

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## S U M A R I O

J. F. VILLAR FABRE, Resumen geológico de la Hoja 32-p. Sierras del Azul (provincia de Buenos Aires) .....	75
P. C. FERNÁNDEZ, Geología del alto río Tupungato .....	100
W. ZOLLNER † y A. J. AMOS, Acerca del Paleozoico Superior y Triásico del cerro La Premia, Andacollo (Neuquén) .....	127

BUENOS AIRES  
REPUBLICA ARGENTINA

—  
1955

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

Tomo X

Abril de 1955

Nº 2

---

RESUMEN GEOLOGICO DE LA HOJA 32-P-SIERRAS DEL AZUL  
PROVINCIA DE BUENOS AIRES

POR JORGE FELIX VILLAR FABRE

---

RESUMEN

El autor describe sucintamente los aspectos estratigráfico-tectónicos de las distintas formaciones existentes en el área de referencia. Destaca incluso la petrológica del basamento y resume los rasgos hidrogeológicos reinantes.

INTRODUCCION

El relevamiento geológico de esta zona que fué realizado por cuenta de la Dirección Nacional de Minería, a la que agradezco la autorización para publicar este trabajo, se inició en el mes de julio de 1948 y se concluyó en enero y febrero del año siguiente. En total, esta hoja abarca una superficie de 3.682 km<sup>2</sup> y se encuentra ubicada entre los paralelos 37° y 37° 30' de latitud sur y entre los meridianos 59° 30' y 60° 15' W, o sea que su límite septentrional se halla a 20 km al sur de la ciudad de Azul.

En rasgos generales la zona serrana se extiende desde el noroeste hacia el sudeste comprendiendo el extremo austral de las sierras de Olavarría, el oriental de las del Tandil y las del Azul. Las primeras, de Olavarría, se continúan en las Hojas 31 o y p y en la 32 o y las últimas, del Tandil, en la 33 q.

Las alturas de estas sierras, que se extienden hasta Mar del Plata, son reducidas, pues el cerro más elevado sólo alcanza los 375 m. s. n. m. y sobresale apenas 75 m sobre la llanura circundante.

## 1. INVESTIGACIONES ANTERIORES

En la bibliografía consultada sólo se pudo hallar datos referentes a las sierras de Olavarría, pues el resto de la zona que nos ocupa fué objeto de menciones aisladas por algunos autores.

Nágera (5), en 1919 hizo un resumen exacto de los conocimientos que se tenían hasta ese momento respecto de las Sierras Bayas. Hasta esa fecha las dos incógnitas que se tenían se referían a la edad de las capas paleozoicas y a la forma del horizonte dolomítico. Respecto a la edad, Nágera no emite opinión. Posteriormente, en 1933 (6), las atribuye al silúrico.

En cuanto a la dolomita, Nágera desecha la idea que forma un anillo alrededor de la sierra y cree que forma una capa continua, cubierta en parte por sedimentos más modernos. Schiller (7), confirmó la observación de Aguirre (1), sobre el acuñaamiento de las dolomitas hacia el SE de Boca de la Sierra, debida a movimientos tectónicos, que fueron mencionados, posteriormente, por Tapia en las Sierras del Tandil y de Balcarce (9) y por el mismo Schiller en las de la Tinta (8). Hasta 1940, fecha en que Harrington (3) estudió unos fósiles hallados en la dolomita de Loma Negra, nada se sabía con exactitud sobre la edad de los sedimentos paleozoicos, pues aquellos autores que se habían ocupado de su edad, no tenían mayores datos para llegar a una conclusión definitiva. El mencionado autor concluyó que las dolomitas deben ser del carbonífero superior y que los movimientos tectónicos pueden haberse producido durante el Mesozoico inferior o medio.

## 2. GEOLOGIA

A) ESTRATIGRAFÍA. — *Basamento*: El basamento de la Hoja 32 p, presenta una variación en su composición litológica que se traduce por el predominio de milonitas en el extremo occidental y de rocas inyectadas en el oriental, existiendo una zona intermedia en que ambas cobran igual importancia.

En las Sierras Bayas puede observarse un granito rojo algo milonitizado que muestra mayores efectos de deformación hacia el este hasta formar, en el Cerro Negro, milonitas gnéisicas y ultramilonitas. Las primeras presentan capas de color negro de hasta dos milímetros de espesor que alternan con otras rojas feldespáticas que en parte se ensanchan adquiriendo contornos lentiformes. En ciertas áreas el microclino adquiere mayor desarrollo formando lentes de hasta 25 milímetros, a veces continuados por colas: también se observa fel-



Fig. 1. - Bocas de la Sierra fotografiada desde el norte. A la izquierda queda la Base Naval Azopardo y a la derecha la estancia la Armonía de A. y B. C. y D.  
Entre ambos cerros, de sur a norte, corre arroyo La Corina

despato de tonos verdosos. El resto de la roca es negro, afanítica, densa. En su pasaje hacia la ultramilonita, los lentes de microclino disminuyen en tamaño y en frecuencia hasta desaparecer por completo y dar lugar a una roca densa de grano muy fino, en parte color gris blanquecino.

La pasta de la roca, color negro, ya ha sido mencionado, está constituida por escamas de biotita sumamente finas que se extienden en bandas subparalelas y por cuarzo totalmente recristalizado en granos muy pequeños. En este conjunto se destacan los fenoclastos de hornblenda, abundantes, con un pleocroísmo verdoso-azulado que recuerda los anfíboles alcalinos.

El rumbo de la foliación varía de EW a  $N80^{\circ}W$  y las diaclasas que



Fig. 2. — Cerro San Antonio visto desde el este

allí se observan en general son verticales y de rumbo  $N 10^{\circ}-90^{\circ}E$ , mientras que otras pueden tener una inclinación de  $40^{\circ} SSE$ .

Al sur del Cerro Negro, 3 km al norte del camino que separa las estancias de Fortabat y de Urcade, se encuentra un afloramiento de una milonita semejante a la del cerro citado, de color rojo con bandas negras de hasta diez centímetros de espesor con una esquistosidad de rumbo  $N 50^{\circ} E$ . Macroscópicamente sólo se distinguen las lentes feldespáticas (microclino y plagioclasa) y algunos fenoclastos de hornblenda.

Hacia el este los afloramientos adquieren el carácter de un granito poco milonitizado, rojo, con abundantes concentraciones félicas: el tamaño del grano es variable, pero nunca más de cinco milímetros.

En el camino de Azul a Juárez, a 8 km de la ruta nacional n<sup>o</sup> 3. se observa el primer ejemplo de inyección potásica, que es la que predomina en esta hoja. El material inyectante ha originado dos rocas diferentes desde el punto de vista estructural, pues una de ellas es granosa



Fig. 3. — Esquisto porfiroblástico migmatítico del extremo oeste del Cerro Peregrino. En la «pasta» anfítica, de color negro, se destacan los porfiroblastos de feldespato, redondeados, blanquecinos y rosados con intrusiones de biotita.  $\approx 0.8$  del tamaño natural.



Fig. 4. — Detalle del esquisto porfiroblástico del Cerro Peregrino

y la otra es bandeada. La primera es un granito migmatítico de color rosado y cuyos componentes miden hasta dos milímetros. La segunda es una migmatita formada por capas leucocráticas constituidas por cuarzo, microclino y andesina ácida (An 32 %) con maclas secundarias. En parte estas bandas blanquecinas se ensanchan superando los dos milímetros de espesor que tienen comúnmente, para dar cabida a unas lentes feldespáticas de hasta 15 mm de longitud. Alternando con esas capas se observan otras de color gris negro constituidas por biotita, hornblenda e hipersteno. El rumbo de la foliación es N 70° E y la inclinación 75° SSE. La diferencia mineralógica entre ambas, está dada por la ausencia de anfíbol y de piroxeno en el granito y porque la biotita que posee no tiene el carácter titanífero que se observa en la migmatita bandeada. En cuanto a los minerales leucocráticos presentan los mismos caracteres, excepto la presencia de antipertitas maculosas en la plagioclasa del granito.

En la serie de elevaciones que se extienden desde el cerro Peregrino hacia el nordeste, hasta el cerro de la Virgen, se observan preferentemente milonitas de granito, excepto en la parte media y extremo oeste del cerro Peregrino donde aflora una migmatita gnéisica y un esquisto porfiroblástico migmatítico (figs. 3 y 4), respectivamente. En general estos afloramientos tienen una foliación de rumbo N 70°-90° E e inclinación vertical y las diaclasas predominantes son paralelas, si bien se observan otras de rumbo N 45° W e inclinación 65° SW.

El esquisto porfiroblástico mencionado, presenta numerosos porfiroblastos de microclino y algunos de oligoclasa básica de color rosado blanquecino de hasta 26 milímetros de longitud y pequeños cristales idiomorfos de hornblenda. Aquellos porfiroblastos se encuentran aislados los unos de los otros, destacándose en una pasta negra afanítica, compuesta por cuarzo y una gran abundancia de biotita, paralelamente orientada.

Hacia la parte media del cerro, el carácter de la migmatización ha cambiado, pues el material magmático se introdujo por los planos de la esquistosidad originando una estructura gnéisica con lentes rosadas y rojizas de hasta diez milímetros de longitud y delgadas y oscuras capas cuarzo-feldespáticas inferiores al milímetro.

Las lentes, tipo de ojo compuesto ("flasser"), están constituidas por microclino y/o plagioclasa con pertitas albíticas y mirmequitas, respectivamente. El resto de la roca está constituido por abundantes laminillas de biotita isorientadas, cuarzo y microclino. Se observan algunos cristales de anfíbol (?) totalmente cloritizados. Escasa titanita, apatita y zircón.

En la parte media del cerro Peregrino, y pocos kilómetros al sur del mismo, aflora una facie milonítica (figs. 7 y 8) de estructura gnéi-

sica más marcada en dicho cerro. Las lentes cuarzo-feldespáticas, rosadas, miden hasta 16 mm de longitud y generalmente se continúan por prolongaciones que forman delgadas capas de hasta dos milí-



Fig. 5 — Vena de cuarzo en las migmatitas de San Ramón, levemente plegada, que ha resistido a la erosión sobresaliendo sobre el resto de la roca

metros de espesor. Esas lentes están formadas por microclino peritítico o por plagioclasa cuyos bordes han sido reemplazados por aquel mineral (fig. 8), originando una estructura con aspecto mirmequítico que pasa a formar verdaderas mirmequitas. Aquellas delgadas capas



Fig. 6. — Venas peritíticas en la migmatita de la Estancia Los Angeles

están constituidas por cuarzo dimensional y feldespato potásico recristalizado. El resto de la roca está constituido por folias biotíticas en las que se observa titanita, zircón y apatita. Algunos fenoclastos de hornblenda y de allanita.

En el afloramiento mencionado al sur del cerro Peregrino, la estructura gnéisica no es tan marcada, observándose en ciertos casos que los fenoclastos feldespáticos, rosados, rojizos y verdosos están rodeados por una pasta rosado-violácea de grano muy fino, afanítica, con una cierta esquistosidad de rumbo N 70° E, en cuyos planos puede observarse una lineación difusa. Además, en las muestras estudiadas no se observó anfíbol, allanita, titanita ni zircón.

En el cerro Siempre Amigos, en la estancia Los Manantiales de Pereda, la milonita tiene un color preferentemente rojo, atravesada

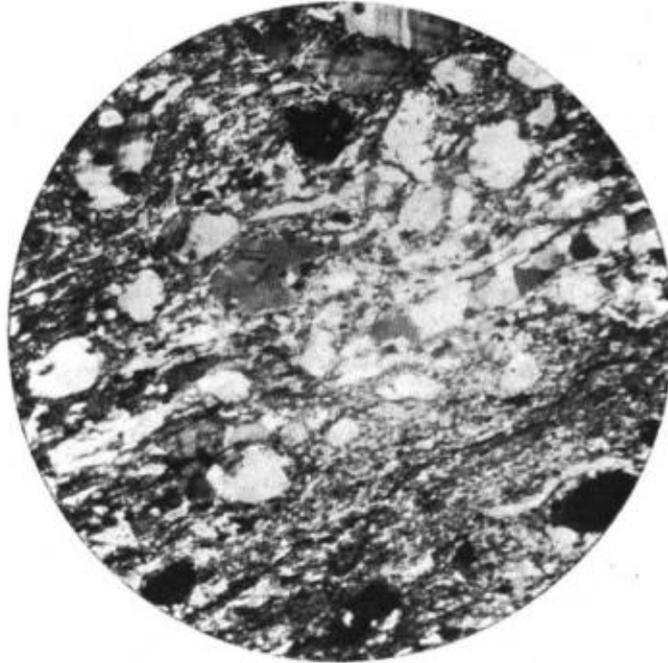


Fig. 7. — Milonita gnéisica de la parte media del Cerro Peregrino. Obsérvese la textura milonítica dada por el cuarzo dimensional.  $\times 12,50$ . Nícoles cruzados

por venas grises del mismo rumbo que la esquistosidad que tiene un valor N 5° W. Esta milonita tiene una estructura bandeada producida por delgadas capas del color mencionado, de unos tres milímetros, que alternan con otras cuarcíferas inferiores al milímetro. Está compuesta por cuarzo, microclino, oligoclasa básica (An 24 %) y biotita. El cuarzo ha recrystalizado totalmente, originando granos dimensionales grandes y otros más pequeños que contribuyen a la formación de capas paralelas conjuntamente con los minerales restantes, entre los que predomina el microclino. Este feldespato forma fenoclastos pre-tectónicos con sus bordes levemente reemplazados por el material recrystalizado. La plagioclasa se presenta preferentemente entre los minerales recrystalizados.

Otra milonita que aflora en el mismo lugar, tiene delgadas capas rosado-blancuecina que alternan con las otras negro verdosas de hasta

dos milímetros de espesor. Las primeras están constituidas principalmente por cuarzo, microclino y plagioclasa, esta última con maclas secundarias. Las capas oscuras están constituidas por escamitas de biotita y fenoclastos de hornblenda.

En el extremo oriental del cerro Siempre Amigos, en la estancia homónima, la milonita posee escasas venas de cuarzo de hasta 5 mm de espesor, su color es rosado más pálido que la anteriormente descrita y las capitas fémicas, interrumpidas, están mejor representadas.



Fig. 8. — Milonita gnésica de la parte media del Cerro Peregrino. La plagioclasa es reemplazada por el microclino que en parte ya ha formado mirmequitas. En el microclino pueden verse perfitas albiticas.  $\times 120$ . Nicoles cruzados.

Dentro de esta milonita se encuentran venas oscuras ricas en minerales ferromagnésicos, que forman abundantes pliegues.

En el cerro de la Virgen predomina la milonita gris, bandeada con capas claras y oscuras, observándose en las primeras, de tonos blanquecinos y verdosos, granos alotriomorfos de cuarzo y cristales idiomorfos de feldespato. El primero totalmente, y el segundo, microclino, parcialmente recrystalizado (fig. 9). Los fenoclastos están constituidos por microlino y andesina básica (An 34 %). Paralelamente a estas bandas se observan delgadas capitas, muy inferiores al milímetro, constituidas por escamitas de biotita titanífera. Escasa proporción de apatita, zircón y granate, este último visible a simple vista.

Al sur del cerro Siempre Amigos (2 km al sur del Boliche "El Coraje") aflora una facies semejante a la del cerro Negro, con abun-

dantes diaclasas paralelas entre sí y de rumbo N 85° E, que es el rumbo de la foliación. Es una milonita de color negro con reflejos violáceos y lentes rojas de microclino de hasta 15 mm. Estructura afanítica algo esquistosa que se hace más evidente en la observación microscópica, mediante la cual se comprueba que está compuesta por cuarzo recrystalizado, microclino, plagioclasa, biotita, titanita, pistacita y apatita.

El afloramiento que se acaba de mencionar continúa hacia el este, constituyendo los cerros ubicados al norte de la Crespa. La roca ad-



Fig. 9. — Granito milonítico del Cerro de la Virgen. Los cristales dimensionales orientados en forma casi paralela corresponden a cuarzo recrystalizado. Entre ellos se observa abundante microclino y en menor proporción plagioclasa. Nícoles cruzados,  $\times 12$ .

quiere una tonalidad rosado-violácea y pueden verse venas de cuarzo de hasta cuatro centímetros de espesor que forman pequeños pliegues. Se distinguen lentes rojas de hasta 15 mm, constituidas por microclino peritítico levemente reemplazado por la pasta. Escasa plagioclasa y fenoclastos de anfíbol totalmente alterados en clorita y óxido de hierro. La pasta afanítica, finamente granulada, está constituida por cuarzo y feldespato recrystalizado y numerosas escamitas de biotita color verde pálido a veces muy cloritizadas; abundante calcita, y algunos cristalitos de zircón y apatita.

Hacia el este se encuentran los cerros que constituyen las Bocas de la Sierra (fig. 1), y que se extienden hasta el cerro San Antonio.

En Bocas de la Sierra, sobre la ladera que corresponde a la estancia La Armonía se observan migmatitas y milonitas. Estas últimas, desde el pie hacia la cumbre del cerro, presentan distintos grados de defor-

mación, comenzando por una facies aplítica de rumbo N 65° E y colores claros; más al sur, el grano aumenta de tamaño, se observan fenoclastos rosados, feldespáticos de hasta 25 mm distintamente orientados con respecto a la foliación. En las partes oscuras se distinguen cristales de hornblenda de hasta 4 mm. Las diaclasas varían de N 0°-85° E.

En el mismo cerro, pero en la ladera que mira hacia la estancia La Celina, predomina una migmatita oscura muy esquistosa, con abundantes venas de cuarzo paralelas a la esquistosidad, de unos cinco centímetros de espesor, con fracturas oblicuas a la foliación.

Las migmatitas de la estancia La Armonía suelen tener un color amarillento pardusco con metacristales feldespáticos blanquecino-rosados de hasta un milímetro de longitud y de contornos redondeados, constituidos en su mayoría por microclino con bordes reemplazados por la pasta; se observan algunos de plagioclasa con un marcado reemplazo sericítico. El resto de la roca tiene una estructura esquistosa con bandas cuarzo-feldespáticas rosadas de 2 mm de espesor término medio, con escamitas de biotita, a veces cloritizadas, paralelamente orientadas.

Las milonitas gnéicas de esta estancia están constituidas por capas feldespáticas rosadas que alternan con otras de color negro verdoso ricas en minerales fémicos, predominando unas u otras según los lugares. Posee lentes de feldespato con cola, de hasta cinco milímetros recubiertos por una delgada capa sílica finamente granulada. En las bandas claras se observa cuarzo, microclino y oligoclasa ácida (An 12 %), mientras que las oscuras están constituidas por biotita, hornblenda, pistacita, zoicita, ortita, titanita y zircón.

