

FORMACIONES CARACTERISTICAS
EN
LAS ESTRUCTURAS BASALES DE LA ALTIPLANICIE DE SOMUNCURA
EN RIO NEGRO

(CON UN CAPÍTULO FINAL ABARCANDO EL ESTUDIO DE ALGUNAS ROCAS CARACTERÍSTICAS
POR EL DOCTOR MARIO TERUGGI)

POR ROMEO CROCE

RESUMEN

La dilatada altiplanicie del Somuncurá, por el desarrollo y morfología de sus profundos cañadones y altas mesetas permite el estudio comparativo de las distintas formaciones, estructuras basales y movimientos producidos durante los últimos tiempos geológicos en una vasta región del N de la Patagonia.

Las notables manifestaciones filonianas que afectan los niveles más profundos actualmente levantados, principalmente derivados de ciertos núcleos plutónicos generadores de mineralizaciones de plomo, cobre, wolfram, etc., y las múltiples ramificaciones fluoríticas que se multiplican en todo el oriente y norte de la Meseta, se estudian asimismo en este trabajo.

Se da también especial importancia a las variaciones del quimismo de los grandes macizos estudiados y sus correlaciones con distintos centros profundos de mineralización.

En reconocimientos anteriores, tuvimos ocasión de estudiar la naturaleza de algunas formaciones que constituyen parte de la plataforma oriental de la extensa altiplanicie del Somuncurá; en el basamento cristalino de Valcheta, en los esquistos antiguos de Pajalta, en las pizarras de Chanquín, en las hondonadas de Curicó, etc.

En el último viaje de estudios a esa zona, enero-abril de 1954, avanzamos más hacia el núcleo mismo de la Alta Meseta, siguiendo el curso de los cañadones del Chipauquil, del Salado, del Trineta y del Yaminué, hasta cerca de las nacientes de los mismos, donde han

originado profundos cortes en la roca basal, remontando luego hasta los mantos basálticos que cubren la meseta.

Siguiendo el curso de esos cañadones, hemos podido entrever las estructuras basales de los grandes bloques de rocas plutónicas del zócalo y basamento cristalino, sus mineralizaciones y paragénesis regionales, pasando revista de los mantos volcánicos antiguos y modernos con su séquito de agentes mineralizantes, realizando también el estudio de algunos afloramientos y criaderos de posible interés económico.

La parte recorrida en estos trabajos, abarca solamente el borde noreste de la típica meseta volcánica del Somuncurá, cuya estructura está formada principalmente por el complejo basalto-toba-pórfido que descansa con frecuencia directamente sobre el basamento cristalino. Toda esta estructura, levantada sobre los terrenos circundantes con los movimientos de ascenso, habidos en los últimos períodos del terciario y aún en el cuartario, se destaca como una unidad meseti-forme característica.

Los movimientos de ascenso se han efectuado a veces a través de series de fallas múltiples, parcialmente visibles (notables huellas de fricción en el pórfido), o bien por ondulaciones suaves de las estructuras basales, elevándose los mantos al parecer por fenómenos concomitantes con amplios procesos de vulcanismo.

También es menester considerar muy explicable que áreas cubiertas por cientos de metros de potencia con rocas volcánicas de gran resistencia a la erosión, conserven aún una configuración y una altura muy distintas de otras áreas sin cubierta de rocas resistentes y cuya base está formada solamente por terrenos arenoso-tobáceos, arcillosos o margosos. Por esto, cuando observamos el gran espesor de los mantos porfíricos en la meseta central de Santa Cruz, en la meseta del Lago Buenos Aires y de la Via Láctea y también en la base de la altiplanicie del Somuncurá, nos explicamos cómo mantienen sus altos niveles en relación con las áreas vecinas, aparte de los movimientos de ascenso o descenso que las hubieren afectado.

FISIOGRAFIA

La alta meseta ocupa la parte central del territorio de Río Negro, entre los paralelos 41 y 42, extendiéndose de E a O en cerca de 200 km y con un ancho hasta de 100 km en dirección Norte a Sur. Debido a sus numerosas ramificaciones y derivaciones en una u otra dirección y a falta de un conocimiento más completo sobre su naturaleza y estructura global, no es posible calcular con precisión su distribución y superficie. Por otra parte, el gran espesor y extensión de los mantos

basálticos en la parte central y occidental, dificultan el estudio de los macizos y conexiones quizás más interesantes, que podría aclarar la posible continuidad o unidad con formaciones más alejadas.

Hacia el Oeste, el cañadón del Río Maquinchao y las cuencas de Carrilauquén interrumpen la extensión de la meseta, si bien ya a la altura del meridiano 68 se observan notables intercalaciones en su estructura.

La superficie de la meseta presenta el aspecto de una amplísima planicie ondulada, cortada cerca de los bordes por largos barrancos y cañadones, elevándose en partes en dilatadas colinas y serranías de poca altura. (Cerro Merlo (fig. I), Cerro Faro y sus estribaciones,

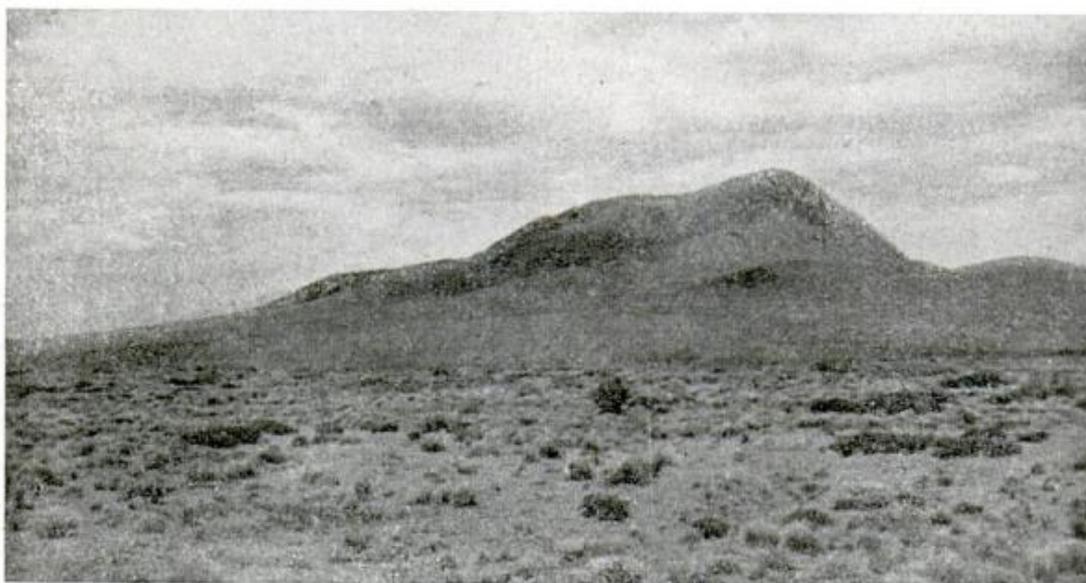


Figura 1

Cordón de Sierra Campana, Cordón del Viento, etc., etc.). Más al Sur, cerca de los barrancos de Conaniyeu, aparecen sobre la meseta un grupo de altos cerros puntudos de naturaleza volcánica. (Cerro Corona, Cerro Las Charas, Peñón de los Cóndores, Cerro Loco, etc.), que se repiten al occidente más aislados e indefinidos, hasta cerca del cañadón de las Voces y del lago de la Salvación.

