la base de la correlación estrato-tectónica. Así el Pasaje de Drake estuvo cerrado durante el mesozoico superior, oportunidad en que también se produjo seguramente el arqueamiento en algunos grados de la faja continua que constituían los Andes Australes y la Península Antártica, hecho que se acentúa luego con la subsecuente apertura del mar de Scotia.

Cretácico superior-Terciario inferior

Complejo Andino

Las rocas de este complejo, conocidas con el nombre de "Serie Intrusiva Andina",

cuya mayor expresión se manifiesta en el arco occidental de la Península Antártica, también están representadas en la comarca de trabajo. Los afloramientos más importantes se emplazan al noroeste de Bahía Esperanza, en los cerros Pulgar (dioritas), Mamotreto (dioritas), Sarmiento (granodioritas), Saravia (dioritas), Dos Juancitos (gabros), Colorado (dioritas y gabros), Pimpollo (granodioritas), El Fuelle (granodioritas y dioritas) y Lizard (granodioritas). Con referencia a la edad del emplazamiento del Complejo Andino se deben tener en cuenta los datos isotópicos de Halpern (1962), en muestras tomadas en la Península de Trinidad que arrojaron edades K-Ar de 100 ± 20 m.a. Sobre esta base se puede asumir que el tectonismo que dio origen al plutonismo antártico es efecto de los movimientos de la fase orogénica principal del ciclo magmático Patagonídico (González Díaz, 1979). Es decir, el mismo evento que dio lugar al emplazamiento del Batolito Andino (Ramos y Ramos, 1979), que culminó con una tercera fase póstuma de probable origen traccional en el Coniaciano? Santoniano, para trascender en sucesivas fases intrusivas en gran parte del período terciario (Plioceno).

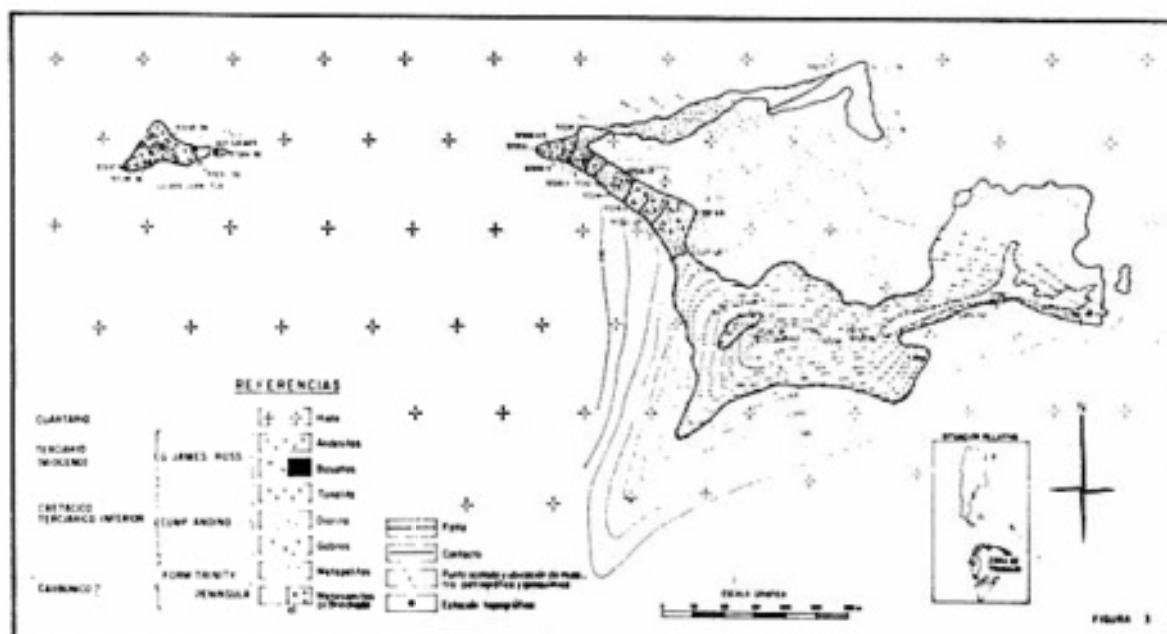
Cenozoico

TERCIARIO

Formación James Ross (Andersson, 1906, enmend. Bibby, 1966)

Esta unidad aflora en la parte austral de la comarca en estudio, en Bahí Brown, Nunatak Siete Herraduras, cerro Dos Patrullas (Buttress Hill) y algo al sur del Nunatak Cono. Litológicamente son brechas palagoníticas, sobrepuestas concordantemente por tobas palagoníticas, conjunto intruido por diques fenoandesíticos y fenobasálticos. Posteriormente y marcando un ciclo póstumo tiene lugar la efusión de coladas fenobasálticas vesiculares, color castaño claro. En Bahía Brown la sucesión alcanza un espesor de 100 metros aproximadamente.

Edad: Por relación con afloramientos de la Formación James Ross en la isla Vicecomodoro Marambio que fueron datados (Camino, 1980) radimétricamente y sobre la base del contenido fosilífero de la misma sucesión en la isla 25 de Mayo se le asigna edad miocena pliocena.



Geología de los Cerros Colorados y Dos Juancitos, Península de Tabarín
Sector Antártico Argentino

CUARTARIO

Los depósitos cuartarios constituyen típicas acumulaciones morénicas y acarrees de playa de poco espesor, variable entre 2 a 20 metros.

Estructura y tectónica

Las estructuras fanerozoicas mantienen rumbo norte sur o ligeramente desviadas unos 20° al este; adoptan suaves pliegues homoclinales con inclinación al oeste. Las estructuras de fracturación mantienen rumbo $N 80^\circ O$ y rumbo NS. Esta última es la más común e importante tectónicamente, quizá debido al marcado efecto ejercido por la tectónica Andica.

La formación Trinity Península en particular, está caracterizada por un intenso diaclasamiento y fracturación secundaria rellena por filones de cuarzo lechoso. Este diaclasamiento está ajustado a un modeloseudortogonal, del mismo modo e intensidad que la craquelación presentada por los gabros del Refugio Güemes.

Los efectos de los movimientos de la fase Rioatuelica elevaron paulatinamente los sedimentos de la Formación Trinity Península a la vez que generaron la discordancia angular que la separa de los sedimentos de la Formación Monte Flora.

Los movimientos de la fase Araucánica producen el máximo ascenso de la comarca en el Jurásico medio y la intensidad del diastrofismo, creciente hacia el Jurásico superior, da lugar a un ciclo efusivo regional, manifiesto en los elementos piroclásticos de la Formación Cabral.

El magmatismo Patagónico manifestó un control dominante en la comarca a través de un plutonismo regional cuyo clímax se alcanza con el emplazamiento del Batolito Andino al poniente de la región austral de América del Sur, a lo largo de un arco de islas que comprende entre otras a las Georgias del Sur y parte sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego donde la estructura y las fajas magmáticas mantienen un eje este-oeste para adoptar un decidido rumbo norte-sur en el paralelo del estrecho de Magallanes, aproximadamente.

Los distintos pulsos magmáticos Patagónicos no trascendieron los límites del Cretácico superior pero sus efectos generaron acontecimiento peculiar con su clan de gabros y rocas graníticas.

Nuevos procesos de sumergencias parciales con acumulación en ambientes marinos y emergencias de absoluta continentalidad combinadas, son producidos por efectos de los movimientos de la fase Marámbica (Rinaldi *et al.*, 1976), en el Paleoceno, dando lugar a un intenso volcanismo que junto con los movimientos póstumos del Ciclo Andico

constituirá uno de los acontecimientos orogénicos más importantes del planeta. Son los procesos magmáticos Ciméricos y Andicos los generadores del hidrotermalismo formador de los principales yacimientos diseminados de cobre y molibdeno de la Cordillera de los Andes y los posibles depósitos de similares características del continente Antártico.

Historia geológica

La comarca, emplazada en una región de activa movilidad tectónica y magmática, se caracterizó por la deposición de arenas, limos y arcillas en un ambiente marino de umbral eugeosinclinal correspondiente a la Formación Trinity Península en el Paleozoico superior (Carbónico?). Los movimientos de la fase Rioatuélica generan una fuerte emergencia dando lugar a un ambiente de marcado corte continental en el que predominaron especies de coniferales, cycadales, bennetitales, sphenopsidas y filicopsidas, típicas de un clima templado y húmedo, pertenecientes a la Formación Monte Flora.

El período de continentalización se insinúa en el Jurásico superior, en el que adviene un ciclo de intensa actividad piroclástica (Fm. Cabral) combinado con oscilaciones de la cuenca, produciéndose cortas etapas de sumergencia por efectos de los movimientos de la fase Araucánica. Los movimientos de la fase Patagonídica producen el emplazamiento de magmas gábricos, tonalíticos y graníticos del Complejo Andino y a su vez variación en algunas regiones de los ejes estructurales en sentido este-oeste (sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego), aunque mucho más acentuados en la comarca donde se produce una típica tectónica de bloques fallados y ascendidos diferencialmente.

La actividad volcánica se hace más intensa y los magmas fenobasálticos, fenoandesíticos irrumpen cubriendo largas franjas por acción de los movimientos de la fase Marámbica, elementos que pasarán a constituir la Formación James Ross. Finalmente, predomina un ambiente típicamente continental en el que acontece fenómenos de acumulación por efectos de un glacialismo creciente.

Manifestaciones minerales

Actualmente no hay yacimientos en explotación en el continente Antártico, sin

embargo la investigación minera llevada a cabo ha puesto en evidencia interesantes manifestaciones minerales en las islas Shetland, Amberes, Dufek, Bahía Margarita, Livingstone, Península de Tabarín y costa Lassiter, entre otras comarcas. Los procesos de mineralización dominantes están ligados a fenómenos de hidrotermalismo y segregación magmática principalmente.

El aislamiento del Sector Antártico y las rigurosas condiciones climáticas son factores limitativos para una explotación minera convencional, en caso que se descubran yacimientos de interés. Aunque el progreso tecnológico supera dificultades hasta no hace mucho tiempo insolubles, el yacimiento de cobre Udakán es un ejemplo. Situado en la Siberia oriental, en el distrito de Kalar, con ley de cobre 1,5 % y reservas de 1.200 millones de toneladas, alejado de centros poblados, con ríos no navegables y escasas carreteras, soporta una temperatura media anual de -7° y mínimas de -57°C en invierno. Dentro de esas condiciones se realizará una explotación a cielo abierto.

Alteración hidrotermal

El rasgo más singular se presenta en el cerro Colorado (Mineral Hill), en el que se diferenciaron tipos bien definidos de alteración, acentuados por anomalías de color muy peculiares en el ambiente.

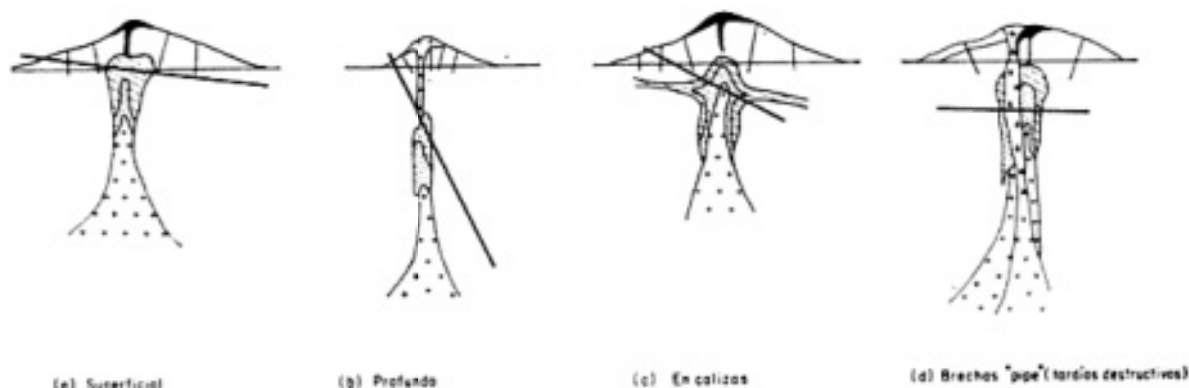
La alteración varía gradualmente desde la ladera occidental hacia la cumbre del cerro mencionado en el que se determinaron las siguientes zonas (véase figura 4):

Filica: Está caracterizada por la asociación cuarzo, sericita y piritita; el contenido de esta última es abundante y afecta bancos de metasamitas brechadas de la Formación Trinity Península.

Propilitica: Con esta alteración se identifica a la asociación de minerales secundarios, piritita, epidoto, cuarzo, clorita, calcita, presente en la parte central y sudeste del cerro Colorado.

Entre la zona filica y propilitica se encuentra una zona de transición. La ausencia de una zona argílica queda evidenciada por la falta de minerales secundarios como caolín y montmorillonita.

La alteración hidrotermal definida por una facie filica y otra propilitica, estrechamente vinculada a las anomalías geoquímicas plantea dos alternativas:



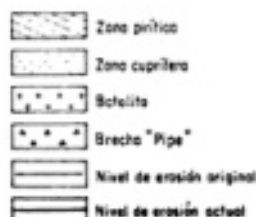
(a) Superficial

(b) Profundo

(c) En calizas

(d) Brechas "pipe" (tardeas destructivas)

REFERENCIAS



(Según H. HUNT, 1980, modificado por el autor)

FIGURA 5

Perfil esquemático sobre distintos tipos de emplazamientos de pórfidos de cobre.

al emplazamiento de las rocas eruptivas que actualmente las contienen, independientemente de su composición química y sí más afín con los procesos tectónicos y estructurales.

La mineralización se canaliza según tres parámetros estructurales y a través de una venulación gruesa, craquelación fina y disseminación y en su emplazamiento es posible que los efectos del magmatismo Andico hayan ejercido influencia simultáneamente con la formación de las asociaciones cuarzo-piríticas de la zona de propilitización del cerro Colorado, portadoras de venulación

cuarzo-epidoto-pirita, pirita disseminada y en menor proporción calcopirita.

Geoquímica

El muestreo geoquímico se realizó sobre un espaciado irregular entre 20 y 100 metros, sobre afloramientos, limitados casi totalmente a las cumbres de nunataks y condicionado por las pendientes abruptas de difícil acceso.

Para tener un esquema comparativo aproximado como valores anómalos los que superaron los consignados en la tabla I:

TABLA I

Elemento	Rocas ígneas	Rocas ígneas Mesosilíceas ppm	Rocas ígneas Básicas. ppm	Arcillas Pizarrosas ppm
Cu	20	40	160	150
Mo	15	10	3	10
Ag	0,1		0,5	0,8
Au	0,1	0,01	0,05	0,05
Co	10	10	85	60
Ni	10	10	160	150
Su	90		12	
Pb	40		10	40
Zn	150	150	100	150
Sb	0,8	0,8	1	3
As	5	6	6	6
Cr	20	80	350	150

En las tablas II y III se consignan los valores resultantes del análisis geoquímico de los afloramientos con manifestaciones minerales más destacadas. Las muestras fueron molidas a malla — 80 Tyler y homogenciada por mezcla y cuarteo.

Los análisis de cobre, plomo, cinc, plata, níquel, cobalto y oro se realizaron por espectrometría de absorción atómica. Para estaño, antimonio y arsénico se utilizó el método de colorimetría visual, con "gelaine" para estaño, "brillant green" para antimonio y método Gutzeit para arsénico.

Fueron determinadas anomalías en oro, níquel, plomo, molibdeno y arsénico, entre los cerros Colorado y Dos Juancitos. En Bahía Duse, anomalías de plomo y valores moderados y dispersos de arsénico y cinc; en cerro Amarillo, ligeras anomalías de Au,

Ag y Pb. Del conjunto surgen dos centros anómalos importantes: cerros Colorado (Mineral Hill) y Dos Juancitos, en los que la distribución es homogénea y el control litológico dominante.

En el caso de cerro Colorado (véase figuras 3 y 4) se aprecia la relación que guardan entre sí las zonas de alteración hidrotermal y las anomalías geoquímicas. La densidad y continuidad de las trazas expresa la intensidad de las anomalías geoquímicas, generadas por un hidrotermalismo generalizado, de amplia distribución, correspondiendo al sector estudiado a un borde de máxima alteración. La presencia sostenida de anomalías en Mo y Pb sugieren este origen hidrotermal. Se descarta el control estructural, el efecto metasomático o removilizador de elementos provocado por metamorfismo térmico por cuanto las anomalías geoquími-

TABLA II. — Cerro Dos Juancitos.

MUESTRA Nº	Cu ppm	Co ppm	Au ppm	Ag ppm	Ni ppm	Pb ppm	Zn ppm	As ppm	Cr ppm
57.229	7	10	0,10	< 0,5	23	72	30	100	69
57.231	20	22	VEST.	0,9	48	97	73		42
57.234	130	5	0,12	1,9	75	70	65	75	76
57.235	23	7	0,07	1,3	63	60	13	N.D.	76
57.237	73	40	VEST.	< 0,5	158	87	75	N.D.	92

Cerro Amarillo

MUESTRA Nº	Cu ppm	Co ppm	Au ppm	Ag ppm	Ni ppm	Pb ppm	Zn ppm	As ppm	Cr ppm
57.260	160	1	0,07	1,9	30	112	70	N.D.	2
57.270	60	N.D.	0,06	1,2	17	107	50	N.D.	4
57.271	30	N.D.	0,11	0,8	127	102	32	N.D.	2

Bahía Duse

MUESTRA Nº	Cu ppm	Co ppm	Au ppm	Ag ppm	Ni ppm	Pb ppm	Zn ppm	As ppm	Cr ppm
57.241	65	0	0,1	1,0	160	152	510	105	2
57.243	23	1	0,07	< 0,5	90	122	77	N.D.	7
57.245	35	2	0,11	< 0,5	145	77	45	N.D.	2
57.247	18	2	VEST.	< 0,5	160	92	60	N.D.	2
57.248	43	1	VEST.	< 0,5	88	37	123	95	2
57.250	20	1	VEST.	< 0,5	93	70	40	N.D.	2

TABLA III. — Cerro Colorado o Mineral.

MUESTRA Nº	Cu ppm	Mo ppm	Au ppm	Ag ppm	Ni ppm	Pb ppm	Su ppm	Sb ppm	Sb ppm	As ppm
57.202	14	16	VEST.	0,6	32	67	97	5	N.D.	100
57.204	80	10	0,10	1,0	57	47	85	2	1	87
57.205	40	20	0,15	0,8	97	70	81	2	N.D.	50
57.207	23	12	0,10	0,6	35	77	80	2	N.D.	N.D.
57.208	47	10	0,06	0,7	65	77	85	2	N.D.	87
57.211	30	51	N.D.	< 0,5	25	40	40	2	N.D.	62
57.213	20	28	0,06	< 0,7	68	55	75	2	1	50
57.214	8	22	0,08	< 0,5	73	32	20	2	N.D.	N.D.
57.216	47	10	0,06	0,5	50	87	120	2	N.D.	77
57.218	15	8	0,08	1,4	55	40	25	2	N.D.	N.D.
57.220	18	6	0,09	0,8	52	47	75	2	N.D.	N.D.
57.222	18	51	0,10	0,5	95	55	< 5	2	N.D.	N.D.
57.223	10	5	0,08	N.D.	55	32	< 5	2	N.D.	N.D.
57.225	43	24	0,10	0,5	380	95	162	2	1	50
57.227	98	38	0,10	0,7	105	100	115	2	N.D.	177
57.253	15	4	0,08	< 0,5	27	92	73	4	N.D.	N.D.
57.255	30	N.D.	0,08	< 0,5	140	95	127	2	2	87
57.257	50	34	0,07	0,8	102	72	75	2	N.D.	25
57.258	47	4	VEST.	0,8	117	67	55	2	N.D.	37
57.259	72	N.D.	0,07	0,7	235	100	137	2	1	92
57.260	72	34	0,08	< 0,5	355	87	65	2	2	87
57.261	157	10	0,10	0,9	70	100	500	2	N.D.	77
57.263	67	10	0,10	< 0,5	245	92	80	2	1	87
57.264	140	27	0,08	0,7	105	87	60	2	N.D.	N.D.
57.265	20	10	0,09	1,1	77	105	45	2	2	80

cas persisten con igual intensidad dentro de la zona filica y propilitica.

La distribución anómala de oro se corresponde con la presencia de pirita, en tanto que el molibdeno y plomo es uniforme. Las anomalías de plata están subordinadas en todos los casos a niveles altos de plomo.

La relación níquel-arsénico-pirrotina es estrecha, puede deberse a la presencia de arseniuro o sulfoarseniuro de níquel subordinado a pirrotina o a impurezas de níquel dentro de la pirrotina, aunque esto no se pudo comprobar en cortes calcográficos.

Conclusiones

El ambiente geológico del sector Antártico Argentino es favorable para la prospección minera, por la presencia de cuerpos plutónicos y efusivos de desarrollo regional que dieron lugar a numerosos focos de alteración hidrotermal, sin descartar otros tipos de mineralización como las relacionadas con

el batolito de Dufek en el extremo sur del Sector Antártico Argentino, uno de los más grandes cuerpos de magma máfico del mundo, luego del complejo de Bushveld de Africa del Sur, con el que guarda características petrológicas similares.

El cerro Colorado está constituido por cuerpos intrusivos tonalíticos-dioríticos y rocas metamórficas de bajo grado, que presentan alteración filica y propilitica con anomalías de cobre, molibdeno, plomo, níquel y oro.

El foco de actividad hidrotermal podría estar emplazado en niveles profundos y responder a un modelo tipo "pórfido de cobre", sobre la base de la anomalía de color y zonas de alteración del cerro Colorado.

Los restos de vetas de galena, blenda, pirita y calcopirita con ganga carbonático silíceo encontrados en los depósitos morénicos al noroeste del cerro Colorado, representarían la aureola exterior vetiforme que generalmente rodea a los yacimientos diseminados.

Lista de trabajos citados en el texto

- Adie, R. J., 1954. *The petrology of Graham Land. I. The basement complex; early paleozoic plutonic and volcanic rocks.* Falkland Isl. Dep. Surv. Scient. Rep., Londres, 11.
- 1955. *The petrology of Graham Land. II. The Andean granite-gabbro intrusive suite.* Falkland Isl. Dep. Surv. Scient. Rep., Londres, 20.
- 1957 a. *Geological Research in Graham Land.* *Advanc. Sci.*, Londres, 53: 454-60.
- 1957 b. *The petrology of Graham Land. III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series.* Falkland Isl. Dep. Surv. Sci. Rep., Londres, 20: 26.
- Andersson, J. G., 1906. *On the geology of Graham Land.* Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 7: 19-71.
- Bibby, J. S., 1966. *The stratigraphy of part northeast Graham Land and the James Ross Island Group.* Brit. Ant. Surv. Sci., Rep., Londres, 53.
- Camacho, H. H., J. V. Fabre, A. E. Corte y A. L. Zomoza, 1957. *Algunas observaciones geológicas y criopedológicas en la Antártida.* Pub. Inst. Ant. Arg., Buenos Aires, 4.
- Caminos, R., 1972. *Antártida Argentina* en A. F. Leanza. *Geología Regional Argentina.* Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba: 771-796.
- Caminos, R. y A. C. Massabie, 1980. *Antártida Argentina e islas del Atlántico Sur.* Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, II, 1529-1575.
- González Díaz, E. y J. Valvano, 1979. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Trafal (Provincia del Neuquén).* VII Cong. Geol. Arg. (Neuquén). Act. I: 227-242.
- Halpern, M., 1962. *Potassium-Argon dating of plutonic bodies in Palmer peninsula and Southern Chile.* Science, Londres, 138: 1261-62.
- Haughton, S. A., 1969. *Geological History of Southern Africa.* Geol. Soc. of South Africa. Pretoria, 1-525.
- Nordenskjöld, O., 1905. *Petrografische untersuchungen aus dem Westantarktischen gebiet.* Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 6:234-246.
- Nullo, F. y C. Proserpio, 1975. *La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo con la flora, República Argentina.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX, 2: 133-150.
- Ramos, E. y V. Ramos, 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina.* VII Cong. Geol. Arg. Neuquén, Act. I: 771-786.
- Suárez, M. y T. H. Pettigrew, 1976. *An upper Mesozoic island arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia.* Geological Magazine, CXIII, 4: 305-400.

Recibido: 9 octubre, 1981.

Aceptado: 20 diciembre, 1981.

VICENTE MENDEZ

Dirección General de Fabricaciones Militares
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

ISOTOPOS DEL CARBONO Y OXIGENO Y EL ORIGEN DE LAS CALIZAS DE LAS SIERRAS CHICA DE ZONDA Y DE PIE DE PALO, PROVINCIA DE SAN JUAN

E. LINARES, H. O. PANARELLO, S. A. VALENCIO Y C. M. GARCIA

Resumen

Este trabajo, el primero en su género que se lleva a cabo en el país, se basa en el estudio de la composición isotópica del carbono y oxígeno de calizas, con el fin de determinar las condiciones del ambiente de formación de esas rocas y la posibilidad de utilizar dicha técnica en la correlación de unidades geológicas portadoras de carbonatos.

En este caso particular se intenta esclarecer el origen y edad de las calizas que cubren el basamento metamórfico en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo, asignadas por algunos autores al Precámbrico, mientras que otros las ubican en el Paleozoico inferior.

Como contribución para dilucidar su origen y edad se efectuaron análisis de los isótopos del carbono y oxígeno, sobre 74 muestras de calizas procedentes de: a) sierra Chica de Zonda ("Calizas Zonda") de indudable origen marino; b) las intercaladas dentro del basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo ("Calizas Cristalinas"); y c) las aflorantes en el flanco occidental de dicha unidad orográfica ("Calizas Pie de Palo").

Mediante el empleo de métodos estadísticos aplicados a los análisis isotópicos, se encontró que la composición isotópica de las "Calizas Zonda" y "Calizas Pie de Palo" es semejante y a su vez diferente de la correspondiente a las "Calizas Cristalinas". Este resultado sugiere que el ambiente de formación de las dos primeras unidades mencionadas ha sido similar.

Asimismo, los resultados de $\delta^{18}O$ halladas para las "Calizas de Pie de Palo" coinciden con los valores estadísticos determinados para rocas similares de otras regiones del mundo, de edad cambro-ordovícica.

1. Introducción

La Sierra de Pie de Palo se ubica en el sureste de la provincia de San Juan. Sobre su flanco occidental y apoyadas sobre el basamento metamórfico que constituye la mayor parte de la sierra, afloran calizas y dolomías cuyo origen y relación con las rocas de ese basamento, ha sido y es objeto de diversos estudios.

* Contribución N° 50 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) dependiente del CONICET.

Abstract

The present paper is based in the carbon and oxygen isotopic composition of limestones, and the possibility of recognizing their depositional environment, and also, the feasibility of using the isotopic composition for the geological correlation of carbonatic rocks.

In this particular case, it is intended to find out the origin of the limestones and dolostones covering the metamorphic basement in the western slope of the Sierra de Pie de Palo (Argentina). These rocks were assigned to the Precambrian by some authors, and to the Lower Paleozoic by others.

As a contribution to clarify its origin, 74 isotopic analysis were carried out. The samples analyzed belong to the Sierra Chica de Zonda ("Calizas Zonda") of marine origin; to crystalline limestones intercalated in the metamorphic basement of the Sierra de Pie de Palo ("Calizas Cristalinas"); and to the limestones and dolostones outcropping on the western slope of the last orographic unit ("Calizas Pie de Palo").

Using statistical methods it was found out that the "Calizas Zonda" and the "Calizas Pie de Palo" have similar isotopic composition, and different than the "Calizas Cristalinas". This result suggests a similar depositional environment for the formers.

The $\delta^{18}O$ values of the "Calizas Pie de Palo" and the statistical values found for the Cambro-ordovician lapse, are coincident.

Este trabajo, el primero en su género en Argentina, intenta aportar con los análisis isotópicos por carbono y oxígeno de esas rocas carbonáticas, nuevos datos con el fin de esclarecer su origen y edad.

Como es conocido, la composición isotópica de un elemento depende de la presión y temperatura bajo las cuales se produce su cristalización, parámetros estos que definen el ambiente de formación. Teniendo en cuenta estas premisas, el análisis isotópico per-

mitiría dilucidar el origen de las calizas y efectuar correlaciones geológicas entre unidades portadoras de este tipo de roca (Keith y Weber, 1964).

La hipótesis original en que se basó esta investigación es la siguiente:

a) Sea: Icc la composición isotópica de las calizas cristalinas (s.s.) que se intercalan dentro de las rocas metamórficas del basamento; IeP la de las calizas y dolomías que afloran en el borde occidental de la sierra, e IeZ las correspondientes a las calizas de la sierra Chica de Zonda, de indudable origen marino.

b) Las posibilidades de comparación de la composición isotópica de estos tres tipos de calizas serían:

1. $I_{cc} = I_{eP} = I_{eZ}$
2. $I_{cc} \neq I_{eP} \neq I_{eZ}$
3. $I_{cc} = I_{eZ} \neq I_{eP}$
4. $I_{cc} = I_{eP} \neq I_{eZ}$
5. $I_{cc} \neq I_{eP} = I_{eZ}$

c) En el primero de los casos, la composición isotópica no permitiría efectuar ninguna diferenciación entre los tres tipos de rocas.

En el segundo, el resultado señalaría que las tres calizas se formaron en tres ambientes diferentes.

En el tercero, de difícil explicación geológica, los valores isotópicos indicarían que las calizas cristalinas (s.s.) no tendrían el mismo origen que las calizas y dolomías en estudio, pero sería difícil imaginar un mismo ambiente de formación para las primeras y las de la sierra Chica de Zonda.

Los dos casos restantes permitirían sacar conclusiones de significación para el estudio encarado. En la cuarta posibilidad, los datos isotópicos indicarían igual origen y quizá edad, para las calizas cristalinas (s.s.) y las investigadas, mientras que la quinta sugeriría una semejanza de ambientes de formación y tal vez de edad, entre estas últimas y las de la sierra Chica de Zonda.

Para llevar a cabo lo expresado anteriormente y verificar cuál de las posibilidades indicadas más arriba se cumplía, se determinó la composición isotópica de las calizas

y dolomías motivo de este trabajo y denominadas "Calizas de Pie de Palo" (eP) y se la comparó con la correspondiente a las calizas de la sierra Chica de Zonda, de indudable origen marino, designadas aquí como "Calizas Zonda" (eZ) y con las "Calizas Cristalinas" (s.s.) que se intercalan dentro del basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo (cc).

Los resultados obtenidos se trataron estadísticamente y las conclusiones alcanzadas permiten demostrar la utilidad, dentro de ciertos límites, de los isótopos del carbono y oxígeno para los fines propuestos en este trabajo.

2. Antecedentes geológicos

La sierra de Pie de Palo pertenece a la unidad geoestructural denominada Sierras Pampeanas y está constituida en su mayor parte por rocas metamórficas. Sobre este basamento y en su borde occidental se apoyan calizas y dolomías cuya edad y origen son motivo de amplia discusión.

Algunos autores asignaron estas rocas carbonáticas al Paleozoico inferior, mientras que otros las ubicaron en el Precámbrico superior.

Sobre la base de diferencias en la composición petrográfica de la sierra, Kittl (1951) diferenció cuatro unidades:

- a) una serie oriental integrada por micaesquistos granatíferos, gneises esquistosos, filitas cuarcíferas y menor proporción de anfibolitas;
- b) una serie central constituida por esquistos cloríticos y gneises esquistosos con intercalaciones de diorita, diorita gábrica y anfibolita;
- c) una serie occidental compuesta por micaesquistos, filitas cuarcíferas y gneises esquistosos; y
- d) una serie más occidental formada por calizas que "poseían originariamente una estructura finamente estratificada; en parte, tal vez, formaron bancos más gruesos pero todas las calizas acusan en mayor o menor grado alteración, es decir cierto grado de metamorfismo".

Este mismo autor añade que "la naturaleza de la caliza, como tal, no permite deci-

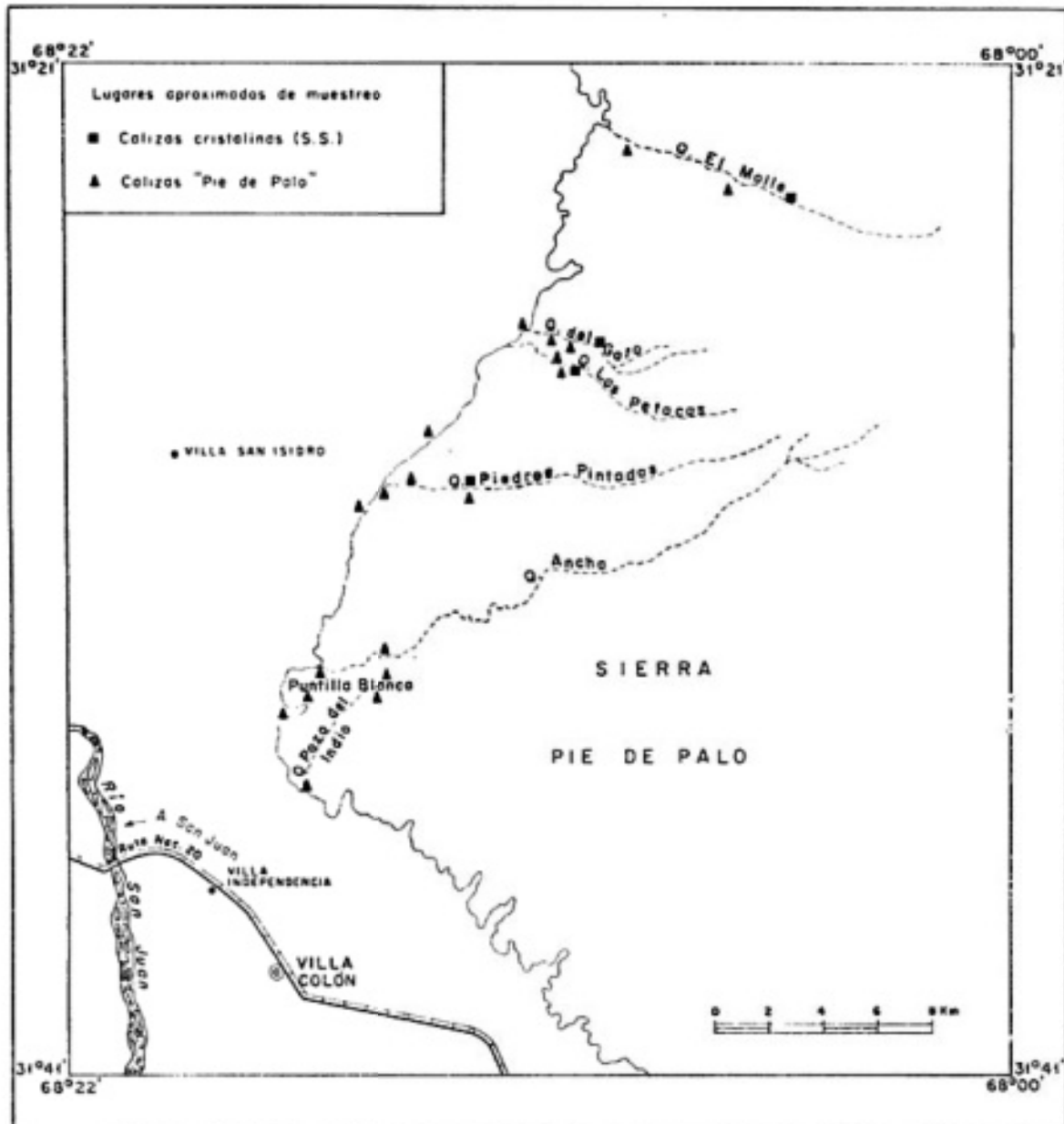


Fig. 1. — Mapa de ubicación del sector en estudio y de los lugares de muestreo.

dir si se trata de intercalaciones originarias de caliza entre los esquistos metamórficos de edad precámbrica o de calizas cambro-silúricas alteradas". Sin embargo, "la diferente conservación, el diferente grado de metamorfismo, los contactos tectónicos y la intercalación tectónica de filitas" lo llevan a considerar a la última alternativa como la más probable. Ya anteriormente, Schiller (1912), había ubicado a las calizas cuarzosas y dolomías grises que asoman en el borde oeste de esta sierra, en el Silúrico inferior.

Groeber (1943), en su mapa geológico de la provincia de San Juan, distinguió un basamento cristalino, que constituye la mayor

parte de la sierra y separada por una falla, una faja ubicada en el borde occidental y sudoccidental compuesta por "calcáreos cambro-ordovícicos".

Borrello (1963) define para las litologías aflorantes en el flanco sudoeste y occidental de la sierra, al Grupo Cauce. Este está integrado de abajo hacia arriba por:

- a) Esquistos Puntilla Blanca, con esquistos y filonitas;
- b) Formación Angacos constituida por calizas, calizas dolomíticas y dolomías grises, de unos 300 m de espesor y

con indicios de alteración metamórfica;

- c) Cuarcita Quemado, formada por cuarcitas arenosas y ortocuarcitas; y
- d) Formación Pie de Palo, integrada por esquistos, esquistos calcáreos y areniscas cuarcíticas. Este autor ubica a su grupo en el Infracámbrico.

En el informe de la Compañía Minera Tea (1967) se diferencian dos ambientes metamórficos para la sierra. Uno de alto grado, en los sectores oriental y central, que está caracterizado por un esquisto cuarzo-biotítico-oligoclásico, con anfibolitas, cuarcitas y calizas cristalinas en menor proporción. El complejo de bajo metamorfismo que constituye el sector occidental, está integrado por cuarcitas micáceas y semiesquistos carbonáticos y son menos abundantes los esquistos sericíticos y las calizas cristalinas. Se menciona además que al oeste de este complejo semimetamórfico, asoman "calizas cristalinas, de no segura relación con aquéllas" (las pertenecientes al ambiente de alto metamorfismo). A pesar de ello, y basándose en evidencias litológicas, en el citado informe se considera a estas calizas como pertenecientes al ambiente metamórfico y se las ubica en los niveles más altos del Precámbrico.

Aparicio (1975) señala que las "calizas, con cierto grado de metamorfismo" que afloran en el borde occidental de la sierra de Pie de Palo, "fueron asignadas al Paleozoico inferior por algunos autores, al Precámbrico por la mayoría y al Infracámbrico por Borrello".

Recientemente Caminos (1979), al referirse a las "Calizas Cristalinas" que dominan en el borde occidental de la sierra, destaca que "estas rocas conservan en parte, sus rasgos sedimentarios originales".

Las calizas cambro-silúricas con cierto grado de metamorfismo de Kittl, Schiller y Groeber, las calizas cristalinas precámbricas del informe de la Compañía Minera Tea, las calizas y dolomías infracámbricas con indicios de alteración metamórfica de Borrello y las calizas cristalinas con rasgos sedimentarios originales, citadas por Caminos, son el motivo de este trabajo.