El cuarzo, feldespato y anfíbol suelen formar fenoclastos pretecónicos. El microclino presenta pertitas albiticas de exsolución y el borde reemplazado por la "pasta" de la roca y a veces rodeado por algunos granos mirmequíticos. La plagioclasa mirmequítica tiene macas suavemente flexionadas. La hornblenda es de color amarillento verdoso (X) a verde azulado (Z). La ortita se encuentra muy alterada en un material casi isótropo o de birrefringencia muy débil, de color pardo amarillento y está rodeada por granos de epidoto.

En la falda septentrional de Bocas de la Sierra y en el cerrito que constituye el parque de la estancia La Armonía se observa un filón diabásico que se extiende aproximadamente unos tres kilómetros con rumbo N 70°-80° W, internándose en el campo del Ministerio de Marina; es una roca de color gris verdoso oscuro, de grano pequeño, indeterminable a ojo desnudo, compacta, muy dura, compuesta por labradorita ácida (An 54 %), biotita, augita y anfíbol. Textura porfírica, ofítica. Los fenocristales están constituidos por piroxeno, Z:  $c = 45^\circ$  y  $2V = (+) 42^\circ$ , penetrada por los cristales de plagio-

clasa en parte alterados en clorita y gibbsita. El anfíbol, muy escaso e indeterminable parece provenir de un proceso de uralitización.

En la base naval, las rocas aflorantes son similares a las que se observan en el cerro oeste de Bocas de la Sierra, son de tonos rosados con abundantes metacristales lentiformes de hasta seis centímetros de longitud y venas de cuarzo, de dos centímetros de ancho, escasamente plagadas, con fracturas transversales a la foliación cuyo rumbo varía de NE a NW pasando por todos los valores intermedios.

El extremo oriental de estos afloramientos está constituido por el cerro San Antonio (fig. 2), donde se observa una milonita gnéssica con lentes feldespáticos rosados de hasta 5 centímetros generalmente paralelos a la foliación y que suelen continuarse por delgadas bandas leucocráticas. Algunos lentes suelen estar rodeados por un borde feldespático finamente granuloso.

La composición está dada por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, ortita, pistacita, zircón, apatita. Los fenoclastos están constituidos por microclino y plagioclasa, ortita y pistacita, el primero con inclusiones muy alteradas de la segunda, que posee una zona periférica albitizada. Los fenoclastos de plagioclasa están muy caolinizados y sericitizados. La ortita generalmente está rodeada de epidoto. El cuarzo ha recristalizado en su totalidad en individuos dimensionales con bandas de extinción paralelas al eje *c*. La "pasta" está constituida por cuarzo y feldespato recristalizados y por una elevada proporción de biotita en pequeñas escamas paralelamente orientadas.

Al norte del cerro San Antonio, entre los arroyos La Corina y Las Cortaderas, existe un afloramiento de una milonita rosada de grano fino con capitas feldespáticas que en ciertas partes alcanzan los cuatro milímetros de espesor. Entre ellas se observan delgadas y discontinuas bandas félicas de hasta un milímetro de espesor constituidas por fenoclastos de hornblenda de color verde intenso (Z) a verde pálido (X); escamas de biotita paralelamente orientadas, algunas de las cuales muestran los efectos de las fuerzas deformantes soportadas, escasa ortita y zircón. El resto de la roca está constituido por capas paralelas de cuarzo y de feldespato potásico finamente granuloso, en las que se encuentran fenoclastos de microclino y de plagioclasa, el primero con extinción muy ondulada y pertitas albiticas filiformes y la segunda con maclas secundarias poco visibles por la alteración en sericita, caolinita y clorita. Al sur de Bocas de la Sierra, en la estancia La Celina, predomina una milonita gnéssica de color gris-negro con bandas feldespáticas rosadas a veces muy desarrolladas, cuyos granos miden más de un centímetro y que han resistido a la erosión formando crestas de hasta 10 cm de altura. En ciertas áreas las venas leuco y melanocráticas, muy ricas en anfíbol, están bien definidas, llegando a medir, las

primeras 6 cm y las segundas 15 cm de espesor. También se observan venas de cuarzo de hasta 5 cm de espesor con fracturas oblicuas a la foliación, cuyo rumbo varía alrededor de N 5° W.

Las bandas oscuras están constituídas por laminillas de biotita titanífera a veces muy alterada en penninita que, conjuntamente con algunos granos de hornblenda, se extienden en forma sinuosa rodeando a los fenoclastos, pretectónicos, de microclino y de andesina ácida (An 38 %). Los primeros tienen extinción ondulada y pertitas albiticas filiformes de exsolución. Los segundos han sufrido una gran alteración en sericita y en clorita y presentan maclas secundarias algo flexionadas. El cuarzo ha recrystalizado en individuos alotriomorfos, granoblásticos con bandas de extinción paralelas al eje *c*. A veces forma venas que contornean a los fenoclastos y que conjuntamente con el feldespato forman las venas leucocráticas mencionadas. Escasa ortita, zircón y apatita.

Hacia el oeste de los afloramientos mencionados se encuentra la Crespa y cerros circundantes constituídos por milonitas y migmatitas de rumbo NNW. En general son de estructura gnéisica con lentes feldespáticas rojizas a rosadas de hasta 15 mm de longitud y capas verde-negro de 10 mm como máximo y muy ricas en hornblenda. Según predomine una u otra, la roca adquiere distintas tonalidades. En ciertas áreas se observa un esquisto migmatítico con una marcada lineación en las caras paralelas a la foliación. Es de textura esquistosa granoblástica con abundantes laminillas de biotita isorientadas, paralelamente a las cuales se extienden las bandas cuarzo-feldespáticas en las que a veces predomina el microclino y que suelen ensancharse originando lentes. Escasa ortita y apatita.

Al oeste de la Crespa, el segundo afloramiento al sur del boliche "El Coraje", está constituído por una milonita gnéisica de grano grueso constituída por capas alternadas leuco y melanocráticas. En las primeras se observa abundante microclino rosado de hasta dos centímetros de longitud; plagioclasa de tono verdoso pálido y cuarzo finamente granuloso. Las segundas están constituídas esencialmente por hornblenda.

En la estancia Los Manantiales de Larreta, se observa un predominio de milonitas graníticas de variados colores, blanquecinas, rojizas, negras, etc., en las que el grado de deformación no es uniforme, pues en algunas zonas la estructura granosa tiene poca o ninguna orientación paralela, mientras que en otras la roca presenta un bandeo producido por capas félicas y sálicas de rumbo NE e inclinación SE.

Paralelamente a la foliación se observan fenoclastos de feldespato de hasta 15 mm de longitud con maclas de Karlsbad. Estas rocas están

compuestas por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, ortita, apatita y zircón.

La textura es milonítica con fenoclastos de microclino, plagioclasa y ortita. Los primeros presentan indicios de deformación y pertitas albíticas algo caolinizadas. La plagioclasa, con maclas flexionadas suele ser escasa en ciertas áreas y presenta una alteración en caolinita y sericita. Escasa ortita con pleocroísmo de tono amarillento parduzco. Entre los fenoclastos se extienden las capas cuarzo-feldespáticas (microclino) recrystalizadas que reemplazan los bordes de los fenoclastos. Entre estas capas se observa una abundante proporción de laminitas de biotita paralelamente orientadas.

En la misma estancia mencionada, en el cerro que está frente a La Crespa, en su parte media y en el extremo del mismo, se encuentra un granito migmatítico de color negro y estructura porfiroblástica, con cristales de feldespato grisáceo de hasta treinta milímetros. La "pasta" cuyos componentes miden unos cuatro milímetros, permite distinguir cuarzo y plagioclasa, esta última con maclas polisintéticas parcialmente visibles con lupa. Al microscopio, además de los dos minerales mencionados, se observa microclino, biotita titanífera, hornblenda, hipersteno, ortita, apatita y zircón. El feldespato forma granos alotriomorfos, algo caolinizados, con fracturas impregnadas por óxido de hierro. El microclino reemplaza a la plagioclasa originando mirmequitas. La plagioclasa suele presentar maclas delgadas, secundarias, de albita. El cuarzo granoblástico, en parte reemplaza al feldespato. Escamas idiomorfas de biotita; abundante piroxeno muy alterado en antigorita y escasa ortita.

El Cerro Chico está constituido por una milonita de color rojo que hacia el norte presenta caracteres miloníticos muy atenuados y color rosado. En dicho cerro la roca posee una foliación de rumbo ENE y WNW, determinado por un bandeo paralelo en el que se distinguen capas cuarcíferas y cuarzo-feldespáticas. La textura es milonítica con fenoclastos de microclino, plagioclasa y ortita. Los primeros con pertitas albíticas filiformes de exsolución están algo caolinizadas; los segundos con maclas muy delgadas y flexionadas, poseen mirmequitas y están algo alterados en sericita. La ortita es escasa, con birrefringencia muy baja en el núcleo que aumenta hacia la periferia, donde el mineral adquiere una tonalidad rojiza. Algunos cristales de apatita y titanita. El cuarzo se encuentra en capas paralelas constituidas por individuos dimensionales, entre las que se extienden otras bandas cuarzo-feldespáticas recrystalizadas en las que predomina el microclino. Gran abundancia de biotita en pequeñas escamas isoorientadas.

Hacia el norte la roca adquiere estructura granosa y textura panalotriomorfa, cuyos componentes miden de hasta cinco milímetros, entre los cuales se distingue cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita. Los únicos caracteres mencionables son los indicios cataclásticos que muestra el cuarzo; el gran reemplazo sericítico de la plagioclasa y un mineral ferromagnésico totalmente alterado en serpentina.

Al norte de Chillar se encuentra el cerro Cañete, constituido por un esquisto micáceo, muscovítico, con abundante inyección de cuarzo en finas capas paralelas a las folias de mica y con venas graníticas observables en distintas partes del cerro. Se observan pequeños núcleos aislados de feldespato. Hacia el noreste se encuentra el cerro del Plata, constituido por una facie esquistosa muy inyectada, intermedia entre el esquisto del cerro Cañete y el granito de San Ramón. Posee venas pegmatíticas y abundante muscovita con capas paralelas feldespáticas rosadas; cuarzo, feldespato blanco-verdoso y numerosos granos de magnetita.

Aproximadamente 10 km al noreste del cerro del Plata se encuentra el cerro Colorado, constituido por un granito migmatítico de color rojo con escasa mica. El feldespato suele formar porfiroblastos lenticulares de color rojo, en parte presenta un bandeo con capas blancuecinas, rojizas y negruscas. Pueden verse venas pegmatíticas de hasta 10 cm de espesor.

En la estancia San Ramón, unos 4 km al este del cerro Colorado, la roca aflorante es esquistosa, con venas de cuarzo (fig. 5) de hasta diez centímetros de espesor escasamente plegadas, que a veces se ensanchan en forma de lentes, llegando a los veinte centímetros. También se observan venas pegmatíticas con abundante cuarzo, feldespato rojo y muscovita. Es característica en la roca la abundancia de nódulos lentiformes de hasta ocho centímetros, constituidos principalmente por cuarzo.

La composición mineralógica y textural de estas rocas es como sigue:

*Cerro Cañete:* muscovita, cuarzo, zircón y magnetita. Textura granoblástica y lepidoblástica. Es interesante el zircón, pues se presenta como cristales idiomorfos, alargados, de tonos pardo rojizos, zonales y como granos redondeados prácticamente incoloros.

*Cerro del Plata:* cuarzo, microclino, muscovita, biotita, zircón, apatita y magnetita. Textura granoblástica, en parte lepidoblástica. Aquí se observa inyección potásica (microclino) dispuesta en capas paralelas. Elevada proporción de apatita, no observada en el cerro Cañete. El zircón presenta los mismos caracteres.

*Cerro Colorado:* cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita titanífera, zircón y magnetita. Textura porfiroblástica con porfiroblastos de microclino y plagioclasa, los primeros, pertíticos y levemente caolinizados, tienen sus bordes reemplazados por la "pasta". Los segundos, con escasas mirmequitas, están muy sericitizados. El cuarzo ha recristalizado en áreas granoblásticas. La biotita no presenta distribución uniforme. El resto de la roca está constituido por microclino finamente granulado.

*Facies de San Ramón:* cuarzo, microclino, muscovita zircón, hematita y magnetita. Textura granoblástica. Se caracteriza por la inyección potásica y por el reemplazo del microclino y muscovita por el cuarzo.

Al sur de La Crespa comienza una zona de inyección difusa constituida por esquistos biotíticos con pequeños metacristales de plagioclasa y de microclino, además de cuarzo y granate finamente granulados, el último en reducida proporción. Estos esquistos con inyección difusa pasan a migmatitas gnéissicas de tonos negruzcos con venas y lentes feldespáticas rosadas. El rumbo de los esquistos es variable: N 5°-60° E; las diaclasas suelen tener rumbo N 60°-70° W.

Sobre el camino por La Argentina se observa una milonita gnéissica de color verde negro con ojos feldespáticos rosados de hasta cuatro centímetros de longitud y pequeños granos de cuarzo. Está constituida por fenoclastos de microclino, plagioclasa con maclas secundarias, hornblenda y biotita titanífera unidos por los mismos minerales finamente granulados. Además se observa apatita y zircón.

En la estancia lindante con Los Angeles y La Argentina, los afloramientos están formados por facies miloníticas esquistosas, oscuras, con venas ricas en biotita. También se observan esquistos con inyección difusa, el rumbo general es N 5° E. Las diaclamas predominantes son paralelas y oblicuas (W N W) con respecto a la foliación.

Al norte de Los Angeles, predomina una migmatita esquistosa de rumbo N N E, que poco más al S cambia a E N E; tiene una elevada proporción de anfíbol paralelamente orientado y numerosas venas graníticas. En la estancia mencionada, la migmatita es de rumbo NE con abundantes venas aplíticas de hasta nueve centímetros de espesor, que a veces forman venas pegmatíticas (fig. 6). Esta roca puede adquirir localmente el carácter de un esquisto con inyección difusa. Se observan facies miloníticas intercaladas. Al otro lado del camino, la migmatita se presenta en una facie semejante a la de San Ramón, con mucha mica, pero sin nódulos y con abundantes venas aplíticas y pegmatíticas, cuya frecuencia disminuye hacia el sur a medida que la roca pasa a un esquisto con inyección difusa.

Poco al sur de Los Angeles aflora una migmatita granítica de color gris rosado con pequeñas áreas rojizas, pudiendo distinguirse cuarzo, feldespato blanquecino y biotita. Está compuesta, además de los minerales mencionados, por muscovita, zircón, magnetita y hematita. Textura granoblástica (fig. 10). Los granos de cuarzo, con numerosas inclusiones gaseosas, reemplazan a los demás minerales, incluso a la mica (fig. 11). Microclino peritítico, plagioclasa mirmequítica.

Hacia la estación Pablo Acosta continúan los afloramientos migmatíticos, ricos en biotita y con granate finamente granulado, visible

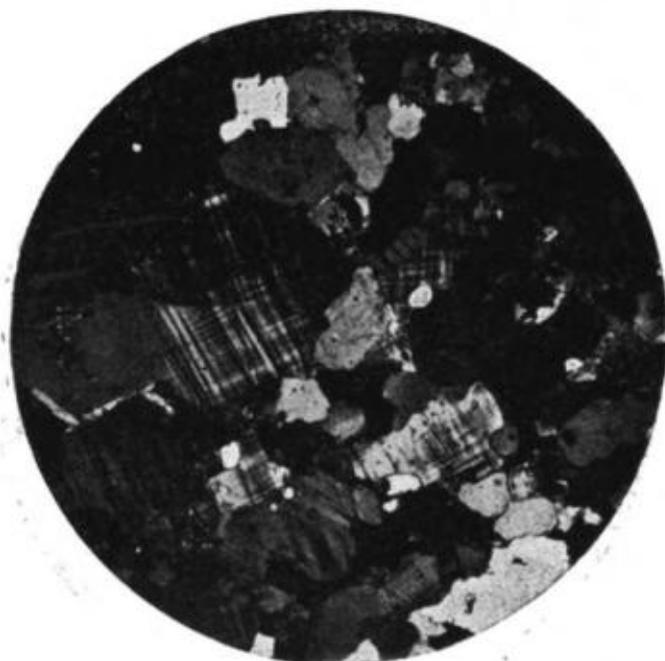


Fig. 10. — Estructura granoblástica de la migmatita que aflora poco al sur de la estación Los Angeles.  $\times 12$ . Nícoles cruzados

a ojo desnudo. El rumbo de estas rocas, que en parte pasan a esquistos con inyección difusa, es NE a ENE e inclinación  $80^{\circ}$ - $85^{\circ}$  NW.

En la estación Pablo Acosta aflora una migmatita gris con cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, hornblenda y epidoto, dispuestos con un cierto bandeo poco delimitado, mientras que otra facies presenta capas negroverdosas entre las que se extienden las cuarzofeldespáticas, que a veces forman lentes de hasta veinticinco milímetros. El rumbo de esta foliación es  $N 35^{\circ} E$  e inclinación  $60^{\circ}$  WNW. Aquellas capas melanocráticas están constituidas principalmente por hornblenda común con biotita, ortita, pistacita, zoicita y titanita. Las dos primeras tienen apatita y zircón incluidos. En las bandas leuocráticas se observa cuarzo, microclino y oligoclasa-andesina (An 30 por ciento); esta última en menos proporción que los primeros.

Hacia el oeste, en Martín Fierro, las migmatitas adquieren una to-

nalidad gris oscura con un bandeado, producida por capas claras y oscuras de hasta 16 mm de espesor, de rumbo NE; se observan abundantes venas aplíticas y pegmatíticas.

En la estancia El Centinela se encuentran dos pequeños cerros constituidos por una milonita granítica gris verdosa a rosada de rumbo ENE, con una facies reducida de un esquisto inyectado. El cerro oriental presenta escasas venas aplíticas que se tornan muy abundantes en el occidental, donde además se observan venas melanocráticas. Aparte de las diaclasas paralelas, las que predominan son de rumbo NW.



Fig. 11. — Detalle de la migmatita granítica anterior. Reemplazo de la muscovita por cuarzo.  $\times 160$ . Nícoles cruzados

Esta roca está constituida por fenoclastos de microclino pertítico que suele carecer de sus maclas características y de andesina ácida (An 38 %) con maclas delgadas y flexionadas. Abundantes mirmequitas.