Depresiones considerables, algunas al parecer de origen tectónico han dado lugar a grandes lagunas, en casos de considerable caudal como el denominado Lago Azul, Laguna Paraguay, etc. Algunas de ellas son temporarias y disminuyen mucho sus caudales durante la estación estival o se extinguen por completo durante las épocas de largas sequías.

En cambio se observan ciertos bajos, dilatadas cuencas sin desagües, probablemente antiguas lagunas extinguidas como en las hondonadas de la Soledad, donde la continua acción erosiva de los vientos ha

borrado casi todas las huellas del antiguo fondo lacustre, originando vastas cuencas de origen incierto. Fenómenos semejantes se observan en los bajos de Las Voces y cañadas de Los Ecos, en la parte occidental de la planicie.

Estas circunstancias, conjuntamente con la extinción de muchos cursos de agua y manantiales, indican el avance de un clima desértico que deseca las fuentes, agota los ríos o arroyos cerca de sus nacientes y extingue poco a poco los lagos y aguadas que cubrían antaño buena parte de las mesetas. De las constelaciones de lagunas que salpicaban las altas planicies, sólo quedan en la actualidad, infinidad de cuencas secas, donde los espejismos de distancia, reflejan dilatados y suntuosos lagos que al acercarse se transforman en vastas superficies salitrosas. Sin embargo, desde hace pocos años se nota una ligera tendencia hacia un cambio de clima en esas regiones; un cambio casi imperceptible por ahora, pero que si se acentuase, podría quizás indicar alguna reacción favorable en el sentido de una mayor nubosidad en la atmósfera, de un régimen de nieves y lluvias más favorable que haría correr de nuevo por los cauces secos de ahora, algunos de los miles de arroyos que fecundaban antaño esas tierras. Alcanzamos a ver nosotros en nuestros primeros reconocimientos de las mesetas, hace más de 30 años, hermosos mallines, amplísimos valles cubiertos por altos pastos, que alimentaban miles de lanares y numerosos vacunos, lugares actualmente transformados en dilatadas hondonadas salitrosas donde sólo se escuchan los ecos del desierto que repiten el grito de los escasos animales montaraces que habitan esas heredades. (Hondonada de Los Ecos, altiplanicie de las Voces, etc.).

La intensidad del viento, muy acentuada en lo alto de la meseta ha perfilado configuraciones características en las elevaciones más antiguas, predominando serranías de contornos romos y alargados que se pierden insensiblemente en el horizonte. Cuando la erosión ha alcanzado niveles de distinta resistencia, se formaron barrancos y formas escalonadas características.

Los escasos arroyos que cruzan la meseta están casi permanentemente secos, siendo la pobre vegetación existente (cactáceas y xerófilas en general) muy agresiva por el extraordinario desarrollo de sus punzones y espinas.

La cubierta basáltica, de gran potencia en casi toda la meseta, presenta sin embargo algunas soluciones de continuidad.

También existen superficies atravesadas por magmas traquíticos y traquiandesíticos como en los grupos del Cerro Corona, del Somuncurá Grande y Somuncurá Chico, del Cerro Charas, del Cerro Media Luna, Alto de los Berros, etc., cerca de los flancos de Conaniyeu. A propó-

sito de esta amplia efusión de rocas traquiandesíticas del SE del Somuncurá, cabe esperar que ella debe haberse producido principalmente en los últimos tiempos del terciario, pues en sus manifestaciones ha arrastrado numerosos fragmentos de los basaltos de la cubierta de la meseta. Así cree también el doctor R. Wichmann que estudió primeramente esta parte de la altiplanicie según la inter-acción y correlaciones de ambos tipos de rocas volcánicas.

OBSERVACIONES EN LA PARTE SUPERIOR DE LA MESETA. (La cubierta basáltica y efusiones volcánicas modernas). — Comenzando por los terrenos más recientes, cabe destacar la formación de detritus basálticos en distintos estados de agregación. En la superficie de la altiplanicie, la erosión de los mantos y roqueríos basálticos ha dado lugar a extensos pedreros de diverso tamaño y alteración. En la parte más superficial predominan las formas romas y esferoidales distribuídas entre ripio y arenas basálticas.

Más abajo aparece con frecuencia un aglomerado irregular, calizo-basáltico, donde los fragmentos basálticos están cementados por un material arcilloso-calizo (tosquilla), cruzado a veces por venillas de ópalo y bandas o concreciones ferruginosas. Ellas provienen de la alteración de los feldespatos, del piroxeno y olivino del basalto superior. Un restante material silíceo y ferruginoso es arrastrado más lejos por las aguas, depositándose también en forma de multitud de vetillas de ópalo y concreciones diversas ferruginosas entre las tobas cineríticas infrapuestas. Sin embargo, los procesos mayores de silicificación deben remontarse a la época de enfriamiento de las coladas basálticas y fenómenos de post-vulcanismo.

El pedrero basáltico desparramado en la superficie de la meseta es muy irregular; bloques grandes redondeados, de más de una tonelada alternan con piezas menores de 5 a 200 kilogramos (las más frecuentes) que se destacan entre una fragmentación más fina que llega hasta la arena basáltica. Algunos de los fragmentos grandes de la roca volcánica presentan una singular sonoridad: al ser percutidos con un martillo dan un sonido que recuerda el tañir de una campana o de una placa sonora. Las arenas basálticas de color pardo-ceniza ocupan las grietas, hondonadas, faldeos y cañadones. Constituyen formaciones de escasa extensión. La alteración de algunos silicatos calco-alcalinos que forman la trama fundamental de la roca basáltica ha dado origen a un tipo de caliza incrustante, compacta, a veces terrosa, que es movilizada en la estación de lluvias hasta sitios alejados de los centros de alteración, recubriendo al fin en muchas partes, en forma de delgadas costras la superficie de las piedras basálticas, penetrando

también en sus oquedades o cementando bloques pequeños en una especie de aglomerado.