Los asomos de estas rocas se observan desde la quebrada El Molle en el norte, hasta la quebrada Pozo del Indio en el sur y se

extienden hasta unos cuatro kilómetros hacia el este, desde la entrada a las quebradas.

La sierra Chica de Zonda, separada de la sierra de Pie de Palo por la porción septentrional del valle del Tulúm, está constituida por calizas y dolomías de tonalidad gris oscura a negra. Estas sedimentitas se formaron en un ambiente marino de aguas cálidas y plataforma inestable. Son portadoras de una fauna abundante, integrada principalmente por trilobites, que indica la presencia de niveles correspondientes al Cámbrico inferior y medio y al Ordovícico inferior (Furque y Cuerda, 1979).

3. Técnica experimental

3.1. Selección de las muestras

En dos viajes a la zona en estudio se colectaron unas 120 muestras de carbonatos de las tres unidades señaladas.

La selección de las mismas para su análisis isotópico se efectuó por medio de difracción de rayos-X, lo que permitió descartar los especímenes con alto contenido en sílice o materia orgánica.

De las 74 muestras así seleccionadas, 16 corresponden a calizas de la sierra Chica de Zonda, 49 a calizas y dolomías de los afloramientos estudiados y 9 a calizas cristalinas (s.s.) que integran el basamento metamórfico.

3.2. Procedimiento analítico

Las muestras seleccionadas fueron trituradas a un tamaño aproximado de 2-3 cm y luego de un cuarteo, una fracción fue molienda a malla menor de 100.

Para hallar el valor de $\delta^{13}\text{C}$ se siguió la técnica descrita por Panarello *et al.* (1980), elevándose la temperatura de la reacción a 80°C para los especímenes ricos en dolomita.

Para la determinación $\delta^{18}\text{O}$ se utilizaron reactores especiales para el ataque y la reacción se llevó a cabo en un baño termostático a una temperatura de 25,0°C \pm 0,1°C, durante aproximadamente 18 horas.

Varias mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ mostraron desviaciones estándar individuales relativamente altas en comparación a las obtenidas usualmente en el laboratorio; en estos casos se procedió a duplicar los análisis y hasta triplicarlos de existir discordancia entre los dos primeros datos.

Con cada conjunto diario de muestras

analizadas para hallar el valor de $\delta^{18}\text{O}$, se midieron los dos estándares usados en INGEIS*, ya que ellos cubren casi todo el rango isotópico muestreado. Con los valores de esos patrones se corrigieron todos los resultados obtenidos por interpolación usando la fórmula propuesta por Dansgaard (1969):

$$\delta^{18}\text{O}_M = \delta_1 + \frac{\delta_2 - \delta_1}{\delta_{2R} - \delta_{1R}} (\delta_{MR} - \delta_{1R})$$

donde:

$\delta^{18}\text{O}_M$: valor de $\delta^{18}\text{O}$ corregido de la muestra

δ_1 : valor del estándar INGEIS/1 vs V-SMOW

δ_2 : valor de $\delta^{18}\text{O}$ del estándar INGEIS/2 vs V-SMOW

δ_{1R} : valor de $\delta^{18}\text{O}$ del estándar INGEIS/1 vs "gas de referencia"

δ_{2R} : valor de $\delta^{18}\text{O}$ del estándar INGEIS/2 vs "gas de referencia"

siendo "gas de referencia" el CO_2 extraído por ataque ácido del estándar INGEIS/1, mármol de Carrara.

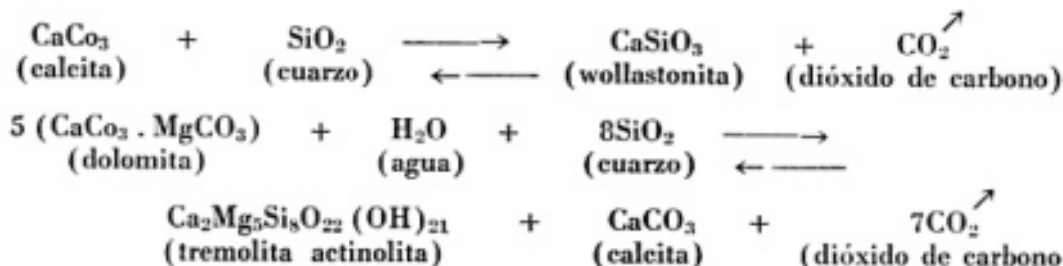
La excelente reproducibilidad obtenida en los valores de los estándares utilizados demuestran la buena calidad de las mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas.

3.3. Expresión de los resultados

Los resultados analíticos se expresan de acuerdo con la nomenclatura internacional, como $\delta^{13}\text{C}$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰.

$$\delta^{13}\text{C} = 1000 \cdot \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_M - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_S}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_S} \text{‰}$$

* CO_2 -INGEIS/ (mármol de Carrara: $\delta^{18}\text{O} = 29,2$ ‰ (V-SMOW). CO_2 -INGEIS/2 (calcita San Juan): $\delta^{18}\text{O} = 13,4$ ‰ (V-SMOW).



$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \cdot \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_M - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_S}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_S} \text{‰}$$

donde:

$(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_M$ y $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_M$: relaciones isotópicas de las muestras.

$(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_S$: relación isotópica del estándar del carbono, PDB (Craig, 1957).

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_S$: relación isotópica del estándar del oxígeno, V-SMOW (Craig, 1961; Gonfiantini, 1978).

Un valor positivo de $\delta^{13}\text{C}$ o $\delta^{18}\text{O}$ para la muestra, indica un enriquecimiento de ésta en el isótopo más pesado con respecto al estándar. Un valor negativo señala un empobrecimiento en dicho isótopo con relación al estándar.

3.4. Resultados obtenidos

Los resultados hallados durante esta investigación se presentan en el cuadro 1.

La ubicación aproximada de las muestras analizadas se da en la figura 1, mientras que en la figura 2 se observa la relación existente entre las "Calizas Pie de Palo" (cP) que se presentan en bancos potentes y de gran extensión y las "Calizas Cristalinas" (cc) que aparecen como bochones entre las rocas integrantes del basamento cristalino.

4. Discusión de los resultados

En las figuras 3 y 4 se representa en forma de histogramas la distribución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de calizas analizadas.

Para $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 3) la mayoría de las calizas se agrupan alrededor del valor de $0,0$ ‰ (entre $+1,5$ ‰ y $-3,0$ ‰), con excepción de tres muestras de "Calizas Cristalinas" que están sensiblemente alejadas del resto, con valores entre $-8,0$ y $-9,5$ ‰. Las probables causas de esto podrían ser dos:

a) Reacciones de descarboxilación durante el metamorfismo como:

CUADRO N° 1. — Análisis isotópicos por carbono y oxígeno de las muestras investigadas

Muestra		Localidad	Composición Mineralógica	Composición isotópica	
AIE N°	N° de Campo			$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (x \pm 0,2 ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) (x \pm 0,2 ‰)
1. Calizas Cristalinas (cc)					
0038	LSJ/80-1	Quebrada del Gato	C	0,8	14,2
0039	" -3	" " "	C	-9,2	12,7
0116	PP/80-71	" " "	C	0,1	12,4
0112	" -67	Quebrada El Molle	C*, D	-1,9	14,2
0062	LSJ/80-39	Quebrada Las Petacas	D	-8,5	14,8
0063	" -40	" " "	D**, Q, C	-8,9	12,2
0064	" -41	" " "	C, D	-1,7	15,5
0098	" -42	" " "	C	0,4	15,8
0127	PP/80-82	Quebrada Piedras Pintadas	Q**, C, D	-2,2	12,6
2. Calizas Pie de Palo (cP), poco alteradas					
0114	PP/80-69	Quebrada del Gato	C**, D*, Q	-1,5	22,3
0043	LSJ/80-7	Entrada Quebrada del Gato	C	-0,5	22,0
0044	" -8	" " " "	C*, D, M	-0,9	23,6
0045	" -9	" " " "	C*, D, Q, M	-1,2	22,7
0046	" -10	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	C	0,7	22,9
0089	" -11	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	C	0,0	20,7
0090	" -12	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	C	0,1	21,4
0091	" -14	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	D**, C, Q	0,6	22,7
0092	" -15	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	D*, C	1,2	21,7
0093	" -16	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	C*, D	0,6	21,3
0048	LSJ/80-17	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	D*, C	0,7	21,7
0050	" -19	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C*, Q	-1,7	23,3
0051	" -20	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C**, D	-0,4	21,4
0052	" -21	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C*, Q	-1,5	21,9
0053	" -22	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C	-0,2	20,7
0094	" -23	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C*, D	-0,2	21,2
0055	" -28	Quebrada El Molle	D*, Q, C	-1,7	23,8
0095	" -29	" " "	D**, C*, Q	-2,5	22,5
0056	" -30	" " "	D*, C	-2,3	21,9
0113	PP/80-68	" " "	D**, C, Q	0,3	24,2
0059	LSJ/80-34	Quebrada Las Petacas	C	0,0	23,2
0096	" -35	" " "	C**, D	-1,0	23,2
0060	" -36	" " "	C	-0,2	22,5
0097	" -37	" " "	C*, D	-0,6	22,1
0061	" -38	" " "	C*, D	0,1	21,7
0119	PP/80-74	" " "	D*, C	0,5	23,6
0120	" -75	" " "	C	0,2	22,9
0121	" -76	" " "	C**, D	0,3	21,3

Referencias: C: calcita; D: dolomita; Q: cuarzo; M: muscovita
 **: componente mayoritario; *: proporción importante

CUADRO Nº 1. - (Continuación)

Muestra		Localidad	Composición Mineralógica	Composición isotópica	
AIE Nº	Nº de Campo			$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (x \pm 0,2 ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) (x \pm 0,2 ‰)
0122	PP/80-77	Quebrada Piedras Pintadas	D ⁺ , C	-0,1	22,3
0123	" -78	" " "	D ⁺ , C	0,2	21,9
0126	" -81	" " "	D	0,6	21,3
0129	" -84	Quebrada Pozo del Indio	C	1,0	21,5
0108	PP/80-63	Quebrada Puntilla Blanca	C ⁺ , D	0,8	21,0
0109	" -64	" " "	C	0,3	22,5
0111	" -66	Quebrada Ancha	D ⁺ , C	0,5	21,7
3. Calizas Pie de Palo (cP), alteradas					
0115	PP/80-70	Quebrada del Gato	C	-1,4	18,0
0117	" -72	" " "	C ⁺ , Q	0,1	18,9
0040	LSJ/80-4	Entrada Quebrada del Gato	D ⁺ , C	-2,6	20,3
0041	" -5	" " "	D ⁺ , C	-2,0	20,3
0047	" -13	Cantera 7 km al S de la Quebrada del Gato	D	0,9	20,0
0049	" -18	Cantera 12 km al S de la Quebrada del Gato	C	-0,4	19,9
0124	PP/80-79	Quebrada Piedras Pintadas	C ⁺ , Q	-0,5	17,8
0125	" -80	" " "	C ⁺ , Q, D	0,3	18,6
0128	" -83	Quebrada Pozo del Indio	C	0,5	20,4
0130	" -85	" " "	C ⁺ , D	0,6	19,7
0105	" -60	Quebrada Puntilla Blanca	C	1,5	19,2
0106	" -61	" " "	C ⁺ , Q	1,4	19,2
0107	" -62	" " "	C	1,3	18,8
0110	" -65	Quebrada Ancha	D ⁺ , C	0,0	19,5
4. Calizas de la sierra Chica de Zonda (cZ)					
0066	LSJ/80-44	Hostería Sa. de Zonda	C	-0,4	23,5
0067	" -45	" " "	C	0,0	22,4
0068	LSJ/80-46	2 km O de la Hostería	C	0,9	21,7
0099	" -47	" " " " " "	C ⁺ , Q	-1,0	21,6
0100	" -48	" " " " " "	C	-1,8	21,8
0069	" -49	" " " " " "	C	-1,4	21,6
0101	" -50	Salida del Túnel en parque Rivadavia	C	0,5	22,7
0070	" -51	Salida del Túnel en parque Rivadavia	C ⁺ , D	-0,3	22,5
0071	" -52	Salida del Túnel en parque Rivadavia	C	1,0	20,9
0072	" -53	Lado S del Autódromo	C	0,6	24,4
0102	" -54	" " " "	C ⁺ , D	0,4	22,4
0073	" -55	" " " "	C	-0,3	21,7
0074	" -56	Cantera en ladera E, frente Marquesado	C	0,6	23,1
0103	" -57	Cantera en ladera E, frente Marquesado	C ⁺ , D	0,8	23,5
0104	" -58	Cantera en ladera E, frente Marquesado	C ⁺ , D	0,5	22,1
0075	" -59	Cantera en ladera E, frente Marquesado	C	0,0	22,2

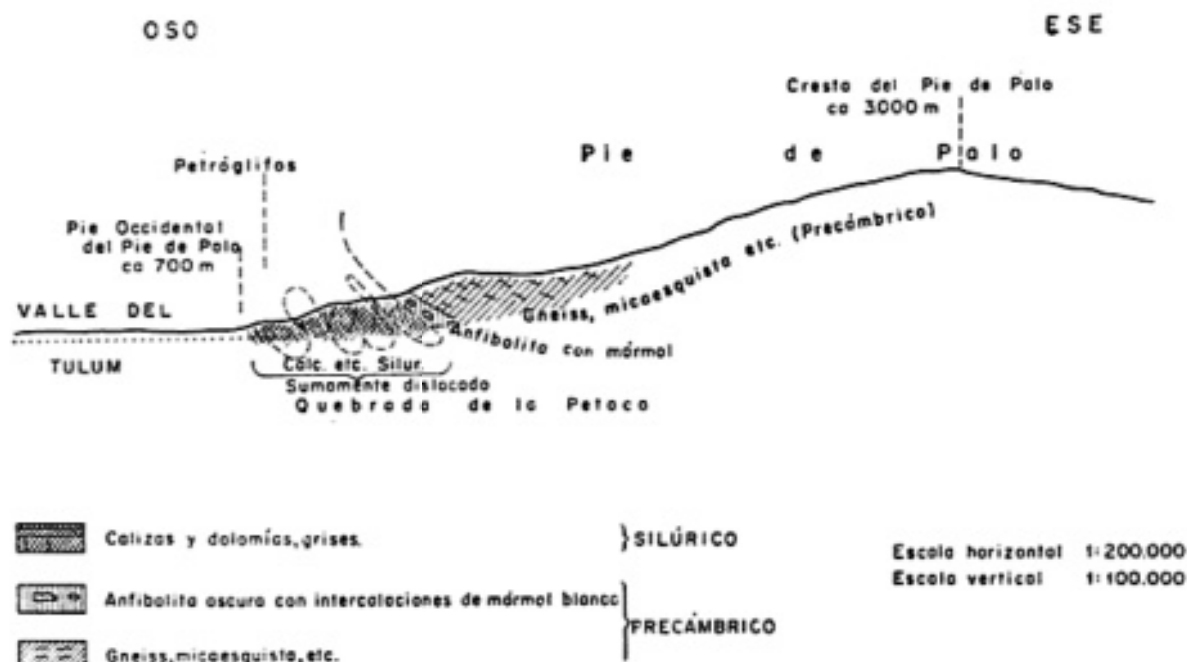


Fig. 2. — Perfil geológico del borde occidental de la Sierra de Pie de Palo (según Schiller, 1912).

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 que escapa de las rocas sería un 5 % más enriquecido que el correspondiente al del carbonato inicial, por lo cual el valor final de este último estaría en el rango de $\delta^{13}\text{C}$ negativo. Este resultado se deduce de las curvas de calibración obtenidas en laboratorio por O'Neil y Epstein (1966).

- b) Los valores negativos pueden deberse a reacciones de intercambio isotópico entre las rocas y aguas portadoras de bicarbonatos o de CO_2 , biogénicos, que poseen valores típicos de -25‰ y -18‰ .

Ambos casos justificarían la presencia de muestras con $\delta^{13}\text{C}$ del orden de -8 a -10‰ .

De acuerdo a lo señalado, si bien tres muestras de "Calizas Cristalinas" se apartan de los valores hallados para las "Calizas Zonda" y "Calizas Pie de Palo", la presencia de otras seis en el rango obtenido para estas últimas, no permite asegurar un origen diferente. Debe destacarse que el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ para las "Calizas Zonda", de indudable origen marino, es de $0,03 \text{‰}$ ($s = 0,82 \text{‰}$), similar al hallado para las "Calizas de Pie de Palo" de $-0,06 \text{‰}$ ($s = 0,95 \text{‰}$), valores éstos coincidentes dentro del $0,10 \text{‰}$, o sea menor que el error del método.

Para $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 4) se observa la existencia de cuatro agrupamientos bien definidos.

Uno, separado netamente del resto, corresponde a muestras de "Calizas Cristalinas". Está compuesto por dos subgrupos; uno alrededor de un valor medio $12,5 \text{‰}$ y el otro

Grupo	Tipo de caliza	Cantidad Mstras.	$\delta^{18}\text{O}$ (medio) ‰	s ‰	Intervalo de $\delta^{18}\text{O}$
1	"Calizas Cristalinas"	9	13,8	1,4	12 a 16
2	"Calizas Zonda"	14	19,3	0,9	17,5 a 21
3	"Calizas Pie de Palo" alteradas	35	22,2	0,9	21 a 24,5
4	"Calizas Pie de Palo" poco alteradas	16	22,4	0,9	20,5 a 24,5

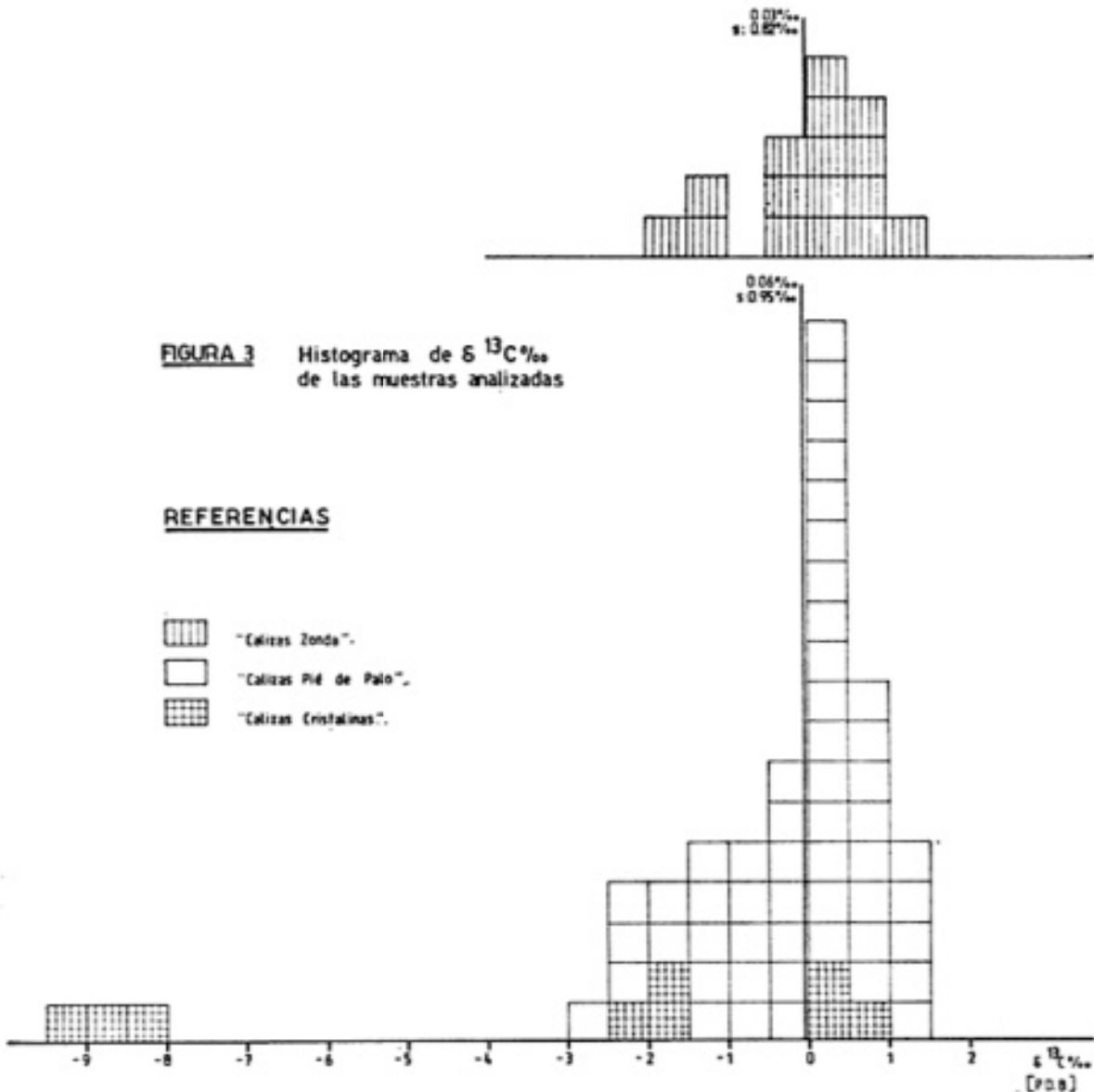


Fig. 3. — Histogramas de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ de las muestras analizadas.

de 14,9 ‰. El promedio de estas nueve muestras para $\delta^{18}\text{O}$ es de 13,8 ‰, con una desviación media $s = 1,4$ ‰.

Dos grupos se presentan sin una neta separación, con valores comprendidos entre 17,5 ‰ y 24,5 ‰ y corresponden a las Calizas Pied de Palo". Uno de ellos con un valor medio de 19,3 ‰ ($s = 0,9$ ‰) y el otro de 22,2 ‰ ($s = 0,9$ ‰). Al primero se lo identifica en el cuadro 1 como calizas alteradas y al segundo como calizas poco alteradas.

El cuarto corresponde a las "Calizas Zonda", que se agrupan alrededor del valor $\delta^{18}\text{O}$ de 22,4 ‰, con un valor de $s = 0,9$ ‰.

Resumiendo lo expuesto, el cuadro 2 presenta las características principales de los cuatro grupos mencionados.

De los resultados de este cuadro se puede destacar la gran similitud de valores para los dos últimos grupos de calizas, tanto para el promedio de $\delta^{18}\text{O}$, como para el intervalo de composición isotópica que abarcan.

5. Conclusiones

Sobre la base de los resultados obtenidos en este estudio se pueden esbozar las siguientes conclusiones:

5.1. Se distinguen tres grupos bien diferenciados de calizas con respecto a su composición isotópica.

5.1.1. El primero de ellos corresponde a las denominadas "Calizas Cristalinas", que poseen un alto gra-

FIGURA 4 Histogramas de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de las muestras analizadas

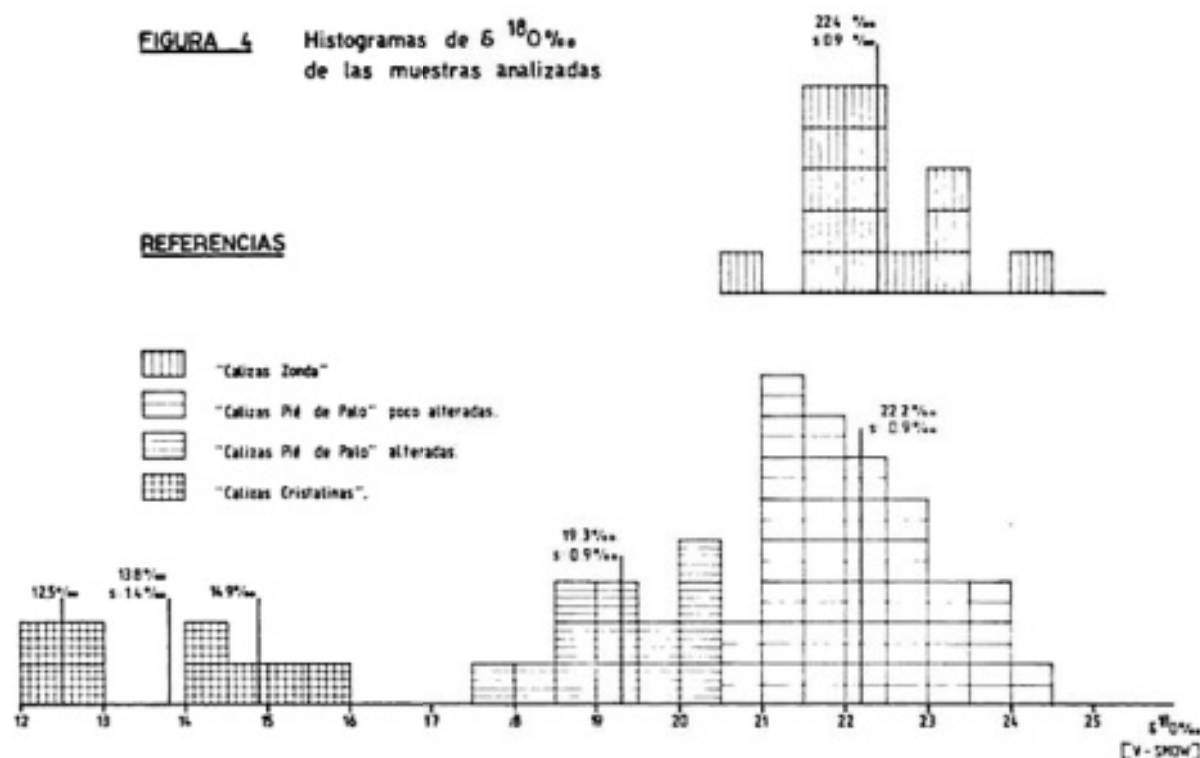


Fig. 4. — Histogramas de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas.

do de metamorfismo. Esto se halla evidenciado por los bajos contenidos en oxígeno-18, con un valor medio $\delta^{18}\text{O}$ de $13,8 \text{‰}$. En varios casos se produjo fraccionamiento en carbono-13, como lo señalan los valores cercanos de $\delta^{13}\text{C}$ a -9‰ , lo que indicaría la magnitud del proceso que las afectó.

- 5.1.2. El segundo grupo está representado por las "Calizas Pie de Palo" que presentan alteración metamórfica. Poseen actualmente un valor medio $\delta^{18}\text{O}$ de $19,3 \text{‰}$ y valores $\delta^{13}\text{C}$ que indican que el proceso que las afectó no fue de alto grado, ya que no presentan un fraccionamiento notable y sus valores se mantienen para este isótopo en el entorno de 0‰ . Aparentemente su composición isotópica original era similar a la del grupo siguiente.
- 5.1.3. El tercero corresponde a las llamadas "Calizas Pie de Palo" poco alteradas, con valores promedio $\delta^{18}\text{O}$ de $22,2 \text{‰}$. En este caso, los resultados hallados para

$\delta^{13}\text{C}$ son típicamente marinos, alrededor de $0,0 \text{‰}$. En este grupo también deben incluirse las "Calizas Zonda", con un valor medio para $\delta^{18}\text{O}$ de $22,4 \text{‰}$ y para $\delta^{13}\text{C}$ de $0,03 \text{‰}$.

- 5.2. Lo señalado permitiría afirmar que las "Calizas Pie de Palo" tienen un origen similar al de las "Calizas Zonda". Las calizas poco alteradas de Pie de Palo, como así también las de la sierra Chica de Zonda, poseen un valor promedio $\delta^{18}\text{O}$ de $22,0 \text{‰}$.
- 5.3. Si se tiene en cuenta que el valor isotópico estadístico histórico promedio hallado en otros estudios para calizas del Cámbrico es de $\delta^{18}\text{O} = 20,4 \text{‰}$ y para el Ordovícico es de $24,2 \text{‰}$ (Keith y Weber, 1964), se podría ubicar tentativamente a las aquí denominadas "Calizas Pie de Palo" en el intervalo cambro-ordovícico, aunque será necesario llevar a cabo mayores estudios para confirmarlo.
- 5.4. En todos los casos se observa una muy buena correlación entre el empobrecimiento en oxígeno-18 y el incremento del grado de metamorfismo.

- 5.5. Las conclusiones encontradas permiten demostrar el valor potencial del uso de los isótopos del carbono y oxígeno en estudios de correlación geológica y de determinación de los ambientes de deposición y formación de ciertas rocas. Esta técnica adquiere mayor importancia cuando los métodos geológicos clásicos no permiten aclarar los interrogantes que se presentan.

Agradecimientos

Los autores agradecen al doctor J. Llano y colaboradores de la Universidad Nacional de San Juan por el apoyo logístico prestado en ocasión de uno de los viajes de campaña y su asesoramiento geológico; a la licenciada Rial de Barbosa por la ejecución de los análisis por difracción de rayos-X y a los integrantes del laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS por la ayuda prestada en todo momento.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa Geológico de San Juan*. Inst. Invest. Geológicas, Univ. Nac. San Juan. San Juan.
- Borrello, A. V., 1963. *Memoria de la División Geología correspondiente al año 1962*. Facult. Cienc. Nat. y Museo, Univ. Nac. de La Plata (inédito).
- Borrello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Anal. Direc. Nac. Geol. y Min., XIV. Buenos Aires.
- Camino, R., 1979. *Sierras pampeanas noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*; en Turner, J. C. M. (ed.). 2do. Simposio Geol. Regional Argentina, I, 225. Acad. Nac. Cienc. Rep. Argentina. Córdoba.
- Craig, H., 1957. *Isotopic Standards for Carbon and Oxygen and correction factors for Mass-Spectrometric analysis of Carbon Dioxide*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 113.
- 1961. *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen - 18 in natural waters*. *Science*, 133, 1833.
- Dansgaard, W., 1969. *Oxygen-18 analysis of water*. *Medd. om Grönland*, 177, 33.
- Furque, G. y A. J. Cuerda, 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*; en Turner, J. C. M. (ed.). 2do. Simposio Geol. Regional Argentina, I, 455. Acad. Nac. Cienc. Rep. Argentina. Córdoba.
- Gonfiantini, R., 1978. *Standards for stable isotope measurements in natural compounds*. *Nature*, 271, 534.
- Groeber, P., 1943. *Datos geológicos de la provincia de San Juan*. Aguas minerales República Argentina, IX. Buenos Aires.
- Keith, M. L. y J. N. Weber, 1964. *Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1787.
- Kittl, E., 1951. *Estudios geológicos en la sierra Pie de Palo, provincia de San Juan*. *Rev. Fac. Ing. Quím., Univ. Nac. del Litoral*, XX, 135. Santa Fe.
- O'Neil, J. R. y S. Epstein, 1966. *Oxygen Isotope fractionation in the system Dolomite-Calcite-CO₂*. *Science*, 152, 198.
- Panarello, H. O., C. M. García, S. A. Valencio y E. Linares, 1980. *Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos; su utilización en hidrogeología y geología*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXXV, 4, 460. Buenos Aires.
- Schiller, W., 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. Anal. Min. Agric., Secc. Geología, Mineralogía y Minería, VII, 5. Buenos Aires.
- TEA. Compañía Minera, 1967. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Realizado para el Departamento de Minería*. San Juan (Inédito).

Recibido: 15 de setiembre de 1981.

Aceptado: 15 de marzo de 1982.

E. LINARES

INGEIS y Departamento de
Ciencias Geológicas.
Ciudad Universitaria - Pabellón 2

H. PANARELLO

S. VALENCIO

C. GARCIA

INGEIS

Ciudad Universitaria - Pabellón 2.
Buenos Aires

PLEISTOCENO HOLOCENO MARINO EN PUERTO LOBOS, CHUBUT

ADELMA BAYARSKY y JORGE OSVALDO CODIGNOTTO

Resumen

Se dan a conocer las primeras edades radiométricas obtenidas por medio del Carbono 14, en acumulaciones de sedimentos y conchillas marinas de Puerto Lobos, Chubut. Se determina la asociación sedimentológica de las respectivas acumulaciones. Se propone un cuadro estratigráfico para la localidad, previo análisis de trabajos anteriores. Las edades determinadas para las acumulaciones son: 40.000, 32.000, 30.000, 20.000, 3.300 y 750 años A.P.

Estos resultados son parte del relevamiento costanero sistemático, de las acumulaciones cuaternarias y su relación con los cambios del nivel del mar.

Introducción

La relativa estabilidad de nuestra costa, la alineación meridiana, su estrecha relación genética del sector austral con el ambiente geológico antártico y el gran desarrollo meridional de dicha faja costanera, conlleva al estudio sistemático de la tendencia evolutiva de la misma durante el cuaternario.

Objetivos del trabajo

Los objetivos son los establecidos por el Comité Argentino de Geología y Dinámica Costanera. Esto es, el estudio integral de las costas de nuestro país, a fin de obtener información de los factores evolutivos necesarios para acceder al conocimiento de la historia geológica del Cuaternario.

Es así que comienzan a utilizarse datos radiométricos de C-14 en trabajos previos: Codignotto y Weiler (1980), Weiler (1980), Albero *et al.* (1980 a), Albero *et al.* (1980 b), Codignotto y Malumián (1981).

A partir de 1969, uno de los autores de este trabajo (J. O. C.), realiza reconocimientos sistemáticos de la costa ubicada al sur del río Colorado. El presente trabajo prosigue la línea de los anteriores.

Puerto Lobos es una de las primeras localidades en completar la serie de dataciones,

Abstract

The first Carbon-14 ages in sediments and shells of Puerto Lobos, Chubut are shown in this work.

The sedimentologic association of the outcrops are given. The analysis of previous work and new evidences proposes a stratigraphic relation in the region.

The ages obtained for the outcrops are: 40.000, 32.000, 30.000, 20.000, 3.300 and 750 years B.P.

This work is part of the systematic coastal investigation of the Quaternary outcrops and its relation that sea level changes.

con un conjunto que abarca el lapso comprendido entre los 40.000 años A.P. y los 750 años A.P.

Las determinaciones sedimento-mineralógicas fueron realizadas en el Laboratorio Sedimentológico del Servicio Geológico Nacional por el otro coautor (A. B.).

Antecedentes

Referente a la localidad aquí tratada, Ferruglio (1950), hace una descripción del "cordón litoral interior de Puerto Lobos" y del "cordón litoral exterior" que "corre contiguo a la costa actual".

Señala, que el primer cordón corre paralelo a la orilla del océano, a una distancia de 1.000 a 1.500 m aproximadamente, y a una altura de alrededor de 10 m snm., compuesto "por arena, gravas, cascajo suelto, mezclados con abundantes conchillas marinas". Señala luego que entre este cordón y "el cordón reciente que se eleva contiguamente a la playa actual, se encuentran restos de un cordón litoral intermedio". Dice también que "los tres cordones están separados por depresiones de fondo llano".

Para el primer cordón determina 23 especies de invertebrados fósiles. Para el se-

gundo cordón señala que tiene similar composición granométrica que el anterior, con abundantes conchillas marinas. En éste determina 22 especies de invertebrados marinos fósiles.

Determina 18 especies comunes a ambos cordones, tres que no aparecen en el cordón exterior y 4 que no aparecen en el interior.

Para el segundo cordón (exterior), asigna una altura de 8-10 m.

Finalmente en su correlación y edad de las terrazas marinas, señala que los cordones de Puerto Lobos corresponden al denominado "Nivel VI o Terraza de Comodoro Rivadavia". Según dicho autor comprende los cordones y terrazas más bajas que se elevan a lo largo de la costa actual. La altura promedio, por él asignada, es de 6-12 m, pudiendo llegar a un máximo de 19 m. Agrega asimismo, que los restos de los invertebrados ubicados en la costa del golfo de San Matías pertenecen a la Provincia malacológica marina Argentina, mientras que las ubicadas al sur, esto es dentro del mismo Nivel VI, pertenecen a la Provincia Magallánica.

Feruglio (*op. cit.*), sostiene que los depósitos del Nivel VI, continuarían hasta el sur de la provincia de Buenos Aires, en los depósitos Querandinos. También señala que en Tierra del Fuego el "Nivel VI o Terraza de Comodoro Rivadavia", pertenece al Holoceno (postglacial). En el límite Pleistoceno-Holoceno coloca el Nivel V o "Terraza de Puerto Mazarredo" con un valor altimétrico de 15-30 m. snm.

Auer (1956, 1959 y 1970), hace referencia respecto a la localidad aquí tratada. Sostiene que en la bahía de Puerto Lobos, existe un sistema de bancos constituidos por gravas y arenas con conchillas originados por un glaciar que avanzó proveniente de la meseta de Somuncurá y que erosionado por el mar, dio como resultado una serie de bancos y valles paralelos.

Indica que la posición del nivel del mar, para los distintos bancos, es la misma que en otras zonas de la costa, especialmente en la región de Tierra del Fuego.

Remarca la reiterativa aparición del nivel de 6 m snm. correspondiente al producto de una ingesión y a una disminución progresiva de la acción marina sobre el banco de drift original, sobre el cual se desarrollaron las terrazas citadas debido al reducido poder de las olas. La ingesión, según dicho autor, alcanzó el nivel de 4 m snm. Al igual que

Feruglio (1950), asigna a estos depósitos una edad postglacial.

Ubicación y geología

a) Ubicación

El sector aquí tratado pertenece a la costa atlántica de la provincia del Chubut y se encuentra en el sector nordoccidental de la misma a escasos 9 km al sur de la desembocadura del arroyo Verde. Su ubicación geográfica es de 42° latitud sur y 65° 06' de longitud oeste. Véase mapa de ubicación relativa (fig. 1).

b) Morfología

En el sector tratado (véase fig. 1), se observan seis cordones litorales que juntamente con el material clástico, tienen material biogénico (conchillas marinas), cada uno de los cuales tiene las siguientes características:

La acumulación más occidental se encuentra con sus caracteres morfológicos originales casi desdibujados por acción geomórfica posterior (fluvial en ambiente árido y eólico). Presenta en su superficie, que puede ser descripta como una suave planicie, un avanzado estado de edafización. Está ubicado a 4 km de la línea de costa actual.

El material biogénico contenido se encuentra parcialmente cementado por carbonato de calcio.

El segundo cordón, señalado en la figura 1 con el N° 2, está separado del anterior por una amplia depresión. Respecto del anterior presenta mejor conservación la morfología original. Es posible diferenciar las sucesivas crestas. Estas crestas y senos se encuentran con su asociación granométrica respectiva, es decir, sedimentos gruesos en las crestas y finos en los senos. Consecuentemente se nota una alineación de las especies vegetales.