Las capas claras están constituidas por cuarzo y feldespato recristalizados, de tamaño uniforme, que reemplazan los bordes de los fenoclastos. Alternando con estas capas se observan otras oscuras formadas principalmente por biotita titanífera y hornblenda. En menor proporción se encuentran hipersteno, apatita y zircón.

En la estancia Aclain, hacia el oeste y en la estancia La Isolina se observa preferentemente una tonalita porfiroide migmatítica, de color gris oscuro en el que se destaca el tono blanco a blanco verdoso del feldespato, de hasta diez milímetros de longitud. Además del fel-

despato se distingue cuarzo finamente granulado, escamas de biotita y cristales fémcicos verde negro de hasta siete milímetros. Estructura porfiroblástica, que en el interior de la estancia Acelain está algo milonitizada. Está compuesta por cuarzo finamente granulado o bien forma granos dimensionales de bordes a veces saturados con bandas de extinción muy marcada, paralelas al eje *c*.

Los porfiroblastos están constituidos por plagioclasa y hornblenda pre-tectónicos. La primera tiene un contenido anortítico que varía de un 28 % a un 32 %; tiene maclas delgadas, interrumpidas, flexionadas, de origen secundario, extinción zonal leve y bordes corroídos por el cuarzo; a veces está muy alterada en caolinita y sericita, principalmente en el núcleo. La hornblenda, que se observa en mayor cantidad en los afloramientos de la estancia Acelain, tiene un color verde azulado, está reemplazada por el cuarzo y posee inclusiones de zircón y apatita.

Escaso microclino. Las escamas de biotita están diversamente orientadas y tienen un pleocroísmo que varía del incoloro (X) al verde amarillento (Z). Los minerales restantes son: apatita, zircón, pistacita, titanita y clorita proveniente de la alteración de los fémcicos.

En el interior de Acelain aflora una milonita granítica gris rosada de estructura bandeada con capas alternadas micáceas y cuarzo-feldespáticas con lentes blanquecinos de oligoclasa básica (An 28 %) y de microclino, predominando estas últimas, generalmente de tipo flaser, de hasta siete milímetros. El microclino tiene extinción ondulada, maclas a veces ausentes y escasas pertitas albíticas filiformes. Las maclas de la plagioclasa han sido deformadas por las presiones soportadas. En el contacto con el feldespató potásico se observan algunas mirmequitas.

Las capas cuarzo-feldespáticas, recristalizadas y finamente granuladas, se extienden entre los demás componentes. Las folias micáceas comprenden, además de biotita, ortita, generalmente rodeada de pistacita y algo de clinozoicita, titanita y zircón.

El rumbo es variable, ENE a WSW, y las venas aplíticas y pegmatíticas son más abundantes en la estancia Acelain, donde suelen alcanzar gran desarrollo; es así como pueden observarse pequeños afloramientos constituidos casi exclusivamente por cuarzo.

En las inmediaciones de la estancia San Arturo se encuentran unos filones de diabasas cuarcíferas de rumbo N-S; son rocas de color verde grisáceo y textura granosa algo porfiroide, compuesta por andesina básica (An 46 %) totalmente alterada en sericita y parcialmente en clorita; pigeonita,  $2V = 43^\circ$ , con escasa alteración en anfíbol y clorita. Intersticialmente se observa cuarzo, que ha originado una es-

estructura micrográfica. La textura es granular hipautomórfica con tendencia a ofítica.

Los afloramientos de la estancia Acelain están atravesados por una anfibolita de rumbo NE, que cobra mayor importancia en las inmediaciones del puesto ubicado al SE de dicha estancia, donde el grano de la roca alcanza los cuatro milímetros y el rumbo varía a WNW.

*Paleozoico:* El paleozoico aflora en las Sierras Bayas, en Lomas Largas y en las Cinco Lomas. La sucesión estratigráfica completa se observa solamente en las primeras sierras mencionadas y se distinguen los siguientes horizontes:

e)	Horizonte calcáreo .....	espesor	50 m
d)	" de las arcillas .....	"	20 m
o)	" cuarcítico superior .....	"	30 m
b)	" dolomítico .....	"	45 m
a)	" cuarcítico inferior .....	"	10 m

Basamento.

*Horizonte cuarcítico inferior.* — Este horizonte está escasamente representado en la hoja que nos ocupa y puede observarse en la estancia de A. Fortabat. Su espesor alcanza los diez metros y el rumbo de los afloramientos es NW-SE. Contiene capas conglomerádicas y arcilloesquistosas, estas últimas de tonos rojizos a amarillentos. Las cuarcitas son de color blanco, compactas, de grano fino inferior al milímetro.

En las Cinco Lomas aflora una arenisca cuarcítica que por los caracteres petrográficos atribuimos a este horizonte. Es una roca de color blanco amarillento con áreas rojizas y grano de hasta un milímetro. El cuarzo es alotriomorfo, de contornos subredondeados, a veces con crecimiento secundario. Escaso cemento caolínico, en parte con laminillas de sericita. Se observa una que otra laminilla de muscovita y algo de calcita.

En Lomas Largas, Chillar, se encuentra un conglomerado de cemento cuarcítico con rodados de cuarzo transparente, blanquecino, grisáceos y rosados, de hasta veinticinco milímetros. Estos conglomerados corresponderían con los observados en Sierras Bayas.

*Horizonte dolomítico.* — Este horizonte, al que las Sierras Bayas deben su nombre, es el primero en observarse de E a W, salvo aquellos puntos en que aflora el basamento o el horizonte cuarcítico inferior. Sobre este último asienta discordantemente. En general ocupa la parte media de los cerros, en contraposición con lo que sucede en los afloramientos al norte del arroyo San Jacinto (Hoja 31 p), donde la dolomita forma una delgada franja periférica interrumpida en las laderas meridionales. Esta disposición periférica, acompañada por el

hecho de no haber observado estos sedimentos en el interior de las sierras, indujo a Aguirre (1) a pensar que las dolomitas constituían un anillo alrededor de las sierras, cuando, en realidad, éstas constituyen un verdadero horizonte que, según Harrington (3) había sido suprimido parcialmente a lo largo de un plano de corrimiento, mientras que González Bonorino (comunicación verbal) comprobó la presencia de una falla poco al norte de esta hoja.

En lugares muy restringidos, este horizonte tiene superpuesta una capa de pedernales, cuyo espesor es variable pero, puede decirse, que oscila alrededor de un metro. Estos pedernales a veces están cementados, originando conglomerados en los que suele observarse una abundante impregnación de óxido de hierro. Encima de esta capa se encuentra una arcilla fuertemente plegada, principalmente en su porción inferior que es de color rojo, mientras que la superior es verde. El rumbo de estas arcillas es de N 55° W y la inclinación SW.

*Horizonte cuarcítico superior.* — Este horizonte, que se encuentra encima del anterior, es el causante de la forma tabular tan característica de estas sierras. Su espesor es muy variable y alcanza un máximo de treinta metros. Está constituido por cuarcitas compactas, de grano fino y color blanquecino, que varía del rosado al rojizo, según la proporción de óxido de hierro que contengan. Este óxido suele concentrarse en ciertos puntos, originando pequeños nódulos de hematita.

En ciertos lugares este horizonte presenta una estratificación cruzada normal y la extensión de sus afloramientos es muy reducida. Puede observarse uno muy pequeño al sur de La Providencia (localidad ubicada en la Hoja 31 p) y otros, algo más extensos, en el límite con la Hoja 32 o.

*Horizonte de las arcillas.* — Este horizonte, constituido por arcillas plásticas, caolínicas, a veces algo arenosas, de tonos blanquecinos, rojizos y verdosos, alcanza un espesor de veinte metros como máximo. Aflora en forma aislada en distintos puntos de las sierras y es el horizonte que Valentín (11) y Hauthal (4) habían denominado con el nombre de margas.

*Horizonte calcáreo.* — Escasamente representado en esta hoja, este horizonte se extiende sobre las arcillas y sus afloramientos corresponden a las estribaciones australes de La Providencia y las sudorientales de Loma Negra. Está representado por calcáreos de distinta coloración, entre los que predominan el color chocolate y negro azulado, matizado por pequeñas venas de calcita de rumbo N 60°-70° E, color blanco, a veces teñida de rojo por el contenido ocasional de óxido de hierro. En un tiempo se creyó que estas dos variedades principales

tenían una posición estratigráfica determinada, pero ya en época de Nájera (5) se comprobó la inexactitud de este pensamiento.

Este calcáreo suele tener intercalaciones de arcillas calcáreas, que también rellenan las grietas que en él se encuentran. En escasos lugares se puede observar la presencia de calcedonia rellorando algunas vetas. El espesor de este horizonte llega a cincuenta metros.

**B) ESTRUCTURA.** — La estructura de las Sierras Bayas es conocida desde 1930, fecha en que Schiller (7) mencionó por vez primera la existencia de corrimientos intensos, y desde 1940, en que Harrington (3) hizo un estudio completo de la edad de los sedimentos paleozoicos y de la estructura de las Sierras Bayas.

El basamento ha soportado una intensa deformación precarbonífera (anterior a la deposición de los sedimentos paleozoicos) que se tradujo por la formación de milonitas y ultramilonitas con recristalización de sus componentes y cuya foliación tiene un rumbo variable de N 60° E a 55° W, predominando el NW-SE; la inclinación, también variable, oscila alrededor de los 80° SW.

Los sedimentos paleozoicos sufrieron, durante el Mesozoico inferior o medio (3), los efectos de movimientos superficiales que originaron deslizamientos entre el basamento y las cuarcitas inferiores y entre éstas y las dolomitas, según planos escasamente inclinados. Además, estos movimientos tuvieron una influencia muy tenue en cuanto a plegamientos se refiere, pues lo único que se observa son algunos ejemplos reducidos, de despegue (“décollement”) en las capas superiores de los calcáreos y de micropliegues en las dolomitas.

En cuanto a la relación existente entre los horizontes dolomítico y cuarcítico superior puede decirse que es concordante.

En su mayor parte, los cerros que se observan deben estar limitados por fracturas originadas durante el Terciario y Cuaternario, que llevaron a la formación de bloques constituidos, en su mayoría, por el basamento.

Dos fracturas, más bien evidentes, de rumbo E-W, limitarían el S de Bocas de la Sierra, mientras que entre La Providencia y el llamado cerro Bayo pasaría una falla de rumbo NW-SE, con un rechazo aproximado de veinte metros.

**C) GEOMORFOLOGÍA.** — Las características geomorfológicas predominantes en esta zona son una consecuencia de los movimientos tectónicos terciarios y cuaternarios, que elevaron las rocas del basamento con su cubierta paleozoica, allí donde existía, dando lugar a la formación de bloques generalmente aislados y de reducido tamaño.

En los lugares en que se encontraban sedimentos paleozoicos, éstos,

principalmente las cuarcitas superiores, dan a los cerros un aspecto tabular, mientras que en aquellos cerros constituídos esencialmente por rocas del basamento la forma es redondeada, con esfoliación esferoidal.

En cuanto a las llanuras que se extienden entre dos o más cerros, generalmente puede decirse que su topografía está controlada por la escasa profundidad a que se encuentra el basamento y que se traduce por la formación de ondulaciones más o menos marcadas.

D) PETROLOGÍA DEL BASAMENTO. — En la zona que nos ocupa pueden distinguirse varios tipos de migmatitas: esquistos porfiroblásticos, esquistos con inyección difusa, migmatitas gnéisicas y granitos migmatíticos.

Las migmatitas gnéisicas del cerro Peregrino pueden haberse originado por inyecciones magmáticas constituídas por un verdadero magma residual que se habría introducido a lo largo de los planos "s" de los esquistos preexistentes, dando lugar así a los gneises mencionados que se observan en la parte media del cerro. En cambio, en el extremo occidental del mismo cerro habría existido una impregnación de la roca por las emanaciones magmáticas, que serían una "porción más atenuada" (2) del magma inyectante y que habría producido un metasomatismo alcalino (10). Esa "porción magmática más atenuada", rica en  $K_2O$  y pobre en  $Na_2O$ , sería la causa de la formación de los porfiroblastos de microclino y de oligoclasa, que deberían su  $Al_2O_3$  a minerales ya existentes en el esquisto. Al comenzar la formación de los porfiroblastos se habrían formado unos núcleos de cristalización que habrían atraído esa facies dispersa en la roca, pues de no ser así debería haberse formado un esquisto con inyección difusa. De no formarse esos núcleos, habría que pensar que en la roca preexistente habrían existido minerales ricos en  $Al_2O_3$ , concentrados en los puntos en que luego aparecerían los fenoblastos. Esto último es más bien inadmisibile.

En la estancia Los Manantiales de Larreta, en el camino de Azul a Juárez (a 8 km de la Ruta Nacional n° 3), en la estancia San Ramón y en el cerro Colorado, la migmatización ha anulado los caracteres de la roca primitiva originando verdaderos granitos, y en los alrededores de la estancia Acelain se formaron tonalitas, por impregnación de la roca primitiva por flúidos de origen magmático que habrían producido un metasomatismo uniforme.

Otro tipo de migmatitas, originado por inyección magmática a lo largo de los planos "s", puede observarse en el cerro Cañete y en el cerro del Plata, donde la roca, si se quiere, de aspecto micacítico, ha

soportado un aporte cuarcífero en el primer cerro, y cuarzofeldespático (microclino) en el segundo.

Al sur de La Crespa, la impregnación de los esquistos por un flúido magmático rico en sodio y en potasio llevó a la formación de esquistos con inyección difusa.

E) HISTORIA GEOLÓGICA. — El basamento, que corresponde al borde del Escudo Brasileño, fué intensamente deformado en períodos anteriores a la deposición de los sedimentos paleozoicos. Esos bloques elevados y desgastados fueron recubiertos por los sedimentos marinos mencionados, posiblemente durante el carbonífero superior, que corresponden a un mar templado, como lo demuestran los escasos fósiles descritos por otros autores (Harrington, 1940).

Posteriormente, durante el Mesozoico, la cubierta sedimentaria soportó las consecuencias de fuerzas que actuaban desde el sudoeste hacia el noroeste y que produjeron el deslizamiento de ese paquete de sedimentos sobre el basamento. En cuanto al horizonte calcáreo, fué modificado en el sentido que en él se formaron algunos micropliegues y en que algunas de sus capas superiores fueron “despegadas” (“décollement”) unas de las otras.

Durante los períodos subsiguientes estos bloques fueron erosionados hasta que, durante el Cenozoico, fueron elevados intermitentemente, originándose varias terrazas. Simultáneamente y/o a continuación se produjo la deposición de los sedimentos pleistocénicos y actuales.

### 3. HIDROLOGIA

Excepto los arroyos del Azul y de los Huesos, los cursos de agua de esta zona son poco importantes debido al escaso caudal que llevan y cuyo régimen depende exclusivamente de las precipitaciones. La única aplicación que tienen es la de suministrar bebida al ganado, pero, por las causas mencionadas, no se puede depender exclusivamente de ellos.

Los manantiales que manan por las diaclasas del basamento, si bien abundantes, considerados individualmente, carecen de importancia, pero realizando una pequeña excavación al pie de un cerro, las aguas de diversos manantiales podrían sumarse y constituir una reserva natural.

El agua subterránea está alojada en los sedimentos cuaternarios o bien en el mismo basamento diaclasado, y la primera capa se encuentra, generalmente, a una profundidad que oscila alrededor de los seis metros, pero en algunos casos se reduce a la mitad.

A pesar de la falta de criterio científico de los poceros que efectuaron la casi totalidad de las perforaciones, el agua no es escasa y el problema que existe es el reducido espesor de los sedimentos. Por el motivo mencionado en primer término, se carece de perfiles estudiados, así como también del conocimiento de la capa o capas que se explotan, pero en muchos casos se puede asegurar que es la freática.

Los datos suministrados por los habitantes del lugar señalan que las perforaciones varían de 14 a 30 m de profundidad y que el basamento se encuentra alrededor de los 10 m (estancia Los Manantiales de Pereda), después de atravesar sedimentos arenosos y capas de tosca. El nivel del agua generalmente es inferior a la profundidad del basamento, lo que permite deducir que aquélla está alojada en las abundantes diaclasas del mismo, sobre todo que en muchas de las perforaciones las camisas llegan hasta el mismo basamento. En contados casos el caudal es superior a los 3.000 l/h.

En general puede decirse que el agua es de buena calidad, a excepción de algunos lugares en que su elevada dureza la hace inapta para la alimentación. En este último caso se encuentran algunas perforaciones de las estancias El Quinto, La María Teresa, La Herminia y San Francisco.

#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, E., 1897. *Notas geológicas sobre la sierra de La Tinta*. — An. Mus. Nac. Bs. Aires, vol. V.
- FENNER, C. N., 1914. *The mode of formation of certain gneisses in the Highlands of New Jersey*. — Jour. Geol., vol. XXII, pp. 594-612, 694-702.
- HARRINGTON, H. J., 1940. *La edad de la dolomita de Olavarría*. — Rev. Mus. La Plata (nueva serie), t. 1, secc. Geol., pp. 233-258.
- HAUTHAL, R., 1896. *Contribución al estudio de la geología de la provincia de Buenos Aires. Las sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo*. — Rev. Mus. La Plata, t. VII.
- NÁGERA, J. J., 1919. *La Sierra Baya*. — An. Min. Agr. Arg., secc. Geol., vol. XIV, número 1.
- NÁGERA, J. J., 1933. *Extremidad mediterránea de Tandilia*. — Humanidades, La Plata, vol. XXIII, p. 203.
- SCHILLER, W., 1930. *Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las sierras del Tandil*. — Rev. Mus. La Plata, vol. XXXII.
- TAPIA, A., 1937. *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas*. — Min. Agr. Nac. Dir. Min. y Geol., Bol. n° 43.
- TURNER, F. J., 1948. *Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks*. — Geol. Sec. Am. Men. 30.
- VALENTÍN, J., 1894. *Rápido estudio sobre las sierras de los partidos de Olavarría y Azul*. — Rev. Mus. La Plata, t. VI.

# GEOLOGIA DEL ALTO RIO TUPUNGATO

POR PÍO C. FERNÁNDEZ

## RESUMEN

La zona de la cuenca imbrífera del río Alto Tupungato, elevado en parte a más de 4.500 m sobre el nivel del mar, forma parte del ambiente andino, extendiéndose precisamente en el borde occidental de la llamada Cordillera Frontal.