Al revestir la superficie de las rocas, en la alta meseta, forma una especie de barniz blanco que puede dar lugar a confusiones observándolo desde lejos.

El barniz del desierto. — Aparte de este tipo de barniz blanco, considerando en su acepción más amplia el término barniz del desierto, podemos distinguir en la alta meseta dos tipos de ellos; el barniz negro y el barniz rojo. Ambos se observan preferentemente sobre fragmentos de rocas porfíricas en los sitios donde esta roca se destaca en lo alto.

Según podría deducirse por la disposición y naturaleza de estos dos tipos de pátinas que pintan los fragmentos de roca, existirían dos fases en la formación del barniz.

En la primera, el fragmento rocoso, estando aún en un nivel inferior, recibió por mucho tiempo repetidos aunque exiguos baños del agua meteórica percolante con cierta ley de sales de Fe y con trazas de Mn, proveniente de la alteración de fragmentos superiores. Al desecarse esta pequeña película acuosa, depositó en la superficie de la roca su débil contenido ferruginoso, y repitiéndose este proceso durante largos períodos dió lugar a una pátina apreciable de material ferruginoso, algo manganésífero.

En una segunda fase, disgregándose completamente el material rocoso superior, quedaron los fragmentos en cuestión libres en la superficie.

Allí la insolación enérgica de las alturas, el fuerte viento a veces cargado de arena, completó la oxidación, adherencia y pulimento del barniz, tomando éste una coloración roja o negra, según su composición y estado de agregación (limonita algo hematítica o algo manganésífera) con cierto lustre graso característico. Esta hipótesis de formación del barniz fué sugerida por la observación del desarrollo y propagación de la película en rocas en distinta posición, insolación y contacto. Parecería que en unas piedras muy alteradas en su interior y con cubierta de barniz por fuera, ésta pudiese ser de origen endógeno, pasando el exceso del mismo a otros fragmentos pétreos vecinos, en contacto con aquéllas, pero sin indicios de alteración interna (fig. 2).

Esta forma de pensar proviene de las observaciones hechas en el terreno en nuestro caso, teniendo en cuenta, por otra parte las hipótesis de Walter, Link y otros autores al respecto.

En algunos lugares de la alta meseta y aún cerca de los bordes, se han producido hundimientos locales de cierta extensión. En casos, cuando el hundimiento fué de contornos regulares y las condiciones

favorables, se formaron pequeñas cuencas y lagunas, en otras circunstancias, quedando la superficie a nivel, se produjeron hundimientos en el subsuelo, formándose así especies de cámaras o cavernas subte-

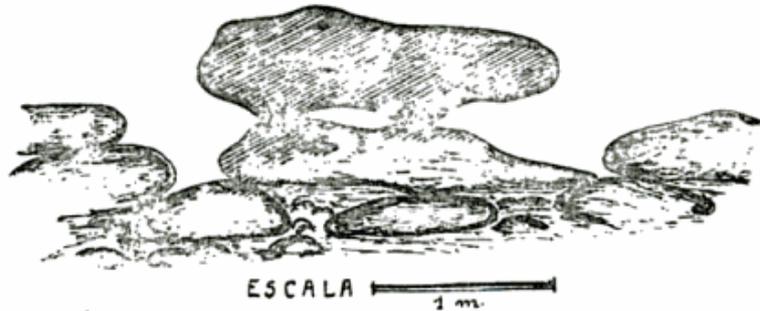


Fig. 2. — Bloques porfiricos con barniz del desierto (la parte rayada gruesa)

rráneas que en la zona llaman “salamancas”, generalmente son de escasas dimensiones y relativa estabilidad (fig. 3).

En otros casos se observan especies de circos o hundimientos en forma de media luna, con las paredes a pico y huellas de fricción que indican fenómenos escalonados de descenso.

El doctor E. Wichmann que reconoció primeramente la alta meseta, menciona también grandes hundimientos circulares en forma de embudo, con bordes que muestran a veces estructura columnar.

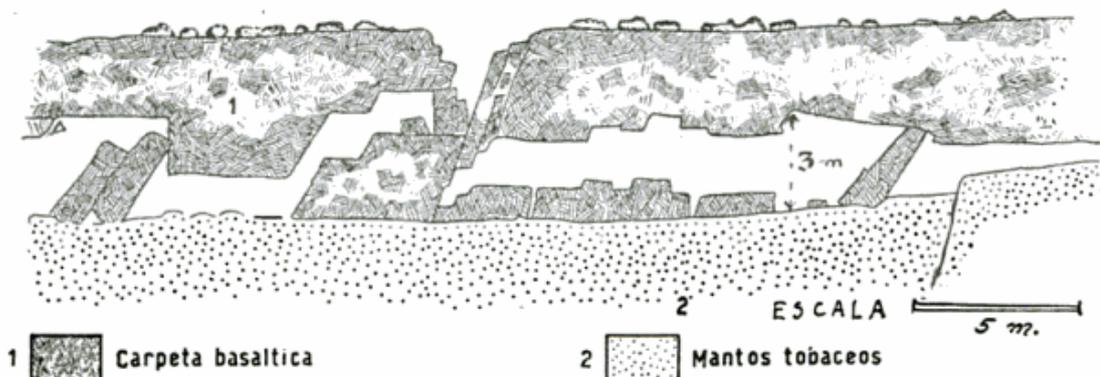


Fig. 3. — Cavernas originadas por hundimientos parciales. Alta Meseta del Somuncurá

LAS EFUSIONES TRAQUÍTICAS. — Surgiendo en forma destacada entre los mantos basálticos de la alta meseta, al sudeste de la misma, aparece una pléyade de elevados cerros puntudos de naturaleza volcánica y de edad al parecer muy moderna. En ellos se revela la presencia de una roca algo porosa, de color gris ceniza, que constituye el núcleo mismo de aquellos cerros volcánicos. Numerosos fragmentos de los basaltos vecinos han sido arrastrados por esas efusiones, quedando a niveles superiores de su posición primitiva, entreverados con las piezas superficiales de la roca volcánica clara. El Dr. Wichmann, al referirse

a esta roca, la clasifica como una traquita en parte hornblendífera, con o sin vidrio intersticial. En las muestras recogidas por nosotros en los picos del cerro Corona y del cerro Charas, se advierte el predominio, entre el elemento feldespático, de la anortoclasa en los fenocristales y de la fracción albi-oligoclasa en la trama fina microscópica. Entre los fenocristales se distinguen también algunas plagioclasas ácidas y con menos frecuencia andesina y sanidina.