Cuando una cresta es separada del mar por el acrecimiento de nuevas crestas, el arraigo de la vegetación comienza en las crestas, no en los senos. Esto es así, ya que si bien las especies vegetales que se arraigan al comienzo de la diferenciación del ecosistema, son halófitas, lo hacen en la posición más elevada. Ello por dos razones: primero porque la posición altimétrica de los senos es muy próxima a la del nivel del mar, por

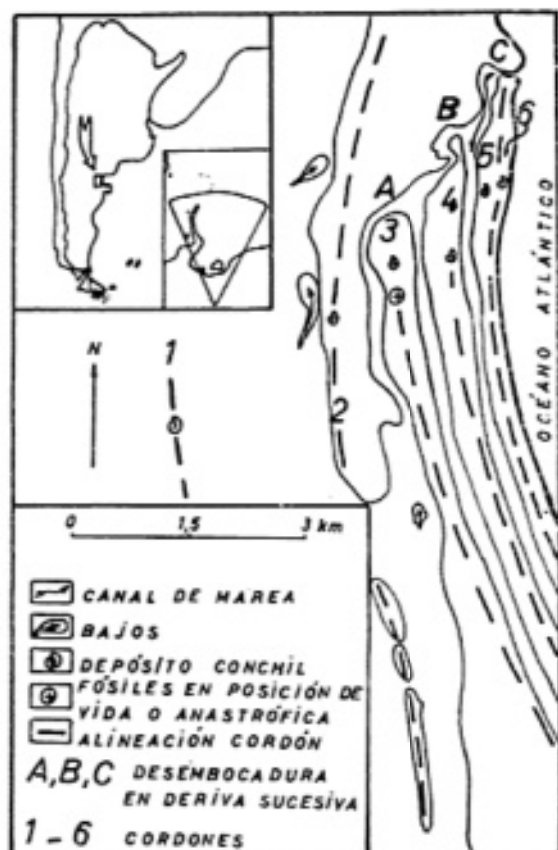


Figura 1

lo cual el cuerpo freático inicial es marcadamente salino. La segunda razón consiste en la paulatina desalinización por las precipitaciones y el consecuente lavado que afecta a las crestas.

Esta disposición longilínea es muy común en las costas con cordones litorales de la península Valdés, Camarones, Bahía Bustamante, Punta Maqueda, Caleta Oliva, Bahía Langara, Cabo Vírgenes, Punta de Arenas, etc.

Finalmente, al igual que el cordón anterior, otros procesos geomórficos posteriores han encubierto algo sus características originales, especialmente por acumulación eólica. Asimismo, presenta en su superficie suavemente corrugada, un notable proceso de edafización. Se encuentra a unos 2,2 km de la línea de costa actual, con una anchura de unos 500 m y una cota de unos 15 m s.n.m. El material conchil presente no se encuentra cementado por carbonato de calcio.

Es necesario aclarar que en este cordón se han encontrado abundantes bivalvos en aparente posición de vida, aunque por no haberse podido estudiar las microestructuras queda la duda, de que se encuentren en

posición anastrófica. Como lo señalara Kranz (1974), lo más común en bivalvos es que, cuando se encuentran ambas valvas, es la posición anastrófica. En ambos casos, es decir, en posición de vida o de escape, sea invertida o no, da la certidumbre temporal de la muerte del espécimen y consecuentemente del conjunto de la acumulación.

El tercer cordón está representado en la figura 1 con el N° 3. Se encuentra separado del anterior por una angosta depresión (200 m), su morfología es similar al anterior. Los sedimentos están menos indurados que en el anterior. Dista unos 1.400 m de la línea de costa actual, con una anchura de unos 500 m y una altitud de unos 10 m.s.m.

El material biogénico presente se separa fácilmente del sedimento.

El cuarto cordón se encuentra separado del anterior por una angosta depresión (150 m), y es similar su conformación morfológica; la variación que se percibe consiste en una mayor proporción de conchilla y la menor induración de los sedimentos. Dista unos 600 m de la línea de costa actual y posee una anchura de unos 500 m y una altitud de unos 8 m s.n.m.

El quinto cordón se halla a unos 200 m de la línea de costa actual a un nivel altimétrico de 6-8 m s.n.m., presenta una anchura de 100 m. Se encuentra separado del anterior por una depresión de unos 200 m de anchura y está constituido fundamentalmente por gravas en la que se aprecian claramente las lineaciones de las crestas de playa. El porcentaje del material conchil disminuye notablemente respecto del anterior.

Sobre estas acumulaciones hay un incipiente desarrollo de suelo que favorece el arraigo de pequeñas cactáceas de gran extensión radicular no presentes en los cordones anteriores.

Finalmente el último cordón está adosado al anterior sin depresión de por medio, constituido por gravas con material conchil, aunque en menor proporción que en el anterior. No presenta desarrollo de suelo. Su nivel es 2-4 m s.n.m.

Sedimentología (véase fig. 2)

Afloramiento 1

La composición granométrica de este afloramiento corresponde a arena gruesa con un

Dataciones C-14, edades corregidas por C-13

<i>Cordón</i>	<i>Material</i>	<i>Edad años antes del presente</i>
1	conch. mar	40.800 ± 4.000
2	" "	32.100 ± 1.400
3	" " en pos. vida o en pos. anastrófica	30.400 ± 1.120
4	" "	20.300 ± 350
5	" "	3.310 ± 90
6	" "	750 ± 75

aporte importante de arena muy gruesa y mediana. Los minerales livianos constituyen el 81 % del total de la fracción de 63 micras de la muestra.

Respecto a los componentes mineralógicos, predominan las plagioclasas con valores estimados en un 50 % en clastos de hábito tabular y contornos redondeados; en ocasiones presenta estructura zonal.

El segundo mineral en importancia cuantitativa, es el cuarzo en granos unitarios, prolados, subredondeados, con extinción normal y en ocasiones levemente ondulada; el cuarzo policristalino aparece en forma subordinada.

El vidrio volcánico se presenta incoloro con trizas angulares y subangulares, superficies frescas o bien con distintos grados de alteración y abundantes inclusiones gaseosas.

Dentro de los minerales livianos de menor representatividad se cita: litoclastos de rocas volcánicas, calcita, zeolitas. Los opacos son los más abundantes dentro del grupo de los minerales pesados con un aporte del 10 % de magnetita y hematita subordinada.

A estos minerales acompañan los siguientes, cuyos porcentajes van desde escasos a vestigios: piroxenos (augita, titanaugita, hipersteno), glauconita, epidoto, hornblenda, zircón, apatita y restos orgánicos representados por espículas de esponjas.

Afloramiento 2

De acuerdo al análisis granométrico se trata de una arena muy gruesa, gravosa. Los clastos son aplanados y redondeados con una longitud de 4-6 mm; la coloración del sedimento es clara debido al cemento calcá-

reo; son abundantes los fragmentos de conchillas sueltas.

El material está formado casi exclusivamente por minerales livianos que representan el 98 % del total, de los cuales, el 82 % corresponde a agregados microcristalinos de calcita que provienen de la desintegración del cemento.

El vidrio volcánico presenta las mismas características que el descrito en el afloramiento anterior. Presencia de individuos tabulares subredondeados de plagioclasa con abundantes inclusiones sólidas, fluidas y/o gaseosas que se alinean, estas últimas, según los planos de macla; signos de alteración incipiente. La plagioclasa zonal presenta las mismas características y está subordinada. Hay aporte de otros minerales muy limitado, tales como el cuarzo equidimensional subredondeado, fragmentos de rocas volcánicas y opacos. Se cita la presencia de vestigios de: hornblenda tabular, zircón incoloro, biotita castaña y glauconita.

Afloramiento 3

Arena gruesa gravosa; los clastos de la grava son en general equidimensionales redondeados; otros anhedral y muy escaso porcentaje de forma aplanada. Abundantes restos de conchillas rotas.

La asociación mineralógica del material arenoso para la fracción de 63 micras, se encuentra compuesta mayormente por minerales livianos que representan el 86 % de la muestra.

Los feldespatos constituyen el 55 % de los minerales livianos, representado en su casi totalidad por plagioclasas ya que el micro-

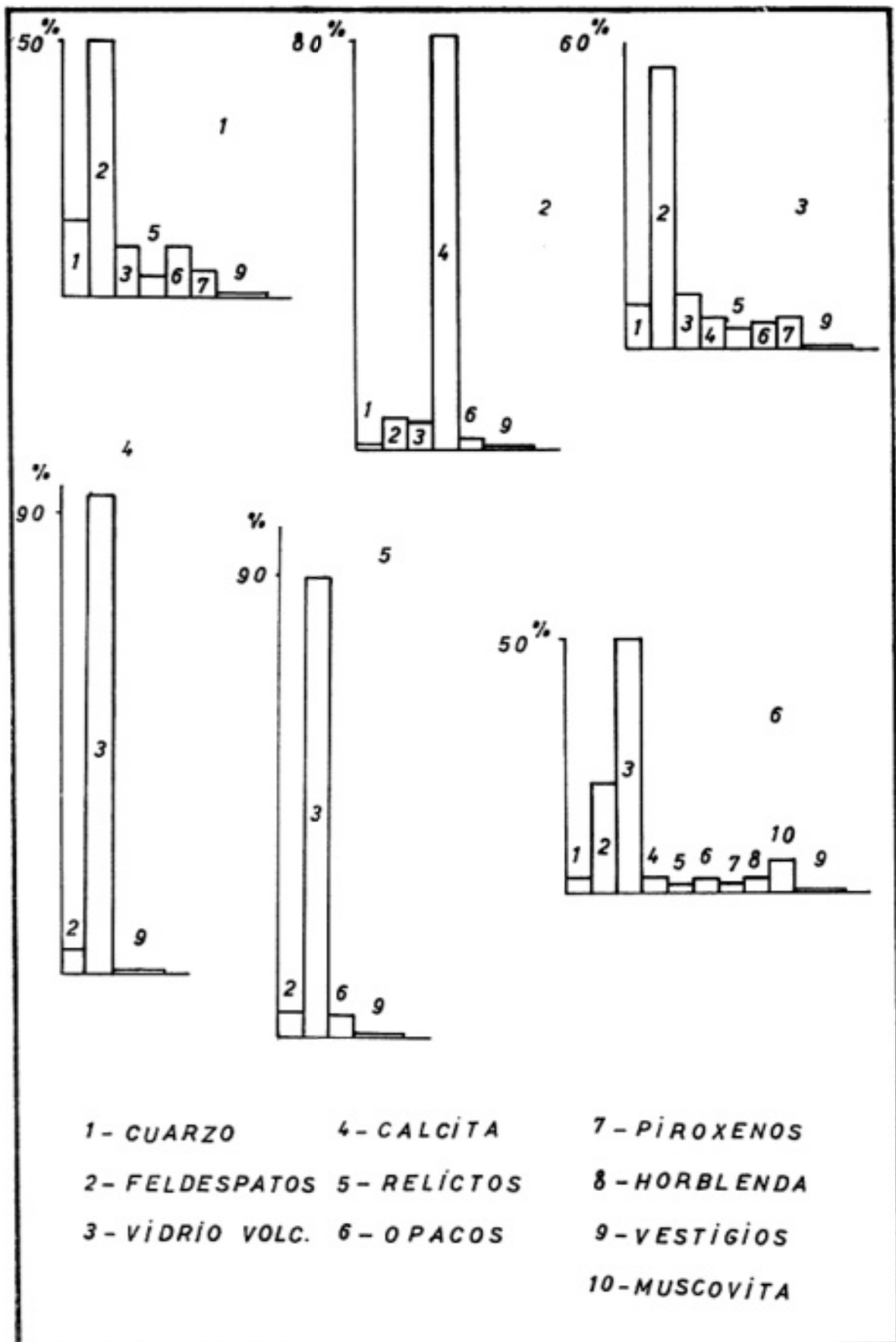


Figura 2

clino al no superar el 1 % se lo considera como vestigio. La plagioclasa se presenta en individuos tabulares subangulares y escasos de forma equidimensional; las inclusiones abundantes; como en los casos precedentes la plagioclasa con estructura zonal está subordinado.

El aporte de vidrio volcánico es considerable; de aspecto fresco o parcialmente alterado en productos arcillosos. A este grupo de minerales livianos se agrega la presencia de cuarzo subredondeado con extinción en relámpago en la mayoría de los casos, calcita y restos de rocas volcánicas. Acompañan también: piroxenos (augita, titanogita e hipersteno), opacos que son los más representativos dentro de los minerales pesados, hornblenda, glauconita, zircón y epidoto.

Afloramiento 4

Grava gruesa con fragmentos equidimensionales subredondeados cuyas dimensiones varían entre los 5 mm y 28 mm; se observan algunos fragmentos planos de formas redondeadas. Abundantes conchillas.

Predomina el vidrio volcánico con un aporte del 93 %, incoloro y cantidades subordinadas de la variedad castaña. Los vitroclastos subangulares se presentan generalmente desvitrificados y con abundantes inclusiones gaseosas.

El 7 % restante está integrado, en orden decreciente de abundancia, por: plagioclasa en clastos de hábito tabular subredondeados y abundantes inclusiones en especial gaseosas, que se disponen según los planos de macla. Son menos frecuentes las plagioclasas con estructura zonal, cuarzo subredondeado, biotita, opacos, piroxenos, hornblenda verde, fragmentos de rocas volcánicas, restos orgánicos, calcita.

Afloramiento 5

Grava fina y mediana con arena gruesa. Los clastos son aplanados, redondeados, con una longitud que varía entre los 3 y 8 mm.

Al igual que en el afloramiento anterior, el vidrio volcánico es el componente más representativo, 90 % del total y presenta las mismas características. Le siguen en orden decreciente: plagioclasa, opacos, cuarzo subangular, fragmentos de rocas volcánicas, calcita, biotita, hornblenda y piroxenos.

Afloramiento 6

Grava con un aporte del 97 % del total de la muestra. Los fragmentos son equidimensionales, de contornos redondeados y subredondeados; el tamaño de los clastos varía entre 3 y 13 mm; los más pequeños son aplanados. Se observan conchillas.

En la fracción de 63 micras, escamente representada, se ha observado:

- Vidrio volcánico que es el elemento más abundante de dicha fracción (50 %); es incoloro en vitroclastos angulares en avanzado estado de desvitrificación.
- Plagioclasa de hábito tabular y otros anhedrales, de contornos subangulares y abundantes inclusiones.

El resto de los minerales que se detallan a continuación son escasos y algunos de ellos sólo acusan vestigios: calcita, cuarzo equidimensional redondeado, fragmentos de rocas volcánicas, muscovita, biotita, hornblenda, piroxenos, zircón, opacos, restos orgánicos representados por espículas de esponjas.

Asociación mineralógica

La mayoría de los minerales que componen estos sedimentos son de origen volcánico y piroclástico.

El material de naturaleza piroclástica está representado por trizas de vidrio volcánico generalmente incoloro, presente en todos los niveles con mayor aporte en los cordones orientales, cuyos porcentajes varían entre el 50 y 93.

De origen volcánico se cita a las plagioclasas ácidas y básicas con cantidades subordinadas de plagioclasa con estructura zonal. El feldespató potásico pobremente representado no se lo considera.

Respecto a la naturaleza del cuarzo no se puede determinar un sólo origen si se tiene en cuenta la diversidad del mismo. Se observó cuarzo unitario con extinción normal, otros con extinción ondulada, con y sin inclusiones; cuarzo policristalino sin orientación definida de sus cristales. Por lo expuesto puede provenir tanto de rocas metamórficas como ígneas.

Los minerales pesados, que son muy escasos, han tenido diversas fuentes de origen: piroxenos representados por augita, titanogita,

gita e hipersteno pueden provenir de rocas ígneas (tanto plutónicas como volcánicas) y de metamórficas; anfíboles de origen ígneo (plutónico o volcánico); el zircón indica la participación de rocas ígneas ácidas.

Los minerales de origen metamórfico de alto grado, están representados por: epidoto, micas, glauconita.

Los minerales opacos, de acuerdo a Terruggi *et al.* (1957) carecen de valor genético.

De lo expuesto se desprende que las rocas que han suministrado la mayor parte de los minerales son vulcanitas ácidas y básicas. Se señala también el importante aporte piroclástico. Los componentes de origen metamórfico son muy escasos.

Discusión

Identificación de las formas:

Del análisis de las investigaciones de Feruglio (1950), queda claro que el cordón 3 del presente trabajo se encuentra a igual distancia de la línea de costa actual que el "Cordón litoral interior" por él citado. Feruglio (*op. cit.*), no señala la distancia a la línea de costa actual del "cordón litoral exterior", y expone: "corre contiguo a la playa actual".

Dado que el cordón 6 del presente trabajo se encuentra a unos 50 m de la línea de la costa actual y que pasa gradacionalmente a la playa actual, se considera que el "cordón exterior" de Feruglio (*op. cit.*), correspondería al cordón 5 del presente trabajo. Esto se encontraría avalado por la suposición de que el cordón 4 de este trabajo, podría ser lo que él señalara como "restos de un cordón litoral intermedio".

Al ser el cordón 3 equivalente al "cordón litoral interior", queda como no señalados por Feruglio (*op. cit.*) los cordones 1 y 2 aquí citados.

Del análisis de las investigaciones de Auer (1959), se desprende que los cordones del presente trabajo coinciden en cuanto a su ubicación, respecto de la línea de la costa actual con los "bancos" señalados por el citado autor. La única diferencia en cuanto a la identificación de las formas es que aquí se agrega otro cordón cuya ubicación es la más occidental y corresponde al cordón 1 de este trabajo.

Génesis

Feruglio (*op. cit.*), no abre juicio sobre el origen de los cordones litorales de Puerto Lobos. Auer (1959) en cambio, sostiene como se señalara anteriormente, el englazamiento extraandino. Sin embargo faltan pruebas o indicios para sostener que los "bancos" de Puerto Lobos se hayan originado a partir del retrabajo del material de drift glaciario, proveniente de un supuesto englazamiento de la Meseta de Somuncurá. Ya Polanski (1965) señala lo inconsistente de sostener una glaciación extraandina.

No existe en la morfología del sector costanero tratado y sus cercanías, nada que indique tal proveniencia de los cordones aquí descriptos.

Edad

Feruglio (1950) asigna a los cordones litorales por él descriptos correspondientes a Puerto Lobos, como equivalentes al "Nivel VI o Terraza de Comodoro Rivadavia".

Si se observa el cuadro estratigráfico del autor citado, se nota que el "Nivel VI o Terraza de Comodoro Rivadavia", ha sido ubicado en el Holoceno (posglacial). Asimismo el "Nivel V o Terraza de Puerto Mazarredo", ha sido ubicado por dicho autor en el Holoceno inferior-Pleistoceno superior.

Si se analizan los datos obtenidos por el método del C-14, corregido por delta C-13 (Albero *et al.*, 1980 b), se notará que las edades disminuyen a medida que desde el cordón más occidental el observador se acerca a la línea de costa actual.

También se tiene en cuenta que hay un solo cordón en el cual los bivalvos han sido encontrados en aparente posición de vida o más probablemente en posición anastrófica. Esta situación nos asegura la confiabilidad temporal desde el punto de vista geológico.

Es necesario considerar que el precitado cordón 3 y el cordón 2 podrían presentar un leve cruzamiento temporal en el caso de hacer jugar en extremo los valores analíticos. Afortunadamente, pese a que los errores propios del método en este rango de edades no permiten evitar este cruzamiento, la continuidad temporal no se encuentra comprometida.

De lo visto queda claro que tanto Feruglio (1950) y Auer (1959, 1970) supusieron mucho más modernos de lo que son, a los cordones en cuestión.

PRESENTE TRABAJO				FERUGLIO, 1950	
SERIE PUERTO LOBOS				PUERTO LOBOS	
EDAD	AÑOS APROX.	TERRAZAS CORDONES LITORALES		EDAD	TERRAZAS MARINAS
HOLOCENO	750	P. LOBOS EXT.	CORDÓN BAJO ó 6 GRAVA	HOLOCENO (postglacial)	VI. TERRAZA de COMODORO RIVADAVIA
	3.300		CORDÓN ALTO ó 5 GRAVA FINA		
PLEISTOCENO	20.000	P. LOBOS INTERIOR	CORDÓN 4 GRAVA ARENOSA		
	30.000		CORDÓN 3 ARENA GRAYOSA		
	32.000		CORDÓN 2 ARENA GRAYOSA		
	40.000		CORDÓN 1 ARENA GRUESA		

Figura 3. — Cuadro estratigráfico.

Sobre la base de lo expuesto, se propone para Puerto Lobos, el cuadro estratigráfico de la figura 3.

Conclusiones

- 1) Se puede asignar al área una componente de ascenso relativo en los últimos 40.000 años.
- 2) Los afloramientos 5 y 6 son fácilmente diferenciables del resto, no sólo altimétricamente sino por su marco y micromorfología.
- 3) En oposición a la idea de Feruglio (1950) y de Auer (1959), estas acumulaciones no sólo comprenden a las holocenas sino que llegan a Pleistoceno.
- 4) Entre el Pleistoceno más joven (20.000 a A.P.) y el Holoceno más antiguo (3.310 a A.P.), existe una apreciable discontinuidad temporal. Esta discontinuidad temporal coincide con una diferencia notable en su morfología y granometría. Ello podría indicar un cambio notable en las condiciones hidrodinámicas. Es aconseja-

ble realizar un muestreo en sucesión continua de material biógeno, para poder establecer la existencia de un supuesto hiato.

- 5) Las acumulaciones 4, 5 y 6 guardan una relación mineralógica y cuantitativa del elemento predominante, el vidrio volcánico. Ello induce a pensar en eventos volcánicos productores de ese vidrio.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio Geológico Nacional por haber brindado los medios para llevar a cabo el trabajo de Laboratorio. A los doctores E. González Díaz y N. Malumán por la lectura crítica de los borradores y manuscrito del trabajo. Al Instituto de Geocronología Isotópica por las dataciones de radio carbono.

Las campañas fueron financiadas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la U.B.A.

El presente trabajo es la Contribución N° 7 del Comité Argentino de Geología y Dinámica Costanera.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alberó, M. C.; J. O. Codignotto; E. Linares y N. E. Weiler, 1980 a. *Edades carbono-14 de afloramientos de conchillas de la provincia de Buenos Aires, República Argentina*. Primer Simposio de Geología de la Costa. Mar del Plata (en prensa).
- Alberó, M. C.; F. E. Angiolini; J. L. Balbuena; J. O. Codignotto; E. Linares y N. E. Weiler, 1980 b. *Primeras edades carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 3: 363-374, Buenos Aires.
- Auer, V., 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I, The ice and Interglacial Ages*. Ann. Acad. Acad. Scient. Fenn. A. III 45.
- 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II, Shoreline Displacements*. Ann. Acad. Scient. Fennace, A 60.
- 1970. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V. Quaternary Problems of Southern South America*. Ann. Acad. Scient. Finnicae, A 100.
- Codignotto, J. O., 1979. *Hojas Geológicas 63 a Río Cullen, 64 a Bahía San Sebastián y 65 b Río Grande*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Codignotto, J. O. y N. E. Weiler, 1980. *Evolución morfodinámica del sector costanero comprendido entre punta Laberinto e isla Olga*. Primer Simposio de Geología de Costas. Mar del Plata (en prensa).
- Codignotto, J. O. y N. Malumian, 1981. *Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la isla Grande de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 44-88, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1950. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Y.P.F., T. III: 74-196, Buenos Aires.
- Kranz, P., 1974. *The anastrophic burial of bivalves and its paleoecological significance*. Jour. Geol., 82: 237-267.
- Polanski, J., 1965. *The maximum Glaciation in the Argentine Cordillera*. Geol. Soc. Am. Special Paper 84.
- Teruggi, M. E.; M. C. Etchichury y J. R. Remiro, 1957. *Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar*. Rev. Mus. Cien. Nat. "B. Rivadavia", IV (2): 167-250, Buenos Aires.
- Weiler, N. E., 1980. *Evolución costanera en el área del delta del río Colorado*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 440-442, Buenos Aires.

Recibido: 21 de octubre de 1981.

Aceptado: 6 de abril de 1982.

ADELMA BAYARSKY

Servicio Geológico Nacional
Avda Santa Fe 1548-12º
1060 Buenos Aires.

JORGE OSVALDO CODIGNOTTO

Fac. Cs. Exactas y Naturales
Pabellón II - Ciudad Universitaria
Univ. de Buenos Aires,
1428 Buenos Aires

GEOLOGIA Y GENESIS DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO DE LAS SIERRAS DEL MORRO, LOS MORRILLOS Y YULTO, PROVINCIA DE SAN LUIS

EDUARDO JORGE LLAMBIAS Y LIDIA MALVICINI

Resumen

Las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto están constituidas en su mayor parte por esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos (gneises bandeados), de probable edad Precámbrico superior-Paleozoico inferior. Presentan diversos grados de migmatización, llegando hasta magmatitas tonalíticas (= gneises tonalíticos) como en la parte oriental de la sierra del Morro y en las sierras de Yulto. El neosoma es pegmatítico y está constituido por cuarzo y oligoclasa.

Se encuentran intercaladas entre las rocas mencionadas unos pocos bancos de mármoles dolomíticos y anfibolitas, parcialmente tactizados, los cuales siempre se hallan estrechamente asociados. Este conjunto de metamorfitas ha sido intensamente plegado en varias fases pudiéndose observar en el campo las últimas fases constituidas por pliegues isoclinales de longitud decamétrica con sus planos axiales inclinados hacia el este.

En toda esta región se produjo una invasión pegmatítica, que abarcó un prolongado período, manifestándose desde delgadas venillas cuarzo-feldespáticas paralelas a la esquistosidad, sintectónicas, y que representan una estructura penetrativa a nivel meso a microscópico, hasta filones capa y ocasionalmente diques claramente postectónicos.

Se atribuye a esta pegmatización la migmatización de los esquistos y también la formación regional de las tactitas a partir de mármoles y anfibolitas. Como última etapa de este período de pegmatización se formaron diques que representan la fase hidrotermal, los cuales están constituidos principalmente por cuarzo, con algo de muscovita y feldespato y que contienen wolframita y scheelita. La edad de la última migmatización, la más importante en volumen, que sería contemporánea con la segunda fase de plegamiento, ha sido datada entre el Ordovícico medio y el Silúrico inferior.

Con posterioridad a todos los procesos mencionados se produjo la intrusión del granito de San José del Morro (Devónico inferior), caracterizado por sus contactos netos y discordantes y por contener numerosos colgajos de esquistos biotíticos. Ni la roca de caja ni los colgajos han sido granitizados.

Las metamorfitas han alcanzado la facies anfibolita del metamorfismo regional. Las tactitas, en cambio, muestran un menor grado de metamorfismo que puede ser ubicado en una facies transicional entre esquistos verdes y anfibolita.

Las texturas bandeadas de las tactitas son mi-

Abstract

The country rock of El Morro, Los Morrillos and Yulto ranges is made up of quartz-oligoclase biotite schists (= banded gneisses) of probably upper Precambrian to lower Paleozoic age. They show variable degrees of migmatization, up to tonalitic migmatites (= tonalitic gneisses), just like in the eastern part of El Morro and Yulto ranges. The neosoma is composed by quartz and oligoclase. Alternating with these rocks are some beds of dolomitic marble and amphibolites, partially altered to tactites and always closely associated.

This metamorphic assemblage has been produced by several (at least three) deformational facies. In the field it is easy to recognise the effects of the last one, represented by isoclinal folds of some ten meters wave length, with the axial planes striking N-S and dipping to east.

All this region has been affected by pegmatitic invasion throughout a long period of time, which shows up as fine quartz veinlets parallel to the schistosity, that represents penetrative structure at meso and microscopic level. These syntectonic pegmatitic veins also appears as megascopic sills and occasionally dikes of clear postectonic origin. At the end of this pegmatization stage were formed quartz veins with scarce feldspar and muscovite bearing wolframite and scheelite. The last migmatization age, probably contemporary with the second folding facies, which is the most important in volume, has been dated as middle Ordovician-lower Silurian.

The metamorphic grade, which is obscured by the migmatization processes, belongs to the amphibolite facies. The tactites show a lower grade: they are in the transitional facies between green schists and amphibolite. The banded textures of tactites are mimetic of marbles and amphibolites. The tactites have decussate textures, indicating the postectonic nature of these rocks.

After the mentioned processes, took place the intrusion of San José del Morro granite, of lower Devonian age. It is discordant and is characterized by a knife sharp contact. Neither the country rock nor the roof pendants has been granitized.

There are three types of tungsten deposits: 1) in tremolite-actinolite epidote tactites, developed from marbles and amphibolites, where the principal ore mineral is scheelite; 2) in quartz veins (sometimes with tourmaline), with wolframite and scheelite; 3) in pegmatites, which are not economic. The two latter types are filling fractures normal to the schistosity of the country rock.

méticas de mármoles y anfibolitas. Todos los minerales de las tactitas tienen textura decusada, lo cual indica la naturaleza postectónica de estas rocas.

Los yacimientos de tungsteno son de tres tipos: 1) en tactitas tremolíticas-actinolíticas epidóticas desarrolladas a partir de los mármoles y de las anfibolitas, donde el principal mineral de mena es scheelita; 2) en pegmatitas; 3) en vetas de cuarzo (a veces con turmalina). Los dos últimos tipos tienen texturas de relleno, son netamente discordantes y el mineral de mena predominante es wolframita y o scheelita.

Cronológicamente los depósitos de tungsteno en tactitas se produjeron después de las principales fases de plegamiento y del clímax metamórfico. Asimismo, son anteriores a los depósitos de tungsteno en pegmatitas y vetas de cuarzo, las que a su vez preceden al granito de San José del Morro.

Los minerales de mena y accesorios en tactitas son similares a los de pegmatitas y vetas de cuarzo.

Los minerales hallados en tactitas son: grupo del epidoto, serie tremolita-actinolita, flogopita, biotita, fluorita, apatita, berilo, titanita, cuarzo, calcita, dolomita, serie scheelita-powellita, pirita, molibdenita, calcopirita, pirrotina, magnetita, ilmenita, rutilo, aikinita, tetrahedrita-tennantita, bismutinita, cubanita, blenda, hematita, bourmonita, covellina, digenita, galena, anatasa, bismutinita, pirita, melnikovita, goethita, montmorillonita, clorita y hialita.

Los minerales de pegmatitas y vetas de cuarzo son: cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita, turmalina, grupo del epidoto, fluorita, apatita, berilo, titanita, serie de la scheelita-powellita, grupo de la wolframita, pirita, magnetita, ilmenita, hematita, molibdenita, calcopirita, blenda, bismutinita, cassiterita, rutilo, covellina, goethita, óxidos superiores de manganeso, hialita, tungstenita?, crisocola y malaquita.

La secuencia de depositación de los minerales de mena, es también similar en las tactitas, pegmatitas y vetas de cuarzo.

El contenido de MoO₃Ca en scheelitas en las tactitas varía de 0,1 a 5,2 moles % y en pegmatitas de 0,1 a 0,5 moles por %.

Esta disminución en el contenido de MoO₃Ca a medida que avanza la mineralización de scheelita indicaría un pasaje de los fluidos mineralizadores a fases hidrotermales.

El bandeamiento de la mena en tactitas es mimético, es decir producido por procesos epigenéticos. La scheelita sigue en ciertas direcciones los planos de bandeamiento y en otras no. Esto sugiere que los principales canales de acceso de la mineralización han sido planos de diaclasamiento y al encontrar a los planos de bandeamiento en las tactitas la mineralización se difundió en algunas direcciones de dichos planos, generalmente favorecidas por el reemplazo pseudomórfico del epidoto por scheelita.

El contenido de scheelita aumenta cuando vetas de cuarzo intersectan las tactitas. Las mayores leyes corresponden a dichas zonas.

El tamaño de grano de la scheelita aumenta en los contactos, tanto en las tactitas como en las vetas de cuarzo y se desprenden venillas de scheelita casi pura, de las vetas de cuarzo, que atraviesan tactitas, anfibolitas y esquistos biotíticos.

Con respecto al origen del tungsteno, no hay

The chronological order of these processes are: 1) the principal folding facies and metamorphism clímax (amphibolite facies); 2) tactization of marbles and amphibolites and developing of the tungsten mineralization in tactites (transitional facies between green schists and amphibolite); 3) fillings of open fracture by quartz veins with tungsten mineralization; 4) intrusion of San José del Morro granite.

The ore and accessory minerals within tactites are similar to those of pegmatites and quartz veins. The minerals found in tactites are: epidote group, tremolite-actinolite series, phlogopite-biotite, fluorite, apatite, beryl, sphene, quartz, calcite, dolomite, scheelite-powellite series, pyrite, molibdenite, chalcopirite, pyrrhotite, magnetite, ilmenite, rutile, aikinita, tetrahedrite-tennantite, bismuthinite, cubanita, sphalerite, hematite, bourmonite, covellite, digenite, galena, anatasa, bismuthite, melnicovite-pyrite, goethite, montmorillonite, chlorite and hyalite. The minerals that compose pegmatites and quartz veins are: quartz, feldspars, muscovite, biotite, tourmaline, epidote group, fluorite, apatite, beryl, sphene, scheelite-powellite series, wolframite group, pyrite, magnetite, ilmenite, hematite, molibdenite, chalcopirite, sphalerite, bismuthinite, cassiterite, rutile, covellite, goethite, manganese oxides, hyalite, tungstenite (?), chrysocola and malaquite.

The sequence of deposition of the ore minerals are also similar in tactites, pegmatites and quartz veins. The content of MoO₃Ca (mol %) vary from 0,1 to 5,2 in tactites, and from 0,1 to 0,5 in pegmatites. This decrease in MoO₃Ca values during the development of scheelite mineralization would indicate a transition of mineralizing fluids to hydrothermal phases.

The ore mineral banding found in tactites is mimetic of this rock and is a result of epigenetic processes. The scheelite sometimes, but not always, follows the trend of the banding planes. This suggests that the joint planes are the main access channels of the mineralization, and the ore minerals, whenever they found the banding planes in the tactites, would be dispersed in those trends, probably marked by pseudomorphic replacement of epidote by scheelite.

The increase of the scheelite content occurs when quartz veins intersect tactites. An increase in scheelite grain size occurs at the boundary zones, both in tactites and quartz veins. These veins carry nearly pure scheelite veinlets that are replacing tactites, amphibolites and biotitic schists.

Regarding the tungsten origin, there are not evidences to determine it. However, it is possible to relate it to the evolution of pegmatitic fluids, because of the common presence in pegmatites, tactites, and quartz veins of apatite, beryl and fluorite. The presence of tungsten may due to: 1) presence of tungsten in the rocks that originated the pegmatites by anatexis; 2) tungsten incorporation to the pegmatitic fluids when it passe through tungsten bearing rocks.

evidencias para establecer su origen, pero debido a la estrecha asociación con apatita, berilo y fluorita tanto en tactitas como en pegmatitas y vetas de cuarzo, es probable que esté vinculado a la evolución de los fluidos pegmatíticos a los cuales se relacionan genéticamente tactitas, pegmatitas y vetas de cuarzo.

En cuanto a la presencia de tungsteno en ellos pudo deberse a: 1) presencia de tungsteno en las rocas que por anatexis dieron origen a las pegmatitas; 2) incorporación del tungsteno en los fluidos pegmatíticos al atravesar rocas conteniendo dicho elemento.

1. — Introducción

Los yacimientos de tungsteno de las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis, ubicados en el ámbito de las Sierras Pampeanas, ocupan un lugar destacado en la minería Argentina y constituyen uno de los distritos más ricos del país.

Los principales yacimientos están localizados en bancos con texturas y composiciones iguales a tactitas, con distribución regional, estrechamente asociados a mármoles y anfíbolitas, que en conjunto constituyen una delgada faja de menos de 80 m de espesor intercalada en los esquistos biotíticos cuarzo-oligoclásicos, que son las rocas dominantes en esta región.

Un segundo tipo de depósitos está representado por vetas de cuarzo y turmalina con wolframita y scheelita, cuya área de dispersión no es coincidente con la de los depósitos en tactitas. Un tercer tipo, pero de muy poca importancia, son pegmatitas con scheelita y wolframita, relacionadas espacialmente a las tactitas.

Los primeros descubrimientos de tungsteno se efectuaron a principios de siglo en Loma Blanca, dando Beder (1913) la primera noticia acerca de wolframita en vetas de cuarzo y mica. Posteriormente Kittl (1930) describió con mayor detalle nuevamente Loma Blanca. Durante la segunda guerra mundial numerosos yacimientos fueron explotados superficialmente con métodos rudimentarios. Al finalizar la guerra la mayoría de las minas dejaron de operar hasta que al comienzo de la guerra de Corea reiniciaron las operaciones con las mismas características que en el período anterior y así sucesivamente con breves intervalos hasta nuestros días. Durante este período fueron estudiados varios depósitos en forma detallada, entre los cuales cabe mencionar los trabajos de Smith y González (1947); Sister y Maldo-

nado (1953); Lapidus (1954); Maldonado (1956); Monchablon (1956); Alessi (1961); Stoll (1963); Padula (1965, 1967); Clayton (1971); Minera TEA (1971); Velarde (1972) y Leveratto y Llambías (1977).

No obstante todos estos estudios, se carecía aún de un panorama geológico regional respecto a las relaciones entre los diversos yacimientos, de modo de poder individualizar fajas mineralizadas y establecer sus relaciones estructurales, y su ubicación dentro de la secuencia metamórfica de la región. Por los motivos mencionados, en este trabajo se ha tratado de determinar la vinculación entre los depósitos de scheelita con la deformación, el grado de metamorfismo, y la evolución de las pegmatitas, que son tan abundantes en la región. También se ha tenido cuidado en establecer las relaciones con el granito de San José del Morro, la migmatización y la formación de aplitas y pegmatitas.

El mayor conocimiento de los depósitos de tungsteno servirá para obtener una idea de su volumen y para programar trabajos de exploración. Tampoco se ha dejado de lado durante la realización de este trabajo la idea de poder establecer el origen de la mineralización de tungsteno.

La realización de este estudio ha podido ser concretada por un convenio acordado en 1978 entre la Secretaría de Estado y Minería y la Escuela de Geología de la Universidad de San Luis con el objeto de efectuar un estudio integral de todos los depósitos de esta región.

Agradecimientos

Los autores quedan expresamente agradecidos al Dr. M. A. Leveratto y al Ing. E.

Rossi por los numerosos comentarios, sugerencias y discusiones en el terreno sobre la geología, estructura y génesis de los yacimientos. Al Dr. R. Caminos por la fructífera discusión y crítica del manuscrito. A los Lic. N. Urbina, J. C. Meza, N. Brogioni y E. Perino por la inestimable colaboración durante los trabajos de campo. Al Sr. T. Askenasy por la confección de diagramas de rayos-X y análisis por fluorescencia de rayos-X. A la Lic. M. C. de Arrieta por las diligencias administrativas efectuadas y al Sr. T. Ríos, de Mincor S.A. por las atenciones brindadas en el campamento de esta empresa.