En dicha área afloran rocas paleozoicas y comesozoicas. Dentro de las primeras han sido reconocidas areniscas cuarcíticas, esquistos y grauvacas de edad indeterminable, ya que no se han encontrado restos fósiles que permitan ajustar su posición estratigráfica. Se estima para estos sedimentos una edad que oscila dentro del Paleozoico superior, aunque algunos autores ubican a depósitos similares del ambiente de la Cordillera Frontal, en el Meso y aun en el Infrapaleozoico. Venas de cuarzo y hornfels aparecen como componentes de la serie descripta.

Las rocas comesozoicas referidas al Triásico comprenden stocks graníticos por una parte y conglomerados y vulcanitas por otra. Granitos grises o rosados, anteriores a las vulcanitas triásicas de la zona, de grano grueso y estructura porfiroide se encuentran penetrando las capas paleozoicas, las que en parte han sido transformadas en hornfels por termometamorfismo.

Sobre el basamento con posterioridad al granito se fué acumulando un pequeño depósito de conglomerado rojo violado, tipo fanglomerado, en marcada discordancia angular sobre su base. Está constituido por bloques y cantos procedentes de rocas paleozoicas, posee una potencia que oscila en los 100 m y es comparable al Conglomerado de las Pircas descripto por Harrington para las Sierras de Villavicencio y Mal País. Por lo tanto, es a la vez más antiguo que el Conglomerado rojo de Potrerillos citado por Borrello. Consecuentemente con lo expuesto el conglomerado que denominaremos de Santa Clara debe tener una edad prenorriense, si es que al Norriense pueden referirse las vulcanitas triásicas de las inmediaciones.

Estos depósitos comesozoicos, con más de 1.500 m de espesor, aparecen integrados por elementos de un magma porfírico. Tobas y lavas ácidas alternan en sucesión discordante sobre terrenos esencialmente paleozoicos o bien, en corto trecho, yacen sobre el conglomerado de Santa Clara. En la región del río Alto Tupungato no han sido observadas otras rocas volcánicas, faltando las porfiritas de tanta propagación en la Cordillera del Plata y Sierra de Uspallata, no distantes del río Mendoza.

El cuadro estratigráfico local se completa con los depósitos cuaternarios, limitados a acumulaciones morénicas, terrazas y aluviones recientes. En cuanto a los sedimentos morénicos proceden de la acción glacial, aun verdaderamente activa, aunque en forma moderada del Cerro Tupungato.

La estructura tectónica regional es sencilla; contrasta la disposición de las capas paleozoicas fuertemente dislocadas con su cubierta, integrada por las vulcanitas triásicas conservadas a gran altura en posición subhorizontal. Una falla longitudinal corre casi de N a S, coincidiendo con el valle estrecho del río Alto Tupungato. El labio inferior corresponde al bloque occidental; fallas menores preferentemente de rumbo transversal cortan a las rocas paleozoicas. La fracturación es sin duda neoterciaria, pero los movimientos tectónicos deben haberse sucedido en ésta y demás áreas vecinas de la Cordillera Frontal en el decurso del Terciario inferior hasta el comienzo del Cuaternario.

#### INTRODUCCION \*

El sector estudiado comprende una superficie aproximada de 230 kilómetros cuadrados y está situado en la parte NW de la provincia de Mendoza, en el departamento de Luján, casi en el límite con la República de Chile. Corresponde en su mayor parte a la hoja número 3369-20 y 19 del Instituto Geográfico Militar, "Río del Plomo", en escala 1 : 100.000, abarcando la zona situada entre los paralelos 33°05' y 33°20' de latitud S y los meridianos 66°08' y 66°20' de longitud W de Greenwich.

La región posee un clima seco, continental, y está comprendida dentro de la isoyeta de 260 mm, resultando obvio señalar que, por su situación geográfica, las precipitaciones regionales son nivales casi con exclusividad. Existe, como en otros parajes cordilleranos, manifiesto contraste entre la temperatura diurna y nocturna, acusando variaciones bruscas entre la máxima y mínima diaria.

Según puede verse en el mapa geológico adjunto, la zona estudiada coincide con el tramo de cordones andinos que, sobre la frontera con Chile, desciende el valle del río Alto Tupungato por el flanco N del cerro homónimo.

De acuerdo con los datos suministrados por el Instituto Geográfico Militar, en la hoja "Cerro Tupungato", de escala 1 : 100.000, la cima de este cerro alcanza la altura de 6800 m sobre el nivel del mar. Representa una de las cumbres más importantes de la zona andina e integra la aguda dorsal del divorcio de aguas, cuyas cotas decrecen rápidamente, hacia el N y hacia el S, a valores próximos a los 5000 m s. n. m. Por este motivo, desde la cumbre del cerro Tupungato al N,

\* El presente trabajo, tema de tesis de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Eva Perón, fué realizado en el año 1952.

No desea el autor desarrollar este trabajo sin dejar expresa constancia de su sincero y obligado agradecimiento hacia el extinto doctor E. Fossa-Mancini y los doctores A. Herrero Ducloux, A. A. Palma, E. Roller, E. García y A. V. Borrello por la colaboración que le brindaron en diversas oportunidades.

hacia la horqueta que forma el río de ese nombre con el río del Plomo (en un tramo de menos de 30 km de longitud), los valores altitudinales llegan a menos de 3000 m y son aún menores aguas abajo



de esa junta, como que el río Tupungato desciende bruscamente en busca de su perfil de equilibrio en el valle longitudinal que cae en los alrededores de Punta de Vacas, por el lado occidental.

El cerro Tupungato, volcán liparítico cuaternario, de acuerdo con Groeber (12, lám. XIII), se destaca en el relieve andino como una mole enhiesta, de flancos abruptos. Su cima, ligeramente roma, desciende en laderas de fuerte pendiente, más pronunciadamente por los lados oriental y S, sobre un panorama de contornos definidos de

dicho cerro a través de una vista del mismo abarcada desde el E y próximo a su flanco meridional revela las características de una intensa elaboración y aporte de los procesos glaciales pleistoholocénicos.

Sobre la frontera con Chile, una cumbre de marcada elevación corresponde al cerro Polleras, que se alza a más de 5100 m s.n.m., al E del arroyo Morado de las Toscas, tributario meridional del río Alto del Plomo.

Por el lado oriental las mayores alturas corresponden a las culminaciones del cordón del cerro Santa Clara, elevado a 5460 m s.n.m. Estas cumbres descienden al poniente, al profundo valle del río Alto Tupungato, formando laderas empinadas de rocas compactas, en parte cubiertas por detritus de falda. Por las mismas descienden las vaguadas, de rumbo transversal y curso semipermanente, con fuerte caída y corto desarrollo. Tal ocurre al E del mismo cordón, donde se origina la red de desagüe del río Santa Clara, que se vuelca sobre el pie de monte aterrazado del flanco oriental de este tramo de la Cordillera del Plata.

Desde el punto de vista hidrológico, los valles principales que componen la red de drenaje del flanco N del cerro Tupungato son de tipo longitudinal o bien ligeramente diagonal.

El valle del río Alto Tupungato desciende del ventisquero del mismo nombre, casi con rumbo S a N, recibiendo por el lado izquierdo a los principales tributarios que integran el sistema de sus cursos permanentes.

Un poco al N del borde septentrional del valle del cerro Tupungato desciende, desde el portezuelo homónimo, la quebrada de la Bajada con un curso de agua permanente procedente de deshielo. Antes de desembocar en el río Tupungato, el arroyo de la Bajada recibe a su vez el aporte de un tributario meridional, que desagua un caudal considerable proveniente de la fusión de los hielos del ventisquero. Lo mismo sucede con el otro afluente que más al S colecta aguas de la misma procedencia que se vuelcan en el río aludido, en su parte más alta, en las proximidades del Portezuelo del Fraile.

Aguas abajo de los cerros nombrados, el río Tupungato recibe las aguas del Vacas, formado por la unión de dos arroyos, uno de los cuales, llamado Desmochado, suministra gran parte del caudal que el torrencioso río Vacas vierte en el río Tupungato, en la base oriental del cerro Nevado o Redondo.

Remontando el río Vacas, el arroyo de la margen derecha recibe varios pequeños afluentes y en sus cabeceras se aproxima hasta el mismo límite internacional, facilitando el recorrido de esta zona fronteriza y el acceso a las cabeceras de los ríos andinos de la vertiente pacífica.

Frente al refugio Taguas, al río Tupungato se le une el río del Plomo, de gran superficie de cuenca, con numerosos afluentes que recogen las aguas de deshielo en la zona del límite internacional, en una extensa área de alta montaña, cubierta en su mayor parte por glaciares.

El río del Plomo puede definirse como el principal colector de esta comarca, que al N del cerro Tupungato es desaguada por el río homónimo. Lo hace por medio de un valle extenso con quebradas longitudinales conectadas al propio río del Plomo desde grandes alturas permanentemente cubiertas por hielo y nieve.

No se observan lagunas naturales en la región, exceptuando las aguas embalsadas en las cabeceras del río Alto Tupungato, donde precisamente nace su curso, al pie del ventisquero.

El englazamiento de las cumbres de alta montaña constituye un fenómeno peculiar al que hiciera referencia Reichert (17), comparándolo, por su magnitud, con los mayores de los Alpes. En efecto, los grandes campos de nieve, en los alrededores del cerro Tupungato, adquieren marcado desarrollo en extensión y altura. Estos procesos glaciares cuaternarios constituyen al presente un estadio de marcado retroceso, donde, desde las cumbres mayores, descienden en territorio argentino los ventisqueros hasta cerca de los 3500 m para el gran campo de hielo que se extiende desde el cerro Tupungato hasta el Mesón San Juan, en las cabeceras del río Tunuyán.

Según Reichert (17), la línea de *nevée* establecida para estas altitudes, de acuerdo a Sierves, alcanzaría a los 3300 m para el lado chileno, ascendiendo hasta los 4500 m en los cordones de montaña del lado argentino. Entre los 3500 y 4000 m, en el área que se extiende al S del cerro Bravard, se observan campos de nieve persistente que alcanzan las cumbres del cerro San Juan, una de las crestas divisorias territoriales con la República de Chile. Esta zona corresponde al gran campo de hielo que se desarrolla entre el cerro Tupungato y el ventisquero San Juan.

En algunos sectores próximos al flanco N del cerro Tupungato se observan remanentes de hielo de reducida extensión, con las características a que prolijamente ha hecho referencia Keidel al referirse a la nieve penitente de los Andes argentinos (15,15).

Las zonas detríticas se extienden por los flancos de los cordones montañosos a alturas variables. Según las observaciones de Keidel (15,15), la distribución de los sectores ocupados por el desmoronamiento depende del límite de la vegetación, a la vez que del máximo avance en la pendiente de las faldas de los campos nevados.

Tratándose de zonas fitogeográficamente desérticas, el valor de la vegetación, como factor determinante de la circunscripción de los

campos de detritus, es harto limitado para la región del río Alto Tupungato. En cambio, el límite superior de la zona detrítica guarda más relación con el borde inferior de las ocupadas por las masas de hielo, sobre todo en las proximidades del cerro Tupungato, donde, según hemos visto, es importante la amplitud de los campos de nieve que perduran todo el año, cubriendo un relieve muy extenso.

#### RESEÑA HISTORICA DE LAS INVESTIGACIONES ANTERIORES

Escasas son las informaciones bibliográficas disponibles, debiendo limitar las correlaciones con las series que se describen en zonas adyacentes, o circunscriptas a un radio determinado, para precisar la estratigrafía regional.

El primer autor que se refiere a un sector próximo al examinado es Darwin (5), quien en 1835 describió en forma general la geología del tramo montañoso de Las Cuevas. Stelzner (22), a fines del siglo pasado, reconoció la misma región junto con el Caletón y Punta de Vacas, publicando sus observaciones en 1885.

Más tarde, Schiller (20) elaboró su perfil de Puente del Inca y en 1912 describe las intrusiones graníticas dentro de los depósitos mesozoicos, quizás de fecha preferentemente jurásica.

En la conocida obra sobre la geología de la Cordillera del Plata publicada por Stappenbeck (21) en 1917, en el límite oriental de la zona estudiada, se hace mención de paquetes sedimentarios y depósitos volcánicos que guardan relaciones litológicas y de posición con las rocas expuestas en el sector investigado por el suscripto. Es de hacer notar que el primer investigador que ascendió al cerro Tupungato fué Reichert (17), quien en el año 1927 alcanza a describir en una forma general la constitución geológica del cerro aludido. Los datos respectivos fueron elaborados por Groeber. Este último autor (11), en 1939, consigna la naturaleza geológica del tramo de cordillera del NW de Mendoza, en el mapa respectivo de escala de conjunto, semejante al que en 1942 presenta Feruglio (6) en la segunda hoja de la compilación general del país en escala 1 : 2.000.000.

En sendos trabajos de tesis Armando (1) y Pascual (16) en 1949, aportan datos geológicos de valor. Ambos autores abordan el estudio del tramo de montaña al W del Tunuyán, sobre el río Palomares en el río Alto Tunuyán, donde describen rocas paleozoicas y eomesozoicas muy similares a las examinadas por el suscripto en el flanco N del cerro Tupungato, como que las zonas investigadas por los nombrados geólogos se extienden poco trecho al S del sector tratado en el presente estudio.

Posteriormente González Bonorino (10) en su perfil geológico de la Cordillera trazado algo al N del área del cerro Tupungato, entre Punta de Vacas y Puente del Inca, donde sobresale al naciente de la junta del río Tupungato con el río Las Cuevas, la relación entre los depósitos paleozoicos y el granito, efectúa una medulosa descripción.

Recientemente Polansky efectuó, para la Dirección Nacional de Industria Minera \* un levantamiento geológico de la región situada en las cabeceras del río Tunuyán. Según este autor, el área montañosa que explorara está cubierta por depósitos paleozoicos, rocas graníticas y pórfidos cuarcíferos que, en conjunto, corresponden a afloramientos semejantes a los encontrados en el río Alto Tupungato.

Finalmente, corresponde citar el estudio último de Groeber (12) sobre la Alta Cordillera, complementando su fecunda serie de trabajos relativos a la descripción de la zona que se extiende a lo largo del meridiano 70° desde el N de Neuquén hasta el S de la provincia de San Juan. Para la cuenca imbrífera del río Alto Tupungato, figuran en la obra mencionada algunos datos y croquis del cerro del mismo nombre, pero al generalizar, las descripciones de diversos sectores de la Cordillera Frontal, obtiene elementos de juicio de interés indiscutible para comparar asociaciones de depósitos sedimentarios y zonas efusivas o ígneas, al punto que es también factible establecer correlaciones estratigráficas de carácter regional.

En los mapas geológicos en escala 1 : 500.000, que Groeber adjunta a su texto, figura la distribución comparativamente grande que, en la Cordillera Frontal, tienen las rocas paleozoicas y el hornfels derivado de las mismas, en relación con los cuerpos graníticos asignados por lo común a los primeros tiempos de la Era Mesozoica.

## ESTRATIGRAFIA

### a) CONSIDERACIONES GENERALES

En la zona estudiada, al N del río Tupungato, existen depósitos sedimentarios de edad pre-mesozoica, sedimentos gruesos conglomerádicos, masas de tobas y lavas de un magma porfírico asignadas al Mesozoico inferior que definen las líneas generales de la estratigrafía local.

Los depósitos premesozoicos, compuestos de esquistos y grauvacas, presentan una variabilidad marcada por el metamorfismo de dislocación y de intrusión granítica, que diversifica el campo de investi-

\* Trabajo inédito.

gación petrológica en varios sectores. Fijar la edad de los depósitos más antiguos que afloran en la zona, es limitarse a referirlos al Paleozoico sin posibilidades de encarar una correlación de cierto ajuste. En primer lugar por falta de material paleontológico, en segundo lugar por el estado de alteración de las rocas y finalmente por la carencia de trabajos sistemáticos en comarcas vecinas que permitan efectuar comparaciones, aun de carácter generalizado.

En lo referente al granito, de edad posterior a los depósitos paleozoicos mencionados, es de sugerir para él una edad triásica siempre algo anterior a los más viejos depósitos eomesozoicos, esto es, a las vulcanitas porfíricas que, por extensión al conocimiento que de estas rocas se tiene en áreas cercanas, pueden referirse al Triásico. Constituye la cubierta mesozoica antigua, de gran extensión comparativamente en el ambiente de la Cordillera Frontal y precordillera de la provincia de Mendoza.

El cuadro estratigráfico local se completa con los sedimentos glaciales y acumulaciones de carácter aluvional de edad cuaternaria y reciente.

#### b) LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS REFERIDOS AL PALEOZOICO

Los principales asomos de sedimentos paleozoicos están limitados a una faja de afloramientos que se extiende desde el Portezuelo de Santa Clara o del Azufre hasta el borde N-NW del ventisquero del Tupungato, ocupando un sector de más de 10 kilómetros de longitud, con un ancho que oscila entre los 500 a 2000 m, aproximadamente, en proyección planimétrica.

Aguas abajo del río Tupungato, vale decir, en el curso que sigue a la horqueta que forma con el río Vacas, los sedimentos paleozoicos afloran en retazos de extensión reducida a izquierda y derecha, en las laderas próximas al lecho y constituyen los exponentes de rocas más antiguas en la parte más septentrional estudiada.

Estos afloramientos constituyen el contrafuerte occidental de los cordones de montaña que, inmediatamente al poniente, se caracterizan por su directa yuxtaposición conjuntamente con otras rocas del ambiente de la Cordillera Frontal, con los extensos depósitos del Jurásico y Cretácico de la región de los Andes de Mendoza, preferentemente en la cuenca geosinclinal andina. Por este motivo se insiste en la extensión de los mismos. De origen marino en su mayor parte, en dirección al W, ya que constituyen la máxima penetración en esa dirección de los depósitos asignados al Paleozoico por Stappenbeck (21, mapa), en la falda oriental del Cordón del Plata, área en la cual el llamado por el autor *Paleozoico inferior metamorfoseado*, inter-

viene preferentemente en la composición de los cordones de la Cordillera Frontal (en parte precordillera), que se extiende al S del paralelo 33°.

Al N de la zona comprendida en este trabajo González Bonorino (10, 19 lám. I), ha señalado la presencia de grauvacas y esquistos, en parte transformados en hornfels. Forman el basamento de los depósitos integrados por tobas y brechas volcánicas de edad triásica expuestos cerca de Punta de Vacas.

Con carácter muy general la distribución de las rocas paleozoicas de la zona del río Alto Tupungato ha sido consignada por Groeber (11) y Feruglio (6) en los mapas geológicos en escala de conjunto, presentado por ambos autores, respectivamente, en los años 1939 y 1942.