La anortoclasa se caracteriza por su finísimo reticulado y ángulo mínimo de extinción.

En la trama fina de la roca predomina la albi-oligoclasa asociada con tablillas de ortosa. También se observan cristales aciculares de hornblenda de color verde pálido con indicios de alteración.

El piroxeno, en cristales más gruesos, está muy desintegrado; en partes, en su lugar sólo quedan restos amorfos granulados de óxidos de hierro, clorita, ópalo, etc. La biotita en pequeñas laminillas está distribuída en la trama fundamental, así como también el zircón y pequeñas agujas de apatita.

En otras muestras con escasos fémcicos, se observan variaciones hacia las traquitas sodaclásicas de Johansen o hacia un tipo de leucotraquitas con moderada proporción de hornblenda o biotita parda (véase al final el estudio del Dr. Teruggi).

OBSERVACIONES EN LOS BORDES Y FLANCOS SUPERIORES DE LA MESETA. (Bordes nord-orientales).— Al descender de la cornisa superior de la altiplanicie, recorriendo los profundos cañadones que cortan los bordes de la misma, es dable observar la sucesión de formaciones que constituyen el espesor de la alta meseta. Algunas estructuras están ocultas en ciertos casos por las extensas escombreras de las barrancas o por detritus de alteración superficial que cubren las líneas de contacto y borran las huellas de separación y estratificación. Sin embargo, siguiendo el desarrollo de los flancos de las mesetas en amplias extensiones, siempre se descubre algún sitio donde pueden observarse las conexiones y relaciones geológicas de las distintas formaciones del conjunto. Así, cerca del cañadón de Chipauquil, en las nacientes del arroyo Valcheta, se destaca formando la cubierta volcánica superior, un complejo de lavas basálticas de 20 a 80 m de espesor. Se trata de una sucesión de capas de un basalto poroso olivínico, sobrepuestas casi sin intercalación de material clástico. Debajo de esta carpeta volcánica aparecen delgados mantos de cineritas poco consistentes que recubren a su vez otra serie de rocas basálticas de carácter amigdaloides. Debajo se repite otro delgado manto cinerítico que descansa sobre una tercera carpeta de basalto negro, compacto, en partes algo

poroso, con ramificaciones tubulares huecas o rellenas de un basalto algo más reciente. Este complejo basáltico-cinerítico (fig. 4) que constituye la parte superior de la estructura de la meseta, alcanza potencias de 80 a 150 metros, aproximadamente, y presenta a cada tanto grandes núcleos de chimeneas y aparatos volcánicos que complican su estructura y modifican la fisiografía de la región. En algunas zonas, el complejo basáltico-cinerítico tiene menor potencia, no llega a 60 metros y descansa sobre mantos de arenisca tobácea o sobre formaciones de tobas pre-basales. En otras ocasiones faltan estas tobas y el mencionado complejo superior se apoya directamente en el zócalo porfírico principal, que constituye la formación más considerable de la meseta.

La mayor potencia del complejo basáltico fué observada cerca de los grandes núcleos volcánicos, pues allí su espesor puede llegar a magnitudes de más de 300 metros.

Es dable observar cómo los mantos cineríticos intercalados en la parte más superior del complejo volcánico, son cada vez más delgados hacia arriba, de mayor pureza y el material vítreo constitutivo reduce su índice de refracción. Parecería que conjuntamente con la merma de la actividad de los volcanes del tipo explosivo (tipo Vulcano) de los últimos tiempos terciarios y del cuaternario, las nubes ardientes y proyecciones de ceniza que arrojaban iban adquiriendo un carácter más ácido, cuya composición podría compararse a una albi-oligoclasa, asociada en casos con un exceso de sílice. En la zona de Chipauquil, no lejos del antiguo puesto de policía local, y cerca del arroyo, hemos recogido en una de las altas intercalaciones cineríticas entre el basalto, un material constituido por ceniza volcánica muy blanca, compuesta exclusivamente por una tupida malla de fibrillas de vidrio ácido, exenta de gérmenes cristalinos e impurezas secundarias. Ensayada en el pulimento de superficies metálicas dió excelentes resultados (pulimento a espejo) debido a su óptimo grado abrasivo y a la elevada homogeneidad del material. En niveles inferiores, ya debajo del complejo basáltico, los mantos cineríticos, de mucha mayor potencia, están con frecuencia impurificados por material ferruginoso y silíceo, alternando en casos con bancos de arenisca cinerítica. De tanto en tanto se hallan intercalaciones arcilloso-arenosas con restos fósiles de origen lacustre, o bien areniscas amarillentas, posiblemente mio-pliocenas, frecuentemente silicificadas y con restos vegetales petrificados (xilópalos). Algunas de estas areniscas, compactas y de grano regular, son utilizadas por los nativos como piedras de afilar. Constituyen con frecuencia la parte más inferior de los mantos cineríticos-areniscosos.