2. — Geología

2.1. Generalidades

Las rocas predominantes en las sierras del Morro, Los Morrillos y de Yulto son esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos (= gneises bandeados) con relativamente buena esquistosidad. Presentan casi siempre algún grado de migmatización, que a veces es débil, perdurando por esta razón el carácter esquistoso de la roca. Sin embargo, también son frecuentes rocas con mayor grado de migmatización, que han perdido en parte o en forma total su esquistosidad, por lo cual serán denominadas esquistos migmatíticos y migmatitas esquistosas (= gneises) y migmatitas (= gneises tonalíticos). Gran parte de estas rocas podrían haber sido denominadas directamente como gneises, pero aquí se prefirió utilizar el adjetivo migmatítico respecto a los esquistos biotíticos por ser estas las rocas primitivas, que por distinto grado de migmatización han dado origen a las demás. En el mapa han sido representadas todas estas rocas con una misma rastra, y se las ha diferenciado aplicando una sobrerastro. Entre ellas no se han dibujado contactos, ya que los pasajes son sumamente graduales, indicando la sobrerastro el predominio de un tipo de roca sobre los otros. Puede observarse en el campo que las diferencias referidas se han producido por su distinto grado de migmatización.

En el flanco occidental de la sierra del Morro se ha observado una faja N-S donde los esquistos biotíticos poseen nódulos de mica y han sido mapeados con una S como sobrerastro.

2.2. Esquistos biotíticos cuarzo

oligoclásicos (gneises bandeados)

Los esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos constituyen las dos terceras partes de las rocas aflorantes y se puede decir que forma el basamento de la comarca estudiada. Fueron denominados gneises esquistosos por Pastore (1915) y micacitas gneísicas por Sosic (1964).

Afloran en la parte central y flanco occidental de la sierra del Morro, en la totalidad de la sierra de Los Morrillos y en Cerro Guanaco. En las sierras de Yulto afloran en su extremo norte; en los colgajos (= roof pendants, Turner, 1972) que se encuentran en el granito; y en la parte oriental, desde estancia Los Nogales hasta El Quebrachal. También afloran en algunos lugares de la parte occidental de esta sierra, como al oeste de Loma Quemada y al este de estancia San Antonio, que representa la terminación sur de las sierras de Yulto.

En su forma más típica estos esquistos están constituidos por bandas ricas en biotita de 2-3 cm de espesor y bandas ricas en cuarzo y oligoclasa, con biotita subordinada, con espesores similares. Todo este conjunto está atravesado por venillas concordantes de cuarzo y oligoclasa, de milímetros a pocos centímetros de espesor, que siguen fielmente el plegamiento meso- a microscópico, apareciendo a veces interrumpidas a manera de boudinage en las charnells de los pliegues o sino mostrando engrosamientos en los mismos. (fig. 1). También estos esquistos están atravesados discordantemente por venas ptigmáticas, compuestas por el mismo material descripto.

En las capas ricas en biotita este mineral posee buena orientación y es el más abundante. Su textura es lepidoblástica. También se encuentran en estas bandas en forma diseminada algunas láminas de muscovita y es-



Fig. 1. — Esquistos biotíticos cuarzo-oligoclásicos con venas de cuarzo y oligoclasa (en negro) que acompañan la deformación. Loma Blanca.

casos granoblastos de cuarzo y de oligoclasa, con igual tamaño y características que en las bandas leucocráticas, donde representan más del 80 % de la composición. En estas bandas la textura predominante es granoblástica poligonal. El cuarzo tiene fuerte extinción ondulada, pero la plagioclasa no presenta signos de deformación.

Composicionalmente estos esquistos son monótonos. Los minerales descriptos se repiten con algunas variaciones porcentuales, de acuerdo al grado de migmatización de los mismos. Granate se ha observado aisladamente en diminutos granos (visibles con lupa) como en el cerro Guanaco, en la quebrada de La Cal, y en otros lugares. Como accesorios siempre hay apatita y circón.

En el flanco occidental de la sierra del Morro y en una faja que se extiende N-S desde cerro Guanaco hasta estancia La Posta estos esquistos biotíticos contienen nódulos de pequeñas dimensiones, algunos de hasta 2 cm de diámetro, constituidos en su mayor parte por agregados de mica con texturas decusadas a radiadas. Generalmente la mica es muscovita de grano fino, pero también, como en cerro Guanaco, es biotita. Al oriente de este cerro Pastore (1915) describió sillimanita y granate. La sillimanita, que es la variedad textural fibrolita se encuentra en el centro de los nódulos y está generalmente rodeada por muscovita de grano fino. El pasaje entre ambos es gradual, no habiendo un contacto definido. Las fibras de sillimanita forman agregados con textura en moño (bow tie) con sus máximos ejes groseramente paralelos a la esquistosidad. A veces la sillimanita reemplaza a lo largo de los clivajes a la biotita del esquisto. Además, junto a la sillimanita hay abundante apatita, metacrístales de turmalina idioblásticos y escaso granate.

La composición de estos esquistos moteados es similar a la de los otros esquistos, teniendo la plagioclasa la misma composición oligoclásica. Se nota, sin embargo, mayor proporción de muscovita, aunque siempre está subordinada a biotita, la cual raramente se encuentra orientada.

Esta faja de esquistos moteadas desaparece tanto hacia el este como al oeste en forma gradual. Esporádicamente se encuentran nódulos similares en los esquistos en las sierras de Yulto y Los Morrillos.

2.3. Esquistos migmatíticos a migmatitas esquistosas (= gneises; = gneises de ojos; = migmatitas oftálmicas; = migmatitas con schlierens)

La composición de estas rocas es similar a la de los esquistos biotíticos descriptos, con la diferencia que poseen mayor proporción de cuarzo y oligoclasa (neosoma), por lo cual disminuye la esquistosidad. En las migmatitas esquistosas la esquistosidad es menor que en los esquistos migmatíticos, los cuales están vinculadas a una mayor proporción de neosoma. Por ser poco perceptibles las diferencias entre ambas rocas y sus pasajes graduales no se las ha distinguido durante el mapeo.

Afloran en una extensa área que abarca el flanco oriental de la sierra del Morro y la parte central de las sierras de Yulto, al sur del granito de San José del Morro.

En las bandas biotíticas y schlieren biotíticos este mineral está orientado y forma agregados compactos con texturas lepidoblásticas. Cuanto mayor es el grado de migmatización mayor es la proporción de schlierens. En las bandas leucocráticas cuarzo y oligoclasa tienen texturas granoblásticas poligonales, raramente suturadas, y contienen en forma diseminada láminas de biotita y escasa muscovita, las cuales no están orientadas. El tamaño de grano es de 2-5 mm. En las vecindades de la mina La Coquita adquieren mayor tamaño, llegando a porfiroblastos de hasta 4 cm. Entre los accesorios apatita adquiere mayor preponderancia.

2.4. Migmatitas sin esquistosidad (= gneises tonalíticos; = migmatitas nebulíticas).

Estas rocas tienen el aspecto de un granitoide y fueron descriptas por Pastore (1915) como gneises granitoides. Afloran en la parte NE de la sierra del Morro, en las cercanías de La Esquina. Gradualmente pasan a los esquistos migmatíticos y a lentes pegmatíticas. Además están atravesadas por diques de pegmatitas discordantes con respecto a la orientación general de los schlierens.

Las rocas son grisáceas, masivas, con disyunción esferoidal similar a la de los cuerpos graníticos. La textura es equigranular, con tamaño de grano mediano. Están constituidas principalmente por cuarzo y oligoclasa (neosoma) que contienen en forma diseminada cristales de biotita y muscovita sin

orientación. El paleosoma aparece inmerso en el neosoma en forma de innumerables schlierens biotíticos, isoorientados, de 10-20 mm de longitud y 1-5 mm de espesor.

La plagioclasa es anhedral, maclada polisintéticamente y no muestra textura cataclástica. El cuarzo es en parte intersticial pero también forma granos discretos anhedrales que reemplazan parcialmente los demás componentes. Tiene extinción en mortero. Las biotitas que se encuentran asociadas al cuarzo y oligoclasa son anhedrales y no están orientadas, formando a veces agregados de dos a tres individuos. Están ligeramente flexuradas. La muscovita es de grano fino y en parte pasa a sericita.

En el terreno se puede observar, si bien con dificultad, una alineación de los afloramientos que es coincidente con la orientación de los schlierens y con la esquistosidad principal.

Por su composición y textura también podrían haber sido denominadas gneises tonalíticos. Sin embargo, se prefirió el término de migmatitas sin esquistosidad por ser el grado de migmatización progresiva a partir de los esquistos biotíticos, representando en este caso el mayor grado de migmatización alcanzado en esta región.

2.5. Mármoles; anfibolitas; tactitas

Se describirán en forma conjunta estos tres tipos de rocas por hallárselas en el campo siempre estrechamente asociadas y en contacto unas con otras, constituyendo una verdadera unidad litológica, que se contrapone con la de los esquistos, dentro de los cuales está intercalada.

El contacto de este grupo de rocas con los esquistos biotíticos es bastante neto, hallándose entre ambos una delgada franja donde los esquistos están epidotizados y también contienen mayor proporción de titanita.

La importancia de estas rocas es que en las tactitas casi siempre se encuentra scheelita, lo cual ha dado origen a numerosas explotaciones mineras, destapes y trincheras, que han puesto en evidencia esta asociación. Cualquiera de estas rocas significa un indicio para la búsqueda de scheelita. En el mapa han sido dibujados todos los afloramientos hallados, aun a pesar que en algunos casos es exagerada su representación de acuerdo con la escala.

Sus afloramientos se encuentran en dos fajas bien definidas: 1) la de la sierra de

Los Morrillos; 2) la de la parte oriental de la sierra del Morro que se continúa en la de las sierras de Yulto, y que como se verá en Estructura corresponden a una faja flexurada e interrumpida por la intrusión del granito del Morro (fig. 2).

2.5.1. MÁRMOLES

Son rocas compactas, masivas, relativamente resistentes a la erosión. Tienen tonalidades blanquecinas a ligeramente grisáceas, con superficies de erosión grises algo amarillentas. Se presentan en bancos concordantes con la esquistosidad principal, con espesores que van desde pocos centímetros hasta ocasionalmente 4-5 m, siendo los más frecuentes 1-2 m. Normalmente hay uno o dos bancos, pero en muchos yacimientos se han encontrado hasta 4 bancos, no repetidos por pliegues, como en Loma Blanca, y hasta 7 en Alto de los Metales (Leveratto y Llamblás, 1977). Comúnmente forman lentes debido a boudinage (fig. 3).

Con frecuencia están yuxtapuestos a los bancos de anfibolitas o media entre ambos ya sea una faja de tactitas, lo cual es muy común, o de esquistos biotíticos epidóticos anfibólicos. El contacto de los bancos de mármol con las tactitas varía desde gradual a raramente neto. Asimismo, son muy frecuentes los pasajes de mármol a tactitas a lo largo del rumbo. El contacto con los esquistos es bastante neto, aunque a veces se interpone una delgada franja de esquistos biotítico epidóticos. También se observan delgadas intercalaciones de mármoles en los esquistos biotíticos en la zona del contacto. En muchos lugares los bancos de mármoles están en contacto casi neto con filones capa de pegmatita, siendo la mayor parte de ellos posttectónicos. Estos no producen, aun en los casos que cortan a los mármoles, fenómenos de tactización de carácter amplio, pero si se produce una delgada franja paralela al contacto que mayormente consiste en biotita, flogopita y epidoto, a veces con scheelita.

La composición de los mismos varía entre dolomítica y calcítica, predominando las primeras. Clayton (1971) ha efectuado un detallado estudio de los mismos distinguiendo dos grupos principales: mármoles dolomíticos y mármoles calcíticos cloriticos, con variaciones de composición graduales entre ambos. A veces contienen agregados cuarzo-micáceos en forma de delgadas bandas no continuas, que coinciden con la orientación

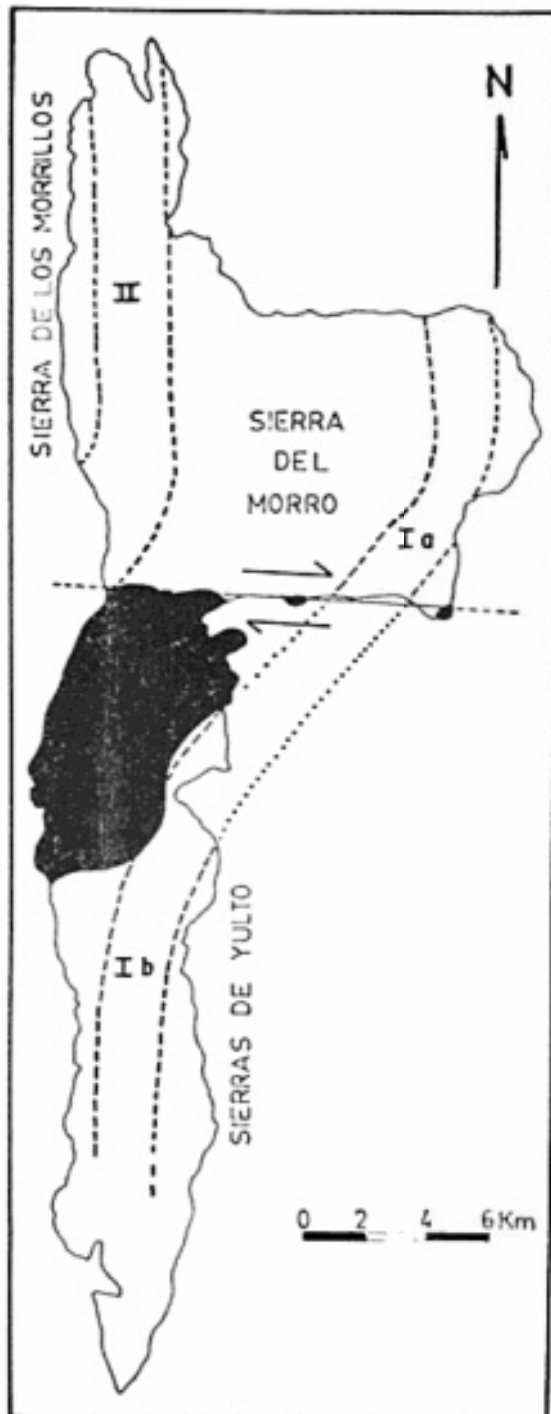


Fig. 2. — Esquema que muestra las fajas mineralizadas. I = faja Morro Oriental (Ia) Yulto (Ib) II = faja Los Morrillos. En negro el Granito de San José del Morro.

de la esquistosidad principal. El tamaño de grano es variable, entre fino y mediano, y dentro de ciertos límites son equigranulares. Sus texturas más comunes son granoblásticas poligonales o a veces suturadas. Dolomita y calcita están frecuentemente macladas polintéricamente.

Los mármoles prácticamente no contienen

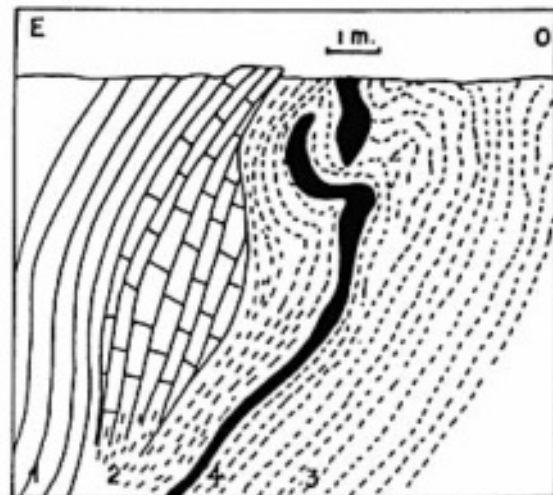


Fig. 3. — Lente de mármol debido a boudinage: 1, anfibolitas; 2, mármol; 3, esquistos biotíticos cuarzo-oligoclásicos; 4, pegmatitas; 200 m al sur del pique de Los Ingleses.

scheelita diseminada. Solamente contienen, y en poca cantidad, cuando son atravesados por vetas de cuarzo que llevan wolframita y scheelita y menos comúnmente pegmatitas con scheelita.

2.5.2. ANFIBOLITAS

Las anfibolitas tienen la misma distribución que los mármoles a los cuales siempre están asociados y tienen proporciones similares. En los afloramientos situados al este de la sierra del Morro las anfibolitas son más abundantes que los mármoles, como en Las Carditas y la India.

Constituyen bancos concordantes con la esquistosidad principal de los esquistos biotíticos. Sus espesores son variables, predominando los bancos de 1-2 m, aunque a veces llegan a 3-4 m. Están en contacto con los mármoles, tactitas y los esquistos. El contacto con los esquistos biotíticos y las tactitas es frecuentemente gradual. Entre los esquistos y las anfibolitas se interponen rocas de transición (Loma Blanca, Morro N° 1, Alto de Los Metales, Don José) constituidas por esquistos epidóticos anfibólicos biotíticos, que fueron denominados por Smith y González (1947) esquistos con epidoto y por Clayton (1971) rocas de filiación anfibolítica. El espesor de esta franja llega hasta 40 m (quebrada del Tala). En los yacimientos mencionados, y sobre todo en Don José las anfibolitas están intensamente epidotizadas, disponiéndose el epidoto en bandas delgadas (1-5 mm) paralelas a la esquistosidad

principal. Junto a estos minerales, aunque en menor proporción, hay tremolita-actinolita, con texturas decusadas y que crecen sobre la hornblenda, y como accesorios: apatita, fluorita, titanita, y scheelita, la cual comúnmente no alcanza proporciones económicas. Esta asociación mineral es la misma que la de las tactitas y cuando aumenta la proporción de tremolita-actinolita es imposible diferenciarlas de las tactitas provenientes de los mármoles. En consecuencia, también se denominarán a estas rocas, tactitas, aunque provengan de anfibolitas.

En la mina La Escabrosa el banco de anfibolita pasa gradualmente a lo largo de su rumbo a esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos anfibólicos, con algo de carbonato, y por disminución de estos dos minerales pasan a los esquistos biotíticos comunes.

Las anfibolitas están constituidas en algunos casos por hornblenda exclusivamente y en otros por hornblenda y plagioclasa, con numerosos términos intermedios donde varía la proporción de la plagioclasa. El anfíbol es hornblenda con tonalidades verde azuladas. El pleocroísmo es Z = verde azulado; X = verde pasto. La plagioclasa es andesina media (An₄₀) (Cf. Clayton, 1971).

Las rocas son verde oscuras casi negras. El tamaño de grano es generalmente fino a mediano (1 a 5 mm). Son equigranulares. Las texturas microscópicas más frecuentes son: 1) bandeadas, con bandas microscópicas ricas en plagioclasa, con escaso cuarzo, con textura granoblástica poligonal y bandas microscópicas ricas en hornblenda, cuyos ejes cristalográficos *c* son paralelos a la foliación, aunque algunos granoblastos tienen cualquier orientación; 2) igual a la anterior pero sin las bandas de plagioclasa; 3) anfibolitas constituidas casi en su totalidad por hornblenda, cuyo hábito es prismático corto y están orientados aproximadamente el 70 % de sus cristales; 4) anfibolitas con hornblenda y plagioclasa, con escaso cuarzo, sin bandeamiento manifiesto. La hornblenda, que es xenoblástica, no está orientada y reemplaza a los minerales leucocráticos, siendo a veces poiquiloblástica.

Las anfibolitas están atravesadas por venas pegmatíticas y cuaríferas produciendo una marcada epidotización, con cristales de hasta varios centímetros, y en menor proporción silicificación y feldespaticación. Sin embargo, si se compara con los esquistos biotíticos, que están inyectados profusamente por venas cuarzo-oligoclásicas, se puede decir que las anfibolitas, al igual que los mármoles, no

poseen este tipo de inyección, a menos que las bandas epidóticas de las anfibolitas epidotizadas correspondan a la reacción de los líquidos pegmatóides con la anfibolita.

2.5.3. TACTITAS

En este trabajo se utiliza el término tactita como sinónimo de skarn. Si bien skarn tiene prioridad en la literatura, el vocablo tactita es más eufónico en español y ya fue empleado en la región del Morro por Clayton (1971). Ambos términos han sido referidos frecuentemente en la literatura con relación a metamorfismo de contacto de rocas carbonáticas impuras, pero en muchos casos ha habido una fuerte participación de metasomatismo, en particular en el uso del término skarn. En la región del Morro no hay indicios que señalen la presencia de un metamorfismo de contacto. La ausencia de contactos con cuerpos intrusivos impide inferir este tipo de metamorfismo. Sin embargo, las tactitas se hallan en un área de intensa migmatización, ya sea por reemplazo en forma difusa de los esquistos biotíticos o en forma de cuerpos discretos (filones capa y diques de pegmatita) que ponen en evidencia una intensa movilización de fluidos. El carácter penetrativo de estos es diferente al de un contacto de cuerpo ígneo pero los efectos sobre las rocas calcáreas serían similares y en vez de un plano de contacto habría infinitos. Por esta razón se utiliza el término tactita, a pesar que tiene una extensión regional y no local.

Los bancos de tactitas tienen igual distribución que los de los mármoles y anfibolitas, con los cuales están estrechamente vinculados. Los contactos con los mármoles son frecuentemente graduales y en el sentido del rumbo se observan cambios transicionales entre ambos tipos de rocas. También es común en muchos de los yacimientos estudiados la presencia de lentes de un par de decenas de metros de longitud de mármoles dentro de los bancos de tactitas. En algunas ocasiones y en corto trecho el contacto mármol-tactita es bastante neto. La relación de contacto con las anfibolitas es también transicional, pasando a través de anfibolitas epidotizadas con tremolita-actinolita a las anfibolitas puras. En los casos de estar las tactitas con los esquistos biotíticos hay entre ambos una faja de transición compuesta por esquistos biotíticos epidóticos anfibólicos con proporciones variables de sus minerales.

La composición predominante (más del

95 % de la roca) es sencilla y es común a todas las tactitas de la región: tremolita-actinolita; epidoto; clinzoizita; zoizita; calcita; (biotita; flogopita; muscovita) y como accesorios: titanita; magnetita; pirita; fluorita; apatita; scheelita y a veces berilo. Clayton (1971) subdividió a las tactitas en tremolíticas y actinolíticas, según el pedominio de uno u otro. En el campo se distinguen porque las primeras son blanquecinas y las segundas verde claro.

Las tactitas cuando predominan tremolita-actinolita tienen texturas decusadas, muchas veces fibrosa radiadas (lám. 7, fig. 1) Cuando predomina epidoto es granoblástica poligonal o a veces drusoide. No se han observado texturas cataclásticas, excepto localmente en algunas muestras de El Peje, ya observados por Stoll (1963).

Los bancos de tactitas en muchos casos son masivos pero a veces muestran cierto bandeamiento que tiene igual posición que el de los mármoles. Está dado en gran parte por la disposición en bandas de los agregados fibroso-radiados de tremolita-actinolita y en otros casos por la alterancia con bandas epidóticas.

El espesor de los bancos es muy variable, entre 0,30 y 3 m, siendo frecuentes valores de 1-2 m. La continuidad de los bancos de tactitas es igual que la de los mármoles y anfibolitas.

La mayoría de los yacimientos de scheelita explotados en Morro-Yulto se encuentran dentro de los bancos de tactitas.

En el siguiente perfil, se puede observar la estrecha relación entre tactitas, mármoles y anfibolitas. Este perfil, realizado en la labor a cielo abierto de Loma Blanca, se extiende desde la veta 1 (al este) hasta la veta 3 (al oeste). Los bancos inclinan en forma homogénea unos 40° al este. Hacia arriba del banco N° 1 las rocas pasan a los esquistos biotíticos.

Arriba

- 1) 0,20 m. Tactita verde claro con tremolita-actinolita con bandeamiento rudimentario. Textura decusada. Contiene cristales diseminados de scheelita.
- 2) 0,90 m. Tactita de tonalidades verdosas con tremolita-actinolita similar a 1) pero con menor bandeamiento. Corresponde a la veta N° 1. Ha sido explotada por scheelita.
- 3) 0,40 m. Mármol dolomítico grisáceo, parcialmente tactizado, con bandeamiento rudimentario. Contiene actinolita, epidoto y venillas de carbonato.
- 4) 0,70 m. Tactita verdosa, con bandeamiento rudimentario. Contiene tremolita-actinolita (5 mm longitud) con texturas decusadas y abundante epidoto.
- 5) 1,20 m. Mármol dolomítico grisáceo de grano fino, con bandeamiento rudimentario. Contiene abundante biotita con textura decusada. El bandeamiento está dado por capas ricas en biotita de grano fino a muy fino. Localmente hay capas ricas en epidoto y actinolita.
- 6) 0,40 m. Tactita verde claro con bandeamiento grosero. Contiene lentes de mármol poco tactizados.
- 7) 0,30 m. Tactita verdosa, con rudimentaria a buena esquistosidad rica en biotita, epidoto y actinolita.
- 8) 0,30 m. Alternancia de capas milimétricas ricas en epidoto y tremolita-actinolita con capas ricas en biotita.
- 9) 0,80 m. Anfibolita esquistosa, con hornblenda (Z = azulado; X = verde suave), prácticamente sin plagioclasa, rica en biotita de grano fino con texturas decusadas, que contiene alternadamente capas milimétricas ricas en epidoto y tremolita-actinolita.
- 10) 3,00 m. Anfibolita verde oscura, prácticamente sin plagioclasa con rudimentaria esquistosidad, dada por la alternancia de capas ricas en epidoto, de grano grueso (2-3 cm) de pocos centímetros de espesor, no continuas. Tienen texturas decusadas y a veces son drusoides. Esta secuencia contiene venillas concordantes con la esquistosidad de cuarzo y oligoclasa de hasta 5 cm de espesor y escasa longitud, que pasan gradualmente a las lentes de epidoto, por lo cual parece que éstas se han producido por la reacción con la anfibolita.
- 11) 0,80 m. Esquistos anfibólicos biotíticos con lentes epidóticas similar a 10.
- 12) 1,40 m. Similar a 10.
- 13) 2,90m. Alternancia de lentes biotíticas de hasta 2 cm de espesor, con lentes ricas en epidoto, tremolita-actinolita y biotita. En ambas lentes las texturas son decusadas. El conjunto tiene buena esquistosidad. Son muy escasas las ve-

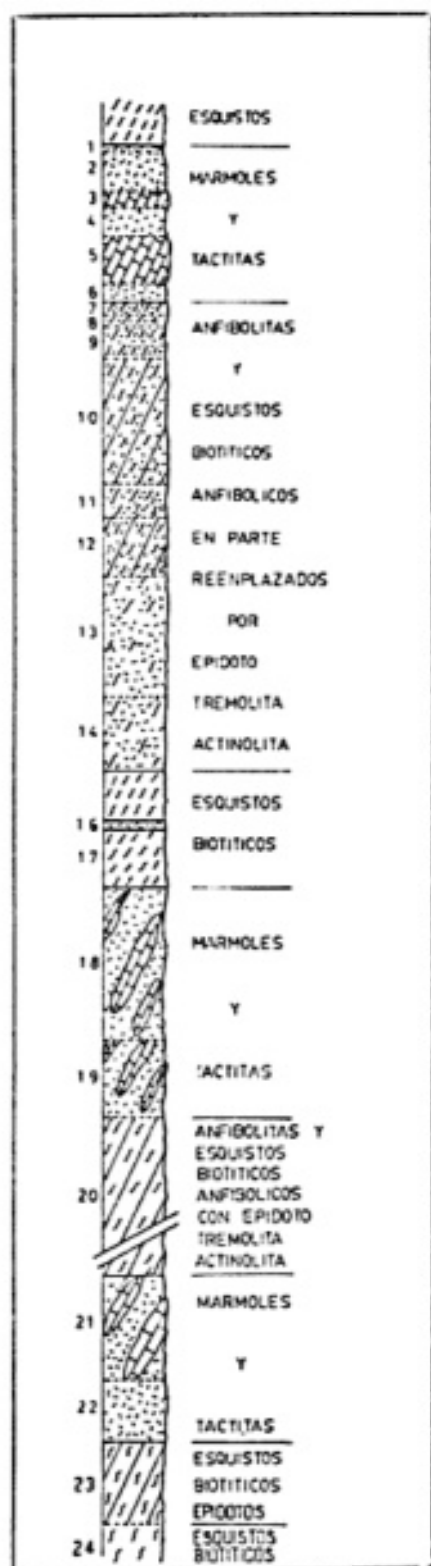


Fig. 4. — Perfil columnar en las labores a cielo abierto de Loma Blanca.

nillas concordantes de cuarzo y oligoclasa, que no llegan a un centímetro de espesor. Las lentes de biotita están constituidas en su parte central exclusiva-

mente por este mineral pero hacia afuera pasan gradualmente a las lentes de epidoto y tremolita-actinolita.

- 14) 1,80 m. Es similar a 13 pero la proporción de las lentes biotíticas es mucho mayor y forman el cuerpo de la roca. Las bandas epidóticas son lenticulares y tienen espesores menor que 10 mm.
- 15) 1,20 m. Esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos con inyección capa por capa de cuarzo y oligoclasa que contienen cristales de epidoto diseminados.
- 16) 0,20 m. Banco constituido por tremolita-actinolita con texturas decusadas que se encuentra intercalado dentro de los esquistos biotíticos.
- 17) 1,40 m. Es igual a 15.
- 18) 3,60 m. Tactitas esquistosas verde claras que contienen lentes de mármol grisáceas. Estas lentes llegan a tener hasta 1 m de espesor y tienen cierto bandeamiento dado por la alternancia de capas de hasta 1 cm. de espesor constituidas principalmente por tremolita-actinolita con textura decusada a fibroso-radiada y en menor cantidad por biotita y epidoto. La tactita está constituida por tremolita-actinolita, epidoto, y calcita con texturas decusadas predominantes. También tienen en forma diseminada scheelita. Intercaladas dentro de estas tactitas numerosas lentes pequeñas de 6-7 cm de largo y 1-2 cm de espesor, constituidas por biotita y tremolita actinolita con algo de epidoto.
- 19) 1,80 m. Tactita con esquistosidad rudimentaria a buena, similar a 18, pero con mayor abundancia de lentes biotíticas.
- 20) 4,00 m. Este espesor es aproximado por estar este tramo del perfil semicubierto. Anfibolitas con relativamente buen bandeamiento, que contienen lentes y bandas epidóticas. Es muy parecida a 10.
- 21) 2,50 m. Lentes de mármol dolomítico grisáceo, producidas por boudinage, de hasta 1 m de espesor, que limitan en su parte superior con un delgado banco lenticular de esquistos biotíticos, no siempre presente, y que pasan hacia abajo a niveles de tactita.
- 22) 1,50 m. Tactita de tonalidades blanquecinas a blanca verdosa, con espesor va-

riable entre 0,80 y 1,50 m constituidas por tremolita con textura decusada, y abundante scheelita diseminada y rellenando diaclasas, que a veces contiene hasta 5 moles de powellita en su composición. Este banco ha sido explotado por scheelita y sus labores se conocen como veta 3 de Loma Blanca.

- 23) 1 a 2,50 m. Esquistos biotíticos epidóticos con proporciones variables de tremolita-actinolita, verde claro. Tienen muy escasa scheelita.
- 24) Espesor de varias decenas de metros. Esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos.

Hacia la parte inferior de este perfil, es decir hacia el oeste vuelven a aparecer las secuencias carbonáticas y anfibólicas con scheelita; sus labores se conocen como "veta San José".

2.6. Pegmatitas

Las pegmatitas tienen una distribución muy amplia, ya que están presentes en toda la región, con excepción del área donde aflora el granito de San José del Morro. Además, las pegmatitas se han desarrollado durante un prolongado período que abarcó desde por lo menos la época de máxima deformación, que se describirán como pegmatitas sintectónicas, hasta la completa rigidificación de la región, y que se describirán como pegmatitas postectónicas.

2.6.1. PEGMATITAS SINTECTÓNICAS

En esta denominación se incluyen las venas de cuarzo y oligoclasa (leucosoma) que forman parte de las texturas de los esquistos biotíticos cuarzo oligoclásico y esquistos migmatíticos (gneises) porque es frecuente observar pasajes graduales hacia segregaciones pegmatíticas propiamente dichas. Estas venillas y ojos podrían haberse descrito como leucosoma, pero el hecho de estar emparentadas con pegmatitas y formar parte de un proceso de pegmatización muy amplio se las ha denominado como pegmatitas.

Estas pegmatitas, de composición predominante leucotonalíticas, se reconocen porque aparecen en su mayor parte diseminadas en los esquistos como delgadas venillas concordantes con la esquistosidad (fig. 1) con espesores de 1-2 cm, que siguen fielmente el plegamiento, aun en sus últimos órdenes, cuya longitud de onda es de solamente de unos

pocos centímetros. A veces estas venillas no son continuas, sino que tienen texturas de boudinage, en particular en las charnelas de los pliegues, pudiéndose inferir por este motivo que hubo un proceso de pegmatización previo o contemporáneo a este plegamiento. También se encuentran en los esquistos venas ptigmáticas de cuarzo y oligoclasa.

Muchas veces los contactos de estas venas son difusos y pasan gradualmente a las bandas cuarzo-oligoclásicas de los esquistos (gneises bandeados). La composición de las mismas es sencilla: cuarzo y oligoclasa (An_{24}) con escasa cantidad de muscovita, la cual se incrementa a veces cuando las venas son más gruesas. El cuarzo tiene extinción en mortero; la plagioclasa no muestra signos de cataclasis.

A pesar de encontrarse estas venas pegmatíticas dispersas en todos los esquistos y migmatitas esquistosas, constituyendo una estructura mesoscópica de tipo penetrativa, se las ha hallado en muy escasa proporción en los bancos de mármol y de anfibolitas. Esta escasez podría ser explicada: 1) por la carencia de planos favorables en estas rocas para su introducción; 2) por reacción de los fluidos con estas rocas para dar nuevas asociaciones minerales, y 3) por ser el resultado de una antexis in situ de rocas pelíticas (ver Naturaleza del metamorfismo). Además en las migmatitas sin esquistosidad (gneises tonalíticos) tampoco se encuentran las venillas pegmatíticas.

2.6.2. PEGMATITAS POSTECTÓNICAS

Se reconocen en el campo por formar cuerpos bien definidos, con contactos netos, que en su mayoría pueden ser considerados como filones capa por ser concordantes con la esquistosidad principal (E_2), pero que a veces son discordantes con respecto a otros planos de esquistosidad de menor desarrollo (E_1 ; fig. 5). También algunas veces son discordantes con respecto a toda estructura.

No se ha observado en el campo una neta separación entre estas pegmatitas y las sintectónicas, habiendo términos intermedios entre ambas, los cuales son relativamente difíciles de reconocer.

Afloran en todas las áreas que hay rocas metamórficas. Los lugares que los filones capa tiene mayor longitud son el flanco occidental y norte de la sierra del Morro.

En el flanco norte de la sierra del Morro los diques de pegmatitas tienen rumbo NE-SO y son netamente discordantes respecto

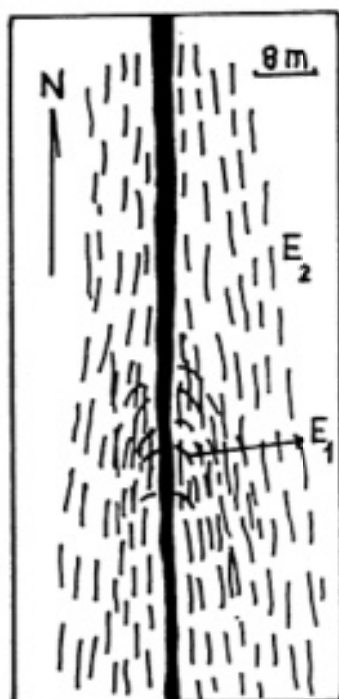


Fig. 5. — Esquistos biotíticos cuarzo-oligoclásicos. En negro = pegmatita. La pegmatita es concordante con la esquistosidad principal (E_1) pero corta una previa esquistosidad (E_2).

a la esquistosidad principal, cuyo rumbo es N-S. En la mina San Antonio estos diques pegmatíticos intersectan también a los bancos de mármoles, anfibolitas y a las tactitas con scheelita.

Las pegmatitas posttectónicas cortan a las sintectónicas y a su vez son cortadas por el granito de San José del Morro. Esta última relación es visible porque en muchos colgajos de esquistos dentro de este granito hay filones capa y diques de pegmatitas posttectónicas.

La mayor parte de los filones capa de pegmatita (espesores 0,5 a 3 m) son cuerpos simples, consistentes en feldespato potásico (microclino); plagioclasa (oligoclasa, pero a veces albita); cuarzo; y muscovita. Los cuerpos con espesores mayores (5-10 m) tienen formas lenticulares con estructuras zonales, compuestas por núcleos de cuarzo casi puro y zonas externas de cuarzo, feldespatos, muscovita y como accesorios más importantes: berilo, apatita, turmalina y fluorita. Localmente han sido explotadas por berilo.

En general cuando estas pegmatitas atraviesan o están en contacto con mármoles sólo producen transformaciones mineralógicas de importancia local.

2.7. Aplitas blancas

Estas aplitas de tonalidades blanquecinas se encuentran exclusivamente en las vecindades de la estancia El Buey Blanco, en las sierras de Yulto y son muy diferentes de las aplitas rosadas vinculadas al granito de San José del Morro.

Forman cuerpos similares a filones capa. Algo lenticulares, pero con contactos graduales que pasan insensiblemente al esquistos migmatítico. También a veces pasan a variaciones texturales pegmatíticas.

Están replegadas acompañando los pliegues de la roca de caja.

Su composición es plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (microclino), escasa biotita y muscovita. Como accesorios tienen apatita, granate y circón. El cuarzo tiene granulación por cataclasis y las maclas polisintéticas de las plagioclasas están curvadas y acuñadas por los mismos efectos.

La edad de estas aplitas no ha podido ser determinada. Su perfecta concordancia con la estructura de los esquistos y la migmatización que han producido sobre los mismos permite inferir que ha sido sincrónica con la deformación. Por esto y por su composición podrían estar vinculadas con las pegmatitas sintectónicas, cuya edad sería Precámbrico superior - Paleozoico inferior.

2.8. Vetas de cuarzo y turmalina

Las vetas de cuarzo con turmalina son muy comunes en toda la región estudiada, con excepción del área donde aflora el granito de San José del Morro, en la cual las únicas que se encuentran se hallan en los colgajos que se encuentran dentro del granito. La composición es variable: las hay de cuarzo solamente; de cuarzo y turmalina; y también de turmalina casi pura, aunque estas últimas tienen menores dimensiones y generalmente aparecen como rellenos de diaclasas, con espesores de 1-2 mm, pero que están presentes en todas las metamorfitas de la región, formando prácticamente una estructura penetrativa a nivel mesoscópico. En el granito de El Morro la única turmalina que aparece está como accesorio en las aplitas.