En ambos casos, rocas paleozoicas limitadas a una faja de rumbo longitudinal, presentan marcada extensión al N del cerro Tupungato, participando en una compleja estructura caracterizada por la presencia de intrusiones graníticas. Con anterioridad, el propio Stappenbeck (21) había hecho referencia en su clásico trabajo sobre la Cordillera del Plata sobre éstos.

1. *Distinción de rocas paleozoicas. Facies y edad.* — En la zona investigada, las rocas paleozoicas corresponden a distintas litologías. Predominan esquistos, grauvacas y areniscas de color gris a gris verdoso muy semejantes a las que asoman más al N en la zona del cerro del Plata, acorde con las observaciones de Stappenbeck, (21, 15-16).

En el conjunto de estos sedimentos se advierte con relativa frecuencia la presencia de areniscas cuarcíticas hasta cuarcitas, caracterizadas por colores oscuros, externamente pigmentadas por limonita y marcadamente alteradas en la superficie, de aspecto vítreo y brillante. Ya el mismo Stappenbeck (21) había indicado la presencia de rocas semejantes en la quebrada de la Angostura, en un paraje próximo al cerro del Plata al NW de la comarca del río Alto Tupungato.

Los sedimentos mencionados parecen no contener restos fósiles, por lo menos resultó infructuosa la insistente búsqueda de los mismos en tales estratos, también exentos de material paleontológico en otras áreas de la Cordillera del Plata.

Una característica de los esquistos que merece una mención es la que presentan aquellos que al pie del ventisquero del cerro Tupungato están atravesados por numerosos filones de cuarzo lechoso. Este afloramiento y el que se extiende en el primer afluente derecho del río Tupungato, aguas abajo de la junta con el río Vacas, permiten generalizar la observación de Stappenbeck relativa a la existencia de pizarras y también de grauvacas inyectadas por cuarzo en la parte

superior de la quebrada de las Mulas, en el mismo paralelo del cerro del Plata, un poco al S del paralelo 33°. El mismo autor cita rocas inyectadas por cuarzo para otros sectores de la Cordillera del Plata, entre ellos el llamado Portezuelo Manantiales en un paraje que más al N se aproxima a los afloramientos que componen el relieve de los cordones cercanos al tramo del valle transversal del río Mendoza, no lejos del Km 60 del ferrocarril. Por este motivo puede suponerse que estos esquistos inyectados tienen gran extensión en el área que al S del río Mendoza y hacia el límite con Chile, integra el abrupto relieve del flanco oriental de la precordillera de Mendoza, incluso de las masas de rocas paleozoicas que forman parte de la Cordillera Frontal en el sentido de Groeber.

En la zona vecina al Portezuelo de Santa Clara o del Azufre los depósitos paleozoicos aludidos tienen a lo sumo una potencia de 700 m, pero debe advertirse que la base primaria de estos depósitos no está por lo general expuesta a la observación, exceptuando al N del Portezuelo de Santa Clara, donde sin tratarse de un límite exactamente primitivo, las rocas paleozoicas yacen sobre un cuerpo intrusivo de granito de apreciable extensión. En el límite superior de la mencionada zona se observa en el relieve recortado del techo de las formaciones paleozoicas, el contacto próximo con las vulcanitas porfíricas del triásico.

Al E de la junta de los ríos Tupungato y Plomo, tal como puede verse en el corte geológico IV, aparecen los depósitos paleozoicos intruídos por un cuerpo granítico que está cubierto a su vez por las vulcanitas triásicas.

Tarea difícil resulta asignar la edad relativa de estas capas paleozoicas. Groeber (12, mapa) los refiere directamente al Antracolíptico. Idea semejante proporcionan Pascual (16) y Armando (1) para sus respectivas áreas de estudio en el valle del río Alto Tunuyán, apoyando este aserto en el hallazgo de algunos fragmentos de fósiles vegetales que no pudieron determinarse. Polansky<sup>1</sup> advierte haber encontrado en la misma región "restos de algas indeterminables" y señala que los sedimentos observados en dicha comarca, por comparación, pueden ser asignados al Carbonífero, es decir, a un sistema de mucha propagación en otras áreas montañosas de Mendoza y San Juan. Sin embargo, a falta de la pertinente documentación paleontológica, bien puede referirse esta agrupación inclusive al mesopaleozoico. Stappenbeck fijó la edad de estos sedimentos en el Paleozoico inferior (21, 14 y sig.), aunque al referirse a los "estratos de Paganzo" (21, 20 y sig.), describe sendos perfiles caracterizados en su desarrollo por la

<sup>1</sup> Comunicación verbal.

presencia de bancos de arenisca cuarcítica, grauvacas y pizarras arcillosas, que podrían compararse en cierto modo con los sedimentos aquí descriptos.

La definición de la edad geológica más exacta de las capas paleozoicas queda, pues, reservada al éxito de investigaciones futuras y lo que es más, al hallazgo de formas fósiles determinables que apoyen concretamente estas ideas.

2. *Hornfels*. — En la distinción de las rocas paleozoicas de la zona conviene aludir a la presencia de los hornfels que asoman exclusivamente en la ladera oriental del río Alto Tupungato, entre el Portezuelo de Santa Clara y la junta de dicho río con el río del Plomo. La roca mencionada aparece en forma saltuaria en dicho sector limitado al N y al S por rocas graníticas de extensión comparativamente menor que el del propio hornfels. Esta roca paleozoica es semejante, al parecer, a aquellas que Stappenbeck (21, 14-20) ha reunido en su llamado *Paleozoico inferior metamorfoseado*. Según éste, el área ocupada por las rocas paleozoicas metamorfoseadas presentan marcada distribución en el ambiente de la Cordillera del Plata y alcanzarían a extenderse al flanco NE del cerro Tupungato, precisamente en el área del Portezuelo de Santa Clara, que coincide con el borde SE de la superficie estudiada.

Sobre la ladera oriental del mencionado río, las masas de hornfels ocupan la parte más baja de la misma y el rumbo general de los cuerpos metamorfoseados guardan cierto paralelismo al rumbo andino, esto es, de N a S, con cierto predominio en la estructura geológica regional. Por este motivo, los afloramientos de hornfels son relativamente angostos y en su mayor parte están directamente recubiertos por rocas volcánicas del triásico, aunque en algunos casos, el contacto con estas vulcanitas se debe a la presencia de fracturas tal como ocurre en el borde N del afloramiento austral, extendido en la proximidad del Portezuelo de Santa Clara. En dicho lugar (perfil geológico II), el hornfels se encuentra en contacto primario con el granito, es decir, *contacto de intrusión* y se yuxtapone a masas de pórfiro cuarcífero del triásico mediante una fractura de rechazo apreciable.

El corte geológico III, donde la capa de hornfeld muestra una transición hacia abajo a las grauvacas y esquistos paleozoicos, puede apreciarse cómo hacia arriba el mencionado depósito está cubierto normalmente por las rocas volcánicas del triásico. En el extremo N de la serie de cuerpos aflorantes de hornfels, el límite entre éste y el granito del sector de la junta del río Tupungato con el río del Plomo es bien claro y todo el macizo de la roca ígnea contrasta a la distancia con

el afloramiento de hornfels, caracterizado éste por sus colores más oscuros.

En conjunto, el hornfels de la zona estudiada se destaca por una marcada regularidad en su masa, debida muy probablemente a la intensa acción térmica que ha llegado a transformar el sedimento primitivo en una roca córnea, abillantada, de fractura concoidal, de tonos oscuros y llegando hasta el pardo negro en algunos casos. En estos depósitos se advierte que ha sido borrado todo indicio de sedimentación primitiva.

En suma, puede decirse que el hornfels del flanco N del cerro Tupungato, como en otras comarcas próximas a la Cordillera del Plata y de la región del cerro Descabezado, conforme a lo anticipado por Stappenbeck (21, 14 y sig.) para el conjunto que según hemos visto denominara, Paleozoico inferior metamorfoseado, es comparativamente muy extenso, como también lo son los afloramientos de rocas graníticas relacionadas directamente con los sedimentos de alteración que han sido mencionados.

### c) EL TRIÁSICO

1. *El granito.* — En la zona que se extiende desde el río Mendoza hacia el S, Stappenbeck (21), Borrello (4) y recientemente Rossi (19), entre otros autores, han hecho referencia a la presencia de granito desde el extremo S de la Sierra de Uspallata, incluyendo el cerro Cacheuta, en varios sectores de la Precordillera de Mendoza, hasta el ambiente de la Cordillera Frontal, para donde el primero de los nombrados ha consignado la existencia de diversos stocks graníticos de distribución irregular y dimensión variable en las diversas áreas de la pendiente oriental de la zona del cerro Tupungato y la Cordillera del Plata.

En la zona del río Alto Tupungato los cuerpos graníticos que afloran, están situados preferentemente en la ladera oriental, existiendo empero un afloramiento aislado en la margen opuesta que resulta ser el más extenso de todos los examinados.

En el área del Portezuelo de Santa Clara o del Azufre existen dos macizos contiguos de granito rojo, rodeados de rocas paleozoicas, el hornfels y en parte por las vulcanitas triásicas (corte geológico II) hallándose los dos afloramientos divididos por una vaguada que, desde aquel portezuelo, desciende al valle profundo del río Tupungato, aguas abajo de la junta con la quebrada de la Bajada. En este lugar el granito presenta a la observación macroscópica un aspecto de roca fresca de color rosado a pardo rojizo, dura, coherente, en la que se

aprecian a ojo desnudo cristales de cuarzo, feldespatos rosados y biotita, de textura granular y estructura maciza. Presenta una fractura irregular y no ha sido afectado por los agentes meteóricos.

De acuerdo al grano, presentan semejanzas con los granitos que Stappenbeck (21) y otros autores han referido para la zona de la Cordillera del Plata. En lo que se refiere al afloramiento que aparece en la margen opuesta, aproximadamente en la misma latitud, podemos anotar las mismas características que para los anteriores. Sin embargo, en este último lugar, es más evidente la estructura porfírica que presentan los granitos del flanco N del cerro Tupungato y a veces algo más intensa la coloración rosada a rojiza que se advierte en estas rocas plutónicas, con respecto a los otros afloramientos graníticos de la región.

En dirección N, asoma, en medio de rocas paleozoicas y depósitos vulcaníticos triásicos (corte geológico IV). Se observa en dicho sector el granito con un tono de conjunto gris verdoso a gris claro y sin tendencia a la estructura porfírica ya mencionada. Además en este afloramiento es evidente que el grano de la roca es más pequeño que en los casos anteriores, lo que aumenta las diferencias al comparar los dos tipos de granito reconocidos.

En algunas áreas ocupadas por rocas graníticas cerca del río Mendoza, ya Stappenbeck (21), 33 y sig.), expuso datos referentes a los cambios de coloración, incluso al tamaño de los granos y también a la presencia de fenocristales de feldespato; pero quien suministra datos recientes sobre la distribución de rocas graníticas en el borde S de la precordillera de Mendoza, es Rossi (19), reconociendo en Cacheuta, a ambos lados del río Mendoza, la existencia de granodioritas y granitos entre los cuales aparecen afloramientos de hornfels de reducida extensión. (19, 23). Una característica semejante fué mencionada por Borrello (4), para la zona del cerro del Médano en el área limítrofe entre la Cordillera Frontal y la precordillera de Mendoza, sobre el río homónimo, debiendo señalarse que es relativamente frecuente la distinción de magmas graníticos y granodioríticos en la zona que se extiende desde el cerro del Plata hacia el Sur, en la que está comprendida incluso la del río Alto Tupungato que se describe.

Con referencia a la edad de las plutonitas, habría que recordar las opiniones que diversos investigadores han vertido en el transcurso de la exploración de estas regiones andinas.

Así, Backlund, se ha referido al hecho de que estos procesos magmáticos corresponden a un ciclo supratriásico, vale decir, retiense. Sin embargo, este ciclo magmático, más antiguo en verdad, si bien de ningún modo puede ser premesozoico, cabe fijar aproximadamente su edad en el Triásico inferior a medio, toda vez que los depósitos

triásico-retienses de las series típicas de Mendoza, por ejemplo Potrerillos y Cacheuta, próximos al ambiente de la Cordillera del Plata, no están afectadas por las intrusiones de referencia.

Al N de la zona estudiada, masas de rocas graníticas y granodioríticas afloran entre el río Colorado y el río Tupungato, al E y W de la localidad de Punta de Vacas, acorde con los datos suministrados por González Bonorino (10, lám. I). Este autor alude preferentemente a granodioritas paleozoicas, expuestas en la base de las grauvacas y esquistos, en parte transformadas en hornfels, que están localizadas en la quebrada Penitentes, cerca de la base de la serie mesozoica del geosinclinal andino.

Según Polansky<sup>1</sup>, el granito que asoma en las cabeceras del río Alto Tunuyán tendría también edad triásica y, de acuerdo con sus últimas investigaciones, guardaría relación cronológica con los pórfidos cuarcíferos y sus derivados formados en el transcurso de dos ciclos de acción magmática intrusiva y extrusiva.

Los granitos del ciclo triásico podrían, finalmente, ser descriptos como "stocks", de acuerdo con la nomenclatura de Daly, en vista de que estos cuerpos intrusivos, que han penetrado discordantemente en las rocas paleozoicas, presentan una superficie menor de 100 km<sup>2</sup>.

2. *El conglomerado de Santa Clara.* — En el extremo S-SE del área examinada, en las nacientes del río Tupungato, afloran, al poniente del portezuelo de Santa Clara, bancos de un conglomerado rojo violado hasta el azul violado, discordantemente expuesto sobre las grauvacas y esquistos del Paleozoico (corte geológico I).

Se caracteriza por estar formado por cantos angulosos y rodados de areniscas, areniscas cuarcíticas y, en menor cantidad, fragmentos procedentes de las grauvacas y esquistos, en todos los casos de edad paleozoica. Trozos de cuarzo lechoso derivados de las venas encajadas en los esquistos y grauvacas, alternan en la deposición de la masa poligénica, caracterizada a su vez por el tamaño irregular de sus cantos, variables desde el volumen de una nuez hasta el de un puño y mayores.

La mátrix es una arenisca gruesa, fuertemente cementada. El depósito ha sido originado en una pequeña cuenca, cuya longitud visible es de unos 250 m en su rumbo, denotando acuñaamiento en sus extremos N y S, direcciones hacia las cuales desaparece el conglomerado de referencia, cubierto por las lavas de pórfiro cuarcífero del triásico.

Presenta una potencia máxima de 80 a 100 m en su parte central y recubre en discordancia de ángulo marcado a las rocas paleozoicas.

<sup>1</sup> Comunicación verbal.

Por el carácter de su sedimentación, este conglomerado puede compararse a un depósito de cono de deyección, esto es, en parte, un fan-glomerado semejante a los que han sido descritos para otras series triásicas de la Precordillera de Mendoza.

Ya Harrington (13, 15 y sig.), al describir la geología de las sierras de Villavicencio y Mal País, en la Precordillera del N de Mendoza, hizo referencia a aquellos conglomerados que, en la quebrada de las Pircas, se sobreponen a estratos plegados por debajo de las rocas de la serie porfirítica de la serie triásica.

Otro dato relativo a la presencia de rocas conglomerádicas de un tipo muy semejante al conglomerado de Santa Clara, se debe a Fort (7), quien al referirse a la geología del pie oriental de la Cordillera del Plata ha descrito bancos de un sedimento grueso psefítico, formado por grauvacas, cuarcitas, cuarzo lechoso, esquistos, reunidos por un cemento arenoso. El conglomerado mencionado por este geólogo tiene, como el de Santa Clara, coloración abigarrada, dominando exteriormente los tonos subidos del rojo. Al compararlo con el conglomerado de las Pircas de Harrington, Fort se adhiere a la idea de que el depósito por él descrito tenga una edad pérmica.

El conglomerado del Portezuelo de Santa Clara, que hemos comparado con el de la quebrada de las Pircas, de Villavicencio y Mal País, es, en todo caso, anterior al fan-glomerado rojo de Potrerillos descrito por Borrello (4), puesto que estos depósitos sedimentarios recubren a las vulcanitas triásicas integradas por pórfiros cuarcíferos y porfiritas de la sierra de Uspallata.

Finalmente debe destacarse la importancia que presenta el conglomerado del Portezuelo de Santa Clara en relación a la tectofacies de los depósitos triásicos en el área del río Alto Tupungato. En efecto, los referidos conglomerados señalan, desde el punto de vista estructural, un ascenso de los viejos macizos de montaña que constituyeron área de denudación para el origen de estos depósitos torrenciales. Al mismo tiempo, por el hecho de yacer estos depósitos gruesos en discordancia de ángulo marcado sobre su base, es obvio que a los movimientos de ascenso precedieron movimientos compresivos en un lapso cuya duración no puede determinarse sino con una aproximación posible. Así, el hiatus producido por no haberse sedimentado probablemente el Paleozoico superior y las porfiritas triásicas, debe ser considerable en el tiempo. Pero la laguna estratigráfica no puede circunscribirse, puesto que las capas paleozoicas no presentan fósiles que permitan determinar su edad, y asimismo estériles resultan los conglomerados descritos y las rocas que se sobreponen a los mismos, que serán consideradas a continuación.

3. *Las Vulcanitas.* — La mayor parte del relieve de montaña que por la falda N del cerro Tupungato se extiende hasta el río del Plomo, a ambos lados del río Tupungato, está ocupada por rocas volcánicas de tipo ácido correspondientes a las llamadas vulcanitas triásicas.

Esta asociación de rocas, según es sabido, es un complejo de tobas y lavas procedentes de las vastas efusiones comozoicas, de gran extensión en diversos parajes de la Precordillera de Mendoza y de la Cordillera Frontal, donde, de acuerdo con los datos aportados por diferentes investigadores, además de los pórfiros cuarcíferos, intervienen en la composición de la aludida cubierta mesozoica, porfiritas y otras rocas de magmas más ácidos, a veces de origen extrusivo y filoniano, como acontece cerca del área estudiada en las vecindades del valle del río Mendoza, donde es mejor conocida la composición de los depósitos triásicos en la región limítrofe entre la precordillera y la Cordillera Frontal.