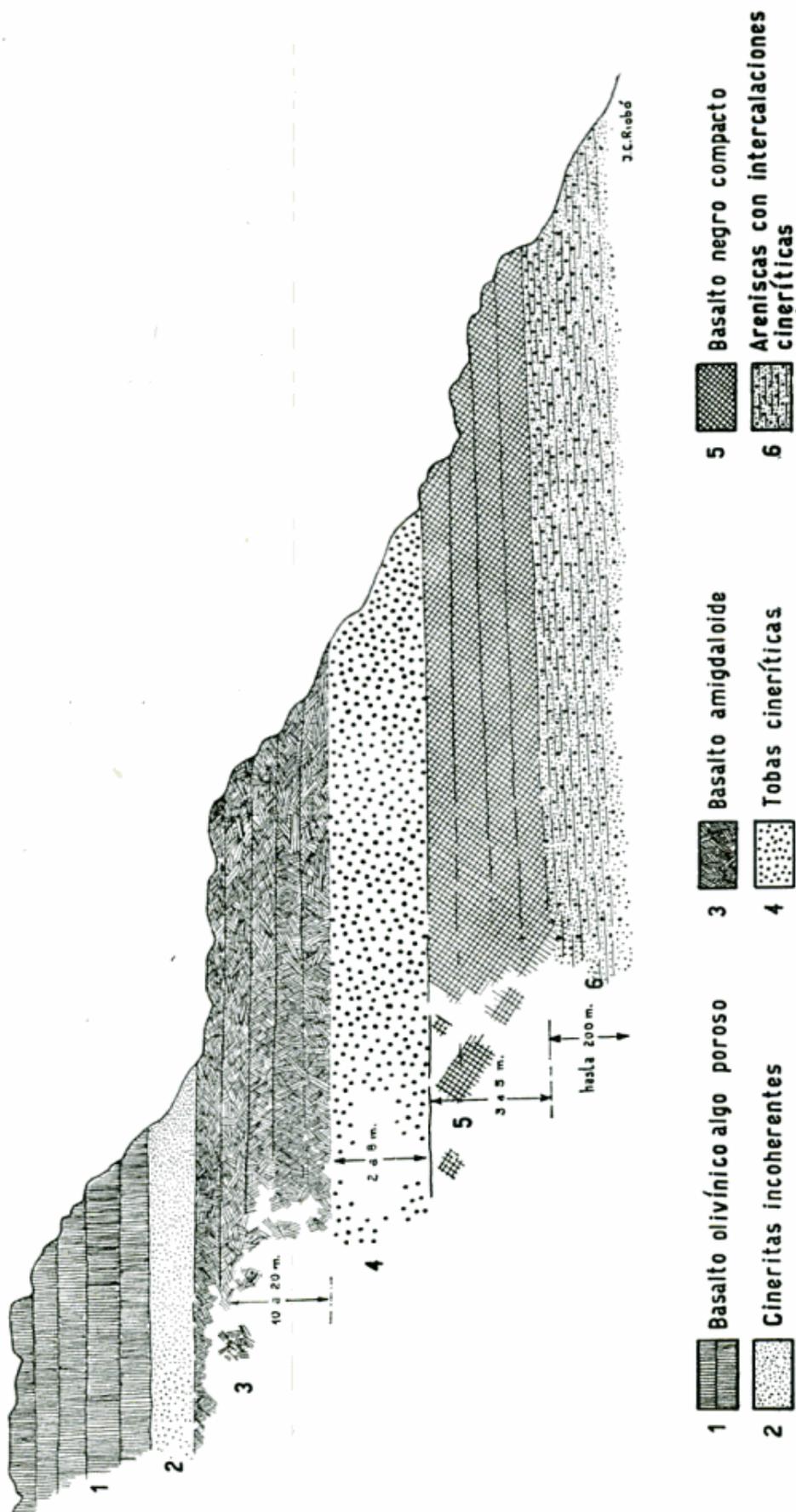


Fig. 4. — Barranens del Somnentrá (Cañadón del Chipatquill) curso arriba de « Tapera de Juana »

EL ZÓCALO PORFÍRICO. — Sirviendo de base a las formaciones anteriores, aparecen los potentes mantos rocosos, de naturaleza porfírica, que constituyen el elevado zócalo de la alta meseta. Entre la superficie del pórfido y los mantos superiores, existe en las zonas que pudieron observarse, una cierta discordancia erosiva. La superficie de la roca porfírica es irregular, montuosa, formando colinas y morros erosionados o bien presenta relieves cupuliformes o en cordones característicos. Parecería que esa superficie hubiese sido fuertemente erosionada antes de ser cubierta por formaciones más recientes. Al despejar la erosión moderna grandes superficies de la roca porfírica, queda al descubierto de nuevo la antigua topografía de la región, poco diferente posiblemente de aquella que presentaba antes de ser cubierta por los mantos originados en los extraordinarios fenómenos de vulcanismo del fin del terciario y aun del cuaternario. Es natural que estas consideraciones se refieren a observaciones locales, aparte de los movimientos, desplazamientos y derivaciones consecuentes con las grandes oscilaciones que afectaron visiblemente estos terrenos.

El techo del manto porfírico puede estar formado en partes por sedimentos tobáceos, areniscosos, mantos cineríticos o directamente por los basaltos de la carpeta superior.

El piso o base sobre quien descansa el pórfido está constituido generalmente por pizarras paleozoicas o prepaleozoicas, esquistos cristalinos o bien por rocas graníticas en distintos tipos. A veces se hallan como estratos intermedios, areniscas al parecer permo-triásicas.

En cuanto al espesor de la formación porfírica puede alcanzar a varios cientos de metros (200 a 400 m, término medio). Posiblemente su potencia original se encuentra rebajada en la actualidad por sucesivas fases de erosión, no pudiéndose fijar con certeza esa magnitud, por carecerse de referencias seguras y de un registro de perforaciones en la zona.

Sin embargo, en ciertas áreas donde la superficie primitiva del pórfido parece haberse conservado sin mayor alteración (Cañadones de Pajalta, por ejemplo) y calculando la distancia al piso de la formación, pueden considerarse espesores hasta de 400 metros.

En cuanto a su edad, según la complejidad de las manifestaciones observadas, cabría pensar que los primeros asomos de esta actividad volcánica, pueden haber comenzado ya en los últimos tiempos del triásico, desarrollándose el proceso efusivo con mayor intensidad durante el Jurásico y parte del Cretácico para terminar al principio del eógeno, en casos en transición gradual con efusiones de rocas riolíticas más modernas.

Caracteres megascópicos. — En las áreas donde aflora el pórfido se

observan paisajes montuosos, con destacadas colinas de un color pardo rojizo ceniciento, cortadas de tanto en tanto por cañadones de sección aproximadamente cuadrangular y por largos barrancos consecuentes con trazos de fallas quebradas, poco definidas.

En cuanto al aspecto macroscópico de la roca riolítica, se pueden distinguir varios tipos:

a) *Tipo Granitoide*: cuando los fenocristales feldespáticos son muy abundantes en la trama microcristalina de la roca. Este tipo es más característico cuando existe también fuerte proporción de fenocristales de cuarzo y regular cantidad de mica biotítica. En una observación superficial puede confundirse a veces, con intrusiones de granito porfiroide. Esta variedad podría compararse en cierta manera con una riolita granitoide (nevadita) que suele aparecer en algunos centros efusivos de los Montes Rocallosos en Sierra Nevada de Norte América.

b) *Tipo Porfiroide*: es el pórfido riolítico típico; en el fondo microcristalino fundamental (felsítico) se destacan netamente los fenocristales de cuarzo, generalmente bipiramidales y cristales de ortosa pardosada bien delimitados dentro del fondo petrosilíceo de la roca. Este tipo porfiroide lo observamos claramente en los grandes diques y farallones que cortan el cañadón del Salado o bien más al Oeste en el curso del Trineta. Cuando abundan los fenocristales de cuarzo constituye el verdadero pórfido cuarcífero, que es lo que predomina en este tipo de roca riolítica del Sumuncurá. Si contrariamente prevalecen los fenocristales de ortosa, se establece una tendencia hacia los pórfidos feldespáticos, ortófiros y pórfidos sieníticos.