Las venas de cuarzo y turmalina son siempre discordantes, cortando la esquistosidad principal a veces con ángulos de hasta 90° , como en Loma Blanca o en la mina San José del Morro. Asimismo cortan las tactitas, mármoles y anfibolitas (fig. 6).

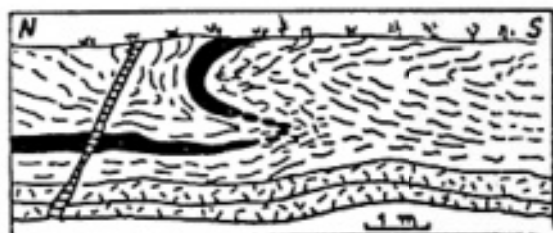


Fig. 6. — Vena de cuarzo con scheelita, berilo, fluorita y apatita (rayado horizontal) cortando a esquistos biotítico cuarzo oligoclásticos, pegmatita (en negro) con boudinage en la charnela y bancos de mármol y tactita (hachurado). Obsérvese la disarmonía entre estos bancos y los esquistos. Veta 3 Loma Blanca.

Los espesores varían entre pocos centímetros y un metro, pero frecuentemente tienen 0,2 a 0,4 m. El contacto con la roca de caja es neto. Cuando son esquistos biotíticos se produce en ellos una muscovitización y turmalinización de grano fino a muy fino acompañada por scheelita, berilo, apatita, fluorita y cuarzo de un par de centímetros de espesor. Cuando la caja son tactitas se produce el mismo fenómeno, algo más potente (hasta 15 cm) y gran abundancia de granos gruesos de scheelita. En ambos casos las vetas principales emiten venillas de pocos milímetros de espesor y de varios metros de recorrido que contienen los mismos minerales.

Algunas vetas de cuarzo (y turmalina) contienen abundante muscovita de grano grueso, sobretodo en sus salbandas, wolframita, scheelita, pirita, berilo, apatita y fluorita. A veces contienen en su interior y en forma diseminada feldespato rosado de grano grueso, pero en muy poca cantidad. Con excepción de la wolframita, que preferentemente se encuentra en el interior de las vetas, los demás componentes están con mayor frecuencia en las salbandas; la muscovita que se halla en el interior tiene tamaño de grano mucho menor que la de las salbanda, en donde llega hasta 5-8 cm de longitud. A veces en la parte central de las vetas hay drusas elongadas en el sentido de la veta, que están tapizadas por cuarzo-α. En otros casos hay en el centro cristales idiomorfos de epidoto.

Cuando las vetas de cuarzo contienen turmalina esta suele ser muy abundante, como en el Peje o Guanaco. Está en cristales aciculares de hasta 2 cm de longitud en agregados fibroso-radiados intercrecidos entre ellos, y reemplazando al cuarzo que queda como base de la roca. Muchos de estos agregados son de grano muy fino y la roca es denominada por los lugareños carbonillas. Menos comúnmente

turmalina se encuentra cementando brechas.

Muchas de estas vetas han sido explotadas por tungsteno y según se menciona en la zona se han encontrado cristales de wolframita de varios decímetros de longitud. Los distritos más importantes son los de Loma Blanca, El Buey Blanco, La Clemencia-Falucho y El Peje.

Por su composición y posición estructural es muy probable que estas vetas cuarcíferas representen los últimos estadios de la evolución de magnas pegmatíticas, correspondiendo a la etapa neumatolítica hidrotermal de Fersman (1931) o a las fases silicáticas acuosas de Jahns y Burnham (1969). Asimismo, Stoll (1963) y Clayton (1971) las habían asimilado a la facies pegmatítica.

Estas vetas de cuarzo (y turmalina) son netamente postectónicas y han rellenado espacios abiertos. Probablemente corresponden a fracturas de extensión. Son posteriores a la última migmatización (Ordovícico medio-Silúrico inferior) y anteriores al granito del Morro, que es Devónico inferior.

2.9. Granito San José del Morro

Esta denominación ha sido empleada por Lema (1980) para describir al cuerpo granítico que aflora al oeste y sudoeste de San José del Morro. Previamente ha sido descrito por Pastore (1915) y Sosic (1964) y está siendo estudiado petrográficamente, y geoquímicamente por F. Sesana. Por esta razón no se ha efectuado aquí un estudio petrográfico para lo cual nos remitimos a los autores citados. En cambio, si se tuvo especial interés en reconocer sus relaciones de contacto con las restantes rocas.

Además de los afloramientos citados por los autores mencionados se describe aquí uno nuevo, que si bien es de pequeña magnitud, tiene importancia geológica por las implican-

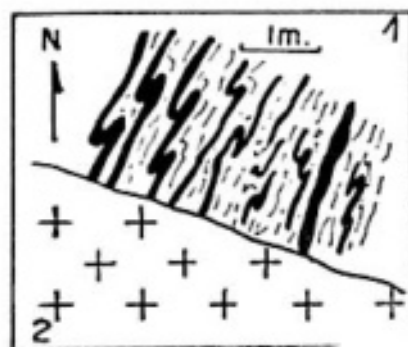


Fig. 7. — Contacto entre el granito (cruces) y los esquistos biotíticos cuarzoclastolíticos. Bañero de San José del Morro.

cias estructurales (ver estructura). Es el que se encuentra a pocos metros del casco de la estancia La Guardia, a orillas del arroyo del mismo nombre.

El contacto del granito con la roca de caja es neto como la hoja de un cuchillo (fig. 7), lo cual también se puede observar en los contactos con los colgajos (= roof pendants). El contacto más accesible es el que está en el balneario de San José del Morro. Frecuentemente el tamaño de grano del granito es menor contra los contactos, como si correspondiera a un borde enfriado.

El contacto es netamente discordante, cortando a veces la esquistosidad principal en ángulo recto (fig. 7), aunque a grandes rasgos la forma del afloramiento se adapta a la deflexión de esta esquistosidad, visible, tanto al sur como al norte del cuerpo graníticos y por lo cual el mismo tiene forma alargada NE-SO. A pesar de esto el recorrido del contacto es muy sinuoso, sobre todo el borde sur del cuerpo.

La roca de caja no ha sufrido modificaciones metasomáticas ni térmicas por efectos del emplazamiento del granito. A pesar que ha sido citado en la literatura no se han observado fenómenos de migmatización sobre las cajas, con excepción de la formación de microclino a solamente muy pocos centímetros del contacto.

Al sur de estancia Los Diques, se encuentran numerosos colgajos que están constituidos por los esquistos biotíticos cuarzo-oligoclásicos, muchas veces conteniendo filones capa y dique de pegmatitas. Aun en los más pequeños (pocos centímetros de diámetro) no se han observado fenómenos de granitización, ni tampoco efectos térmicos. Esta cantidad de colgajos indicaría que en esta parte el cuerpo granítico ha sido escasamente erosionado y los afloramientos corresponden a su techo. Hacia el norte de la falla E-O, que está poco al sur de estancia Los Diques, el granito ha sido ascendido por causa de esta falla y en consecuencia la erosión ha sido mayor. No se encuentran colgajos, pero si algunas inclusiones de esquistos granitizadas (Lema, 1980). También en esta parte el granito tiene megacrístales de microclino, similar a otros granitos porfiríoides.

En general dentro del cuerpo granítico hay diferenciaciones aplíticas a modo de diques con contactos graduales. Estas aplitas se distinguen de los diques de aplitas rosadas por tener éstos contactos definidos.

Composicionalmente se han encontrado variedades ricas en hornblenda, estudiadas

por Lema (1980), las cuales han sido mapeadas aquí como melagranitos hornbléndicos.

La edad, determinada radimétricamente (Lema, 1980) es Devónico inferior.

2.9.1. APLITAS

Diques aplíticos de tonalidades rosadas vinculados al granito existen en innumerable cantidad. La mayor concentración de ellos se encuentra en la roca de caja al sur del cuerpo granítico, formando un verdadero enjambre cuya orientación preferencial es groseramente coincidente con la esquistosidad principal, aunque también son comunes diques netamente discordantes siendo algunos casi horizontales. En estos casos sus espesores llegan hasta 50 m. Algunos diques de aplita atraviesan el granito de E a O, como el de la estancia Piedras Blancas.

Al oeste de los afloramientos de granito de Estancia La Guardia también afloran numerosos filones capa y diques de aplita.

En el contacto norte del granito, al norte de estancia Los Diques; en la sierra de Los Morrillos; y en la sierra del Morro no han sido observados diques aplíticos, con excepción del que se encuentra en forma aislada al NE de la quebrada de La Matea, en el flanco NO del Morro.

Estas aplitas están compuestas por cuarzo, microclino, oligoclasa y algo de muscovita. Como accesorios tienen apatita, circón, y a veces turmalina. No tienen texturas cataclásticas.

2.9.2. CUARZO LECHOSO

Dentro del cuerpo granítico y en su borde noroeste hay masas de cuarzo lechoso, algunas de ellas de importantes dimensiones, como por ejemplo el cerro Blanco, que se utiliza para la explotación de cuarzo.

Los cuerpos de mayor magnitud son tres y están alineados N-S, de modo que es probable que estén alojados en una antigua fractura. Probablemente representan diferenciados del granito. Lema (1980) lo vinculó a facies pegmatíticas del mismo.

2.10. Basalto olivínico

Estas rocas afloran exclusivamente en el granito en forma de diques de pocos centímetros de espesor y pocos metros de longitud. Se encuentran al este de la ex escuela de Cerro Blanco y también al oeste del casco de la estancia Los Diques (Lema, 1980).

Están parcialmente alterados. Los fenocristales de olivina lo están totalmente.

Su edad es difícil de calcular. Podrían estar vinculados a la finalización del ciclo granítico o tener una edad diferente. En este último caso podrían ser asimilables al ciclo básico alcalino Jurásico-Cretácico de San Luis y Córdoba.

2.11. Andesitas

El magmatismo andesítico del Mioceno o Plioceno inferior está desarrollado en la sierra del Morro. Está asociado a brechas y areniscas tobáceas que se superponen a areniscas limosas rojizas. Numerosos autores han trabajado en él, habiendo Llambías y Brogioni (1981) realizado un resumen de los mismos.

Bloques de estas vulcanitas, de hasta varios metros cúbicos, cubren una extensa planicie estructural (ver estructura) en las sierras del Morro, Los Morrillos y parte norte de Yulto. Esta planicie está en la actualidad bastante disectada.

3. Estructura

3.1. Estructura precámbrica superior-paleozoico inferior

Las metamorfitas de la comarca estudiada son el resultado de una prolongada e intensa deformación que produjo varios órdenes de pliegue los cuales no han sido estudiados en detalle en este trabajo. Es frecuente observar dos fases de plegamiento de tipo isoclinal, conservándose como mínimo dos clivajes, pero que seguramente estudios más detallados revelarán un mayor número de ellos.

Aparentemente el plegamiento más antiguo se manifiesta como un conjunto de pequeños pliegues apretados que tienen una semilongitud de onda del orden de 1-2 cm y que genera un clivaje, que denominaremos S_1 , de plano axial que casi siempre borra las superficies S anteriores e incluso llega frecuentemente a desdibujar a estos mismos pliegues. El clivaje S_1 , es a su vez replegado isoclinalmente con semilongitudes de onda del orden de alrededor de una decena de metros y que genera una marcada foliación que denominaremos S_2 y que corresponde a lo que hemos descrito en el texto como foliación principal por ser la más evidente y reconocible en el campo.

Durante estas dos deformaciones se produjo una invasión de cuarzo oligoclasa (leucosoma) en forma de delgadas venillas (1 cm

espesor), casi siempre concordantes, de naturaleza pegmatítica, porque muchas veces se la observa en transición a cuerpos pegmatíticos con contactos graduales y de pequeñas dimensiones (decímetros a metros). Esta invasión de cuarzo-oligoclasa tiene el carácter de una estructura penetrativa a nivel meso a microscópico y que es la que origina los gneises bandeados, gneises de ojos y también tonalitas migmatíticas. En las charnelas de los pliegues que probablemente corresponden a la segunda fase de plegamiento, estas venas cuarzo-oligoclasa suelen presentar boudinage, indicando una cierta rigidez durante esta deformación.

La edad de las deformaciones descritas es con seguridad pre-Devónica inferior ya que es cortada por el granito poscinemático de El Morro (véase párrafo 6).

En el sur de las sierras de Yulto, entre las estancias El Buey Blanco y San Antonio se observa un macropliegue con una semilongitud de onda de 1 km y que ha afectado a S_2 . Numerosos filones capa de aplita blancas paralelos a S_2 marcan con plena claridad esta estructura. Lamentablemente no se puede precisar su edad ya que no se la ha podido relacionar con el granito de El Morro, que por el momento representa el único acontecimiento geológico de edad conocida.

Los bancos de carbonato, y también aunque en menor escala los de anfibolitas, se han comportado en forma diferente durante la deformación. Por su mayor competencia es frecuente observar fenómenos de boudinage (de hasta una decena de metros) en los mármoles, de modo que estos bancos no son literalmente continuos. Aparentemente la tactización ha sido mucho más pronunciada en los tramos interboudines que en los boudines mismos y como la mineralización de scheelita está vinculada a la tactita, durante la exploración es necesario sortear estas partes estériles.

En estos bancos de mármoles, a pesar de observarse en ellos estructuras internas planares, como por ejemplo orientación de muscovita, no se han podido reconocer las fases de deformación equivalentes a S_2 . En cambio se han comprobado fenómenos de disharmonía con despegue de estructuras en los contactos con los esquistos biotíticos (fig. 6).

Los bancos de mármoles y anfibolitas coinciden con la esquistosidad principal (S_2). Su rumbo general es N-S con una inclinación que es casi siempre hacia el este y su valor más frecuente 40-45°.

El grado de metamorfismo que se descri-

birá en el próximo capítulo es el que se ha formado durante el desarrollo de S_2 , que es sin duda la esquistosidad más manifiesta de toda la región y por este motivo se denominará esquistosidad principal, y es a la que corresponden los rumbos e inclinaciones dados en el mapa.

En el centro y norte de las sierras de Yulto y en el sur de la sierra del Morro el rumbo es NE-SO a E-O. Esta marcada deflexión podría ser interpretada ya sea debido a una flexura o al arrastre producido por una falla de desplazamiento de rumbo derecha (fig. 2). Sin embargo, ambos casos obedecerían a una misma causa. La faja de esquistos migmatíticos y migmatitas situada al este de la sierra del Morro marca esta estructura de flexura. Esto permite inferir que el flexuramiento sería posterior a la migmatización. Por otro lado, el granito de San José del Morro no está afectado por esta estructura, ya que no se observan fallas, brechas o cataclásis en el mismo, por lo cual puede inferirse que la edad de esta flexura sería anterior al Devónico inferior.

Los yacimientos de scheelita en tactitas del flanco oriental de la sierra del Morro se continuarían de esta forma con los yacimientos de las sierras de Yulto. En cambio, los yacimientos de la sierra de Los Morrillos serían cortados por la falla pliocena que delimita este bloque.

En el flanco norte de la sierra del Morro se observa una estructura diferente y que se reconoce porque todos los cuerpos de pegmatita, cuyos rumbos son NE-SO, son discordantes con respecto a la esquistosidad principal (N-S). Esta estructura es posterior a la formación de tactitas con scheelita, ya que dichas pegmatitas cortan las tactitas.

El granito de San José del Morro tiene caracteres que sugieren que es intrusivo, como por ejemplo: 1) contactos netos; 2) colgajos de esquistos con rumbos e inclinaciones de sus esquistosidades diferentes, lo cual significa que han sido movidos; 3) ausencia de granitización en la roca de caja y en los colgajos; 4) enjambre de diques aplíticos que también tienen contactos netos; 5) contra la roca de caja el granito tiene frecuentemente grano más fino que con respecto al resto del plutón, lo cual puede ser interpretado como un borde enfriado; 6) es claramente posttectónico, si bien a grandes rasgos coincide con la macroestructura, en detalle es discordante; 7) el sistema de diaclasas interno tiene un esquema circular con centro en cerro Blanco (mapa estructural). A su

vez existe un sistema radial con respecto a éste.

No se han encontrado hornfels pero esto puede ser debido a que la asociación mineralógica de la roca de caja —cuarzo, biotita y oligoclasa— puede considerarse que esta en equilibrio térmico con el cuerpo ígneo.

Si se tienen en cuenta los afloramientos de granito que están en las estancias La Morena y La Guardia puede inferirse que en planta el plutón tiene forma sigmoidea y que acompañaría la flexura de las metamorfitas descriptas. Por el hecho de ser el plutón posterior a esta estructura se postula aquí que el mismo se alojó en la zona de debilidad generada por dicha fractura.

La frecuencia de colgajos y diques de aplita en la caja, muchos de ellos casi horizontales, sugerirían que uno de los mecanismos de intrusión ha sido stoping.

En síntesis, el granito de San José del Morro es completamente independiente de la estructura de las metamorfitas y representa así un magmatismo posorogénico en un ambiente rígido. Probablemente tenga una relación estructural similar a la del plutonismo Mesozoico de la Cordillera de los Andes, que es frecuentemente posorogénico, y sus intrusiones se han localizado cerca de la superficie.

3.2. Estructura terciaria

Aparentemente entre el Devónico inferior y el Terciario la región del Morro fue desde el punto de vista tectónico poco activa, de modo que durante este periodo no se observan importantes estructuras.

La estructura terciaria se caracteriza por el fallamiento en bloques de las rocas del basamento. En el mapa estructural se puede observar un esquema de las fracturas principales, que con excepción de la supuesta falla de La Morena, son todas terciarias, aunque no se descarta la posibilidad que representen reactivaciones de fallas anteriores.

Se han reconocido tres bloques principales: 1) Sierra de Los Morrillos; 2) sierras de Yulto; 3) Sierra del Morro.

El bloque de la sierra del Morro es el más complejo de todos por contener cuerpos volcánicos intrusivos terciarios, una caldera formada por colapso (González Díaz, 1981) y por estar rodeada en su mayor parte por una planicie erosiva desarrollada sobre las metamorfitas, con una inclinación de 6-8° periclinalmente hacia afuera. En todos los casos que se la ha observado se encuentra cubierta

por bloques de rocas volcánicas, lo cual permite inferir que ya estaba desarrollada en el Mioceno superior. El lugar donde está mejor conservada es en el flanco occidental de la sierra del Morro.

No hay evidencias de fracturas con rechazos visibles que limiten este bloque, cuya forma es groseramente circular. Pastore (1915), quien pensaba que se debía a un empuje magmático había descrito un sistema de fracturas en forma de paralelepípedo, que se asemejaba al que actualmente podemos apreciar en las fotografías aéreas (ver mapa estructural). Sosic (1964) y Llambias y Brogioni (1980) también atribuyeron esta forma circular a un levantamiento por empuje magmático. González Díaz (1980) lo considera simplemente como un monadnock.

El bloque de Los Morrillos inclina actualmente unos 10° hacia el este, siguiendo el esquema general de bloques de las Sierras Pampeanas. La magnitud del vuelco hacia el oriente de este bloque se ha podido medir por las inclinaciones de la vieja planicie erosiva que con anterioridad al fallamiento en bloques inclinaba $6-8^\circ$ hacia el oeste (fig. 8). Este esquema es similar al propuesto por González Bonorino (1950 a) para las Sierras Pampeanas de Catamarca y La Rioja.

El bloque de la sierra de Yulto es similar al de Los Morrillos, aunque no se conservan en él, excepto en su parte norte, restos de la planicie erosiva. Está separado del bloque de Los Morrillos por una zona deprimida cubierta por sedimentos cuaternarios que impide ver la estructura, pero que está compuesta por una serie de fracturas E-O, pudiendo ser algunas de ellas reactivación de la falla de La Morena.

4. Naturaleza del metamorfismo

Para establecer el grado de metamorfismo serán analizadas separadamente las asocia-

ciones mineralógicas de las distintas metamorfitas.

4.1. Esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos y migmatitas tonalíticas

Los principales minerales de este conjunto de rocas son: cuarzo; oligoclasa (An_{25-28}); biotita; y muscovita. Como accesorios tienen: apatita, circón y en algunas muestras, granate. En el cerro Guanaco ha nódulos de sillimanita (fibrolita) asociada a muscovita.

Parte de cuarzo y probablemente gran parte de la plagioclasa son de origen migmatítico (neosoma) de modo que enmascaran y complican la naturaleza del metamorfismo. Esta migmatización, de composición leucotonalítica, representa un proceso de pegmatización regional, lo que se apoya en las siguientes observaciones: 1) los esquistos biotíticos contienen bandas ricas en cuarzo y oligoclasa con biotita dispersa en diversas proporciones, paralelas a la esquistosidad principal, las cuales pasan en forma gradual a venas pegmatítica (sin biotita) con igual composición; 2) se observan en el campo pasajes graduales de los esquistos biotíticos a las migmatitas esquistosas y migmatitas tonalíticas y en todos estos casos se observan transiciones a lentes pegmatíticas; 3) No se observan cuerpos o áreas graníticas que puedan ser las causantes de la migmatización. Se excluye el granito del Morro por ser posteriores a estos procesos; 4) las migmatitas tonalíticas de la parte NE de la sierra del Morro (La Esquina) tienen el aspecto de un granitoide con innumerable cantidad de schlieren biotíticos. Sin embargo, y a pesar de este aspecto se observan en el campo numerosas transiciones a pegmatitas, las cuales no tienen contactos definidos como sucede en otros lugares donde es menor el grado de migmatización; 5) las venas pegmatíticas sintectónicas tienen la misma composición que el neosoma (leucosoma).

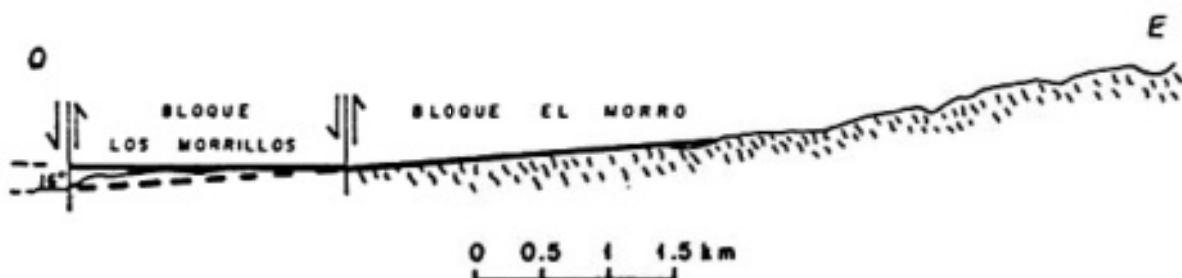
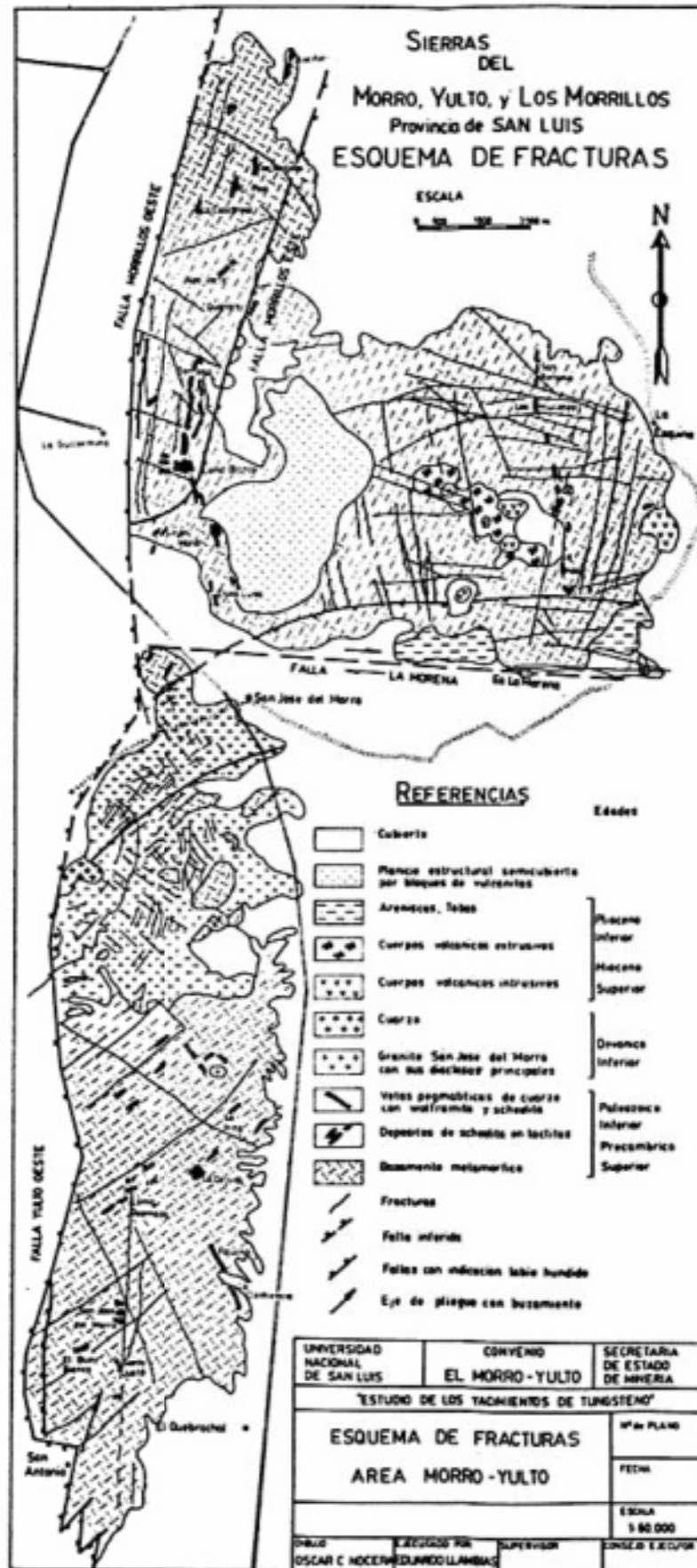


Fig. 8. — Perfil esquemático a la altura de Loma Blanca que muestra la actual posición de la planicie estructural (línea recta negra). La línea cotada era la posición que tenía con anterioridad al levantamiento del bloque de Los Morrillos. El valor de 16° indica la magnitud del vuelco del bloque hacia el este.



El concepto de migmatización pegmatítica ya estaba implícito en González Bonorino (1950 b: 45) cuando escribía acerca de inyecciones graníticas ricas en agua, para explicar los procesos de migmatización en la hoja Villa Alberdi.

Ninguno de los minerales puede considerarse como diagnóstico para determinar la facies metamórfica. Es conveniente mencionar que no se han encontrado asociaciones minerales de alto grado de metamorfismo. La presencia de oligoclasa, de biotita, muscovita y cuarzo y la ausencia del feldespato potásico permite inferir un grado mediano de metamorfismo.

La faja con esquistos moteados que se extiende desde el cerro Guanaco hacia el sur indicaría la superposición de un segundo metamorfismo producido con posterioridad a la deformación. La presencia de algunos nódulos de sillimanita asociados a cuarzo y muscovita (no hay feldespato potásico) y de nódulos de muscovita y también de biotita podrían representar: 1) una asociación que es característica de grado mediano o de la facies anfibolita; 2) la sillimanita podría ser de origen migmatítico o metasomático (Pitcher, 1965). Esta segunda hipótesis parece ser más real porque en cerro Guanaco la sillimanita (variedad fibrolita) aparece junto a metacrystales de turmalina y granate.

Con respecto a la migmatización podría inferirse que no se ha producido *in situ* (Winkler, 1976, p. 278), sino que son inyectadas. Apoya esta idea el hecho que el grado metamórfico de las rocas que la contiene no es lo suficientemente alto como es característico de las migmatitas *in situ*, en las cuales se llega a temperaturas correspondientes al equilibrio sólido-líquido.

4.2. Mármoles

Los mármoles que no han sido tactizados son bastante puros. Su composición es dolomita y calcita principalmente, pero en algunos casos hay muscovita de grano fino dispuesta en delgadas bandas paralelas a la esquistosidad principal.

Los minerales mencionados no son diagnósticos para establecer el grado de metamorfismo. Sin embargo, se puede inferir que el mismo fue inferior al dado por la disociación de dolomita en calcita y periclase habiéndose encontrado brucita en solamente una muestra en Don José. Asimismo la presencia de muscovita pone un

tope en la temperatura. En consecuencia se estima que los mármoles no han estado sometidos a un alto grado de metamorfismo y podría ser correlacionado con el de los esquistos, ya que se han formado al mismo tiempo.

4.3. Anfibolitas

Los principales minerales de estas rocas son hornblenda y andesina (An_{10}), lo cual permitiría incorporarlas dentro de la facies de anfibolita. No obstante esto, muchas anfibolitas muestran distintos grados de tremolitización y epidotización (Cf. Clayton, 1971) pero este proceso puede ser atribuido al mismo que dio origen a las tactitas y que es considerado posterior a la etapa del metamorfismo principal.

No hay indicios para establecer cuáles han sido las rocas que dieron origen a las anfibolitas. Solamente su estrecha relación espacial con los mármoles podría sugerir que se han formado a partir de rocas calcáreas impuras, como por ejemplo margas, que comúnmente están asociadas a secuencia carbonáticas (M. A. Leveratto, 1978, com. verb.). Para algunas anfibolitas de Córdoba Gordillo y Lucero (1979: 594) plantean la alternativa que por su asociación con mármoles sugerirían un origen sedimentario, pero por la relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial dada por Cingolani y Varela (1975) corresponderían a rocas basálticas. Otra posibilidad sería la que propone Orville (1969) para explicar el probable origen de algunas anfibolitas que están relacionadas a mármoles y que consistiría en diferenciación metamórfica con reacción metasomática.

4.4. Tactitas

La asociación mineralógica de las tactitas: tremolita-actinolita y epidoto, indica mediano a bajo grado de metamorfismo. La ausencia de piroxeno, forsterita, wollastonita, plagioclasas cálcicas, escapolita, e incluso granate, es una característica común a todas las tactitas estudiadas. Esto pone un tope hacia arriba en el grado de metamorfismo. Por otro lado la carencia de talco pondría un límite inferior aunque este fenómeno ha sido explicado por Gordon y Greenwood (1970) debido a la preferente formación, en presencia de potasio, de flogopita y cuarzo, siendo estos dos minerales comunes a las tactitas del Morro.

La asociación mineralógica presente en

estas rocas podría ser correlacionada con la facies de transición entre esquistos verdes y anfibolita propuesta por Turner (1968).

Las tactitas formadas a expensas de los mármoles según Clayton (1971) se han producido por la adición, proveniente de una fuente externa, de agua, fluor, potasio, e incluso tungsteno, por lo cual dicho autor señala que la tactización es el resultado de procesos metamórficos, sin descartar la reacción entre rocas de distinta composición. Además, Clayton sugiere que las tactitas y esquistos epidóticos se han formado debido al reordenamiento químico por reacción entre los bancos de mármoles y anfibolitas, por lo cual considera que no hubo aporte externo, respecto a este sistema para silicio, aluminio y otros elementos. Sin embargo, el silicio requerido para la formación de las tactitas también pudo haber provenido de otra fuente, como por ejemplo de la intensa pegmatización que se extendió desde antes hasta después de la formación de las tactitas, y además, fue la que probablemente proveyó el agua, fluor, potasio e incluso fósforo necesarios para la tactización.

Con respecto al tungsteno que se encuentra en las tactitas se discutirá su origen en Discusión y conclusiones.

5. Edad de las metamorfitas

Establecer la edad de las metamorfitas en la región de Morro-Yulto es un arduo pro-

blema debido a la carencia de relaciones estratigráficas. Si se las data radimétricamente se tropieza con la dificultad que las rocas son el resultado de varios procesos de plegamiento y de migmatización, de modo que los resultados obtenidos reflejarían un espectro de valores diversos que corresponderían a probables diferencias y modificaciones producidas por los mencionados procesos.

Con la finalidad de datar la mineralización de scheelita en las tactitas se enviaron 5 muestras de la mina Don José al INGEIS para su datación por K/Ar. En el Cuadro 1 se dan sus resultados.

Los datos obtenidos, con excepción del de la anfibolita epidotizada que por su bajo contenido de potasio no es confiable, tiende a señalar un importante evento durante el Ordovícico medio a Silúrico inferior y que podría corresponder a la fase del segundo plegamiento la cual fue acompañada por una marcada migmatización.

6. Depósitos de tungsteno

Los depósitos de tungsteno de El Morro y Yulto por su mineralogía y rocas que los albergan han sido agrupados por Clayton (1971) en tres tipos principales:

- 1) scheelita en tactitas;
- 2) scheelita en pegmatitas;

CUADRO 1. — *Edades K/Ar de metamorfitas de la sierra de Los Morrillos, San Luis*

Localidad	Roca	AK Nº	Mineral	K %	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm %	Edad m.a.
Mina Don José	Pegmatita ¹	2162	M	6,41	57,46	3,4	455 ± 15
"	Esquisto ²	2163	B	6,42	51,32	0,2	410 ± 15
"	Anfibolita ³	2165	A	0,96	8,05	9,4	428 ± 15
"	Anfibolita epidotizada ⁴	2166	A	0,12	1,68	60,7	685 ± 50*
"	Tactita ⁵	2164	A	0,12	—	—	—

M = muscovita; B = biotita; A = anfíbol.

(1) = pegmatita con scheelita alojada en forma concordante con la esquistosidad principal.

(2) = Esquisto biotítico cuarzo-oligoclásico (= gneis bandeado). Es la roca de caja de la pegmatita. Las venas cuarzo-oligoclásica corresponden al neosoma.

Anfibolita. Constituye bancos junto con los mármoles y los esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos. Están a 3 m de las muestras anteriores.

(4) = Anfibolita epidotizada. Corresponde a tramos epidotizados de las anfibolita mencionada.

(5) = Tactita tremolítica-actinolítica epidótica con scheelita. Por su bajo contenido en potasio no se prosiguió con el análisis.

(6) = valor no confiable por contener la muestra muy poco potasio.

- 3) scheelita y wolframita en vetas de cuarzo.

Esta clasificación puede ser extendida a todos los depósitos de las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto. Los tipos 2 y 3 comprenden los tres grupos descriptos por Stoll (1963): a) asociaciones en salbandas micáceas; b) vetas cuarcíferas; c) filones pegmatíferos.

6.1. Scheelita en tactitas

Los depósitos de scheelita en tactitas son los que mayor cantidad de concentrados han producido. De acuerdo con Padula (1965) entre 1952 y 1962 se obtuvieron 1.042 toneladas con de alrededor de 65 % de WO_3 .

De acuerdo con la estructura regional se pueden dividir en dos fajas bien definidas, las cuales se denominarán: 1) Faja Los Morrillos; y 2) Faja Morro oriental-Yulto (fig. 2).

6.1.1. FAJA LOS MORRILLOS

Esta faja está situada en el bloque de la sierra de Los Morrillos y se extiende desde Lucifer hasta Las Victorias. Hacia el norte se hunde debajo de la cubierta cuartaria, debido a la disminución del rechazo de la falla Morrillos oeste. Hacia el sur termina en parte por la intrusión del granito de San José del Morro y en parte porque es cortada por la falla mencionada.

En esta faja se encuentran los yacimientos más importantes y que han sido trabajados más intensamente de toda la región estudiada. La mayor parte de la producción ha provenido de estos yacimientos.

No obstante esto, la mayoría de las labores son superficiales; solamente dos chiflones, desarrollados sobre la tactita mineralizada y con inclinación de $40^\circ E$ (Pozo 9 de La Prudencia IV y Pozo 5 de Morro N° 1) alcanzaron profundidades de alrededor de 110 m. El Pique de los Ingleses, realizado durante la segunda guerra mundial, bajó hasta 65 encontrándose la mineralización plenamente desarrollada.

En esta faja las rocas predominantes son los esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos con numerosas inyecciones capa por capa de cuarzo y oligoclasa que pasan gradualmente hacia venas pegmatíticas. Comparativamente con la faja oriental, los esquistos están menos impregnados por la migmatización.

Los depósitos más importantes son: Erika

Luisa, Arroyito con Agua y Escondida; Hermana Blanca, Loma Blanca; Morro N° 1 (Lapidus, 1954; Smith y González, 1947; Velarde, 1972); La Prudencia (Leveratto y Llambías, 1977); La Buyi, Don José, Don Ricardo (Alessi, 1961); El Peje (Sister y Maldonado, 1953; Maldonado, 1956); Los Rodeos; y Lucifer. Estudios generales que abarcan varios distritos son: Monchablon (1956); Padula (1965); Stoll (1963); Minera TEA (1971); Clayton (1971).

En el sector central de esta faja los bancos de tactitas con scheelita tienen una extensión no interrumpida de 3,5 km (Leveratto y Llambías, 1977). El contenido de scheelita a lo largo de la misma es variable, aunque siempre contienen tanto en las tactitas provenientes de mármoles como de anfibolitas a este mineral. En promedio se hallaron valores entre 0,4 y 0,6 % WO_3 . Entre Morro N° 1 y Don Ricardo afloran dos conjuntos de bancos, separados por esquistos biotíticos y a una distancia máxima de 300 m. Al sur de Morro N° 1 se juntan.

En general el rumbo es aproximadamente N-S con inclinaciones de $40-45^\circ E$, aunque mesoscópicamente se observan pronunciadas variaciones debido a plegamientos, que corresponden a órdenes menores. A pesar de estos replegamientos el rumbo general y la inclinación se mantiene. El espesor y número de los bancos de tactita es muy variable. En Loma Blanca hay 4 bancos principales con espesores de 0,50 a 2,50 m. En el área delimitada por la quebrada de Los Burros y El Tala se han distinguido 7 bancos de mármoles con sus correspondientes desarrollos de tactitas, estando 3 de ellos normalmente mineralizados con scheelita, con espesores de 0,5 a 2 m (Leveratto y Llambías, 1977). En otros yacimientos el número de bancos de tactitas es de uno o dos, con espesores frecuentes de 0,8 a 2,5 m.

6.1.2. FAJA MORRO ORIENTAL-YULTO

Esta faja está caracterizada porque la roca de caja son esquistos migmatíticos y migmatitas esquistosas cuarzo oligoclásicas. Los yacimientos de la parte oriental de la sierra del Morro están separados de los de Yulto por sedimentos Cuaternarios; por la fractura de La Morena; y por el granito de San José del Morro dando lugar a dos subfajas: 1) Morro oriental; 2) Yulto (fig. 2).