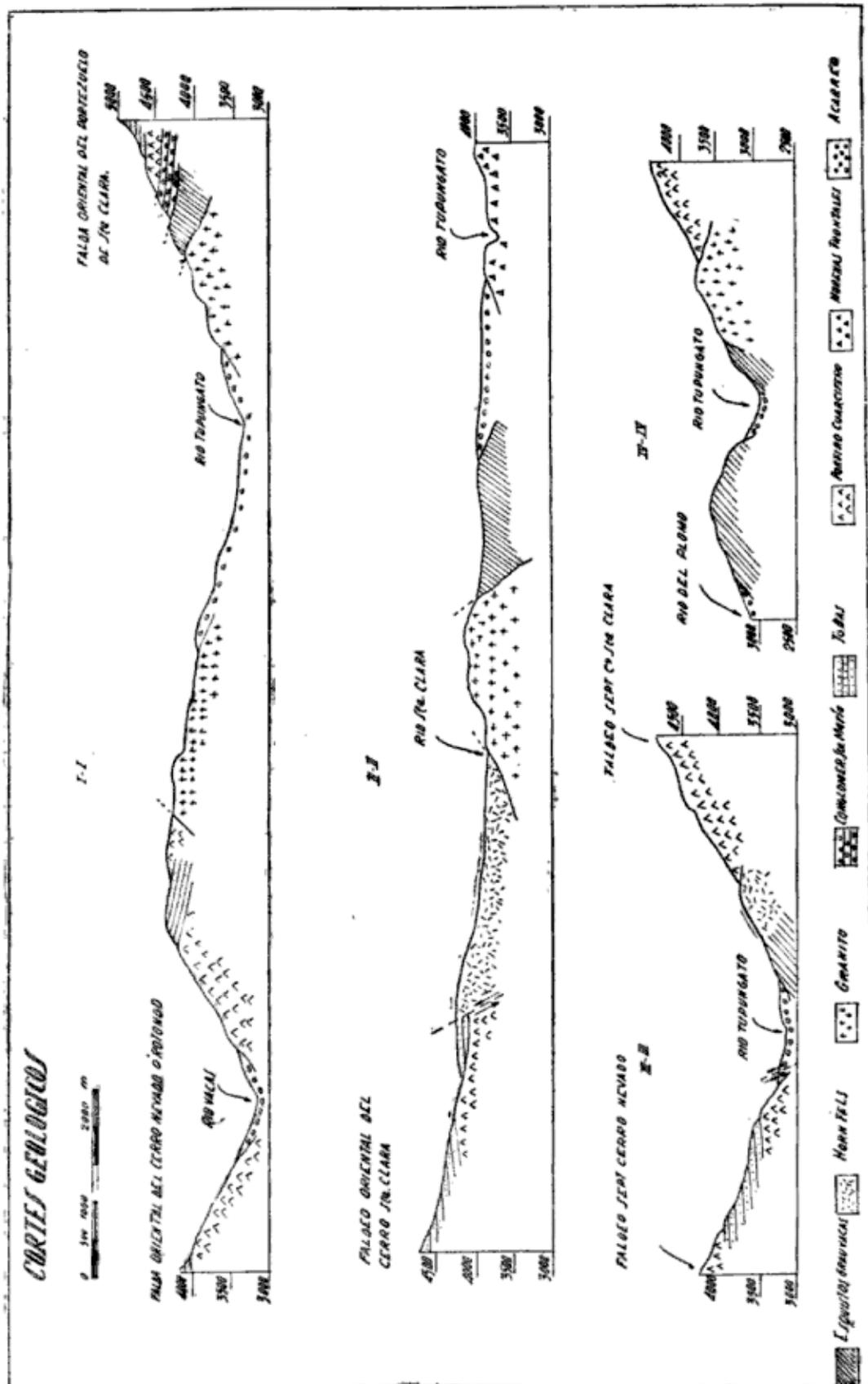
Según González Bonorino (10, 19), los depósitos triásicos en la zona del río Colorado, en el ambiente de la Cordillera Frontal al naciente de Punta de Vacas, formados por tobas y brechas volcánicas con "sills" de diabasa, se extienden cerca del Zanjón Amarillo, discordantemente encima de rocas paleozoicas deformadas y alteradas por procesos intrusivos, a los que se hizo mención en el capítulo precedente.

El referido autor ha representado (10, lám. I) la misma cubierta triásica encima de las aludidas rocas paleozoicas entre el río Colorado y el río Tunuyán, y hacia el poniente indica que las rocas triásicas mencionadas se extienden hasta la margen derecha de la quebrada Penitentes, más allá del km 151 del ferrocarril trasandino (FNGSM).

Al NW de la zona estudiada, en el borde de la precordillera y en el ambiente austral de la sierra de Uspallata, Borrello (4), y precedentemente Stappenbeck (21), han descripto los pormenores de la cubierta triásica, integrada por rocas porfíricas y porfiríticas, a ambos lados del río Mendoza. Este último consigna en la falda oriental de la Cordillera del Plata la presencia de rocas volcánicas triásicas con marcado predominio de porfiritas, desde el río Mendoza en dirección al S hasta un paralelo que coincide aproximadamente con el que pasa por el Portezuelo de Santa Clara, en el borde meridional del área cubierta.

En ambas laderas del río Tupungato, desde el flanco septentrional del cerro homónimo hacia el N, el relieve áspero de las cumbres más altas que descienden hacia el N y el E está ocupado por masas de rocas porfíricas singularmente expuestas a la observación geológica.

A causa de la composición litológica el relieve de los cordones de montaña formados por rocas procedentes de las vulcanitas triásicas,



está elaborado por la erosión en forma irregular, como que saltan a la vista las crestas de las rocas más duras, esto es, los pórfiros cuarcíferos compactos, de resistencia mucho más marcada que aquellos niveles en que predominan las tobas que regularmente se intercalan entre las lavas de pórfiro cuarcífero, tal como se ha representado (ver cortes geológicos I, II y III).

Las rocas volcánicas triásicas se destacan por sus colores rojo violados de conjunto a veces hasta pardo rojizos y contrastan con las otras rocas más antiguas por su textura en gruesos bancos.

Habiéndose advertido que, en la composición de estas rocas volcánicas triásicas intervienen tobas y lavas, queda dicho por anticipado que esta compleja asociación es semejante a la de la cubierta triásica de la precordillera de Mendoza, donde en muchas secciones típicas de la sierra de Uspallata está comprobado su singular espesor de conjunto.

En la margen derecha del río Alto Tupungato, esto es, en la pendiente occidental del cordón de Santa Clara, la cubierta volcánica presenta una sucesión en parte alternante de tobas y lavas de tipo ácido. En el corte geológico II, de traza longitudinal y casi paralelo al valle del río mencionado, está representada la extensión de la cubierta mesozoica y sus relaciones con las rocas paleozoicas del flanco N del cerro Tupungato. En dicho perfil puede observarse la relación que presenta el complejo de tobas sobre el pórfiro cuarcífero yuxtapuesto por fractura en dirección al S, contra las rocas paleozoicas descriptas como hornfels.

Mientras que las masas de pórfiro cuarcífero, intrusivos y extrusivos, presentan una coloración regular rojo carne hasta rojo violado los depósitos piroclásticos del mismo magma que se intercalan entre aquellas se caracterizan por presentar coloraciones abigarradas y sucesión de bancos de tobas multicolores como fácilmente se observa en el sector de la quebrada de la bajada y preferentemente en la ladera oriental de la quebrada del río del Plomo, donde tobas y lavas de pórfiro se extienden a las cumbres del cerro Nevado o Redondo, recubriendo grauvacas y esquistos paleozoicos de coloración distinta y relieve de elaboración dispar con respecto a su cubierta triásica.

En el corte geológico III, está expuesta la sección triásica que corresponde a las dos laderas del cerro Tupungato, a corta distancia comparativamente con su junta con el río del Plomo. En el perfil de referencia puede observarse que, por la fractura que coincide con el valle del río Tupungato, sólo el lado occidental de la quebrada ofrece a la observación la intercalación de tobas entre masas de pórfiro cuarcífero, que faltan hacia el E, vale decir, en la ladera opuesta. Este hecho no se debe solamente a la fractura en sí, sino también a la

circunstancia comprobada para la zona del río Alto Tupungato de que, las intercalaciones de sedimentos piroclásticos en medio de las rocas porfíricas masivas y que corresponden a magma extrusivo, pertenecen a niveles discontinuos en su rumbo, así como en el sentido vertical. Esta característica puede observarse en cualquiera de las secciones a las cuales puede extenderse la investigación sistemática de las rocas triásicas en todo el flanco N del cerro Tupungato y sus alrededores, examinados para los fines de esta tarea.

La parte inferior de la serie de rocas volcánicas triásicas, encima del conglomerado de la misma edad o bien sobre las masas de granito o sedimentos paleozoicos, comienzan en el área aludida con los pórfiros cuarcíferos. Ello indica que en el comienzo de la deposición y formación de estas rocas ha habido predominio de la intrusión y extrusión de lavas con respecto a la formación de sedimentos piroclásticos, *a posteriori* de los cuales se han repetido las efusiones y muy probablemente las intrusiones, junto con las nuevas efusiones de pórfiro cuarcífero, extensas en forma pronunciada en esta área y en otras aledañas a la Cordillera Frontal, preferentemente hacia el E y el N.

La serie de vulcanitas triásicas presentan en la parte superior del río Tupungato considerable espesor de conjunto. Si bien el verdadero techo de la formación no puede establecerse sino hasta aquella parte elevada de las cumbres mayores, es dable suponer que la potencia, superior a 1.500 m, corresponde a las vulcanitas triásicas que integran el relieve en el cerro Santa Clara y cerro Redondo, al E y W del río Tupungato, donde dichas rocas aparecen con una típica textura en bancos muy gruesos de posición casi subhorizontal.

De este sector se han extraído muestras que macroscópicamente revelan a una roca fresca, dura, coherente, de color rosado, en la que se destacan fenocristales pequeños de cuarzo y feldespato (en tamaños que llegan al milímetro), dentro de una pasta. La fractura es irregular, no habiendo sido afectada en forma profunda por los agentes meteóricos.

Al considerar la posición cronológica de las rocas que corresponden a las vulcanitas triásicas, representadas por tobas y lavas de un magma porfírico, hay un hecho incuestionable que permite aproximarnos a su relación de edad, con respecto a los otros depósitos volcánicos y los de la serie sedimentaria del triásico y triásico-retiense de la zona meridional de la precordillera de Mendoza, y algunos sectores de la Cordillera Frontal al SE del río Mendoza.

Sabemos por los estudios de Stappenbeck (21) y Borrello (4) que en las zonas vecinas al valle diagonal del río Mendoza las rocas porfíricas suceden a las rocas porfiríticas que en muchas partes caracteri-

zan el desarrollo de la cubierta comesozoica en diversos sectores de la sierra de Uspallata. Borrello (4) al describir el fanglomerado rojo de Potrerillos, advierte que estos depósitos del triásico yacen discordantemente y en forma transgresiva sobre las porfiritas y los pórfiros que se extienden aguas abajo de la estrechura del Salto, en el borde austral de la sierra de Uspallata.

Por el hecho de que en la precordillera queda definida la antigüedad relativa de las rocas porfíricas, con respecto a las porfiritas de la cubierta volcánica y a los fanglomerados rojos de la sucesión triásico-retiense, los pórfiros cuarcíferos y sus derivados de la comarca del alto valle del río Tupungato deben asignarse a aquella fracción del tiempo triásico anterior al noriense, tal vez dentro del carniense, edad fijada por Groeber (12, 236 y mapa) para las vulcanitas triásicas de Mendoza y Neuquén, en la base de los depósitos geosinclinales de los Andes Argentinos y a las cuales reúne en el piso Choyoliltense.

La carencia de fósiles en las tobas y en los sedimentos piroclásticos, ricos en restos vegetales en otras zonas, sólo permiten aproximarnos a distinguir la referida edad prenoriense para la serie porfirítica del río Alto Tupungato. Pero su distribución en el tiempo comesozoico puede variar de región a región, si nos atenemos a detalles menores de relaciones estratigráficas, incluso a su considerable potencia que, si bien está acorde con la naturaleza y origen de estos depósitos, representa una serie de marcado desarrollo para esta limitada zona de la Cordillera Frontal.

#### d) CUATERNARIO

En la cuenca imbrífera del río Alto Tupungato, el cuaternario está caracterizado por el desarrollo de los depósitos morénicos, terrazas fluviales y aluviones modernos.

En las laderas de los cordones montañosos extensos dentro del área estudiada, el escombros de falda constituye depósitos de carácter detrítico parcialmente distribuidos en las partes del valle de constitución apropiada, y en general de roca blanda. Para este último caso el desarrollo de los campos detríticos tiene importancia, de acuerdo a la mayor o menor pendiente de la pared de los valles.

En la parte encumbrada del área S del sector cubierto por el levantamiento geológico al pie del ventisquero del cerro Tupungato se conserva una acumulación de morenas frontales, parcialmente elaboradas por la acción torrencial moderada y asimismo cortada, casi en su parte media, por el curso superior del río Tupungato. Estos sedimentos morénicos constituyen los únicos remanentes que atestiguan

el desarrollo pronunciado de las glaciaciones cuaternarias en esta zona montañosa que pertenece al ambiente de la Cordillera Frontal.

Ya Stappenbeck (21, 44), describió los fenómenos glaciales correspondientes a la Cordillera del Plata y al tratar una de las zonas próximas a nuestra región advierte que en la quebrada de Santa Clara, donde los ventisqueros han tenido un desarrollo importante, se mantenían a la fecha de sus investigaciones, unos 40 años ha, en algunos sectores, ventisqueros colgantes limitados por el retroceso glacial.

En ambas laderas del valle del río Alto Tupungato y en los cursos de los valles tributarios al mismo, como en el caso de los ríos del Plomo, Vacas y de la Bajada, se alzan cuatro niveles de terrazas cuyo talud retrocede gradualmente por efectos de la erosión fluvial. La tercer terraza representa una destrucción más acentuada, ya que estos depósitos de acarreo no ofrecen resistencia, en la mayoría de los casos, dada su limitada cementación y consolidación.

En las partes estrechas de los valles las terrazas que corresponden al segundo y hasta el tercer nivel, están sometidas a una destrucción más intensa en relación con aquellas de las partes ensanchadas del río Tupungato.

El valle actual del río Alto Tupungato y del río Vacas se caracterizan por presentar una variable anchura, según los tramos de los cordones de montaña y la constitución geológica. Así puede observarse el zigzagueo del lecho vivo en medio de un cauce asimétrico que conserva en trechos aislados un escalón de terraza muy joven de poca altura con respecto al nivel de las aguas en estiaje. El río del Plomo, en cambio, ofrece un valle ancho, donde desemboca en el río Tupungato frente al refugio "Taguas", parcialmente relleno con el aporte de aluviones procedentes de la vasta red de desagüe de este río, en el área situada al poniente de la zona estudiada.

Debe señalarse para el caso, que el aporte de las aguas es más abundante por el río del Plomo que por el valle del río Tupungato. En consecuencia, el eje hidrográfico principal coincidiría con el mencionado río del Plomo, cuya red de desagüe es mucho más amplia, pues colecta las aguas de diversos tributarios en un área de montaña de considerable extensión al E y al S del cordón Chorrillos, fuera del área abarcada en estas investigaciones.

Entre los depósitos preactuales faltan los médanos y las acumulaciones de origen lacustre, debiendo limitarse la descripción final de los terrenos cuaternarios a los mencionados depósitos de faldeo, es decir, a los escombros de ladera que, por desagregación de las áreas desnudas se acumulan localmente en las crestas empinadas en tránsito a los fondos de los valles, hacia donde son transportados por la vía torrencial en forma periódica e irregular.

Los escombros de falda se encuentran prácticamente en todas las laderas de montaña y ocupan concavidades elaboradas por la deilación o la erosión de arrastre que los mismos torrentes forman en el relieve.

El detrito de falda cubre extensamente el relieve de los cerros próximos a la falda N del cerro Tupungato, donde en ellos predomina el constituyente comparativamente más blando de las tobas triásicas.

El espesor de los campos detríticos es variable. También fluctúa el tamaño y forma de los cuerpos hacinados, pero en todo caso los fragmentos menores tienden a aproximarse a los fondos de los valles, habiéndose notado en algunos casos en estas masas de acarreo actual, la existencia de bloques muy grandes procedentes de sitios de relieve o de las mismas cumbres, situados a corta distancia en el borde superior de los campos detríticos.

En el área cubierta por el presente estudio no afloran rocas volcánicas cuaternarias. Empero estas rocas tienen extensión, sobre todo más al S, donde integran el cuerpo encumbrado del cerro Tupungato. Ha sido Groeber (12) quien recientemente proporcionara datos acerca de la constitución litológica de dicho cerro. Sobre su base, integrada por rocas paleozoicas, se alza colmado por acumulaciones liparíticas. Dicha cima es, en verdad, un centro eruptivo de vastas proporciones.

Depósitos volcánicos y sedimentos acumulados por la acción de los procesos glaciales caracterizan en suma el paisaje del cuaternario, en la latitud del cerro Tupungato, donde aún se prolonga profusamente la extensa estructura de la Cordillera Frontal.

## TECTONICA

### a) LA ESTRUCTURA TECTÓNICA EXPUESTA

Al examinar el mapa geológico de Stappenbeck (21, 37 y sig.) para la Cordillera del Plata, llama la atención el hecho de que toda la extensa área en el flanco oriental de dicha cordillera, incluso el faldeo E del cerro Tupungato, Descabezado y Cuchilla Colorada, compuesta por rocas paleozoicas y masas intrusivas de granito, no estén afectados de fracturación. Dicho investigador, al referirse a la tectónica de esa comarca, admite que la estructura principal y en conjunto corresponde a un pliegue de caída hacia el E, con fallas e imbricaciones hasta sobreescurrecimientos en algunos sectores. Groeber (12, mapa) marca al naciente del meridiano 70° una fractura regional para la zona occidental del cerro Tupungato en pleno ambiente de la cordillera del geosinclinal, señalando González Bonorino (10), al N de la zona estudiada, una fractura de importante rechazo en el sector del km 151.



En suma, las condiciones estructurales son relativamente sencillas, pudiéndose advertir solamente la existencia de grandes fracturas regionales en determinadas áreas, precisamente distantes de la cuenca imbrífera del río Alto Tupungato. En este sector, dentro del ambiente del flanco N del cerro Tupungato, coincidiendo con el valle del río homónimo, corre por la zona estudiada y con rumbo meridional ligeramente desplazado de WNW a ESE, una fractura longitudinal casi paralela a la indicada por Groeber, para la zona geosinclinal aludida en un párrafo anterior de este capítulo.

Esta falla corre al W del refugio "Taguas", corta al parecer el tramo inferior del río del Plomo y se dirige casi directamente al S con ligera inflexión cerca de la junta del río Tupungato con la quebrada de la Bajada. Con respecto a esta falla interpretamos que el bloque inferior corresponde al lado occidental, estimándose un rechazo variable más pronunciado hacia el N, donde tendría un resalto de 300 a 500 m.