Dentro de este tipo porfiroide aparecen con frecuencia diferenciaciones arborescentes (fig. 5), troncos ramificados o vetas de una roca riolítica de textura muy fina, una afanita rosada con escasos fémcicos y fenocristales, que se ramifica profusamente entre el pórfido cuarcífero común. Constituye una forma de transición al tipo felsítico. Es interesante señalar que con mucha frecuencia, los diques o ramificaciones de esta roca afanítica o microporfírica más ácida, van contrabalanceados en las inmediaciones con manifestaciones más básicas, correlacionadas a veces con criaderos metalíferos de interés. Así se observa al NE del puesto de R. Galván (Macachines) como la roca afanítica alterna con nutridas manifestaciones cupríferas o bien más al sur, con múltiples veneros de espato fluor con piritas complejas en profundidad.

c) *Tipo felsítico*: (eurítico) (petrosilex de algunos autores).

Exento de fenocristales o con cantidad reducida. El fondo criptocristalino posee generalmente exceso de sílice que se traduce en veni-

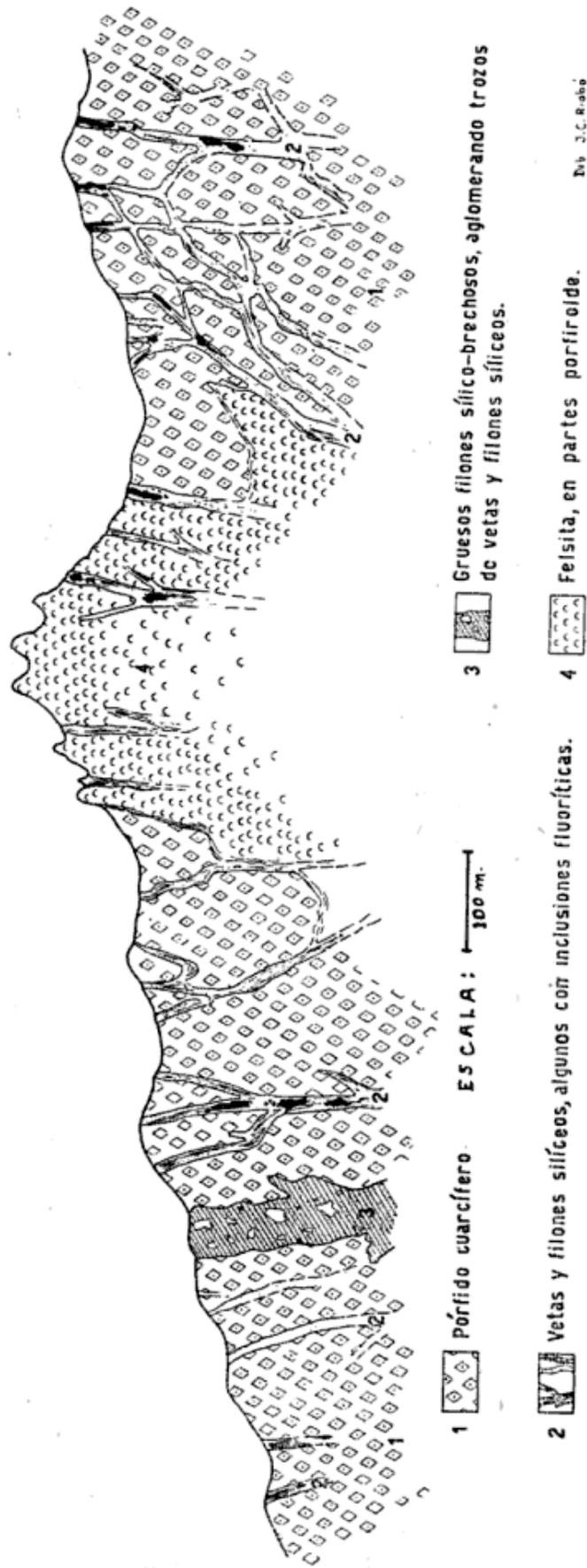


Fig. 5. — Afloramientos de troncos felsíticos entre los pórfidos de Monte Galván (Cuenca superior del A.° Valcheta)

llas, nódulos o diferenciaciones que aparecen de tanto en tanto. Se observan en algunos afloramientos en el cañadón del Salado (cerca del Abra) un pasaje hacia formas finamente sacaroides, más feldespáticas, de color rosa homogéneo.

d) *Tipo sacaroides y microsacaroides*: consideramos en un renglón aparte este tipo de roca riolítica, por estar muy difundido en el norte de la Patagonia. Lo hemos observado en diques y grandes masas aflorantes, en varias localidades del centro de Gastre, en el borde sur de este macizo, en el Valle de la Tristeza, cañadón de Gral. Racedo, en las nacientes del Arroyo Perdido, y ahora aquí, en el NE del Somuncurá como venas y arborescencias entre los pórfidos cuarcíferos. No son así compactas y duras como los petrosílex, sino más bien cripto-granulosas o sacaroides, algo porosas, teniendo en partes, el aspecto de una arenisca rosada de grano muy fino, a veces estriada y retorcida como una corriente de lava superficial, rápidamente solidificada. Las variedades de grano extremadamente fino toman ya el aspecto de roca córnea. Por el contrario las variedades sacaroides de grano más grueso tienen una cierta semejanza con las microaplititas que cortan el basamento, quizá correspondan a una réplica efusiva de tales micro-aplititas antiguas.

e) *Tipo retinita*: (pechtein). Se encuentran en bandas o zonas dentro de variedades más comunes de riolitas, a veces en franjas o cintas sinuosas de límites poco precisos, que se dividen y se pierden gradualmente entre los pórfidos riolíticos de textura fluidal, de los cuales parecen ser una diferenciación más vítrea. La disposición fluidal por otra parte, no es exclusiva de las riolitas vítreas, ella es frecuente también en determinados sectores de riolitas porfíricas o pórfidos cuarcíferos.

Otro tipo de roca riolítica, poco frecuente por cierto, es el pórfido noduloso estelar; el cuarzo se agrupa en núcleos hasta del tamaño de un puño, formado de cristales en disposición radial a veces alternan 2 o más franjas de cuarzo dentro del núcleo. Al desintegrarse la roca quedan sueltos los nódulos de cuarzo estelar. No es raro tampoco la estructura pizarrosa en las riolitas, sobre todo en aquellas de textura afanítica y que han sufrido altas presiones y plegamientos posteriores.