Las características de los yacimientos son comunes a ambas subfajas. En la del Morro oriental los depósitos más importantes son:

San Antonio, Los Halcones, La India y La Urbana, que constituyen una corrida, con numerosas interrupciones, de 8 km de longitud. Gran parte de la misma está cubierta por los sedimentos Cuaternarios que rellenan la caldera de El Morro. Depósitos de menor importancia son: Las Carditas y Cerro Tala. Al igual que en los restantes distritos las tactitas están acompañadas por anfibolitas, mármoles, a veces en proporciones muy subordinadas como en La India y Las Carditas; y esquistos biotíticos epidótico-anfibólicos.

En la subfaja de Yulto el yacimiento más importante y que ha sido más trabajado es La Coquita (Monchablón, 1956; Clayton, 1971). Le siguen en importancia La Irita; Indio Mirelli y algunas minas del distrito de Loma Quemada.

Las características de todos estos depósitos es su marcada complicación tectónica, consistente en plegamientos mesoscópicos cerrados y numerosas fallas, que hacen que los bancos de tactitas no sean continuos y muestren frecuentes acuñaientos. Las características mineralógicas y texturales de las tactitas, anfibolitas y mármoles son iguales a los de la faja Los Morrillos.

6.2. Depósitos de scheelita en pegmatitas

En general las pegmatitas no contienen minerales de tungsteno, con excepción de algunos cuerpos pegmatíticos discordantes que se encuentran en los yacimientos de La Coquita, Loma Blanca, Don José y Don Ricardo. En todos estos casos las pegmatitas cortan las tactitas y contienen scheelita disseminada con wolframita subordinada.

6.3. Depósitos de scheelita y wolframita en vetas de cuarzo

Depósitos de tungsteno de este tipo se encuentran principalmente en la sierra de Los Morrillos (Loma Blanca, Morro N° 1, Los Dos Negritos, El Obrero, El Peje, Alea Jacta, Guanaco Pampa y La Cañada) y en las sierras de Yulto (Loma Quemada, La Clemencia-Falucho, La Coquita, San José del Morro, El Buey Blanco y Santa Justa).

Fueron estudiadas en el distrito de Loma Blanca y Morro N° 1 por Beder (1913); Kittl (1930); Monchablón (1956); Stoll (1963) y Clayton (1971). En El Peje (Sister y Maldonado, 1953; Maldonado, 1956 y Stoll, 1963); Guanaco Pampa; y en otras manifestaciones, estas vetas continúan abun-

dante turmalina, aunque casi siempre este mineral está presente en la mayoría de ellas, con excepción de Loma Blanca donde no es abundante.

Con respecto a su explotación estos depósitos no han tenido mayor trascendencia. La mayor producción correspondió a Los Dos Negritos con 31 toneladas de concentrados con ley aproximada de 65 % de WO_3 (período 1952-1962; Padula, 1965). El Obrero produjo 5 toneladas y El Buey Blanco (San José del Morro) y Santa Justa, 25 toneladas. Representa para el período indicado solamente un 5-7 % de la producción total. Las labores consisten en destapes, trincheras y muy pocos piques, los cuales no sobrepasan los 20 m. Solamente se han encontrado clavos mineralizados con alta ley (alrededor de 2 % WO_3) en los lugares que estas vetas cortan las tactitas, como por ejemplo en Loma Blanca, Morro N° 1, El Peje y La Coquita.

Las vetas de cuarzo mineralizadas no tienen la misma distribución geográfica que las tactitas, como por ejemplo en La Clemencia-Falucho, Alea Jacta, El Obrero, Los Dos Negritos y la Cañada que están alejadas de tactitas.

Forman diques que cortan a veces perpendicularmente la esquistosidad principal, como en San José del Morro y Loma Blanca; o en forma oblicua como en La Clemencia-Falucho y Alea Jacta. Frecuentemente cortan los filones capa de pegmatitas.

La forma de presentarse estas vetas de cuarzo es variable de un depósito a otro. En Falucho-La Clemencia es una sola veta con un espesor de alrededor de 0,5 m, pero no se pudo medir con mayor precisión por estar las labores aterradas. La longitud de la misma es de 900 m, aunque no está expuesta totalmente en este trayecto. En San José del Morro, al sur de Loma Quemada, las vetas de cuarzo y turmalina con delgadas (10-30 cm) pero numerosas, constituyendo un enjambre que corta perpendicularmente la esquistosidad principal y se hallan distribuidas en un área de alrededor de 300 x 100 m. En Loma Blanca, San José y Los Dos Negritos las vetas de cuarzo son muy numerosas (véase el mapa de Beder, 1913). Cuando intersectan los mantos de tactitas producen mineralizaciones de alta ley y grano grueso. En Alea Jacta la veta es prácticamente una pero contiene abundantes acuñaientos y ramificaciones. Se extiende a lo largo de 400 m.

7. Mineralogía

Para la descripción mineralógica se han subdividido a los minerales en: principales; accesorios; y de mena. Los principales son los que constituyen la roca que contiene la mineralización, los accesorios los que están presentes en cantidades pequeñas; y los minerales de mena los que habitualmente constituyen menas. En cada grupo se describirán aproximadamente en orden decreciente de abundancia.

Se describirán primero los minerales de las tactitas y después los minerales de las pegmatitas y vetas de cuarzo.

7.1. Minerales de las tactitas

7.1.1. MINERALES PRINCIPALES

Grupo del epidoto. Dentro de este grupo se han encontrado: epidoto, clinozoisita, y en menor proporción zoisita. Todos ellos se encuentran en varias generaciones, y forman parte del proceso de tactización de los mármoles y anfibolitas; constituyendo agregados intercrecidos con tremolita-actinolita, que siguen a grandes rasgos el bandeamiento del mármol.

Los minerales de este grupo se encuentran, además: 1) formando venillas de 0,5 mm de potencia concordantes con la esquistosidad regional originando texturas de libro (Don José); 2) asociados a cuarzo-calcita y tremolita-actinolita, en venillas que cortan o son paralelas al bandeamiento de las tactitas o de las anfibolitas; 3) intercrecidos con calcita y fluorita formando venillas en tactitas y esquistos biotíticos (El Morro, Loma Blanca); 4) rellenando diaclasas y fallas mineralizadas que cortan el bandeamiento de las tactitas (Loma Blanca); 5) formando drusas con cristales de hasta 30 mm asociados a tremolita-actinolita o a flogopita-biotita, fluorita y escasa scheelita (El Morro).

Microscópicamente se observan agregados de cristales idiomorfos a subidiomorfos con tamaños que varía entre 0,1 y 30 mm, con texturas idiotópicas a decusadas e intercrecidos con tremolita actinolita. A veces desarrolla agregados fibroso-radiados. Reemplaza y es reemplazado por tremolita-actinolita. Cuando la tactización ha afectado a los esquistos biotíticos que están en contacto con los mármoles o anfibolitas la epidotización se produce por el reemplazo selectivo de las

láminas de mica, heredándose la esquistosidad de la roca.

A veces los cristales están algo fracturados, como en Don José y Alto de los Metales, pero sus texturas indican que son claramente posteriores a la deformación.

En las tactitas actinolíticas en general epidoto es más abundante que zoisita y clinozoisita.

Clinozoisita se encuentra en cristales prismáticos idiomorfos de 0,6 a 2,5 mm, comúnmente intercrecidos con epidoto y tremolita. También en agregados fibroso radiados (lam. I, fig. 2) formados por cristales de 1-2 mm de longitud, siendo la elongación de éstos paralela al bandeamiento de las tactitas. Es más abundante que los restantes miembros de este grupo en las tactitas con predominio de tremolita sobre actinolita.

Zoisita está en cristales idiomorfos a subidiomorfos de 0,6 a 1, mm asociados a epidoto.

Tremolita-actinolita. Se encuentran en las tactitas varios miembros de esta serie, los cuales fueron estudiados en detalle por Clayton, (1971).

Todos los términos de esta serie están en cristales fibrosos, menos comúnmente prismáticos. Varían entre 0,6 y 4 mm de longitud, alcanzando a veces hasta 50 mm. Las tremolitas varían al microscopio de incoloras a grises y las actinolitas tienen X = amarillo verdoso pálido; Z = verde azulado pálido. La textura predominante es decusada (lám. I fig. 1), pero generalmente las fibras tienen su mayor elongación paralela al bandeamiento de las tactitas, aunque a veces hay cristales prismáticos de hasta 30 mm de longitud que cortan dicho bandeamiento. En algunos casos (Alto de los Metales) los cristales están algo curvados por deformación. Rellenan diaclasas y fallas mineralizadas que cortan el bandeamiento de las tactitas.

Clayton (1971) da dos análisis químicos, los cuales muestran un relativamente elevado contenido de fluor.

Flogopita. Se halla en láminas que varían entre 0,06 y 1 mm de diámetro, incoloras a verde amarillentas, con texturas decusadas. Está intercrecida con tremolita-actinolita y epidoto o en bandas alternantes con epidoto. A veces cuando ha habido una flogopitización de las tactitas, como por ejemplo cuando éstas son cortadas por vetas de cuarzo, tremolita-actinolita y epidoto son reemplazados por laminilla dispuestas en

forma de abanico de 0,6 mm, quedando dichos minerales como lentes y relictos dentro de la flogopita (Don José). Está también en diaclasas y fallas mineralizadas que cortan el bandeamiento de las tactitas.

La serie flogopita-biotita fue exhaustivamente estudiada por Clayton (1971) quien publica un análisis químico, el cual muestra alto contenido de fluor.

Biotita. Es escasa y en general en las tactitas a veces predominan los términos flogopíticos. Es de grano fino a muy fino (0,06 mm) y está intercrecida con epidoto y forma drusas junto con este mineral. A veces reemplaza a bandas de epidoto y actinolita en láminas de 0,8 mm (Don José, Loma Blanca).

Cuando las pegmatitas intruyen los mármoles y las tactitas, como en Loma Blanca, Clayton (1971) ha reconocido fajas biotíticas epidóticas esquistosas conteniendo scheelita.

El análisis químico publicado por Clayton (1971) muestra un alto contenido de fluor.

7.1.2. MINERALES ACCESORIOS

Fluorita. Es un accesorio frecuente en las tactitas y es relativamente abundante. Su color varía de incoloro a blanco y violeta. A veces se han hallado venillas de fluorita rosada.

En general en los agregados cristalinos las variedades incoloras y blancas pasan hacia sus bordes a violeta. Lo mismo se observa en drusas donde la fluorita incolora y la blanca están cubiertas por cristales de fluorita violeta (Loma Blanca, Don José).

Forma drusas con cristales cúbicos que varían de 0,04 a 20 mm (El Morro) a veces asociadas a cuarzo, berilo y scheelita (Don José) o también a molibdenita (El Morro).

Forma metacrystalos, agregados cristalinos, y venillas que siguen el bandeamiento de las tactitas (El Morro, Don José, Loma Blanca) y otras veces lo cortan (Loma Blanca). Está asociada a venillas de cuarzo, apatita,

sulfuros y calcita que cortan el bandeamiento de las tactitas (Don José). Reemplaza venillas de epidoto siguiendo preferentemente los clivajes de este mineral. Rellena diaclasas y fallas junto con los minerales del grupo del epidoto, cuarzo, titanita y flogopita en agregados con cristales de unos 2 mm (Loma Blanca).

Fluorita reemplaza a muscovita (Loma Blanca), cuarzo, epidoto, calcita y flogopita en agregados de 0,5 mm. También forma venillas reemplazando a berilo.

La mineralización de fluorita está estrechamente vinculada a la de scheelita. En general ambos se reemplazan mutuamente, lo cual indicaría que la mineralización de fluorita ha sido continua pero fluctuante durante la cristalización de scheelita.

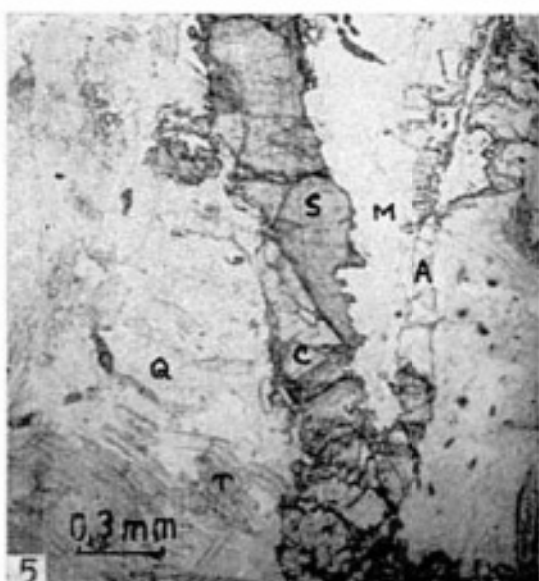
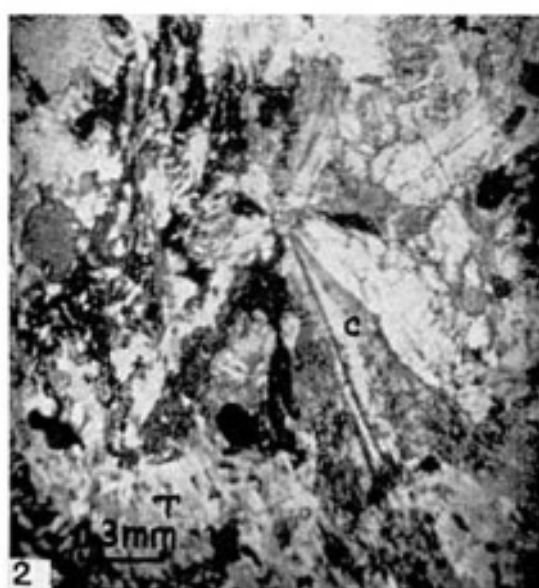
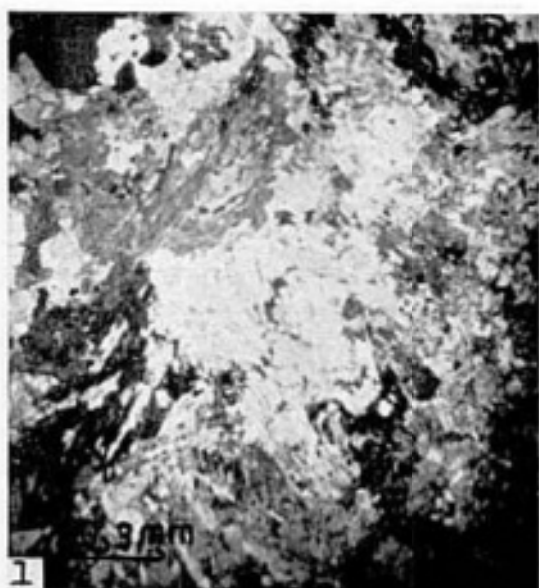
Apatita. Está presente en todas las tactitas y es relativamente abundante. Se encuentra en cristales idiomorfos a subidiomorfos, diseminados en las tactitas, de 0,4 a 0,8 mm, con máximos de hasta 2 mm. También está con texturas en rosario o formando venillas que a veces son paralelas a otras de clinzoisita y scheelita (Don José).

Reemplaza al grupo del epidoto, tremolita-actinolita, y a scheelita y también a fluorita, cuarzo y micas. Está estrechamente asociada a titanita y es uno de los últimos minerales en formarse.

Berilo. Se encuentra en drusas junto con fluorita, scheelita y cuarzo, desarrollando cristales verde claro a verde oscuro de unos 5 mm de longitud (Don José). También está en cristales idiomorfos de 0,3 mm y en agregados cristalinos de 1,2 mm que reemplazan tremolita-actinolita y cuarzo (Don José). Es reemplazado por epidoto, quedando cristales relicticos de berilo de 0,1 mm dentro de los agregados cristalinos de este mineral.

Titanita. Comúnmente está en cristales idiomorfos de 0,3 a 0,6 mm y también en agregados cristalinos redondeados de 1,6

Lám. I. — 1: Actinolita con textura decusada, en una tactita (Don José) Nic. X. 2: Agregado fibroso radiado de clinzoisita (C) rodeados por cristales de tremolita (T), en una tactita. (Don José), Nic. X. 3: Metacrystalos de scheelita (S) desarrollando apófisis sobre tremolita (T), hay también calcita (C), en una caliza tactizada. (Loma Blanca) Nic. // 4: Scheelita (S) reemplazando selectivamente a epidoto (E) en una tactita; (Fg) es flogopita. Los metacrystalos con forma de cuña son de titanita (T) (Loma Blanca). Nic. // 5: Venilla de clinzoisita (C) reemplazada selectivamente por scheelita (S). También hay una venilla de apatita (A) reemplazando selectivamente a una ramificación de la venilla de clinzoisita. La roca es una tactita; (T) es tremolita, (Q) es cuarzo y (M) mica. (Don José, Nic. // 6: Cristales de powellitita (P) reemplazando a epidoto (E). Hay agregados de cristales prismáticos de tremolita (T). La roca es una tactita. (Alto de los Metales). Nic. //.



mm y en agregados cristalinos con texturas en cadena y en rosario (Loma Blanca, Don José, El Morro). A veces los cristales son claros con maclas polisintéticas y otras muy oscuros, casi negros, pasando a un mineral opaco probablemente anatasa.

Se presenta: 1) en venillas de cristales idiomorfos que reemplazan a epidoto (lám. III, fig. 1) siguiendo sus clivajes y a tremolita-actinolita según sus fibras (Don José, Alto de Los Metales); 2) en diaclasas que cortan el bandeamiento de las tactitas, junto con cuarzo, fluorita y epidoto; 3) en agregados de cristales cuneiformes que reemplazan a la tactita paralelamente al bandeamiento (El Morro); 4) reemplazando masivamente las tactitas y desarrollando infinidad de venillas y agregados con texturas en rosario (La Coquita); 5) en masas coloiformes de 0,4 mm (El Morro).

La mineralización de titanita está estrechamente relacionada a la de scheelita y apatita.

Cuarzo. Es poco abundante en las tactitas y está en forma intergranular, en venillas y en drusas. Corresponde al proceso de silicificación asociado a las intrusiones pegmatíticas y a las vetas de cuarzo con mineralización de scheelita.

El tamaño de grano varía de 0,2 a 1,5 mm. Generalmente está reemplazando a epidoto y está asociado a scheelita, muscovita y fluorita. Forma venillas de 0,1 a 10 cm de potencia de grano muy fino paralelas o perpendiculares al bandeamiento de las tactitas. Se halla también en diaclasas y fallas mineralizadas en agregados con cristales 0,2 mm (Loma Blanca), junto con epidoto, tremolita-actinolita, flogopita y fluorita.

A pesar de hallarse cuarzo con frecuencia, la silicificación de las tactitas no es intensa, salvo en contadas ocasiones, como en Don José, que es marcada.

El cuarzo se presenta en dos generaciones: una anterior a los sulfuros y scheelita y otra posterior a ellos, pero podría interpretarse que la mineralización de cuarzo, al igual que la de fluorita, fue continua pero

fluctuante durante la depositación de sulfuros y de scheelita.

Calcita-dolomita. Además de los carbonatos relicticos de los mármoles tactizados hay calcita y dolomita que se deposita anterior y posteriormente a la mineralización de scheelita, como ocurre con la de fluorita y cuarzo.

El color de la calcita varía de blanco a rosado oscuro. Con luz ultravioleta suele ser rojiza, lo cual indicaría un cierto contenido de manganeso en su estructura.

Forma drusas con romboedros de hasta 4 cm de longitud y venillas asociadas a epidoto de unos 2 cm de potencia que cortan o son paralelas al bandeamiento de las tactitas. Las venillas de calcita rosada contienen metacristales de scheelita, fluorita violeta y a veces molidenita. Forma venillas con texturas de peine asociada a cuarzo y a veces a un fosfato no determinado. También hay calcita intergranular de grano muy fino intercrecida con cuarzo, flogopita, epidoto, titanita y scheelita.

Clorita. Forma venillas muy finas de 0,08 mm que cortan el bandeamiento de las tactitas y reemplaza a epidoto y titanita. Está asociada a cuarzo y calcita.

Montmorillonita. En las tactitas brechadas, asociadas con óxidos de hierro la montmorillonita rellena fracturas y diaclasas.

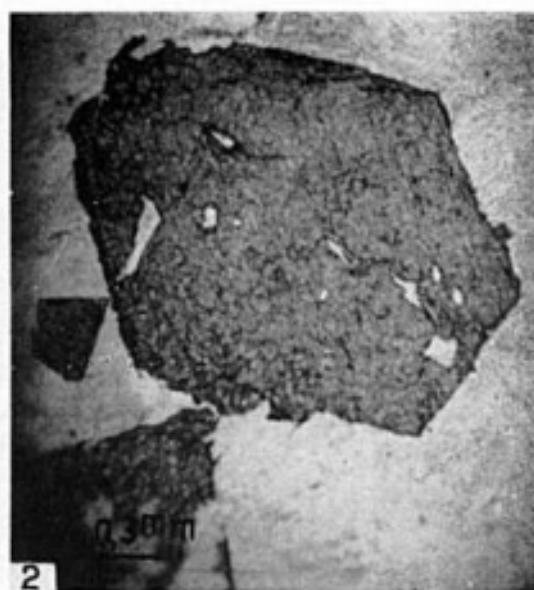
Hialita. Esta variedad de ópalo, con aspecto vitreo y fluorescencia verde con luz ultravioleta, está en costras recubriendo las tactitas, principalmente planos de bandeamiento y diaclasas. Es común en todas las manifestaciones scheelíticas.

7.1.3. MINERALES DE MENA

Serie scheelita-powellita.

a) **Powellita.** Es un mineral supergénico, derivado de la alteración de molibdenita. Está en agregados hexagonales o redondeados de unos 3 mm formados por pequeños cristallitos prismáticos, piramidales o fibro-

Lám. II. — 1: Metacristales de scheelita siguiendo clivajes de muscovita, en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. // 2: Metacristales de scheelita reemplazando muscovita, en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. // 3: Metacristales de scheelita (S) reemplazando láminas de muscovita (M) y desarrollando apófisis sobre fluorita (F), en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. // 4: Metacrystal de scheelita reemplazando a muscovita. Venilla de fluorita (F) reemplazando a scheelita (S) y muscovita (M), en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. // 5: Metacristales de apatita (A) con textura en cadena reemplazan a scheelita (S), muscovita (M) y fluorita (F), en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. // 6: Metacristales de apatita (A) reemplazando a scheelita (S) y a muscovita (M), en pegmatitas. (Loma Blanca). Nic. //



sos (lám. I, fig. 6). El hábito que predomina es el micáceo, heredado de molibdenita, a la cual reemplaza pseudomórficamente quedando relictos de este mineral dentro de los agregados de powellita (El Morro, Alto de los Metales, El Peje). (lám. III, fig. 3).

Con luz ultravioleta tiene fluorescencia amarillo vivo y los análisis químicos realizados por fluorescencia de rayos-X dieron powellita casi pura con 1,4 moles % de WO_4Ca (El Morro).

Está asociada a un mineral supergénico de bismuto y plomo no identificado.

b) *Scheelita*. Por su comportamiento con luz ultravioleta se pueden reconocer las siguientes variedades:

	Moles % MoO_4Ca
1) scheelita azul oscuro	< 0,1
2) scheelita azul claro	~ 0,1 a 0,5
3) scheelita blanca azulada	~ 0,3 a 0,5
4) scheelita blanca	~ 0,5 a 0,8
5) scheelita blanca amirillenta	~ 2,2
6) scheelita amarilla	~ 5,2

En el Cuadro 1 se dan los porcentajes de powellita determinados por fluorescencia de rayos-X. Como puede concluirse, todos los términos hallados de la serie scheelita-powellita tienen composiciones cercanas a scheelita, con excepción de la powellita descrita, que es supergénica. Además, dentro de un mismo color de fluorescencia su composición es relativamente variable. En El Morro y Yulto la composición de las scheelitas en las tactitas varía entre 0,1 y 5,2 % de MoO_4Ca .

La scheelita predominante es la que tiene fluorescencia azul y el área donde se ha hallado mayor proporción con fluorescencia amarilla es en El Morro y Loma Blanca. En algunas manifestaciones se hallan los seis tipos de scheelitas descriptos.

En general se ha podido establecer la secuencia de depositación de las scheelitas para un mismo pulso mineral. La scheelita

amarilla cristaliza primero; luego la blanca y últimamente la azul. Por ejemplo en Loma Blanca y Don José se observa que en agregados cristalinos, de 3-4 mm, la scheelita amarilla es reemplazada por la blanca y ésta a su vez por la azul, que la rodea.

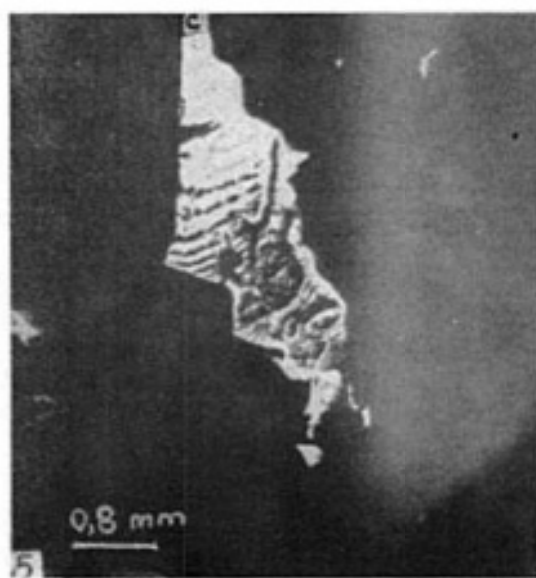
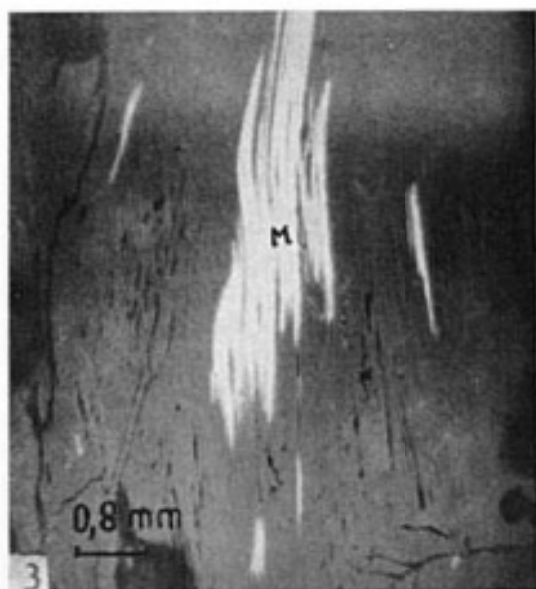
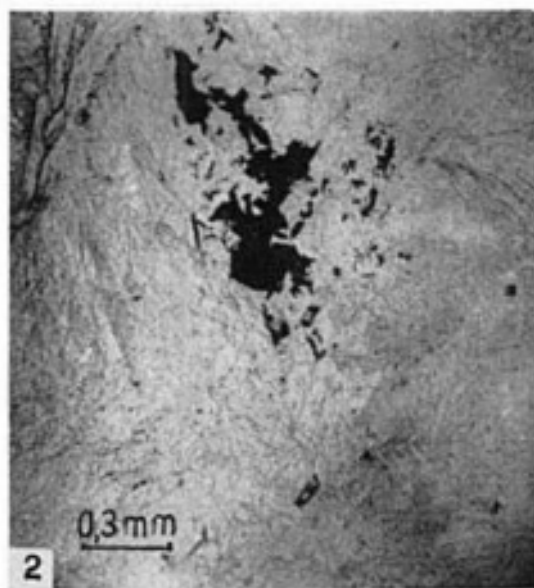
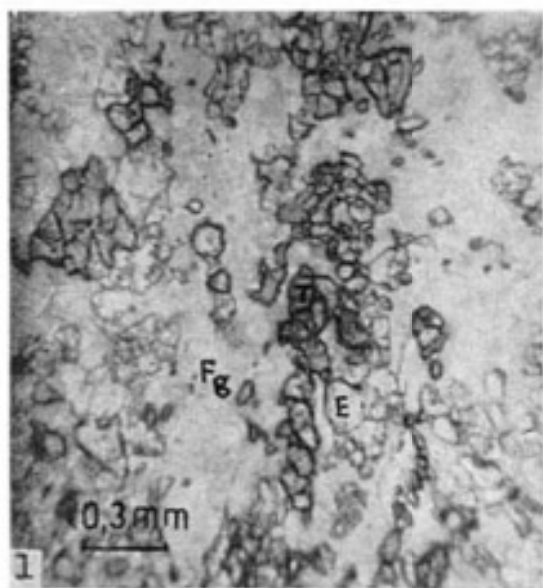
En algunos sectores donde hay scheelita amarilla diseminada en las tactitas, éstas están atravesadas por vetas de cuarzo conteniendo scheelita azul clara (Loma Blanca). Esto demuestra que ya sea en la cristalización de una especie como en la secuencia general del área, a medida que avanza el proceso de mineralización hay una disminución en el contenido de molibdeno de las scheelitas, lo cual corrobora las observaciones de Hsu y Galli (1973).

También hay que destacar que algunas scheelitas (El Morro) dieron alto contenido de renio (4 ppm) lo cual se correlaciona según Augsburg et al (1978) con la cantidad de molibdeno que contienen. En muchas de la scheelitas se han encontrado trazas de ytrio.

Las scheelitas con luz natural varían de blanco, amarillento, castaño claro, gris claro, a amarillo verdoso. Las scheelitas de fluorescencias amarillas y azules son en general de grano más fino que las blancas y blancas azuladas, variando de 0,04 a 1 mm. En cambio, es común hallar cristales bipiramidales de scheelita blanca azulada de hasta 30 mm en los contactos tactitas-vetas de cuarzo con scheelita.

Comúnmente la scheelita reemplaza a las tactitas formando metacristales con apófisis (lám. I, fig. 3) y agregados cristalinos en cadenas o en rosario que siguen en líneas generales el bandeamiento de la tactita, pero los metacristales en detalle cortan el bandeamiento. La mineralización parece haber seguido la dirección de ciertos planos, probablemente de diaclasas, porque frecuentemente se distribuyen en forma irregular dentro de las tactitas. Si bien sigue los planos de bandeamiento, sólo lo hacen en reducidas dimensiones ya que desaparece a veces en

Lám. III.—1: Metacristales de titanita (T) reemplazando selectivamente a bandas de epidoto (E) en una tactita con flogopita (Fg). (Don José). Nic. // 2: Agregado de cristales prismáticos de casiterita (mineral negro) reemplazando a muscovita. (Loma Blanca). Nic. // 3: Cristales relictos de molibdenita (M) dentro de un agregado masivo de powellita, en una tactita. (Alto de los Metales). Nic. // 4: Agregado masivo de aikinita en una tactita. Dentro de la aikinita hay masas redondeadas de tennantita-tetrahedrita. (La Coquita) Nic. // 5: Pirita melnikovita, derivada de pirrotina, con textura de "ojo de pájaro" en una tactita. Contiene finas bandas oscuras de goethita y está asociada a calcopirita (C). (La Coquita. Nic. // 6: Cristales de wolframita (W) en una veta de cuarzo (mineral negro). La wolframita está reemplazada por scheelita (S) siguiendo clavajes. (Loma Blanca). Nic. //.



CUADRO Nº 1. — Color de fluorescencia con luz ultravioleta y composición (expresada porcentualmente en moles de powellita, referidos a scheelita).

Localidad	Roca de Caja	Fluorescencia	Moles % de MoO ₃ Ca
La Florida	tactita	azul oscuro	< 0,1
San Román	veta de cuarzo	azul oscuro	< 0,1
La Puntana	veta de cuarzo	azul oscuro	< 0,1
La Libertad	tactita	azul oscuro	< 0,1
San José	pegmatita	azul claro	0,1
Falucho y La Clemencia	veta de cuarzo	azul claro	0,1
Los Dos Negritos	veta de cuarzo	azul claro	0,1
La Coquita	tactita	azul claro	0,1
Lucifer	pegmatita-esquisto	blanco azulado	0,3
Loma Blanca	tactita	blanco azulado	0,3
Loma Blanca	pegmatita	blanco azulado	0,3
Los Cocos	granulita	azul claro	0,3
El Peje	veta de cuarzo	blanco azulado	0,3
Los Rodeos	esquisto	azul claro	0,4
Loma Blanca	pegmatita	blanco azulado	0,4
Don José	pegmatita	blanco azulado	0,4
Don José	tactita	azul claro	0,5
El Morro	tactita-pegmatita	blanco azulado	0,5
Don José	caliza	blanco	0,8
El Morro	tactita	blanco amarillento	2,2
El Morro	tactita	amarillo	5,2

uno u otro sentido del plano de bandeamiento. Es probable que estos planos hayan actuado como canales por donde la mineralización se difundió. Por ejemplo, se ha observado que una venilla al cortar el bandeamiento se ensancha cuando llega a los planos de los mismos y luego se vuelve a angostar (Loma Blanca).

En las tactitas flogopitizadas por la intersección de vetas pegmatíticas o de cuarzo la scheelita aumenta su proporción en el contacto tactita-faja flogopítica y se observa que se difunde dentro de la tactita siguiendo los planos de bandeamiento o también de diacasa.

Scheelita reemplaza en agregados de varios centímetros (El Morro, Loma Blanca) a tremolita-actinolita y epidotos, desarrollando apófisis que siguen las fibras o clivajes de estos minerales. El reemplazo selectivo del grupo del epidoto es marcado y hay venillas de clinzoisita que están parcial y pseudomórficamente reemplazadas por scheelita (lám. I, fig. 5). Además, los cristales se desarrollan paralelamente a la elongación de los prismas de epidoto quedando relictos de estos dentro de la scheelita (lám. I fig. 4) (Don José, Loma Blanca). Probablemente este reemplazo selectivo sea uno de los factores que produjo el bandeamiento de la mineralización de scheelita en las tactitas.

En todas las manifestaciones, la mineralización de scheelita está estrechamente asociada a los sulfuros, apatita, titanita, fluorita, berilo, cuarzo y calcita. A veces scheelita reemplaza a pirita y calcopirita quedando relictos de estos sulfuros dentro de ella. La mayor concentración de scheelita se halla sobre los sulfuros o en el contacto roca de caja-sulfuros (La Coquita).

Scheelita en cristales idiomorfos o subidiomorfos de 0,4 a 0,7 mm también reemplaza a cuarzo, fluorita, epidoto, berilo, micas y calcita desarrollando apófisis o agregados en rosario de hasta 10 mm (Don José). Reemplaza en cristales anhedrales y agregados en cadena desarrollando apófisis, a molibdenita (Alto de los Metales).

Pirita. Se encuentra en cristales idiomorfos de 0,02 a 2 cm de lado y en agregados cristalinos de unos 4 cm, a veces con texturas en rosario, que siguen o cortan el bandeamiento de las tactitas (El Morro, Don José, La Coquita). Los cristales son cubos a veces combinados con octaedros o con piritoedros. Reemplaza a las tactitas, a las pegmatitas y a las vetas de cuarzo.

Está estrechamente vinculada a la mineralización de scheelita y sulfuros. Contiene inclusiones de pirrotina, calcopirita, cubanita y bismutinina (La Coquita).

Microscópicamente la pirita está: 1) en meta-cristales que reemplazan y desarrollan apófisis sobre epidoto y tremolita-actinolita o en finas venillas reemplazando a dichos silicatos. Generalmente está asociada a calcopirita, covellina, digenita, sulfosales, ilmenita, rutilo y scheelita (Don José, La Coquita); 2) reemplazando a rutilo en masas de grano fino (0,01 mm); 3) asociada a la mineralización de cuarzo, molibdenita, bismutinina, galena, powellita, como en Alto de los Metales.

Molibdenita. Es común en las tactitas y está generalmente relacionada con la mineralización de bismuto y cobre. Forma cristales de caras curvadas, con hábito hexagonal, de 3 a 5 mm. Reemplaza a las tactitas y está asociada a venillas de epidoto y calcita (Don José). Está en relictos dentro de agregados cristalinos de powellita (Alto de los Metales, El Morro) (lám. III, fig. 3). Es reemplazada por un mineral supergénico de bismuto y plomo, lo cual indicaría su estrecha relación hipogénica con sulfosales de bismuto.

Calcopirita. Generalmente está en masas redondeadas diseminadas en las tactitas, de 0,3 a 0,5 mm de longitud, reemplazando intergranularmente a los silicatos. También aparece como cuerpos de desmezcla dentro de blenda (Don José). Reemplaza a pirita y pirrotina en forma de agregados masivos o en venillas (La Coquita). Contiene inclusiones de cubanita.

Pirrotina. Sólo se hallan relictos diseminados en las tactitas. Está en cristales tabulares de 0,3 mm que a veces desarrollan apófisis sobre los silicatos. Está incluida en pirita en masas redondeadas.

Por la abundancia de melnikovita derivada de la alteración de pirrotina, se infiere que este último mineral debe haber sido abundante en algunas regiones.

Pirita-melnikovita. Está en agregados masivos de 1 mm, de grano muy fino, con textura coloiforme. Reemplaza intergranularmente a los silicatos. A veces exhibe la típica textura "ojo de pájaro" (Ramdohr, 1969: 593) derivada de la alteración de pirrotina a melnikovita (La Coquita), (lám. III, fig. 5).

Goethita. La mayoría de la goethita proviene de la oxidación de pirita, de la cual es pseudomórfica. Forma agregados coloiformes y venillas que reemplazan pirita. Re-

llena boxworks de pirita y forma parte de las limonitas exóticas e indígenas derivadas de pirita.

Magnetita. Está en cristales aislados de 0,12 a 0,4 mm, asociada a ilmenita y hematita. A veces está martitizada. Contiene desmezclas de hematita (El Morro, Don José).

Ilmenita. Está en cristales tabulares de 0,2 a 0,4 mm reemplazando fibras de tremolita-actinolita (El Morro, Alto de los Metales) o clivajes de micas (La Coquita). En algunas áreas está en las tactitas asociada a los minerales de cobre con cristales de hasta 1 mm estando los mismos generalmente reemplazados por rutilo.

Rutilo. Está en cristales tabulares de 0,2 mm y en agregados con formas de nidos, a veces intercrecidos con titanita y que probablemente derivan de la alteración de ilmenita (Ramdohr, 1969: 989) como en Don José.

Reemplaza casi totalmente a ilmenita en agregados cristalinos de unos 0,4 mm formados por cristales prismáticos de 0,03 mm. El reemplazo es a veces en forma de red trigonal. También está en cristales tabulares de 0,08 mm asociados a hematita, como producto de oxidación de ilmenita, tal como se observa cuando las tactitas son cortadas por vetas de cuarzo (Don José).

Aikinita. Está en agregados masivos alargados de 0,5 mm (lám. III, fig. 4) reemplazando intergranularmente a los silicatos y a veces en cristales tabulares de 0,05 mm desarrollados paralelamente al clivaje de las micas (La Coquita). Reemplaza a pirita, pirrotina, calcopirita y bismutinina.