Una falla longitudinal de poco rechazo, que en parte coincide con la remoción del límite del viejo contacto entre el granito y las rocas paleozoicas (corte geológico IV), se observa al E del refugio "Taguas" y no lejos del valle del río Tupungato, entre ambos conjuntos de rocas que forman la base de las vulcanitas triásicas. En cambio, una fractura de rumbo transversal se extiende a ambos lados del río Tupungato, aguas abajo de su junta con la quebrada de la Bajada. (corte geológico II). En el mapa geológico de la cuenca imbrífera del río Alto Tupungato hemos indicado las relaciones que se derivan de esta fractura en lo que respecta al contacto de los hornfels con las vulcanitas triásicas en la margen derecha del río mencionado.

Sin duda puede asegurarse que la falla citada corresponde a una fracturación neoterciaria hasta cuaternaria, como que la propia estructura tectónica condiciona la evolución de la hidrología local, en la parte que corresponde al valle longitudinal del río Tupungato.

Precedentemente aludióse a la circunstancia de que la discordancia separaba las capas del basamento paleozoico de los depósitos de vulcanitas triásicas. La angularidad del contacto advierte la dislocación de las capas paleozoicas según veremos, mientras que la cubierta eozóica casi subhorizontal presenta un débil buzamiento regional hacia el E.

En las rocas paleozoicas han sido medidos valores de inclinación que oscilan entre los 20 y 65°, en la zona de las cabeceras del río Alto Tupungato, al S del paralelo del portezuelo de Santa Clara. Al NE del ventisquero del cerro Tupungato las rocas paleozoicas buzan en dirección al SE, que en general puede considerarse buzamiento regional para todas las rocas de esta edad, con 60° de inclinación.

En la margen opuesta del río y hacia las nacientes, las capas llegan a hundirse con  $50^\circ$  en dirección casi S, frente al mismo portezuelo de Santa Clara. En este sector, la ligera variación de la dirección del buzamiento y rumbo de las capas está condicionada por las intrusiones graníticas, fenómeno que, en cambio, no es tan pronunciado hacia el N, donde las pizarras y grauvacas, menos inclinadas en relación, están cubiertas en cobijadura por el granito del sector del refugio "Taguas". En esta margen como en la izquierda del río Tupungato, cerca de la junta con el río del Plomo, las capas paleozoicas presentan inclinaciones que varían entre los  $15$  y  $18^\circ$ . Valores semejantes han sido obtenidos en la medición del buzamiento del asomo expuesto sobre la margen derecha del río Tupungato, aguas abajo de su junta con el río Vacas. En lo que se refiere a la cubierta de rocas volcánicas del triásico, aparte de su inclinación regional hacia el naciente, se observan en determinados lugares del río Alto Tupungato abovedamientos muy suaves, que muy probablemente corresponden a sus propias condiciones de deposición y consolidación más que al flexionamiento de su estructura, debido al ajuste y plegamiento regional.

#### b) EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL ÁREA ESTUDIADA

Las rocas paleozoicas, el granito y los depósitos triásicos están comprendidos entre etapas de movimientos tectónicos definidos, cuya interpretación y descripción podrían permitirnos sintetizar de manera escueta la evolución estructural de este sector de la Cordillera Frontal, en la zona próxima al borde del geosinclinal de los tiempos mesozoicos de los Andes del N de Mendoza.

En esta zona no conocemos el yaciente de los asomos paleozoicos, puesto que las raíces de estos troncos de montaña no están expuestos a la observación. Estos depósitos corresponden a facies geosinclinales plegadas que, en la fase tectorogénica fué erigida muy probablemente en montaña de altura considerable, hacia el término de los tiempos paleozoicos, aunque como consecuencia de los movimientos de la era hercínica han sufrido pliegues, repliegues y fracturas. A lo largo de estas últimas es dable suponer que tuvieron lugar posteriormente las intrusiones graníticas del triásico inferior. En esta época los movimientos epirogénicos de edad kimmeriana elevaron a cierta altura el complejo de rocas paleozoicas y graníticas existentes. De su denudación proceden los elementos que integran las camadas de sedimentos gruesos del conglomerado del portezuelo de Santa Clara o del Azufre.

Al término de la sedimentación muy breve del conglomerado alu-

dido, siguieron las extrusiones de rocas ácidas procedentes de un magma liparítico, en cuyo desarrollo alternan la formación de sedimentos piroclásticos, intercalados en una serie espesa de típica naturaleza volcánica muy extendida dentro y fuera del ambiente de la Cordillera Frontal de Mendoza.

Al finalizar dichas efusiones no se registraron acontecimientos estructurales ni de otro orden geológico, hasta el final del Mesozoico y comienzo del Terciario, en que se inició el ascenso y abovedamiento en masa de la cubierta triásica, con la consecuente deformación y fracturación del basamento paleozoico en la forma en que muy claramente lo representara González Bonorino (10, figura 2).

La elevación gradual de estos cordones de montaña desde el comienzo de los tiempos eogenos, ha persistido hasta la actualidad, en que se registra una marcada elevación de los bloques montañosos de los Andes, acaso favorecida por la desglaciación del manto de hielo cuaternario, de pronunciada extensión y potencia en toda el área andina del país.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. ARMANDO, V., *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza. Dto. de Tunuyán entre el río Palomares y el cordón de Marmolejo al N del río Tunuyán*. Tesis del Museo de La Plata, n° 153 (inédito), 1949.
2. BEDER, A., *Mineral de hierro en Potrerillos y en Cacheuta*. Mendoza. Publ. n° 6. Dir. de Minas y Geol. e Hidrología. Bs. As., 1925.
3. BODENBENDER, G., *Devono y Gondwana en la Rep. Arg.* Bol. Ac. Nac. de Ciencias de Córdoba. XV. Entregas 2 y 3., 1897.
4. BORRELLO, A. V., *Estratigrafía y tectónica del Triásico-cretácico en los alrededores de Potrerillos*. (Prov. Mendoza). Tesis del Museo de La Plata, n° 32., 1942 (inédita).
5. DARWIN, Ch., *Geological observations in coral reefs, volcanic islands on South America, being the geology of the voyage of the Beagle, etc.* London, 1946.
6. FERUGLIO, E., *Mapa geológico de la región W del meridiano 62° entre los paralelos 32° y 42°*. Escala 1 : 2.000.000. Dir. Gen. de Y P F. 1943. Bs. As.
7. FORT, A., *Estudio de las condiciones estratigráficas y tectónicas del pie oriental del Cerro del Plata (Mendoza)*. Tesis. Córdoba, 1944 (inédita).
8. FOSSA MANCINI, E., *Acerca de la naturaleza volcánica del Aconcagua*. Rev. Asoc. Geol. Arg. II, n° 4. Bs. As., 1947.
9. FRENGUELLI, J., *Estratigrafía y edad del llamado Rét'co en la Argentina*, GAEA, VIII. Bs. As., 1948.
10. GONZÁLEZ BONORINO, F., *Geologic cross-section of the Cordillera de los Andes at about parallel 33 L. E. (Argentina-Chile)*. Geol. Soc. of America. Bulletin Vol. 61. 17-26. 2 fig. enero 1950.
11. GROEBER, P., *Mapa Geológico de Mendoza*. Physis. XIV, 1939.
12. — *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. Museo Arg. de Ciencias Nat. "Bern. Rivadavia", 1, n° 5, 1951.

13. HARRINGTON, H. Y DEBENEDETTI, *Investigaciones geológicas en las sierras de Villaviciencio y Mal País*. Min. Agr., Dir. Min. y Geol. Bol. n° 49, 1941.
14. KEIDEL, J., *Las estructuras de corrimientos paleozoicos en la sierra de Uspallata (Mendoza)*. Physis. XIV, 1939.
15. — *Sobre las nieves penitentes de los Andes Argentinos*. Min. Agr., Dir. Min. y Geol. XII, n° 4. 81. 8 lám. Bs. As., 1918.
16. PASCUAL, R. *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza, Dto. de Tunuyán entre Mesón San Juan y río Palomares del W del Alto río Tunuyán*. Tesis del Museo de La Plata. N° 150 (inéd.), 1949.
17. REICHERT, F. *La constitución geológica del cerro Tupungato*. Bol. Ac. Nac. Ciencias. XXX. 321-325. Bs. As. 1927.
18. — *La exploración de la Alta Cordillera de Mendoza*. Circ. Milit. Bibl. del Subof. Bs. As. 1929.
19. ROSSI, J. J. *El stock compuesto de Cacheuta*. (Prov. Mendoza). Rev. Soc. Arg. Geol. II. N° 1. Bs. As. 1947.
20. SCHILLER, W. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Arg. VIII. N° 5. Sec. Geol. Mineral. y Min. Bs. As. 1912.
21. STAPPENBECK, R. *Geología de la Falda Oriental de la Cordillera del Plata*. An. Min. Agr. Sec. Geol. Mineral. y Minería. XII. N° 1. Bs. As. 1917.
22. STELZNER, A. *Beitrage zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik*. I. Geologischer Teil Cassal. 1885. (Versión castellana en Ac. Ac. Nac. Ciencias Córdoba, VIII).

ACERCA  
DEL  
PALEOZOICO SUPERIOR Y TRIASICO DEL CERRO LA PREMIA  
ANDACOLLO (NEUQUEN)

Por WALTER ZÖLLNER † y ARTURO J. AMOS

INTRODUCCION

Como una parte de las tareas que comúnmente realiza la Carta Geológica de la D. N. de Minería<sup>1</sup> con fines a completar las Hojas del Mapa Geológico-económico del país, se realizó el relevamiento geológico del C<sup>o</sup> La Premia y el A<sup>o</sup> Manzanas. La presente comunicación es un resumen parcial de la estratigrafía de las sucesiones Paleozoicas y Triásicas, como también la estructura tectónica de la misma, y es un anticipo de un trabajo en ejecución correspondiente a la Hoja 32 b (Chos Malal).

El levantamiento fué iniciado en el año 1949 por uno de nosotros (W. Z.) y finalizado por el otro (A. J. A.) en 1955. Cabe el honor del primero haber resuelto la estructura tectónica en su totalidad, y un deber del segundo darla a conocer, *mutatis mutandis*, y tributar así un modesto homenaje al doctor Walter Zollner, recientemente fallecido, y que hasta hace poco fuera notable geólogo del Servicio Geológico de la Dirección Nacional de Minería.

La zona de referencia se halla enteramente comprendida en el extremo noroccidental de la Hoja 32 b (Chos-Malal), a pocos kilómetros al NE de la localidad de Andacollo, en el pie occidental de la Cordillera del Viento.

<sup>1</sup> Se agradece al señor Subsecretario de Industria, la autorización correspondiente para su publicación.

I) ESTRATIGRAFÍA

*Paleozoico Superior*

A) *Serie Andacollo*

Las rocas más antiguas que afloran en la región pertenecen al Missisipiano. Estas se presentan en afloramientos, a veces discontinuos, desde las cercanías de Andacollo hasta el A<sup>9</sup> Memanque. Su actual posición se debe a la gran flexura que sufrió el braquianticlinal de la Cordillera del Viento y a su profunda erosión posterior, hasta los niveles paleozoicos.

*Litología y espesores:* El siguiente cuadro muestra las relaciones estratigráficas entre los distintos grupos litológicos de la serie.

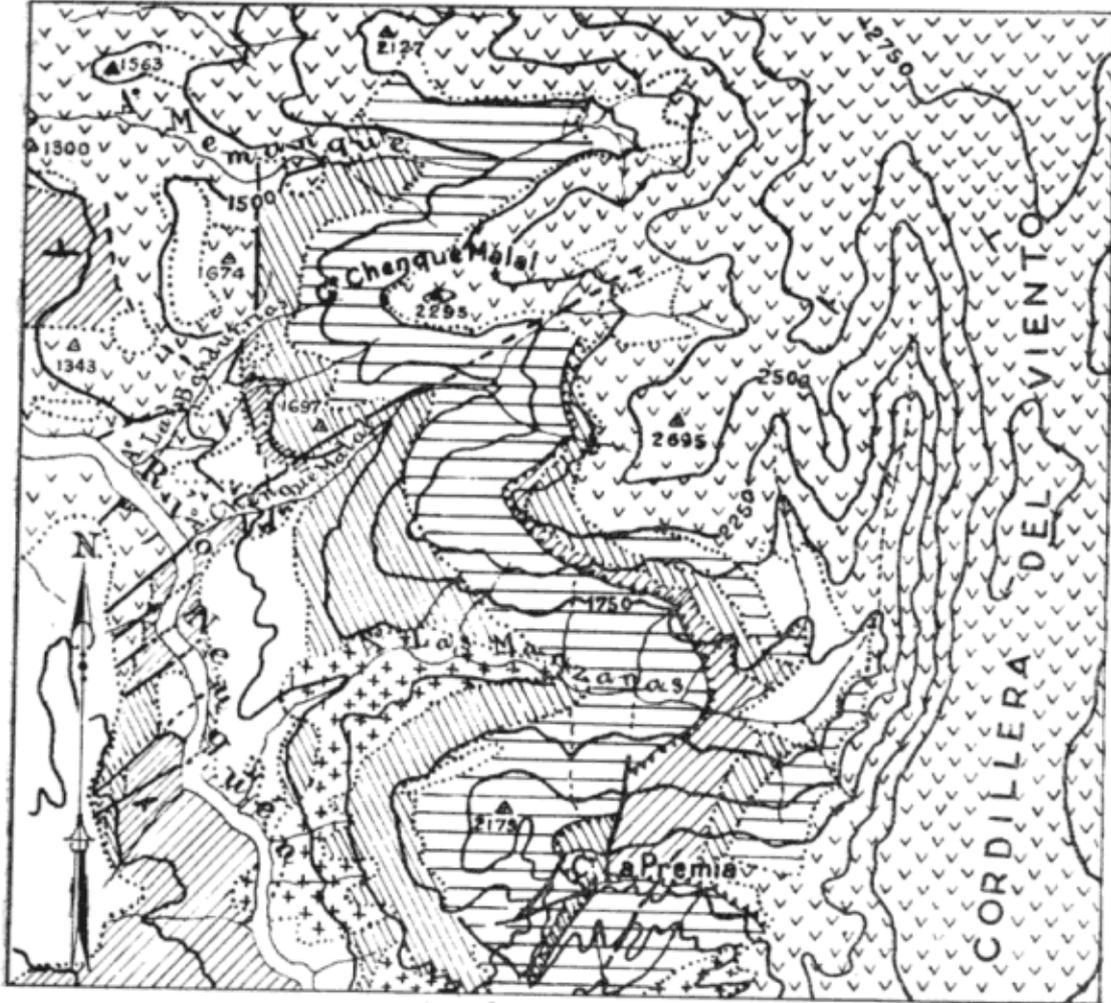
Techo: <i>Serie Porfírica</i> .....	espesor
discordancia	
3. <i>Tobas superiores</i> .....	500 m
discordancia	
2. <i>Formación Huaraco</i> .....	700 m
discordancia	
1. <i>Tobas inferiores</i> .....	1.500 m
Base: oculta .....	Total: 2.700 m

3) *Tobas Inferiores o "Basamento Carbónico"*.— Este grupo de rocas se destaca principalmente por sus tobas de pórfiro cuarcífero (riolita) color blanquecino, sin estratificación, o a lo sumo en bancos gruesos y poco diferenciados. También se hallan mantos intercalados de pórfiro cuarcífero y areniscas cuarcíticas gris blanquecinas, además de encontrarse verdaderos sedimentos de carácter marino de reducido espesor. Sólo por estos últimos, que se hallan en la parte superior, es posible determinar el verdadero rumbo y buzamiento de las capas que a su vez indican una transición a las sedimentitas suprayacentes.

Las tobas tienen un color blanquecino en la fractura fresca y se destacan en el campo por su alteración baya y su aspecto masivo. También presentan un clivaje y una esquistosidad bien marcada que no pasa en forma tan nítida a las sedimentitas sobrepuestas. Este hecho unido a la discordancia angular que define su techo indica un hiatus entre ambos.

En el borde izquierdo del río Neuquén, entre Andacollo y Huinganco, la serie acusa una peculiaridad en su límite superior. Entre las tobas compactas y las limolitas del conjunto sedimentario se intercala un complejo de tobas conglomerádicas redepositadas de color gris ver-

# MAPA GEOLOGICO DEL C° LA PREMIA Y ALREDEDORES NEUQUÉN

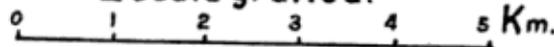


## Referencias

Dib. J. Bilbao



## Escala gráfica.



doso con fajas o fragmentos de sedimentos. Yacen sobre un relieve elaborado del Basamento Carbónico *sensu stricto*.

Aunque se trate de un fenómeno local, estos depósitos indican un hiatus apreciable, anterior a la deposición de la serie sedimentaria, aparte del hecho de la presencia de la discordancia angular. Como están también afectados por el clivaje del basamento, estas tobas deben considerarse como pertenecientes a dicha formación.

Es difícil trazar un perfil continuo, debido a las numerosas fracturas, y además por estar oculta su base. Podemos calcular, sin embargo, el espesor en unos 1500 a 1800 m.

2) *Formación Huaraco*. — La mayor parte del espesor sedimentario se compone de lutitas y limolitas de color verde oscuro a negro. En la parte inferior se intercalan bancos de areniscas cuarcíferas, con alteración baya, que a veces pueden confundirse con las "tobas inferiores". Posiblemente se trata de productos de elaboración de esta última, que indica una iniciación paulatina de la sedimentación con varias reincidencias de la facie costanera o terrestre. Restos de plantas indican que la costa no estaba muy alejada de esta cuenca.

Las areniscas cuarcíticas nunca forman capas continuas, sino franjas aisladas que reaccionaron en forma distinta como complejos rígidos dentro de las lutitas blandas que las rodean.

Hacia la parte superior de la formación se nota un aumento del material arenoso dentro de las lutitas que pasan paulatinamente a areniscas oscuras bituminosas. En varios lugares hay también conglomerados con componentes bastante gruesos (A<sup>o</sup> Chenque Malal).

Casi siempre se nota una estratificación bastante nítida, arcillas bandeadas, como resultado de una sedimentación rítmica, que permiten determinar los buzamientos, a pesar del clivaje o el sistema de diaclasas provocados por movimientos posteriores. El espesor puede establecerse en unos 700 m.