FORMAS DE EROSIÓN EN LOS PÓRFIDOS. — Al quedar en descubierto la superficie de la roca porfírica, los agentes de erosión actúan de tal manera que ponen en relieve ciertos niveles de resistividad de la roca, niveles que en casos corresponden a superficies curvas cuyo centro se halla en la profundidad del macizo rocoso. Esta circunstancia contribuye a la formación de superficies romas, de colinas redondeadas

y aspectos cupuliformes que en una escala mucho menor se hace groseramente botryoidal o mamelonar. En la figura 6 puede observarse estas características. En otros casos la erosión da origen a formas columnares (cañadón de las Columnas de Chipauquil), de torreones, de tubos de órgano, formas digitales, figuras zoomorfas (valle del elefante, cerca de la Escuela de Chipauquil), etc., etc., circunstancias todas ellas que sirvieron de base en muchos casos a la antigua nomenclatura aborígen que aún se conserva en la mayor parte del Somuncurá y sus aledaños.

En estas características morfológicas puede preverse dos distintas magnitudes, perpendiculares entre sí, con respecto al factor resistencia a la erosión.



Fig. 6. — Alta Barranca de Pórfido frente a la Laguna Salitrosa Chica

Cuando la erosión gana el interior de la roca porfírica introduciéndose por algún punto más vulnerable, comienzan por formarse especies de ventanucos irregulares en los flancos de la roca, que en una segunda fase tienden a hacerse triangulares, pero luego por la deposición de productos de alteración en la parte basal, toman una apariencia de ventanas ojivales que se profundizan en la roca formando huecos, cámaras y aún galerías flanqueadas por estructuras columnares de las cuales parten nuevas galerías formando complicados laberintos. La canalización de corrientes de agua en la base de dichas cavidades, contribuye a su profundización, alterando la roca y arrasando fuera los materiales derrumbados y alterados.

Estas innumerables portadas y pequeñas grutas servían de refugio hasta hace poco tiempo a los animales montaraces de la región. Actualmente constituyen reparo y abrigo para pastores y cabras.

Otra forma de alteración y desintegración de los morros porfíricos y grandes bloques de esta roca, es la formación de escaras o costras que separándose paulatinamente de la roca fresca, forma especies de ampollas que sucunan a oquedad al pisar sobre ellas, o percutir con el martillo. Su amplitud es de 2 a 3 metros y su profundidad de pocos centímetros. Más tarde esas ampollas se rompen, desintegrándose la costra en pequeños fragmentos poco coherentes. La pared inferior ya algo alterada, ahora en contacto directo con la atmósfera, acelera su descomposición y forma una nueva costra, repitiéndose así el proceso lentamente, en forma indefinida.

Este tipo de alteración que origina formas romas, como una combinación de superficies esferoidales difusas, al complicarse el proceso



Fig. 7. — Formas de alteración (En fresa de trépano) en los pórfidos de Trineta

toma en casos aspectos más acentuados y en distinta escala, como el señalado en la figura 7, (alteración en fresa de trépano).

FALLAS NETAS Y DIFUSAS. — Varios de los arroyos que bajan de la alta meseta corren en alguna parte de su curso por fallas en la roca porfírica. Cerca de la casa de Clodomiro Liendaf, el arroyo Valcheta ha socavado su curso en mantos de arenisca cinerítica que cubren el labio hundido de la falla.

En el borde levantado aparece el pórfido desnudo o cubierto por basaltos. Las barrancas areniscosas tienen una altura de 10 a 15 metros, adosándose a la alta pared de la falla en el pórfido (labio superior). En la figura 8 puede observarse esta circunstancia.

Los mantos de cinerita areniscosa, que cubren principalmente la banda derecha (en la figura) de la falla tienen en partes más de 20 metros de potencia y pueden apreciarse más claramente cerca del sitio denominado "Tapera de Juana".

Cuando falta o ha desaparecido el basalto superior, estos mantos cineríticos fácilmente disgregables, forman lomas blancas, amplias

mesas redondas, ovaladas o elípticas con restos basálticos en la superficie.

En general los mantos cineríticos, arenosos-cineríticos y tobáceos se observan más potentes al alejarse de la meseta que en los cañadones inmediatos a la misma. Aquí los basaltos descansan directamente sobre el zócalo porfírico o con débil intercalación cinerítica.

Más hacia el NE, ya cerca del bajo de Valcheta, el curso del arroyo se presenta a veces, siguiendo rectas interrumpidas de tanto en tanto por trechos de trazado sinuoso e irregular, lo cual indicaría que en su recorrido a lo largo del cañadón, interfiere su trayectoria con la dirección de fallas escalonadas de muy poco desnivel, de las cuales

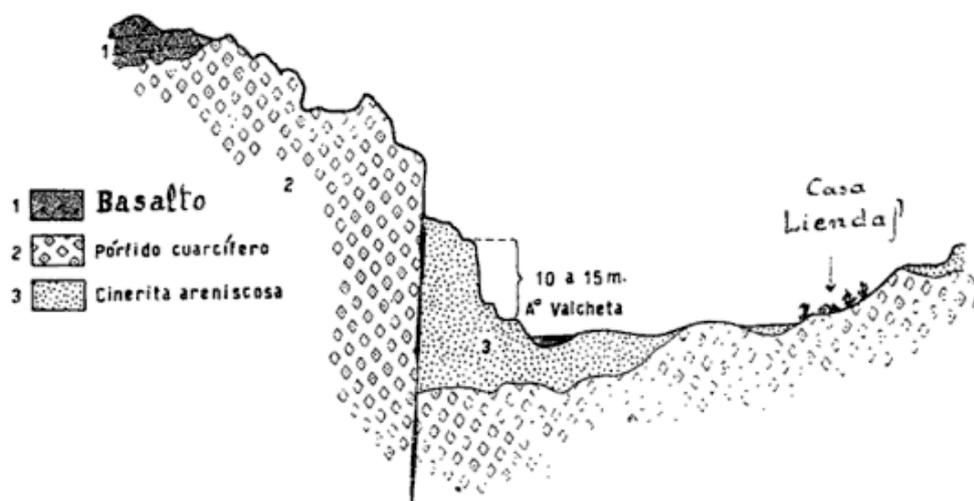


Fig. 8. — Falla encauzando las aguas del A° Valcheta cerca de casa Lienda

vuelve a salir cuando éstas se desvían del declive general del cañadón. A veces las fallas son de rechazo apreciable como sucede al E de casa Galván (Monte Galván) donde precisamente corre el Arroyo Valcheta (fig. 9). En la margen derecha afloran los morros y colinas de pórfido (20-30 m), en cambio en la margen izquierda los pórfidos han sido barridos, apareciendo ya a pocos metros sobre el nivel del agua las filitas y pizarras (fig. 9). Puede pensarse aquí, en el hundimiento del labio derecho con fuerte denudación del borde izquierdo levantado. Otras veces el arroyo sigue el curso de las líneas de esquistosidad de las pizarras, labrándose un lecho paralelo a esas líneas o bien corre a lo largo de un contacto o sigue las huellas de un antiguo sinclinal descubierto por la erosión.