Bismutinina. Está en cristales tabulares de 0,2 mm incluidos en pirita o en masas relicticas de 0,015 mm rodeadas por un mineral supergénico de bismuto (bismutita?) dentro de las masas silicáticas. Forma parte de la mineralización de bismuto y cobre de algunas áreas (La Coquita). También está asociada a la mineralización de molibdenita (Alto de los Metales).

Cubanita. Está dentro de calcopirita en cristales tabulares de 0,1 mm con sus maclas características (La Coquita).

Blenda. Está diseminada en las tactitas en masas alargadas de 0,2 a 1 mm que siguen las fibras de tremolita-actinolita. También desarrolla meta-cristales de 0,07 mm sobre calcopirita (La Coquita) o está reemplazan-

do a biotita (Don José). Los reflejos internos varían de castaño amarillento a castaño rojizo.

Tetrahedrita-tennantita. Está en masas redondeadas de 0,05 mm reemplazando aikinita (lám. III, fig. 4). Por su color verde oliva su composición se acerca más hacia el término tetrahedrita. Es escasa (La Coquita).

Hematita. Se encuentra dentro de cristales de magnetita e ilmenita, en masas pequeñas de 0,01 mm (Don José). A veces es pseudomórfica de magnetita en cristales de 0,12 mm (El Morro) y de pirita en agregados cristalinos de 0,03 mm (Don José). En el contacto de vetas de cuarzo con tactitas está dentro de la roca de caja en venillas y agregados de 0,2 mm y en cristales tabulares de 0,1 a 0,01 mm (Don José). Está interrecrida con cristales de rutilo como producto de alteración de ilmenita (Don José).

Bourbonita. Se halla en cristales poligonales de 0,01 mm reemplazando a aikinita. Es muy escasa.

Covellina. Está en pequeños cristales de 0,01 mm reemplazando calcopirita. Es muy escasa (La Coquita, Don José).

Digenita. Reemplaza a calcopirita centripetamente (Don José).

Galena. Sólo se la ha encontrado en masas relicticas de 0,2 mm dentro de agregados coloiformes de cerusita. En Alto de los Metales reemplaza a molibdenita.

Anatasa. Está asociada a titanita a la cual reemplaza (Don José, El Morro, La Coquita) siguiendo sus planos de macla. También reemplaza a ilmenita en cristales tabulares de 0,03 mm que luego son totalmente reemplazados por rutilo (Don José).

Bismutita. Bismutita y otro carbonato de plomo y bismuto no identificado fueron hallados reemplazando bismutinita y powellita.

Jarosita. Está en pequeñas cantidades asociada a goethita. Cubre cristales de epidoto y láminas de mica (La Coquita).

7.2. Minerales de las pegmatitas y vetas de cuarzo

Las pegmatitas que se describirán son únicamente las que contienen scheelita y que son las que se encuentran en contacto con

las tactitas, como en Don Ricardo, Don José, Loma Blanca y La Coquita. En cambio las vetas de cuarzo con scheelita son numerosas y no están relacionadas en el espacio con las tactitas.

7.2.1. MINERALES PRINCIPALES

Cuarzo. Es parte integrante de las pegmatitas y vetas de cuarzo constituyendo agregados granulares allotriomorfos a hipidiomorfos, blancos. En unos pocos casos muestra débiles signos de cataclasis.

Forma vetas con feldespato y epidoto portadoras de scheelita, que son paralelas o cortan el bandeamiento de las tactitas. En ellas el cuarzo es a veces drusoide.

En las vetas de cuarzo con berilo, wolframita, scheelita, fluorita y apatita la mineralización de cuarzo es anterior y posterior a dichos minerales, lo cual indicaría una cristalización continua durante la depositación de estos minerales más bien que dos generaciones.

En las vetas de cuarzo la medición de temperatura por el método volumétrico, sin corrección de presión, dio temperaturas entre 325 y 166°C.

Feldespatos. Las pegmatitas sintectónicas tienen oligoclasa (An_{25-28}) y escaso o nada feldespato potásico. Las pegmatitas postectónicas contienen, en cambio, mayores cantidades de microclino, muchas veces con texturas gráficas. La plagioclasa es comúnmente oligoclasa pero también hay albita (Clayton, 1971).

En las vetas de cuarzo el feldespato es muy poco común. Ocasionalmente se lo encuentra en cristales aislados con tamaños de varios centímetros de longitud.

Se han encontrado venillas de oligoclasa y microclino, rojizas, de unos 3 cm de potencia portadoras de epidoto, berilo, fluorita, scheelita y cuarzo. Están asociadas a los fenómenos de epidotización de las anfibolitas y esquistos biotíticos asociados (Loma Blanca).

Muscovita. En las pegmatitas está en agregados laminares de hasta 5 cm de diámetro en forma de abanicos, soles y paquetes, generalmente con textura decusada.

En las vetas de cuarzo está preferentemente en las salbandas, donde desarrolla cristales de varios centímetros de diámetro y tiene texturas decusada. En el interior de estas vetas es muy poco abundante y gene-

ralmente de grano fino, aunque a veces hay cristales de tamaños similares a los de las salbandas. Es reemplazada por fluorita, scheelita, wolframita, apatita y berilo siguiendo el clivaje micáceo y quedando a veces relictos de muscovita dentro de estos minerales (Loma Blanca).

Biotita. En las pegmatitas postectónicas está en agregados de grano fino, con texturas decusadas. Las vetas de cuarzo no contienen biotita y según Clayton (1971: 119) se forman fajas biotíticas-flogopíticas debido a la acción de las pegmatitas y vetas de cuarzo sobre las tactitas.

Turmalina. Es poco frecuente en las pegmatitas, aunque a veces como en Don José contienen mayor proporción. En las vetas de cuarzo es muy abundante, siendo en muchos casos más de la mitad del volumen de la roca, como por ejemplo en Guanaco Pampa, San José del Morro, El Peje, etc. En otras vetas de cuarzo es poco abundante, como en Loma Blanca.

Está en dos generaciones. La primera es anterior a la mineralización de scheelita y la segunda posterior. La primera generación es de grano grueso. La turmalina forma metacrystales de 4-5 cm a veces fracturados y están reemplazados por cuarzo de grano fino (Don José). Otras veces los metacrystales, de unos 2 mm, están en venas de cuarzo o en la roca de caja, donde forman venillas con hábito prismático, pero a veces curvados y fracturados, probablemente debido a cataclasis como en El Peje. Estos metacrystales están reemplazados por venillas de calcita.

La segunda generación de turmalina es de grano fino, menor que 1 mm, y está en venillas reemplazando a cuarzo, scheelita y fluorita (Lucifer, El Morro).

Diaclasas rellenas por turmalina, a veces casi pura, existen en los esquistos biotíticos en toda la comarca estudiada.

7.2.2. MINERALES ACCESORIOS

Grupo del epidoto. Epidoto y clinozoisita son accesorios comunes en pegmatitas y vetas de cuarzo. Forman metacrystales de hasta 2 cm.

En el interior de las vetas de cuarzo a veces forma drusas. También está en las salbandas junto a scheelita reemplazando a berilo y muscovita.

Fluorita. Es común en las pegmatitas y en las salbandas de las vetas de cuarzo y está estrechamente relacionada con la mineralización de scheelita. Su color varía de incoloro a blanco, verde y violeta. Generalmente las variedades incoloras y blancas pasan hacia su borde a fluorita violeta. Esto puede observarse tanto en venillas como en drusa. Los cristales varían de tamaño de algunos centímetros a milímetros.

Se presenta de las siguientes formas: 1) en drusas en pegmatitas junto con berilo, scheelita y cuarzo (Don José); 2) en agregados drusoides en las salbandas de las vetas de cuarzo, asociada a muscovita y scheelita, donde la fluorita en cubos de 5 mm es anterior y posterior a la scheelita; 3) en venillas portadoras de scheelita, junto con feldspato, berilo, cuarzo, muscovita, apatita y a veces sulfuros.

Fluorita reemplaza a muscovita en agregados de 0,02 a 10 mm paralelamente al clivaje y curvando las láminas al desarrollarse los cristales (Loma Blanca). Reemplaza a scheelita en forma de finas venillas y desarrolla sobre ella cristales idiomorfos.

Frecuentemente fluorita reemplaza y es reemplazada (lám. II, figs. 3 y 4) por scheelita, por lo cual se infiere que su depositación ha sido continua durante la cristalización de scheelita.

Microscópicamente se observan dentro de la fluorita numerosas inclusiones sin burbuja de 0,002 a 0,01 mm de diámetro, que pueden considerarse formadas por gases secos, lo cual indicaría según Yermakov et al. (1965: 470) una previa fase gaseosa. También fueron hallados en cristales de fluorita inclusiones de dos fases, las cuales medidas por el método volumétrico, sin corrección de presión, dieron para la depositación de fluorita temperaturas entre 350 y 166°C.

Aparentemente las inclusiones de dos fases predominan sobre las de una. Esto indicaría un predominio de hidrotermalismo sobre penumatolosis durante la cristalización de fluorita.

Apatita: Es común en pegmatitas y vetas de cuarzo y está asociada a la mineralización de scheelita. Se presenta generalmente en cristales microscópicos de 0,4 a 0,6 mm, con máximos de hasta 20 mm. Es blanca amarillenta verdosa; a veces con luz ultravioleta es amarillo naranja.

Microscópicamente está en cristales idiomorfos a subidiomorfos (lám. II, fig. 5). Reemplaza a muscovita (lám. II, fig. 6) si-

guiendo sus clivajes y a scheelita desarrollando metacrystalos sobre los bordes de los agregados cristalinos o de los cristales (lám. II, fig. 5) (Loma Blanca). En algunas vetas de cuarzo está en agregados idiomorfos aparentemente fracturados (El Peje).

Berilo: Está en cristales verdosos a azul verdosos, bien desarrollados, con tamaño de hasta 4 cm de longitud. Se encuentra en pegmatitas y vetas de cuarzo.

En pegmatitas portadoras de epidoto, magnetita, hematita e ilmenita hay cristales de berilo de hasta 10 cm de longitud (Alto de los Metales). En las vetas de cuarzo está preferentemente en las salbandas, asociado a muscovita, fluorita, apatita, scheelita y calcita.

Es reemplazado por scheelita, fluorita y cuarzo.

Titanita: Reemplaza en cristales idiomorfos a 0,6 mm a micas y epidotos. También reemplaza a turmalina, scheelita, apatita y cuarzo (El Peje). Está alterada en sus planos de macla a un mineral opaco, probablemente anatasa (El Morro).

Hialita: Forma agregados costriformes sobre cuarzo, scheelita y en algunas fracturas de la roca de caja.

7.2.3. MINERALES DE MENA

Serie powellita-scheelita: a) *powellita:* Está en agregados cristalinos de 2 a 20 mm, con textura laminar, a veces fibrosa radiada. Es blanca grisácea, ligeramente verdosa; con luz ultravioleta es amarillo vivo. Un análisis realizado por fluorescencia de rayos-X dio 3,3 % moles de WO_4Ca . (Loma Blanca).

Es supergénica, derivada de la alteración de molibdenita.

b) La scheelita en pegmatitas y vetas de cuarzo (y turmalina) está en cristales bipiramidales que varían entre 0,2 y 30 mm y en agregados cristalinos, de unos 50 mm con textura en cadena. A la luz natural es incolora a blanco amarillento, blanco grisáceo y castaño claro. Con luz ultravioleta es amarillo claro, blanco amarillento, blanco azulado y azul claro, predominando los términos blanco azulado a azul claro. Por lo tanto su composición en vetas de cuarzo y en pegmatitas varía aproximadamente de 0,1 a 0,5 moles de MoO_4Ca (cuadro 1).

Hay que destacar que los términos ricos en molibdeno hallados en las tactitas sólo están en escasa proporción en pegmatitas y

vetas de cuarzo, exceptuando powellita, que como ya se dijo es alteración de molibdenita. Al igual que lo observado en las tactitas la scheelita amarilla pasa a blanca y ésta a azul, la cual forma también metacrystalos sobre la scheelita amarilla y blanca (fig. 9). Esta secuencia también se observa cuando vetas de cuarzo con metacrystalos de scheelita azul cortan el bandeamiento de tactitas con scheelita amarilla (Loma Blanca). En síntesis, se puede concluir, que al igual que en las tactitas, durante la cristalización de las scheelitas se produjo una disminución de su contenido de molibdeno.

La scheelita en pegmatitas se encuentra diseminada dentro de las mismas en metacrystalos idiomorfos que varían entre 0,2 y 20 mm (lám. 1, figs. 2, 3 y 4). En algunos casos está en agregados de cristales (1 mm) de 10 mm de longitud, con texturas en rosario, reemplazando a muscovita siguiendo sus clivajes (lám. II, fig. 1). Otras formas de presentarse en las pegmatitas son: 1) reemplaza y es reemplazada por agregados drusoides de fluorita (Loma Blanca); 2) constituye drusas junto con muscovita y fluorita; 3) está en metacrystalos de 1-5 mm reemplazando piritita y silicatos (La Coquita); 4) cuando venas pegmatíticas cortan el bandeamiento de las tactitas en el contacto se forman venillas de scheelita de 1 mm de espesor. Los metacrystalos de scheelita están predominantemente en el cuarzo de la pegmatita pero también en la tactita (Don José, Don Ricardo, El Morro).

En vetas de cuarzo (y turmalina), scheelita es idiomorfa a subidiomorfa y se encuentra preferentemente en las salbandas, contra el contacto de la roca de caja, cualquiera sea ésta. En estos casos está asociada a muscovita, berilo, fluorita y apatita, y el tamaño puede llegar a varios centímetros. Menos frecuentemente está en el interior de las vetas, al igual que los otros minerales que la acompañan.

En las vetas de cuarzo se observan las siguientes texturas: 1) metacrystalos idiomorfos de unos 2 mm con textura en cadena o rosario; 2) junto a epidoto, al cual reemplaza, en agregados con forma de cadenas constituidas por cristales idiomorfos de 0,5 mm; 3) Cuando estas vetas atraviesan tactitas se producen enriquecimientos, a veces espectaculares, en el contenido y tamaño de scheelita tanto en la salbanda de la veta de cuarzo como en la tactita, la cual a su vez está atravesada por delgadas venillas constituidas por scheelita casi pura.

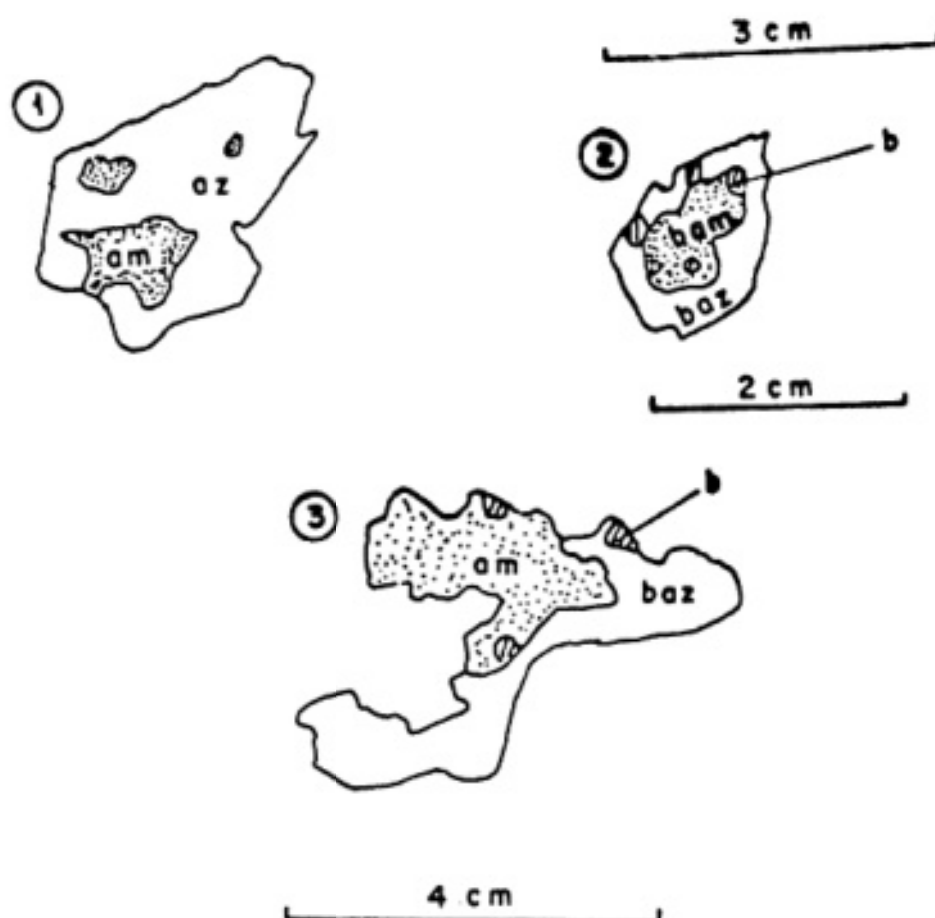


Fig. 9.— Observaciones efectuadas con luz ultravioleta sobre scheelitas. 1 = agregado cristalino de scheelita con fluorescencia amarilla (am) reemplazado por un agregado de scheelita con fluorescencia azul (az). 2 = Metacristal de scheelita con fluorescencia blanca azulada (baz) con el centro formado por scheelita blanca amarillenta (bam) y conteniendo algunos cristales de scheelita con fluorescencia blanca (b). 3 = agregado cristalino de scheelita con fluorescencia amarilla (am) rodeada y reemplazada por agregados de scheelita con fluorescencia blanca azulada (ba), conteniendo algunos cristales con fluorescencia blanca (b).

Scheelita reemplaza a cuarzo, berilo, fluorita (lám. 2, fig. 1), muscovita, wolframita y sulfuros. A wolframita la reemplaza centripetamente a partir del contacto cuarzo-wolframita y a lo largo de sus clivajes (lám. III, fig. 6). A su vez scheelita es reemplazada por epidoto y apatita.

Inclusiones líquidas de dos fases en scheelita tienen un tamaño medio de 0,01 mm y las relaciones volumétricas halladas dan una temperatura, sin corrección de presión, de 325 a 166°C para la depositación de scheelita.

Grupo de la wolframita: Los términos hallados varían de wolframita a hübnerita, según los diagramas de rayos X realizados. El hábito predominante es tabular y menos comúnmente acicular. El tamaño de los cristales varía desde pocos milímetros hasta decenas de centímetros. Beder (1913) realizó

una detallada descripción de la wolframita de Loma Blanca.

Wolframita es frecuente en las vetas de cuarzo con scheelita (Don José, Loma Blanca, Los Dos Negritos).

Reemplaza generalmente a cuarzo y a muscovita siguiendo sus clivajes y curvándose las láminas de mica al cristalizar. Es reemplazada centripetamente siguiendo el contorno cristalino y clivajes por hematita, goethita y scheelita de grano fino (lám. III, fig. 6). En las vetas de cuarzo son comunes pseudomorfosis de hematita y goethita según wolframita.

Pirita: Está en cristales de hasta 20 mm con formas de cubos y menos comúnmente de piritoedro. También está como relictos dentro de masas de goethita. En las vetas de cuarzo está asociada a wolframita, calcopirita, blenda, muscovita, scheelita y bismutinita.

Hematita: Se ha encontrado hematita reemplazando magnetita a lo largo de límites de granos y de fracturas en pegmatitas de Alto de los Metales. El reemplazo sigue la cara (111) de la magnetita (textura Widmanstätten), llegando a veces a ser total (martitización). Los cristales totalmente martitizados son escasos y pequeños (0,04 mm) a diferencia de los observado por Beder (1913) quien halló abundantes cristales de magnetita en otras pegmatitas, probablemente porque las muestras estudiadas eran de zonas más oxidadas.

Reemplaza zonalmente a wolframita y a lo largo de sus clivajes desarrollando cristales tabulares (0,005 mm) o en forma de venillas coloiformes.

También hay especularita en las vetas de cuarzo en cristales diseminados, en venillas o reemplazando pseudomorficamente a pirita.

Goethita: Reemplaza centripetamente a wolframita, pirita y calcopirita. Forma parte de las limonitas exóticas e indígenas derivadas de pirita. Forma finas venillas reemplazando a cuarzo, scheelita, apatita y micas.

Molibdenita: Numerosos agregados cristalinos de powellita pseudomórficos de molibdenita indican que en ciertas áreas (Loma Blanca) la mineralización de molibdenita fue relativamente importante, aunque siempre como mineral poco abundante. En las vetas de cuarzo se han hallado cristales de 1 mm y finas venillas.

Calcopirita: Está como accesorio en granos de 0,005 a 0,3 mm en pegmatitas, asociada a magnetita, ilmenita, hematita y pirita y en vetas de cuarzo, junto con muscovita y wolframita. Reemplaza a blenda y wolframita.

Blenda: Se encuentra en las vetas de cuarzo en cristales de hasta 20 mm con wolframita, calcopirita y pirita y en masas redondeadas reemplazando a wolframita. Tiene reflejos internos blanco amarillentos. Es muy escasa.

Bismutinita: Esta en las vetas de cuarzo portadoras de wolframita. Desarrolla cristales tabulares de 0,2 mm. Es reemplazada centripetamente por un mineral supergénico de bismuto.

Magnetita: En pegmatitas de Alto de los Metales se encontró magnetita intercrecida con hematita, rutilo, calcopirita y goethita. Tiene forma de octaedro y dodecaedro de

caras estriadas paralelamente a la intersección con el octaedro, con tamaños que varían entre 0,09 y 20 mm. Por su color rosado lila y su estrecha asociación con ilmenita y rutilo puede ser considerada como una magnetita titanífera.

Covellina. Es muy escasa. Reemplaza a calcopirita en algunas vetas de cuarzo (Los Dos Negritos).

Oxidos superiores de manganeso. Pirolusita y un mineral del grupo psilomelano-criptomelano reemplaza a wolframita. En La Coquita reemplaza con texturas coloiformes la oligoclasa de las pegmatitas. Se ha formado probablemente por alteración de wolframita.

Ilmenita. Está intercrecida con magnetita desarrollando cristales tabulares, algo curvados, de hasta 1 mm en pegmatitas de Alto de los Metales. Está reemplazada, a veces totalmente, por un intercrecimiento gráfico de rutilo y hematita.

Casiterita. Está en muy poca cantidad en las vetas de cuarzo, reemplazando a fluorita, micas y cuarzo, en metacristales prismáticos de 0,08 a 0,1 mm, con terminaciones de pirámide tetragonal (Don José, Loma Blanca). (lám. III, fig. 2).

Rutilo. Reemplaza a magnetita en pegmatitas de Alto de los Metales. En algunas vetas de cuarzo con turmalina y titanita reemplaza a micas en cristales tabulares de 0,04 mm (El Peje).

Tungstenita. En las vetas de cuarzo reemplaza centripetamente a wolframita un mineral que por sus características ópticas (Uytenbogaardt y Burke, 1971: 102) podría tratarse de tungstenita.

Crisocola y malaquita. Ambos están asociados y se encuentran con impregnaciones, como agregados masivos o rellenando boxworks de sulfuros en las vetas de cuarzo.

7.3. Minerales de las anfibolitas

Las pocas anfibolitas que contienen scheelita se deben al hecho de estar atravesadas por venillas epidóticas o venillas con tremolita-actinolita que contienen scheelita. Las anfibolitas reemplazadas por tremolita-actinolita y epidoto se acercan en su composición a las tactitas y también en estos casos tienen scheelita.

8. Discusión y conclusiones generales

8.1. Naturaleza del problema

Los depósitos de tungsteno en tactitas de las sierras de Los Morrillos, El Morro y Yulto por sus características morfológicas podrían estar encuadrados, con ciertas divergencias, en el grupo sedimentario metamórfico de Denisenko (1975), en Burnol et al., (1978), cuyas características más importantes según dichos autores son las siguientes: 1) tienen una disposición estratiforme; 2) están localizados en amplia escala en horizontes estratigráficos, aunque la mineralización puede ser filoniana; 3) no tienen relación evidente con rocas intrusivas o extrusivas; 4) esta clasificación no tiene implicancias genéticas siendo exclusivamente morfológicas.

Según Burnol (*op. cit.*) se pueden distinguir dos subgrupos: a) yacimientos estratiformes, b) yacimientos esencialmente filonianos localizados dentro de niveles estratigráficos particulares.

Los yacimientos de scheelita en tactitas estudiados estarían dentro del primer subgrupo. En cuanto a las pegmatitas y vetas de cuarzo con scheelita y wolframita corresponderían al grupo plutónico de Denisenko (*op. cit.*)

Dentro del subgrupo metamórfico-sedimentario estratiforme pueden distinguirse dos tipos genéticos: 1) los depósitos estarían vinculados a complejos volcánicos sedimentarios que fueron metamorfizados. El tungsteno sería singenético y parcialmente remobilizado por el metamorfismo e intrusiones posteriores. Estos depósitos han sido denominados estrato-ligados (*stratabound*) por Maucher (1965, 1972) a los que asignó la contemporaneidad de la mineralización con la formación de los complejos volcánicos. Como ejemplos se pueden citar Felbertal, Austria (Holl, 1977); Sang Dong, Corea (So, 1968); Ordalen y Bindal, Noruega (Urban, 1971; Skaarup, 1974).

2) Un horizonte estratigráfico definido actuaría como receptor de soluciones mineralizadoras. En este caso el tungsteno sería epigenético. Como ejemplos se pueden citar los yacimientos de scheelita de la faja metamórfica de Borborena, NE de Brasil (Ebert, 1970); Hom-Haut, Francia (Burnol et al., 1978); Sang-Dong, Corea (Farrar et al., 1978); Yxjöberg, Noruega (Hubner, 1971; Ohlsson, 1979).

Para Hom-Haut se han vertido las dos explicaciones (Phan, 1979) lo mismo que para Sang Dong.

Con relación a los yacimientos de Morro-Yulto, Kittl (1930) asignó al depósito de Loma Blanca un origen neumatolítico-hidrotermal asociado a procesos posvolcánicos desarrollados después de la intrusión del granito del Morro. Smith y González (1947) los relacionaron a metasomatismo. Según Stoll (1963) los yacimientos se formaron por fluidos derivados de un magma pegmatítico y la depositación tuvo lugar durante las etapas pegmatítica, neumatolítica y probablemente hidrotermal. Clayton (1971) postuló que el tungsteno de las tactitas de Morro N° 1 fue incorporado a partir de una fuente externa por fluidos metasomatizantes. Brodkorb y Brodkorb (1975, 1979) los clasificaron como depósitos estratoligados, de origen singenético, y atribuyeron la tactización a un proceso metamórfico isoquímico. Stoll (1975) en un breve resumen modificó su idea y adhirió a un origen singenético.

8.2. Caracteres geológicos

En este apartado, como en los siguientes, se da un resumen de las observaciones que se consideran más importantes para dilucidar el origen de los depósitos de Morro-Yulto, y que también pueden ser tomadas como conclusiones generales. En el Cuadro 3 se da un esquema de la evolución geológica de la región.

1) Las rocas metamórficas: esquistos biotíticos cuarzo oligoclásicos y sus variedades migmatíticas; mármoles y anfibolitas se formaron durante un proceso de alta movilidad tectónica que condujo a un intenso y cerrado plegamiento de tipo isoclinal, el cual a su vez fue también replegado en forma isoclinal, con el desarrollo de más de dos clivajes. Se alcanzó un grado metamórfico mediano (Winkler, 1976) o la facies anfibolita de Turner (1968). Durante este periodo hubo una intensa impregnación y penetración veniforme sintectónica de cuarzo y oligoclasa, de origen pegmatítico, que son las que dieron origen a los distintos tipos de migmatitas descriptos. La edad de esta migmatización y segunda fase de plegamiento estaría entre el Ordovícico medio y el Silúrico inferior.

Con respecto a las anfibolitas no se pudo establecer su origen.

2) Luego de este período la deformación disminuyó no así la invasión pegmatítica, que continuó hasta ser netamente postectónica. Al comienzo de este segundo período se desarrollaron las tactitas cuya asociación mineralógica representa un grado de metamorfismo menor (Cf. Clayton, 1971), ubicado en la fase transicional entre esquistos verdes y anfibolitas de Turner (1968).

3) La invasión pegmatítica prosiguió aún, pero ya con características definidamente postectónicas, comúnmente alojándose en fracturas de extensión, que frecuentemente son transversales a la esquistosidad principal. Sus últimas manifestaciones están representadas por vetas de cuarzo (y turmalina), muscovita, muy escaso feldespato, berilo, wolframita, scheelita, apatita y fluorita.

4) Una flexura o falla de rumbo lateral derecha atravesó esta región con rumbo E-O a la altura de San José del Morro, denotando la rigidez que ya poseía estas áreas en el paleozoico inferior. Su edad estaría comprendida entre la migmatización de los esquistos biotíticos (Ordovícico medio a Silúrico inferior) y la intrusión del Granito de El Morro (Devónico inferior).

5) El último proceso en el basamento fue la intrusión del granito de San José del Morro, cuya edad es Devónico inferior según Lema (1980). Es discordante, con contactos netos y corta las rocas y estructuras descriptas. Probablemente es un plutón poco profundo, de meso- a epizona. No está asociado a pegmatitas pero sí a numerosos diques de dilatación de aplita, que no sólo reflejan un importante sistema de fracturación producido por la intrusión, sino también un enfriamiento relativamente rápido que dio lugar a las aplitas e impidió la formación de pegmatitas. El carácter disarmónico de este plutón es similar al de las plutonitas andinas.

8.3. Caracteres de la mineralización de scheelita

1) Se han establecido las siguientes paragénesis: la mineralización de scheelita en tactitas es anterior a la mineralización de scheelita y wolframita en vetas de cuarzo. Esta relación ya fue establecida por Kittl (1930), Smith y González (1947) y Clayton (1971).

Resulta difícil realizar una paragénesis general de la mineralización de las tactitas,

debido a que la asociación mineral no es constante en todas las manifestaciones. Sin embargo, puede concluirse que la scheelita y los minerales asociados más frecuentes, como fluorita, apatita y titanita, se han formado tardíamente durante la mineralización de las tactitas ya que son posteriores a los silicatos, magnetita, ilmenita, rutilo, sulfuros y sulfosales. En las pegmatitas y vetas de cuarzo la scheelita y sus minerales asociados (fluorita, berilo, apatita, y titanita) reemplazan a los silicatos, a wolframita y a los sulfuros.

2) La scheelita de las tactitas está ligada estrechamente a los procesos de tactización, ya que las rocas no tactizadas, como los mármoles y anfibolitas, prácticamente no contienen scheelita. Además, como mármoles y tactitas pasan gradualmente de uno a otro a lo largo del rumbo de los bancos, podemos concluir que la mineralización de scheelita no está ligada a un estrato sino al proceso de tactización, el cual tiene localización litológica selectiva por la reactividad diferencial de las rocas.

3) Durante la tactización se produjo la incorporación de agua, fluor y potasio, según Clayton (1971), quien incluyó también tungsteno. Estos elementos provinieron de una fuente externa, mientras que el material restante necesario para la tactización, derivaban de la reacción de los bancos de anfibolitas. Sin embargo, la intensa movilidad pegmatítica en esta región, que produjo una amplia variedad de migmatitas pudo haber proporcionado todos los elementos necesarios para la formación de las tactitas. La presencia de fluorita, berilo y apatita en las tactitas sustentaría esta hipótesis.

4) Las micas y anfíboles analizados por Clayton (1971) contienen tenores de fluor relativamente altos, lo cual indica la participación de este elemento durante la tactización, poniendo en evidencia la participación de volátiles.

5) La mineralización de scheelita en pegmatitas se encuentra únicamente cuando éstas atraviesan o están en contacto con tactitas con scheelita, aunque no todas las pegmatitas en estas condiciones tienen scheelita.

6) Wolframita y scheelita, a veces a nivel económico, se encuentran en vetas de cuarzo (y turmalina) con muscovita que tienen muy poco o nada de feldespato.

7) En la intersección de estas vetas de cuarzo con las tactitas, se producen notables enriquecimientos en scheelita, tanto en las salbandas como en las tactitas. Esto muestra la reactividad de los niveles de tactitas para la precipitación de scheelita. En general se ha explicado en diversos trabajos que la mineralización de tungsteno en vetas de cuarzo se debe a la removilización, por incorporación de este elemento en ellas al atravesar niveles scheelíticos. Sin embargo, las texturas en el campo (Loma Blanca, El Morro, N° 1, El Peje) demuestran lo contrario, como por ejemplo: a) las numerosas venillas con scheelita, a veces casi puras, que se desprenden de las vetas de cuarzo y atraviesan las tactitas, anfíbolitas e incluso esquistos biotíticos; b) la impregnación scheelítica en las tactitas se incrementan notablemente en el contacto con las vetas de cuarzo, disminuyendo gradualmente a medida que se alejan de él; c) las mayores leyes de tungsteno encontradas corresponden a lugares donde estas vetas cruzan las tactitas.

Loma Blanca uno de los yacimientos más ricos de la región, produjo entre 1952 y 1962, 320 toneladas de concentrados con ley aproximadamente de 65 % WO_3 (Padula, 1965). El elevado contenido de Loma Blanca se debe a la intersección de numerosas vetas de cuarzo, con wolframita y scheelita, con las tactitas (ver mapa geológico), lo cual evidencia la importancia de estas vetas de cuarzo en la depositación de tungsteno.

8) Las Sierras Pampeanas de San Luis, junto con las del centro y oeste de Córdoba, constituyen una provincia metalogenética tungstífera. Muchos de los depósitos importantes como Los Cóndores, San Román, San Virgilio, El Duraznito, están en vetas de cuarzo (y turmalina).

Los elementos asociados al tungsteno son: bismuto, molibdeno y estaño, los cuales tienen asociaciones hidrotermales típicas en muchos yacimientos del mundo.

9) La composición de la mineralización es típica de las fases ácidas de la diferenciación magmática. Los siguientes minerales: berilo, apatita, y fluorita que acompañan la mineralización de tungsteno tanto en las tactitas como en las vetas de cuarzo son comunes en las pegmatitas de San Luis, lo cual sugiere un origen común.

10) El bandeamiento de la mena, que podría sugerir un depósito "estrato-ligado", se ha originado por procesos epigenéticos.

La scheelita sigue en algunas direcciones los planos de bandeamiento y en otras no. Esto sugiere que los principales canales de acceso de la mineralización han sido planos de diaclasamiento y que al encontrarse con los planos de bandeamiento de las tactitas, la mineralización se difundió en ciertas direcciones de dichos planos, generalmente favorecidos por el reemplazo pseudomórfico del epidoto de las tactitas por scheelita. La difusión de scheelita a partir de planos de discontinuidad es notable en zonas flogopitizadas o biotitizadas, asociadas a intrusiones pegmatíticas o vetas de cuarzo, donde la mineralización se difundió a partir del contacto de dicha zona con la tactita hacia la roca. También cuando venillas de scheelita cortan a los planos de bandeamiento se ensanchan al llegar a dichos planos.

11) La variación en la composición de la scheelita, de términos ricos en molibdeno a términos más ricos en tungsteno, en todas las generaciones observadas de tactitas, pegmatitas y vetas de cuarzo, parece deberse, según lo investigado por Hsu y Galli (1973) a variaciones en el ambiente fisicoquímico del área, dependiendo principalmente de las relaciones entre f_{O_2} y f_{S_2} . Sin embargo, el hallazgo de scheelita de distinta composición en un mismo agregado cristalino sugiere una variación local en el contenido de molibdeno de los fluidos y soluciones mineralizadoras.

12) El predominio de scheelita con bajo contenido de molibdeno en las últimas generaciones depositadas podría indicar un probable pasaje a hidrotermalismo de los fluidos mineralizadores (Hsu y Galli, op. cit.). Esto también está corroborado por la depositación de sulfuros, sulfosales y wolframita y por las temperaturas medias en algunas vetas de cuarzo y fluorita, que sin tener en cuenta correcciones por presión, oscilan entre 350 y 166°C. La formación de las tactitas se produjo alrededor de los 400°C, que es la temperatura, según Turner (1968) que corresponde a la fase transicional esquistos verdes-anfibolita.

8.4. Conceptos teóricos sobre el transporte de tungsteno

Con respecto a la forma de transporte de tungsteno en fluidos y soluciones, generalmente se supone que son haluros y oxihaluros los que intervendrían. Sin embargo, los compuestos volátiles de tungsteno no pueden

CUADRO N° 3. — Esquema de los principales acontecimientos geológicos deol área comprendida por las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis.

Rocas	Procesos geológicos	Tipo de deformación principal	Edad
Andesitas, traquitas	Vulcanismo calcoalcalino a alcalino cálcico	Fallamiento en bloques ascenso y erosión	Plioceno
Limos arenosos que pasan hacia arriba a areniscas tobáceas y conglomerados volcánicos.	Sedimentación continental restringida a bolsones	Fracturación	Plioceno Inf. a Mioceno Sup.
	Peneplanización		Terciario med. Paleoz. Sup.
Diques básicos	Inyección local en fracturas de escaso desarrollo	Ascenso epirogénico y erosión	?
Cuarzo lechoso Aplitas Granito	Intrusión magmática postectónica	Fracturación, ascenso y erosión	Devónico Inf.
		Macroflexura? fallamiento transversal?	Devónico inf. Silurico inf.
Diques de cuarzo y turmalina con wolframita y scheelita	Ultimo estadio de pegmatización	Fracturación	Silurico
Filonés capa y diques de pegmatita. Formación de tactitas regionales con scheelita	Continúa la invasión pegmatítica pero postectónica		
Facies trans. Esq. verdes-anfibolita			
Esquistos biotíticos inyectados a migmatitas mármoles, anfibolitas	Invasión pegmatítica regional con migmatización pegmatítica sintectónica de los esquistos biotíticos	Fuerte plegamiento con formas isoclinales predominantes y más de dos clivajes	Silurico inferior Ordovícico medio
Facies anfibolita	Metamorfismo regional		Precámbrico sup.
Pelitas, calizas margas	Sedimentación	Subsidencia	Precámbrico

estar presentes en una fase rica en agua (Ivanova, 1966, Krauskopf, 1964). En soluciones hidrotermales ricas en fluor, el tungsteno puede ser transportado en forma de complejos de oxifluortungstato o en ácido ortotungstico o WO_4H^- (Ivanova y Khodakovsky, 1968).

Turner (1919); Gundlach y Thorman (1960) y Wiendl (1968) señalaron la alta

solubilidad de tungsteno en compuestos de heteropoliácidos. En soluciones conteniendo SiO_2 la forma más probable es $H_8Si(W_2O_7)_6$. También se forman estos compuestos en presencia de fósforo y de antimonio.