1) *Tobas Superiores*. — Sobre las sedimentitas anteriores se dispone en discordancia, poco visible, un conjunto de tobas porfiríticas (andesita), gris verdosas o negras con diques y "stocks" pequeños de porfirita intrusiva, bien distintas de las de la serie Triásica. Estos diques no penetran dentro del "stock" granítico-granodiorítico supra-carbónico y deben ser sincrónicos con las tobas o poco posteriores.

Las rocas son muy compactas y sólo unas bandas de sedimentos intercalados permiten una orientación sobre la posición en el espacio.

Este conjunto nunca aflora en su espesor total, pues su límite superior está cortado, ya sea por la intrusión granítica, por el sobrecoimiento del C<sup>o</sup> La Premia, o por la erosión posterior a la efusión porfirítica supatriásica. El resto conservado actualmente tiene un espesor de 500 m.

*Edad:* Ya es conocido desde hace varios años el hallazgo de una fauna marina bien característica, referida al Carbonífero Inferior. Varios han sido los investigadores que han coleccionado ejemplares fósiles en esta zona, pero lamentablemente aún no han sido estudiados en detalle. Sólo por los ejemplares hallados por Leidhold (en Leanza, 1943) y determinados por Leanza como *Syringothyris keideli* Harr. ha sido posible asignar una edad a los sedimentos que los contienen. Lamentablemente no se conoce el nivel exacto del cual provienen. Las colecciones de Harrington, Leanza, etc., se hallan depositadas en las colecciones de la Facultad de Ciencias Exactas de Buenos Aires. Todas ellas provienen del C<sup>o</sup> Minas, cercano al yacimiento de oro de la Empresa minera del Huaraco. Los restos encontrados por los autores provienen de la misma localidad que los anteriores. Si bien aún esta última colección no ha sido estudiada, su ligero análisis ha permitido revelar las siguientes formas:

- Orbiculoidea* sp. indet.
- Spirifer pericoensis* ? Leanza
- Chonetes* sp. indet.
- Productidae* gen. et sp. indet.
- Carbonicola* sp.
- Allorisma* sp. indet.

Repetidas búsquedas en todos los afloramientos no ha permitido hallar nuevamente otros ejemplares de *Syringothyris*.

No entraremos a discutir aquí, ya que éste no es el propósito de la presente comunicación, el valor cronológico de los fósiles hallados, puesto que hemos de tener en cuenta que su estudio aún no ha sido completado. Pero que sin lugar a dudas, y en lo que respecta al género *Syringothyris*, pertenecen al más bajo Carbonífero o Missisipiano.

En un nivel más alto, topográfica y estratigráficamente, dentro de las sedimentitas, a unos 2000 m al S del C<sup>o</sup> La Premia, hemos hallado inesperadamente una flora, que a juicio del doctor J. Frenguelli<sup>1</sup> contiene:

- Rhacopteris ovata* Walk.
- Rhacopteris* sp. nov.
- Lepidodendron* sp.

Estos elementos indican, sin lugar a dudas, también una edad Carbonífera Inferior.

<sup>1</sup> Agradecemos al doctor Frenguelli la gentileza de haber clasificado los restos fósiles aludidos.

La edad del "Basamento" es difícil de establecer por la falta de los fósiles, pero puede considerarse como Carbónico, por el mismo aspecto y estado de conservación de sus sedimentos intercalados con los de la Formación Huaraco; la discordancia en su techo no es elemento suficiente como para referirlo a épocas más antiguas. Sin embargo, no debe excluirse la posibilidad de una edad Devónica para ellas.

Tampoco podemos fijar con certeza la edad de las "Tobas superiores", por el hecho de no conocerse su techo, y además por la ausencia de fósiles.

### B) *Granodioritas y granitos*

La *Formación Andacollo* ha sido intruída por un cuerpo granodiorítico-granítico de no muy gran extensión. Este comienza a aflorar en las cercanías de La Primavera (fuera de la zona) hasta el A<sup>o</sup> Manzanas. Se nota en el cuerpo, una acidificación del magma hacia el N, pasando a un granito rico en mica y ortosa en las cercanías del A<sup>o</sup> Huaraco. La intrusión ha producido a lo largo de su contacto una amplia zona de metamorfismo, con formación de hornfels y mica. Además emitió una cantidad de apófisis aplíticos y lamprofíricos en la Serie Missisipiana.

La edad del granito es por este motivo posterior a las "Tobas superiores" del Missisipiano, pero anterior a los movimientos del ciclo llamado "Hercínico". En consecuencia el granito es supra-Carbónico o bien Pérmico.

## MESOZOICO

### A) *Serie Porfirítica Triásica*

Sobre el Paleozoico superior se dispone, en discordancia angular fuerte, los mantos de porfiritas (andesitas) y pórfidos cuarcíferos (riolitas), del Triásico superior.

Las porfiritas mismas empiezan casi siempre con mantos brechosos o elaborados y redepositados. En estos fanglomerados, conglomerados y brechas hay también fragmentos de granito y granodiorita, lo que comprueba una vez más la edad anterior de dichas intrusiones.

En la sucesión normal, según Groeber (*Líneas fundamentales*, pág. 8) y Lambert (*Comunicación oral*), la masa principal de la serie se compone de porfiritas y pórfidos cuarcíferos, ocupando siempre la parte superior de las efusiones con transición a las tobas o tufitas del Liásico.

En esta zona y más al S (Hoja 32 b), la Serie Porfirítica difiere de la forma mencionada, la que se observa únicamente en una zona de la Cordillera del Viento, entre Huinganco y el arroyo Chenque

Malal. En dicha zona se encuentran porfiritas de unos 2000 m de espesor con sólo mantos angostos de pórfiros y pórfiro cuarcífero intercalados y una potente cubierta de pórfiro cuarcífero en el techo. Las porfiritas comunes forman, generalmente, mantos de espesor muy variable, entre unos 0,20 y 50 m. Las rocas son de coloración viva: roja, violeta, verde, y a veces con estructura fluidal. En todos los niveles se presentan horizontes tobáceos. También hay mantos de color oscuro en la fractura fresca, pero de alteración baya, así que desde lejos pueden confundirse con los pórfiros cuarcíferos.

Los pórfiros cuarcíferos superiores empiezan parcialmente con transición de porfiritas a efusiones más ácidas, que se presentan como mantos delgados de colores abigarrados. Pero los pórfidos cuarcíferos propiamente dichos son de color blanco en la fractura fresca, contienen fenocristales grandes de cuarzo y tienen alteración baya, que los destacan bien de las porfiritas oscuras.

La distinción de los pórfidos cuarcíferos intercalados de la base de la serie Triásica con los pórfidos cuarcíferos de las tobas inferiores del carbónico se hace difícil en la zona donde los primeros se superponen a los anteriores, como ser en el borde izquierdo del río Neuquén, al N del arroyo Chenque Malal. Sirve para distinguirla los mantos de sedimentos intercalados en el basamento carbónico.

Hay que mencionar también la abundancia de diques y filones de pórfiro cuarcífero en los faldeos occidentales de la Cordillera del Viento, al N del arroyo Manzano y más al N. Son filones de 1 a 30 m de espesor, que cruzan las formaciones carbónicas y triásicas en todas direcciones, destacándose bien por su alteración baya.

El espesor de la serie *Porfírica Triásica* alcanza hasta unos 2000 m, el de los pórfiros cuarcíferos entre 1 y 200 m.

## II) TECTÓNICA

Varios movimientos diastróficos han actuado en esta zona, cuyo efecto acumulativo ha dado por resultado la presente estructura tectónica. La fracturación inversa ha sido provocada por los movimientos del Paleozoico superior (¿Ciclo Hercínico?), mientras que la fracturación gravitacional y el plegamiento han sido originados por movimientos terciario-cuaternarios, que en algunos casos resultan indiferenciables en esta zona, pero que se despliegan perfectamente en otros lugares del territorio.

A) *Movimientos del Paleozoico superior.* — Estos se presentan en forma notoria con un plano de corrimiento formidable, que aparece

desde el cerro La Premia hasta desaparecer debajo de los mantos de la Serie Porfirítica, de edad Triásica, en las inmediaciones del arroyo Chenque Malal; aflora a lo largo de unos 7 km con rumbo, aproximadamente, N-S a NE-SW, e inclinado de  $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  E en algunos casos. El plano de corrimiento es en sí difícil de visualizar en el campo, a raíz de que las "tobas superiores" son superpuestas por las "inferiores". Como se ha visto en la litología, las tobas son fácilmente confundibles y su diferenciación se hace en el terreno por un cambio de coloración notable. Hacia el N las "tobas inferiores" sobre el corrimiento se adelgazan, debido a que éste ha seguido un plano oblicuo a la estratificación.

Las capas paleozoicas están inclinadas en unos  $15^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , en algunos casos, hacia el SE. Se perciben indicios de un plegamiento suave de estas capas, con un anticlinal recortado en la charnela y desaparición del ala occidental por profunda erosión.

Poco podemos inferir con respecto al clivaje y esquistosidad (fisi-lidad) tan marcada en las "tobas inferiores", con rumbo aproximadamente N  $40^{\circ}$  E y buzamiento casi vertical. Como el clivaje no pasa a las sedimentitas sobrepuestas, es evidente que podemos inferir movimientos con anterioridad a la deposición de las mismas, es decir precarbónicas; o bien si consideramos a las "tobas inferiores" como Devónicas, pues entonces serán Predevónicas.

B) *Movimientos terciarios.* — En la zona no hay pruebas de movimientos anteriores al Terciario, es decir senonianos, como los desarrollados al naciente de la Cordillera del Viento, con una fuerte discordancia erosiva en la base de los Estratos con dinosaurios (F. Candeleros). Los movimientos (primer movimiento terciario) produjeron en esta zona plegamiento con formación de un braquianticlinal asimétrico (Cordillera del Viento), de 4000 m de amplitud y una longitud de onda de aproximadamente 15 km. El plano axial, con un rumbo meridional, pasa actualmente por el centro de las formaciones paleozoicas, y difiere de la normal en unos  $10^{\circ}$  a  $15^{\circ}$  al naciente. Este hecho resulta curioso, pues al S del río Neuquén, el plano axial de la continuación de esta cordillera está inclinado en dirección opuesta. El eje axial de este braquianticlinal se hunde hacia el S en unos  $6^{\circ}$ , a partir del arroyo Feo (fuera de la zona), mientras que en la zona paleozoica se mantiene horizontal a lo largo de unos 18 km.

La erosión posterior provocó la eliminación de la cubierta mesozoica del ala occidental de este braquianticlinal.

Las numerosas fallas gravitacionales que cortan a los estratos paleozoicos y mesozoicos son atribuidas a estos movimientos, que, sin lugar a dudas, fueron reactivadas durante los subsiguientes movimien-

tos del Terciario y Cuaternario, que no puede dilucidarse aquí debido a la falta de elementos del Terciario medio y superior, pero más al S existe una discordancia neta entre la Serie Andesítica (Eocena) y el Basalto O superpuesto de edad Miocena.

La mineralización de fallas gravitacionales (y también los corrientes) pueden ser contemporáneos con la primera fase tectónica del movimiento andino.

ABSTRACT.— The stratigraphy of the Paleozoic and Triassic formations are given. Andacollo series, of Mississippian age is a 2700 m thick group composed of yellowish rhyolitic tuffs, dark fossiliferous sandy shales and andesitic dark tuffs. A granitic stock has intruded these rocks, with a hornfels aureole, of possibly Upper Carboniferous age. Over these two lies a 2000 m thick volcanic formation of Triassic age (Serie porfirítica) in angular unconformity. An account of the different diastrophic movements are also described. The first, of an overthrusting character are of possibly Permian age (Hercinian ?) and secondly, early Tertiary, the most important of all, that caused an asymmetrical dome and gravity faulting.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- GROEBER, P. 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén*. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrogeología, Publ. n<sup>o</sup> 58, Bs. As.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70*. 1. Hoja Chos Malal. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. I, n<sup>o</sup> 3.
- 1952. *Mesozoico*, GAEA, Geografía de la Rep. Arg., t. II, part. 1<sup>a</sup>. Bs. As.
- LEANZA, A. F. 1945. *Braquiópodos Carboníferos de la Quebrada de la Herradura al NE de Jachal, San Juan*. Notas Museo La Plata, t. X, Paleont. n<sup>o</sup> 86.
- 1948. *Braquiópodos y pelecípodos carboníferos en la Prov. de La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), t. III, Secc. Pal., págs. 237-264.
- STOLL, W. C. 1950. *Geología y depósitos minerales de Andacollo, Territ. del Neuquén*. Informe, Dir. Nac. de Minería (inédito).
- ZOLLNER, W. 1940. *Informe preliminar de la Hoja 32 b Chos Malal, Neuquén*. Dir. Nac. de Minería. Informe inédito.
- ZOLLNER, W. y AMOS, A. J. *Descripción geológica de la Hoja 32 b Chos Malal*. Dir. Nac. de Minería (inédito).

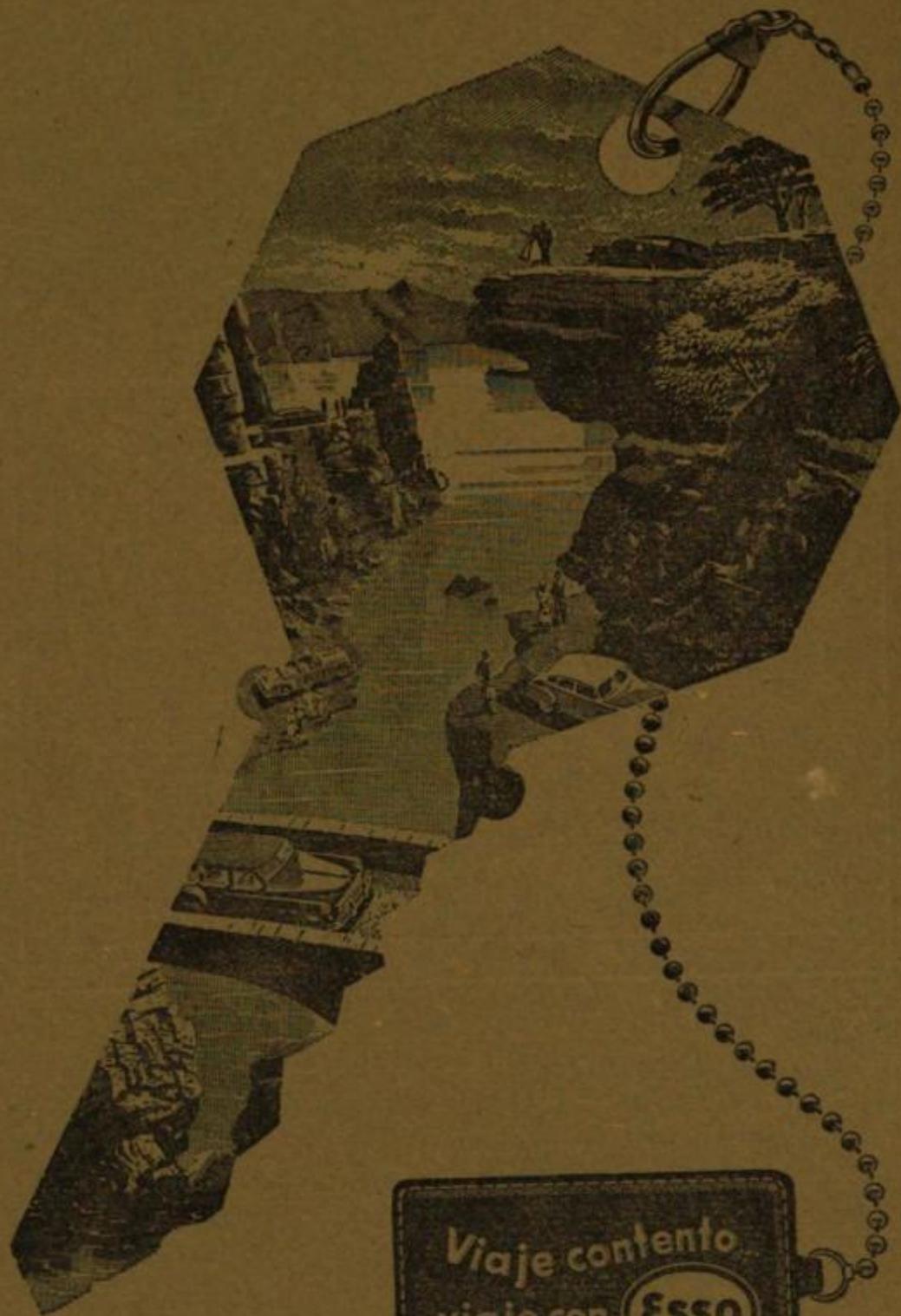
ESTA ENTREGA  
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 29 DE JULIO DE 1955  
EN LA IMPRENTA « CONI », CALLE PERÚ 684  
BUENOS AIRES

# CURA-CÓ

SOC. DE RESP. LTDA. CAPITAL \$ 100.000 M/N

GEOLOGIA - GEOFISICA - MINERIA

ALTOLAGUIRRE 2041 — T. E. 51 - 9531 — BUENOS AIRES



Viaje contento  
viaje con **Esso**

# DETECTORES GEIGER MÜLLER

D. W. G. MODELO W 55

BUSQUEDA DE URANIO — EXPLORACION  
MINERA — ZONAS  
CONTAMINADAS —  
INVESTIGACIONES  
DEFENSA CIVIL



El detector Geiger Müller, marca D.W.G., modelo W 55, completamente portátil, es un instrumento de características sobresalientes para la detección y medida de radiaciones beta y gamma. Su gran sensibilidad permite detectar hasta los yacimientos más pequeños del mundo.

Con este instrumento no sólo se puede detectar el mineral, sino también medir su radiactividad, determinar su ley y estimar la importancia del yacimiento.

## CARACTERISTICAS TECNICAS

Lectura directa en cuentos por minuto.

Tres rangos de medición: 300, 3.000, 30.000 cuentos por minuto.

Instrumento de 80 mm de diámetro, de precisión.

Tubo Geiger Müller para radiaciones beta y gamma, importado de E.E. U.U.

La unidad posee un jack para enchufar teléfonos y obtener así una indicación auditiva del número de radiaciones detectado.

Dimensiones: 270 x 125 x 125 mm.

Estas características aquí estipuladas, son reales y fácilmente controlables.\*

Garantizamos estos equipos por el término de un año contra todo defecto de fabricación. Esta garantía no incluye el tubo Geiger Müller ni las válvulas.

Costo del equipo, completo con baterías ..... m\$.n. 4.950.—

# TECNITRON INSTRUMENTOS PARA FISICA NUCLEAR

CHARCAS 1337

T. E. 42 - 4545

República Argentina