A pesar de no haber sido investigada la manera de transporte de tungsteno en Morro-Yulto, probablemente dependa de las condi-

ciones fisicoquímicas de los fluidos y soluciones hidrotermales. Pero al igual que lo señalado por Ohlsson (1979) para el fluor, la asociación de fluor, tungsteno, y fósforo en la mayoría de las manifestaciones estudiadas, sugiere una relación estrecha entre estos elementos en los fluidos y soluciones que depositaron las menas.

9. Conclusiones sobre la mineralización de scheelita

1) La mineralización de scheelita de las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto se distribuyen en dos fajas que fueron denominadas: 1) faja Los Morrillos; 2) faja Morro oriental-Yulto. En ambas la mineralización de tungsteno se encuentra: 1) en tactitas; 2) en vetas de cuarzo y turmalina; 3) en pegmatitas; siendo este el orden de producción de concentrados.

2) Los mayores enriquecimientos en tungsteno se producen cuando las vetas de cuarzo (y turmalina) con wolframita y scheelita intersecta las tactitas.

3) No hay una relación espacial entre las tactitas y las vetas de cuarzo. Si existe en cambio entre las tactitas y las pegmatitas con scheelita.

4) La faja de Los Morrillos, donde están los yacimientos más importantes de la región, hacia el norte se hunde suavemente debajo del cuartario; hacia el sur está cortada por el granito de San José del Morro y por la falla pliocena que delimita el bloque de Los Morrillos.

5) La faja Morro oriental-Yulto consta de dos subfajas (Morro oriental y Yulto) separadas por sedimentos cuartarios que cu-

bren, en parte, al granito de San José del Morro.

6) Las tactitas se formaron con posterioridad al climax de la deformación y al máximo grado de metamorfismo alcanzado en la región (facies anfibolita). La scheelita que se observa cristalizó tardíamente durante la formación de las tactitas.

7) Las texturas bandeadas de las tactitas son miméticas de los mármoles y anfibolitas. Todos los minerales de las tactitas tienen texturas decusadas, indicando que se han formado posteriormente a la deformación.

8) Las tactitas se produjeron por metasomatismo de los bancos de mármoles y anfibolitas. El material requerido para este proceso fue aportado por los fluidos pegmatíticos.

9) Las vetas de cuarzo (y turmalina) con wolframita y scheelita son postectónicas y representan los últimos estadios de la evolución de las pegmatitas, pasando gradualmente hacia un hidrotermalismo.

10) Con respecto al tungsteno no se han encontrado evidencias para establecer su origen. Debido a su estrecha asociación con apatita, berilo y fluorita, tanto en las tactitas como en las vetas de cuarzo, es probable que esté vinculado a la evolución de los fluidos pegmatíticos. En cuanto a la presencia de tungsteno en ellos pudo deberse a diversos factores, como por ejemplo: 1) presencia de tungsteno en las rocas que por anatexis dieron origen a las pegmatitas; 2) por incorporación de tungsteno en los fluidos pegmatíticos al atravesar rocas conteniendo este metal. En ambos casos el tungsteno habría sido remobilizado, aunque en distintas etapas durante la evolución de las pegmatitas. En el presente trabajo no se han encontrado evidencias para optar por una u otra de las alternativas señaladas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alessi, V. D. R., 1961. *Informe sobre las minas de scheelita del sector norte del distrito minero "El Morro", provincia de San Luis*. Dir. Nac. Geol. y Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- Augsburger, M. S.; Pedregosa, J. C.; Castellani, J. J. D. y Puelles G. F., 1978. *El reino en scheelitas y powellititas de la provincia de San Luis*. Cátedra Quím. Inorg. San Luis. Com. XIV Sesiones Químicas AQA, Santa Fe, Argentina.
- Beder, R., 1913. *Las vetas de magnetita (martita) y las de wolframita de la pendiente occidental del Cerro Morro, provincia de San Luis*. Dir. Gen. Minas Geol. Hidrol., Bol 3, ser. B, 1-15, Buenos Aires.
- Brodkorb, M. K. de y Brodkorb, A., 1975. *Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del NE de la provincia de San Luis*. XI Congr. Geol. Arg., Resúmenes, Bahía Blanca.

- *Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la provincia de San Luis*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV, 2: 131-140, Buenos Aires.
- Burnol, L., Geffroy J. y Soler, P., 1978. *Le tungstène, ses principaux types de gisement*. Chronique Recherche Minière, 441, 227-43 y 443, 27-44, Francia.
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1975. *Geocronología Rb-Sr de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina*. II Congr. Ibero-Americano Geol. Econ., 1: 1-35, Buenos Aires.
- Clayton, R., 1971. *Estudio petrológico de algunos yacimientos de tungsteno en la sierra del Morro y la sierrita de Yulto, provincia de San Luis, Argentina*. Contr. Cient. y Tecnol. N° 2, Univ. Técnica del Estado, 1-148, Santiago, Chile.
- Ebert, H., 1970. *The precambrian geology of the Borborema belt and the origin of its mineral provinces*. Geol. Rundsch, 59, 3: 1292-1326.
- Farrar, E., Clark, A. H. y Kim, O., 1977. *Age of the Sangdong tungsten deposit, Republic of Korea, and its bearing on the metallogen of the Southern Korea Peninsula*. Econ. Geol., 73: 547-566.
- Fersman, A. E., 1931. *Les pegmatites*, publ. Acad. Ciencias de Rusia. Traducido al francés, Univ. Uystpruyt, Lovaina, Bélgica, 1960.
- González Bonorino, F., 1950a. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V, 81-110.
- 1950b. *Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi, provincia de Tucumán*. Dir. Nac. Minería, Bol 74, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1980. *Geomorfología en Geología de la provincia de San Luis*, VIII Congr. Geol. Arg., Rel., 193-236.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1979. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. II Simposio Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, 1: 577-650.
- Gordon, T. M. y Greenwood, H. J., 1970. *The reaction: dolomite + quartz + water = talc + calcite + carbon dioxide*. Amer. J. Science, 268, 225-242.
- Gundlach, H. y Thormann, W., 1960. *Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram und Zinnlagerstätten*. Zeitschr. Deutsche Geol. Gesell., 112 (1): 1-35.
- Holl, R., 1977. *Early paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg Formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation*. En "Time and strata-bound ore deposits", D. D. K. Lemm y H. J. Schneider, Springer Verlag, Berlín.
- Hsu, L. C. y Galli, P. E., 1973. *Origin of the scheelite-powellite serie of minerals*. Econ. Geol., 68: 681-696.
- Hübner, H., 1971. *Molybdenum and tungsten occurrences in Sweden*. Sveriges Geol. Undersökning, ser. Ca, 46: 1-29.
- Ivanova, G. F., 1966. *Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds*. Geochemistry, 964-973.
- Ivanova, G. F. y Khodakovskiy, I. L., 1968. *Transport of tungsten in hydrothermal solution*. Geokhimiya, 8: 930-940.
- Jahns, R. H. y C. W. Burnham, 1969. *Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for de derivation and crystallization granitic pergamites*. Econ. Geol., 64: 843-864.
- Kittl, E., 1930. *El yacimiento de wolfram de la mina Loma Blanca, provincia de San Luis*. Rev. Minera, 72: 17-30 y 33-55.
- Krauskopf, K. B., 1964. *The possible role of volatile metal compounds in ore genesis*. Econ. Geol., 59: 1-45.
- Lapidus, A., 1954. *Informe sobre la mina de scheelita El Morro N° 1, provincia de San Luis*. Dir. Nac. Minas, inf. inéd., Buenos Aires.
- Lema, H., 1980. *Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, Sierra de Yulto, provincia de San Luis*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV, 1: 147-150.
- Leveratto, M. A. y E. J. Llamblas, 1977. *Geología de los yacimientos de tungsteno del Distrito El Morro: La Prudencia I, II y III, Estaca Oeste La Prudencia, Estaca Juan Augusto y Demasia Don Isaac*. Inf. inéd. Mincor S. A., presentado a la Secretaría de Estado y Minería, Buenos Aires.
- Llamblas, E. J. y N. Brogioni, 1981. *Magmatismo Mesozoico y Cenozoico en Geología de la provincia de San Luis*, VIII Congr. Geol. Arg., Rel., 101-115.
- Maldonado, F., 1956. *Informe geológico-económico de la mina de scheelita "El Peje"*. Dir. Nac. Geol. y Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- Maucher, A., 1965. *Die antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihr Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik*. Freiburger Forschungsh. C 186, 173-188.
- *Time and stratabound ore deposits and the evolution of the earth*. 24 Congr. Geol. Int., Sección 4: 83-97, Montreal.
- Minera TEA, 1971. *Planta de concentración de tungsteno, provincia de San Luis*. Consejo Federal Inversiones, Buenos Aires.

- Monchablon, A., 1956. *Yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis*. Dir. Nac. Geol. y Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- Ohlsson, L. G., 1979. *Tungsten occurrences in Central Sweden*. Econ. Geol., 74: 1012-1034.
- Orville, P. M., 1969. *A model for metamorphic differentiation origin of thin layered amphibolites*. Amer. J. Sci., 267: 64-86.
- Padula, V. H., 1965. *Perspectivas de abastecimiento de una planta de concentración con mineral de scheelita procedente de los yacimientos de la zona de Cerro Morro de la provincia de San Luis. Programa de exploración y consideraciones económicas generales*. Dir. Nac. Geol. y Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- 1967. *Planta de concentración para mineral de scheelita no instalada, sita en La Toma, de propiedad del Gobierno de San Luis. Enunciación de elementos varios e información general para resolver sobre su destino*. Dir. Nac. Geol. y Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- Pastore, F., 1915. *Estudio geológico y petrográfico de la sierra del Morro, provincia de San Luis*. Anal. Min. Agr., XI, Secc. Geol., N° 2, Buenos Aires.
- Phan, K. D., 1979. *Gisements de tungstene et de métaux associés en Europe occidentale*. Chronique Recherche Minière, 450, 5-9.
- Pitcher, W. S., 1965. *The aluminium silicate polymorphs*. En Controls of metamorphism, ed. por Pitcher, W. S. y Flinn, 327-341, J. Wiley & Sons, Nueva York.
- Ramdohr, P., 1969. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press, Londres.
- Sister, R. G. y F. Maldonado, 1953. *Informe de las minas de scheelita Loma Blanca y El Peje, departamento Pedernera, San Luis*. Dir. Nac. Geol. Minería, inf. inéd., Buenos Aires.
- Skaarup, P., 1974. *Strata-bound scheelite mineralization in skarns an gneisses from Bindal area, Northern Norway*. Mineralium Deposita, 2: 199-308.
- Smith, W. C. y E. M. González, 1947. *Tungsten investigations in the Republic of Argentina, 1942-43*. U. S. Geol. Survey, Bull. 954-A: 2-12.
- So, C. S., 1968. *Die scheelite lagerstätte, Sangdong*. Disertación, Ludwig-Maximilians Universidad, Munich.
- Sosic, M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 24h, Sierra del Morro (San Luis-Córdoba)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 95.
- Stoll, W. C., 1963. *Algunos yacimientos de tungsteno del distrito Cerro El Moro, provincia de San Luis*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XVIII (3-4): 121-128.
- *Yacimientos "strata bound" de scheelita en el basamento cristalino de Argentina (abs.)*. II Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., III: 76, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1972. *Diccionario geológico inglés-español, español-inglés*. Asoc. Geol. Arg., Ser. B., 1: 1-288.
- Turner, F. J., 1968. *Metamorphic petrology*. McGraw-Hill Book, Nueva York.
- Turner, H. W., 1919. *Review of the recent literature on the tungsten deposits of Burma*. Econ. Geol., 14: 625-639.
- Urban, H., 1971. *Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Orsdalen (Rogaland) Norwegen*. Mineralium Deposita, 6: 177-195.
- Uytendogaardt, W. y E. A. J. Burke, 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Elsevier, Amsterdam.
- Velarde, O. J., 1972. *Mineralización y génesis de algunos cuerpos portadores de scheelita de "El Morro N° 1" zona El Morro, San Luis*. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cienc. Exactas y Museo. Tesis Licenciatura N° 39.
- Wiendel, U., 1968. *Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs*. Disertación, Technischen Universität, Clausthal, 1-295.
- Winkler, H. G. F., 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Nueva York.
- Yermakov, N. P., 1965. *Research on the nature of mineral-forming solutions*. Pergamon Press, Nueva York.

Recibido: Octubre 22, 1981.

Aceptado: Febrero 2, 1982

EDUARDO J. LLAMBIAS *

Servicio Minero Nacional.

LIDIA MALVICINI *

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 12 piso
1060 Buenos Aires

* CONICET.

NOTAS NECROLOGICAS



DR. HECTOR ACHEN

(1920-1981)

El 19 de setiembre de 1981, próximo a cumplir los 61 años de edad, falleció en la ciudad de Mendoza el doctor Héctor Achen, ampliamente vinculado al quehacer geológico-minero, en el que había logrado ganarse el respeto profesional y la estimación de todos sus colegas.

El doctor Achen había nacido en Angaco, provincia de San Juan el 15 de noviembre de 1920, cumpliendo sus estudios primarios y secundarios en su provincia natal.

Con una sólida vocación por las ciencias naturales cursó sus estudios superiores en el Instituto del Museo - Universidad Nacional de La Plata, de la que egresó con el título de Geólogo en diciembre de 1945 y en la que rindió su tesis doctoral el 17 de noviembre de 1948.

Desde el inicio de su carrera profesional el doctor Achen mostró una profunda inclinación por la geología de yacimientos y exploración minera, como ya lo evidenció en su trabajo de Tesis, Estudio de los yacimientos de wolframita del cerro El Bronce, Iglesia, San Juan.

Durante un período de diez años ejerció una intensa actividad en dicho campo, tanto en la ex Dirección de Combustibles Sólidos Minerales, como en empresas privadas; destacándose sus tareas de exploración de varios yacimientos de carbón y asfaltitas en el sur de la provincia de Mendoza; varios pro-

yectos de exploración-explotación de yacimientos metalíferos en el área de El Nevado de la citada provincia y numerosos relevamientos y estudios geológico-mineros de yacimientos de sulfatos de magnesio y aluminio en los valles de Calingasta e Iglesia en San Juan.

Justamente, su sólida preparación geológica-minera motivó que fuese convocado por la CNEA en 1957, en un período en que ésta reclutó un grupo de profesionales seniors para iniciar sus programas de prospección y exploración.

El doctor Achen realizó en dicha Institución una brillante carrera en una región de la que fue profundo conocedor (provincias de San Juan y La Rioja, pero especialmente el sur de la de Mendoza), que inició con los relevamientos y exploración geológico-minera de casi una veintena de yacimientos de uranio y cobre y se continuó con el desarrollo y explotación de la mina uranocuprífera de "Huemul", de cuya operación fue responsable durante largos períodos, luego de cumplido un intenso curso de post-grado, como becario del Organismo Internacional de Energía Atómica, en las instalaciones del Commissariat à l'Energie Atomique de Francia.

Al adquirir otra magnitud nuestro principal distrito uranífero: Sierra Pintada, el que entró en una activa etapa de producción

minero-fabril, el doctor Achen fue seleccionado para su conducción, cargo que aún ejercía en el momento de su fallecimiento, no sólo por sus conocimientos específicos, sino también por su sólida versación en la industria extractiva del uranio y la autoridad que emanaba de sus condiciones personales y de su trayectoria profesional.

La intensa actividad del doctor Achen en estos fecundos períodos ha quedado documentada en varias decenas de informes inéditos en la Comisión Nacional de Energía Atómica. Su desaparición deja trunca una tarea en la que aún podía esperarse mucho de su experiencia.

Pero ésta es sólo la fría actividad profesional, cumplida dentro del rígido concepto de responsabilidad personal y profesional sustentado por el doctor Achen. Una parte destacada, sin duda, pero menor, dentro de la fuerza que lo alentaba, en la que su noble pasión de hacer, al servicio de la comunidad; los sentimientos de solidaridad y lealtad a los colegas; su concepto de brindarse totalmente y su filosofía de la amistad llena-

ron su vida y provocan el recuerdo emocionado de quienes lo trataron.

El doctor Achen actuó en la Asociación Geológica de Mendoza, de la que fue socio fundador y por largos períodos fue representante local de nuestra Asociación, desempeñándose con diligencia y desinterés, en beneficio de los colegas.

Los que tuvimos el honor de ser sus amigos durante muchos años, recordaremos siempre su bonhomía, su carácter calmo y reposado, su optimismo para proyectarse en el futuro y la sencillez y calor con que ofrendaba su amistad. Virtudes que volcó en la formación de una familia ejemplar, cuya esposa y dos hijos, seguramente le recordarán con orgullo.

Miembro de la Asociación Geológica Argentina desde su primer año de vida, nuestra Asociación no puede menos que rendir un sincero homenaje póstumo al distinguido colega.

F. RODRIGO Y A. ORTEGA FURLOTTI

27º CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL

Se llevará a cabo en la ciudad de Moscú, URSS, el 27º Congreso Geológico Internacional, entre el 4 y 14 de agosto de 1984.

Presidente del Comité Organizador ha sido designado el Académico A. V. Sidorenko, actuando como Secretario General el Doctor N. A. Bogdanov.

La inscripción para miembros participantes ha sido fijada en U\$S 200, U\$S 100 para acompañantes, U\$S 50 para estudiantes y U\$S 40 para no asistentes.

El programa general incluye, 22 sesiones científicas y 6 coloquios especiales, como asimismo numerosas excursiones geológicas.

Toda correspondencia debe dirigirse a:

Organizing Committee of the 27 IGG,
Institute of the Lithosphere,
22, Staromonetny,
Moscú, 109180,
URSS



Dr. CARLOS ADALBERTO DI PERSIA

(1920-1981)

El día 14 de diciembre de 1981 falleció en la Capital Federal el doctor Carlos A. Di Persia, que cumpliera una amplia y destacada labor profesional, a lo largo de más de tres décadas. Tan extensa actividad se encuentra vinculada a la ejecución de trabajos geológicos de superficie y exploración petrolífera, lo que le granjeó el respeto profesional y el aprecio personal de sus colegas. Su promoción constituye la generación continuadora de los trabajos de los primeros geólogos argentinos. Tal actividad no sólo ha permitido incorporar nuevas áreas al conocimiento geológico, sino que ha contribuido a valorar la importancia de las Ciencias Geológicas, tanto desde el punto de vista académico como del económico, al permitir la localización de zonas de interés.

Nació el día 28 de julio de 1920 en la ciudad de Paraná, Entre Ríos, y cursó sus estudios superiores en la Universidad Nacional de Córdoba, de la que egresó en 1943, obteniendo el título de Doctor en Ciencias (especialidad Mineralogía y Geología) en 1945. Su trabajo de tesis lo realiza en la zona de cerro Caicayen, en la provincia del Neuquén. Paralelamente a sus estudios universitarios, logró por concurso en el año 1941 una beca de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Durante 1944 cursó el Instituto del Petróleo, en la Universidad Nacional de Buenos Aires, en el que logró la especialización en Geología del Petróleo.

Desde su incorporación profesional en 1945 hasta su jubilación en 1976, salvo un

período de 3 años (1962-1965), permaneció en la empresa petrolera estatal, en la que cumpliera una larga y fecunda actividad en temas de su especialidad.

Inicia su carrera como Geólogo Ayudante de Comisión en las zonas de Anticlinal Chasicó, Ranquil Norte, Arroyo Coyuco, Butaco y Río Colorado, en las provincias del Neuquén y Mendoza. Promovido a Jefe de Comisión Geológica tiene a su cargo trabajos de relevamientos en áreas tales como Mechaquil, Cerro Chihuido y Agua Botada. En 1949 incorpora a la nómina de sus trabajos el relevamiento de la hoja Malargüe, todos ellos en la provincia de Mendoza. A dicha comarca vuelve en 1967 para realizar similar estudio de la sierra Pintada.

Durante los años 1950-1953 en la provincia del Chubut efectúa el relevamiento de las áreas de Anticlinal Manantial Grande, Bajo Guadaloso, cerro Cachetamán y Las Pulgas, en el ámbito de las sierras de San Bernardo.

Entre 1954-1959 realiza el reconocimiento geológico de la zona norte de la provincia de Santa Cruz, a ambos márgenes del río Descado. El resultado de estas campañas surgen de varios informes, que condensan una serie de observaciones e interpretaciones de los problemas geológicos de tan vasta región. Al descubrimiento de las primeras manifestaciones de esquistos, que refirió al Precámbrico en las Estancias La Josefina y La Modesta, que fuera dado a conocer en 1962, refiere otros de la misma edad en Estancia La Bajada, proponiendo para ellos la

denominación genérica de Formación Modesta.

En 1958 es trasladado al Distrito Geológico de la Administración Comodoro Rivadavia, al que reingresa en 1965. Se desempeña posteriormente como Jefe del Distrito Geológico de la Administración del Norte, de donde es destinado con igual jerarquía a la Administración Mendoza.

En 1971 pasa a cumplir funciones en la Gerencia de Exploración, con sede en Buenos Aires, donde alcanza la Supervisión General de Exploración de Zona Centro, a la vez que desempeña la función de Inspección General de Comisiones de Exploración en campaña, hasta su jubilación en 1976.

Durante 1977 y en virtud de un acuerdo entre la Secretaría de Estado de Minería de la Nación y la Universidad Nacional de San Luis, en colaboración con los doctores Pedro Criado Roque y José María De Giusto realiza el relevamiento de las hojas geológicas "51 c" y "51 d" (Meseta San Pedro y Koluel Kayke) en la provincia de Santa Cruz.

Esta síntesis de su actuación profesional señala una dilatada y variada actividad en distintas cuencas, en la que además de la investigación geológica, que con tanto empeño y dedicación llevará a cabo, ha colaborado en la formación de jóvenes colegas, que guiados por su capacidad y experiencia iniciaron sus primeros trabajos en campaña.

Los requerimientos de reserva en la difusión de resultados de investigaciones geológicas vinculadas a la actividad petrolera, determina la circunstancia de que la mayoría de sus trabajos no hayan trascendido al conocimiento público.

En relación con las asociaciones profesionales, cabe señalar que desde la constitución de la Asociación Geológica Argentina, como posteriormente del Consejo Superior Profesional de Geología, el doctor Di Persia formó parte como asociado de las mismas, desde la fecha de sus respectivas creaciones.

Que esta reseña de su actuación profesional, a la vez que, como merecido y justo reconocimiento a sus condiciones de hombre de bien y geólogo cabal, sirva para que las jóvenes generaciones de geólogos comprendan, de que aún en el relativo anonimato en que pueda desarrollarse nuestra actividad, la misma se ve ampliamente compensada por la satisfacción de la vocación cumplida. Esta tarea silenciosa, cuando no solitaria, a lo largo o a lo ancho de nuestro país, habrá de constituir el significativo aporte de nuestra profesión a la comunidad toda, en el que se incluye por méritos propios la obra realizada por el doctor Di Persia.

LISTA DE TRABAJOS PUBLICADOS

Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia extrandina (Prov. de Santa Cruz). Anales Primeras Jornadas Geológicas Argentina, 1960, San Juan.

Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado. Actas Segundas Jornadas Argentinas, 1963, Salta.

Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de La Horqueta —Zona Sierra Pintada— Departamento San Rafael, Provincia de Mendoza. Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 1972.

Nesocratón del Deseado, en colaboración con los doctores José M. De Giusto y Eduardo Pezzi. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1976.

Descripción geológica Hoja 51 c, "Meseta San Pedro" y 51 d "Koluel Kayke" Provincia de Santa Cruz, en colaboración con los doctores José María De Giusto y Pedro Criado Roque. Servicio Geológico Nacional-Buenos Aires, inédita.

OSVALDO L. TEALDI

NOTICIAS

**Jornadas de Comunicaciones Patagónicas
Dr. Eduardo Holmberg**

(Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional - Servicio Minero Nacional)

Al cumplirse el pasado 20 de octubre el segundo aniversario del fallecimiento del Dr. Holmberg, la Subsecretaría de Minería ha realizado estas Jornadas de Comunicaciones Patagónicas como homenaje a su memoria.

Las jornadas se realizaron los días 29 y 30 de octubre de 1981, con un nutrido programa de contribuciones que permitieron conocer las investigaciones geológico-económicas en curso ejecutadas por la Subsecretaría de Minería.

Este importante evento geológico fue anaugurado con unas palabras alusivas de las máximas autoridades de esa Institución. Fue seguido por una numerosa concurrencia que participó activamente en las discusiones y conclusiones de los diferentes temas expuestos. Fueron presentadas las siguientes comunicaciones:

JUEVES 29 DE OCTUBRE

R. Caminos, y E. Llambías: Observaciones preliminares sobre el basamento pre-Cretácico de la parte norte del Macizo Norpatagónico.

J. L. Panza y L. Sacomani: La secuencia volcánico-piroclástica jurásica en el valle de Las Plumas, provincia del Chubut.

J. M. Cortés: El magmatismo Triásico-Jurásico del flanco oriental del Macizo Norpatagónico. Consideraciones litoestratigráficas y cronológicas.

R. de Barrio: Hallazgo de plantas fósiles jurásicas en la zona de la Ea. Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz.

A. Busteros y O. Lapido: Rocas básicas alcalinas en la vertiente noroccidental de la Meseta Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz.

A. Doliner: Descripción Hidrogeológica de la región de Colán Conhué-Pampa de Agnia (provincia del Chubut).

M. Sosic y M. C. Serrano: Estudio Hidrogeológico en el área de los yacimientos de Cerro Castillo, departamento Gastre, provincia del Chubut.

H. Leanza y A. Spiegelman: Los fosfatos de la Formación Río Chico.

E. R. García; R. Levy; I. Ravazzoli, y J. C. Riggi: Un nuevo afloramiento de la Formación Arroyo Verde al norte del dique Ameghino, provincia del Chubut.

E. Sepúlveda y J. C. Martínez Macchiavello: Las formaciones neógenas en el Gran Bajo del Gualicho, provincia de Río Negro.

M. Franchi; M. J. Haller; O. Lapido y J. Mendía: El terciario del Chubut oriental.

J. M. Cortés: Las ingresiones terciarias del margen suroriental del Macizo Norpatagónico y la estructura del basamento pre-Cretácico.

J. C. Riggi y L. E. Fauqué: Caracterización de la Formación Río Negro en el ambiente de la "Fosa del Collón Curá" entre los ríos Limay y Chimehuin, provincia del Neuquén.

VIERNES 30 DE OCTUBRE

V. Ramos: El Basalto Posadas y la ingresión Patagónica en la Cordillera Patagónica.

O. Lapido: Estratigrafía de la Meseta Lago Buenos Aires y alrededores, provincia de Santa Cruz.

M. Franchi y R. F. N. Page: Geología del curso superior del arroyo Genoa, provincia del Chubut.

A. Lizuain: Los conglomerados de la Formación Michihuao, distribución y posición estratigráfica, provincia de Río Negro.

G. Blasco: La presencia de RYUGASELLA Wright y Matsumoto (Ammonoidea, Lyto-

ceratina) al sur del lago Argentino, provincia de Santa Cruz.

P. F. Alcántara: Plan Patagonia-Comahue: objetivos y metas cumplidas.

R. Viera y J. C. Herrero: Proyecto Esquel provincia del Chubut. Areas Cerro Riscoso, Mallin Banco, Nahuel Pan y Huemules.

J. C. Herrero: Area Cordón de la Veranada, provincia de Río Negro.

A. Genini: Area cerro Coihue, provincia del Chubut.

J. C. Herrero: Area cerro Cucho, provincia del Chubut.

A. Genini: Area río Oro-río Furioso, provincia de Santa Cruz.

A. Genini: Area arroyo Correntoso, provincia de Santa Cruz.

P. F. Alcántara: Promoción Minera en la Región Patagónica.

Este sencillo homenaje a quien fuera un estudioso y prolijo investigador de la constitución geológica de diversas áreas de nuestro país y un ejemplo de hidalguía y caballerosidad, cuya figura servirá de constante ejemplo a las jóvenes generaciones de geólogos del país, ha mostrado el interés que despierta en nuestro medio este tipo de reuniones, por lo que esperamos que el ejemplo sea imitado por otras instituciones.

UNION INTERNACIONAL DE LAS CIENCIAS GEOLOGICAS (IUGS)

Nuestro país, consciente de los elevados principios y objetivos de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS), participó activamente de esta Organización desde sus inicios. En los primeros años, a través del Servicio Geológico Nacional (en aquél tiempo Instituto Nacional de Geología y Minería), que enviara por vez primera un representante al Consejo Consultivo para su Cuarta Reunión Ejecutiva, realizada en Amberes, Bélgica, en 1966. La distinción recayó en el entonces presidente del INGyM, el Dr. Félix González Bonorino, miembro fundador de la Asociación Geológica Argentina. A raíz de esa representación surgió la necesidad de fortalecer los vínculos a través de la Asociación, concretada por intermedio del Dr. Pedro N. Stipanovic, presidente en



En negro, países Miembros de la IUGS.

ese momento de la AGA, gracias al apoyo financiero del CONICET.

A partir de ese momento y con el continuo aporte económico del CONICET, la Asociación Geológica Argentina se convirtió en la representante de la IUGS en nuestro país.

El primer Comité Nacional Argentino de IUGS fué nominado en setiembre de 1979, constituido por la recién electa Comisión Directiva. En su carácter de presidente del Comité Nacional, el Dr. Víctor A. Ramos participó en París (julio de 1980) como delegado en el Consejo Consultivo de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas y en la elección de sus actuales autoridades.

Objetivos de la IUGS

La *Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS)*, fundada en marzo de 1961, es una de las más importantes y de las más activas asociaciones científicas mundiales. Es una organización profesional, no gubernamental, no política y de fines no lucrativos.

Sus objetivos son:

- a) Promover los estudios de Ciencias de la Tierra, especialmente los que revisten un carácter mundial.
- b) Facilitar la cooperación internacional e interdisciplinaria en Geología y en las ciencias conexas.
- c) Asegurar la continuidad necesaria al desarrollo de esta cooperación.
- d) Aportar sostén y patrocinio científico al Congreso Geológico Internacional que se realiza cada cuatro años.

Funciones de la IUGS

La IUGS favorece el diálogo y la comunicación entre especialistas de las Ciencias de

la Tierra de todos los países, organiza reuniones y proyectos internacionales, apadrina simposios y excursiones científicas sobre el terreno y asegura una serie de publicaciones.

Los temas abordados incluyen desde la investigación fundamental hasta las aplicaciones económicas e industriales, desde los problemas ambientales hasta los del desarrollo. A título de ejemplo, IUGS está actualmente vinculada con las investigaciones siguientes:

- Acuerdo internacional sobre la nomenclatura y la clasificación de las unidades estratigráficas.
- Archivo, investigación y tratamiento de la información geológica.
- Esfuerzos para armonizar las sociedades humanas con su medio ambiente.
- Establecimiento de una nomenclatura sistemática en petrología.
- Aplicación a la petrología de los resultados de experiencias sobre las rocas sometidas a altas presiones y temperaturas.
- Evaluación de recursos geológicos de los océanos y de su potencial económico.
- Estudio de la naturaleza, dinámica, origen y evolución de la corteza terrestre profunda.
- Estudio de los yacimientos minerales para preparar los programas de prospección.

Actividad científica de la IUGS

a) Comisiones

La Unión constituye un conjunto de comisiones que se consagran al estudio de dominios metodológicos o problemas geológicos precisos. Actualmente comprende nueve comisiones:

- Comisión de Petrología Experimental a Altas Presiones y Temperaturas.
- Comisión de Documentación Geológica.
- Comisión de Enseñanza de la Geología.
- Comisión de Historia de las Ciencias Geológicas.
- Comisión de Geología Marina.

- Comisión sobre el Archivo, Tratamiento y Restitución de los Datos Geológicos.
- Comisión de Estratigrafía.
- Comisión de Tectónica.
- Comisión de Sistemática en Petrología.

Estas comisiones varían en tamaño y composición, pero ellas poseen un número suficiente de expertos representando las diversas zonas geográficas; están generalmente subdivididas en Subcomisiones, Comités Regionales o Grupos de Trabajo, en función de tareas específicas a efectuar. En parte, los trabajos de las Comisiones frecuentemente se realizan por correspondencia.

b) Comités

Los Comités Regionales "ad-hoc" o los Grupos de Trabajo actúan en el corto plazo, fundamentalmente, para orientar o asesorar a la Unión en los campos que no están cubiertos por las comisiones o asociaciones afiliadas. Los Grupos actuales son:

- Comité de Sedimentología.
- Comité Consultivo de Planetología.
- Grupo Exploratorio sobre las Relaciones entre Geología y Problemas Humanos.

El *Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG)* es apadrinado por UNESCO e IUGS. Esta colaboración, particularmente fructífera, funciona desde 1972. El PICG organiza, a nivel mundial, las investigaciones principalmente en el dominio de los recursos geológicos y del medio ambiente y asegura la difusión del conocimiento.

La *Comisión Interunión sobre el Programa Litósfera (ICL)* coordina el nuevo Programa Litósfera. Este programa de investigación fue creado, por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG) en forma conjunta con la IUGS contando con la aprobación del Consejo Internacional de las Uniones Científicas (ICSU). Es continuación de los resultados científicos muy positivos y de la cooperación pluridisciplinaria del Proyecto de Geodinámica Internacional que es considerado un desafío científico crucial de la corteza terrestre profunda y del manto superior (litósfera). Aporta una atención especial a los continentes y sus márgenes. Los resultados permitirán evaluar, prever y reducir los riesgos geológicos, tanto de ori-

gen natural, como aquéllos causados por el hombre.

c) Asociaciones afiliadas

Las disciplinas de interés científico particular son representadas en la Unión por las Asociaciones afiliadas. Es decir, Asociaciones internacionales autónomas que organizan en común actividades científicas y reuniones diversas.

Miembros de la IUGS

Pueden ser miembros de la IUGS los países por intermedio de una "organización adherente" nacional representativa. Esta representación recae en las respectivas asociaciones nacionales de Geología o, en su defecto, en los Servicios Geológicos o Academias de Ciencias o una Organización Nacional similar. Cada institución adherente paga una cuota anual en función de su categoría de miembro. En base a ello las organizaciones adherentes tienen el derecho a un determinado número de votos en las reuniones del Consejo del IUGS y pueden así controlar toda decisión mayor concerniente a la Unión.

Los países miembros llegaron en 1981 a 91.

Responsables de la IUGS

El Consejo de la IUGS es la autoridad máxima, compuesto por representantes de las organizaciones nacionales adherentes. Se reúne cada cuatro años durante la realización de los Congresos Geológicos Internacionales. La dirección general es ejercida por un Comité Director elegido por el Consejo. Las actuales autoridades son: Dr. E. Seibold (Alemania Federal), Presidente y Dr. Christian Weber (Francia), Secretario General.

Publicaciones de la IUGS

La Unión publica una revista trimestral de información denominada EPISOIDES; ella ofrece las más recientes informaciones sobre los proyectos y programas de IUGS y también noticias diversas y conferencias previstas, novedades en materia de publicaciones, congresos, cartas, mapas, etc. Presenta también artículos científicos sobre temas de interés general e internacional.

Asimismo, una nueva serie de publicaciones ha sido editada en 1980 para hacer co-

nocer las actividades científicas realizadas bajo el auspicio de la IUGS. Igualmente, un cierto número de "Comptes rendus" de simposios y resultados de investigaciones apoyadas por la Unión han sido publicados dentro de sus series.

La IUGS participa en la publicación de Correlación Geológica, que resume las actividades de los Programas PICG, así como también en las del Nuevo Programa Litósfera.

Las relaciones entre IUGS y los Congresos Geológicos Internacionales

Cuando la Unión fue fundada en 1961, lo fue en parte para asegurar el esfuerzo continuo de coordinación necesaria entre cada sesión del Congreso Geológico Internacional, que es la manifestación internacional de geólogos más antigua e importante. Actualmente el Comité Directivo de IUGS, sus comisiones y asociaciones afiliadas aconsejan y prestan su concurso a los organizadores del Congreso para la puesta en marcha del programa científico. La IUGS asegura, entonces, su auspicio científico al Congreso.

Realizaciones mayores de la IUGS

Como la más vasta tribuna geológica internacional, IUGS ha establecido un andamiaje eficaz que permite la comunicación entre disciplinas, más allá de fronteras políticas y geográficas. La acción de IUGS ha posibilitado el establecimiento de una base científica sólida para la investigación geológica, sin la cual las Ciencias de la Tierra no pueden contribuir eficazmente al avance de la Humanidad.

La Asociación Geológica Argentina, con vistas a una relación científica más estrecha que la actual, ha tomado contacto directo a través de su Vicepresidente con el Secretario General de IUGS, Dr. Christian Weber, en la sede habitual de París. En estas entrevistas, más que positivas, el secretario general ha ofrecido la colaboración y el apoyo a la Asociación Geológica Argentina tanto para la difusión de la actividad de los profesionales de las Ciencias Geológicas de Argentina, así como también su intervención personal para posibilitar, por intermedio de organismos internacionales, como UNESCO, el dictado de cursos, seminarios de especialización y actualización por parte de expertos del más alto nivel científico mundial, según las necesidades de nuestro país.

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

**El presente Tomo se ha financiado con un subsidio del Consejo Nacional
de Investigaciones Científicas y Técnicas, y del Consejo de Investigaciones Científicas de
la Prov. de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.**

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

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

Serie B (Didáctica y Complementaria)

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

Serie C - Reimpresiones

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

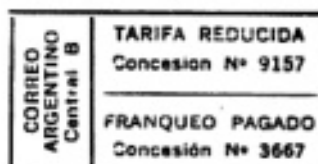
Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVII - N° 1

**CONTENIDO**

Estudio composicional de los sedimentos de fondo de la ría de Bahía Blanca entre Puerto Cuatreceros y Puerto Ingeniero White	
E. M. GELOS Y J. SPAGNUOLO	3
Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz	
VÍCTOR A. RAMOS	23
Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclastitas de la Formación Nirihuau	
L. SPALLETTI, J. MERODIO Y V. G. DE POSADAS	50
Geología y manifestaciones minerales de la península de Tabarín (sector Antártico Argentino)	
V. MÉNDEZ	66
Isótopos del Carbono y Oxígeno y el origen de las calizas de las sierras Chica de Zonda y Pie de Palo, provincia de San Juan	
E. LINARES, H. O. PANARELLO, S. A. VALENCIO Y C. M. GARCÍA	80
Pleistoceno Holoceno marino en Puerto Lobos, Chubut	
A. BAYARSKY Y J. O. CODIGNOTTO	91
Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis	
E. LLAMBÍAS Y L. MALVICINI	100
<i>Notas Necrológicas</i>	
DR. HÉCTOR ACHEN	144
DR. CARLOS A. DI PERSIA	146
<i>Noticias</i>	148

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