LAS MINERALIZACIONES DE LOS PÓRFIDOS. — Cruzado por multitud de filones y vetas de cuarzo, el zócalo porfírico presenta a cada tanto variaciones en su red filoniana.

El cuarzo que ordinariamente es claro o lechoso se hace en partes

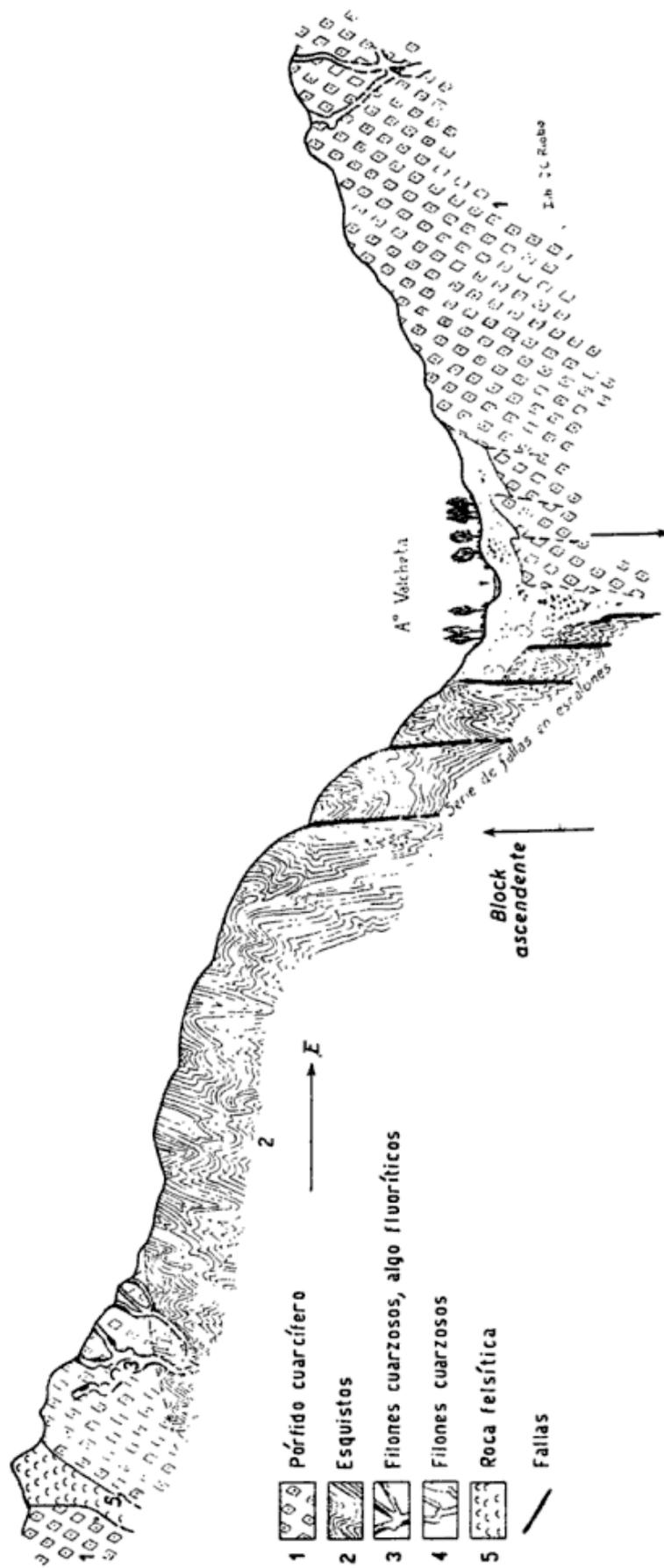


Fig. 9. — Estructuras al E. de la casa R. Galván sobre el curso del arroyo Vaicheta

ferruginoso, arrastrando consigo minerales de cobre y de hierro (formación cupro-ferro-cuarzosa). Otras veces el cuarzo es portador de minerales de Wolfranio, especialmente en la zona basal, cercana a las pizarras y granitos. En las regiones estudiadas se distinguen principalmente dos tipos de filones cuarzosos:

a) Filones de cuarzo gruesamente cristalino, a veces con minerales ferruginosos o cupríferos.

b) Filones de cuarzo granuloso, microgranuloso o sacaroides, con frecuente pasaje a sílice córnea por su textura criptocristalina, o bien presentando bandas y geodas tapizadas con cristalizaciones de cuarzo de mayor tamaño.

Al pasar la línea más alta que divide la cuenca del Valcheta de la del Salado, cerca del Abra del Salado, se cruza un gran filón de cuarzo sacaroides blanco, surcado en partes por multitud de venillas de jaspe-ópalo rojizo que hace de ella una roca muy decorativa.

Más al norte, a niveles más bajos, este gran filón se divide en varios filones menores con características semejantes, sin presentar inclusiones de minerales metalíferos en los niveles que es dable observar.

Los filones silíceos que atraviesan los pórfidos pertenecen preferentemente a este segundo tipo, es decir a formaciones de cuarzo microgranuloso o sacaroides (referible en cierta manera a las Peraciditas de Rinne).

Es interesante el estudio de la trama microgranulosa de aquellos filones cuarzosos, pues con cierta frecuencia, micro-inclusiones de minerales paragenéticos o minerales guías, nos revelan desde notable distancia la proximidad y existencia de grandes núcleos o franjas mineralizadas en dichos filones. Más de una vez tuvimos la oportunidad de prever la presencia de interesantes cuerpos mineralizados por la observación de la textura y minerales accidentales incluidos en la trama microgranulosa de este tipo de cuarzo filoniano.

En la pléyade de filones y vetas de sílice microgranulosa que cortan los pórfidos de Monte Galván, en Macachines, al NE de Casa Galván, pueden distinguirse pequeñas manchas y franjas moradas que en observación microscópica revela una micro-asociación en mezcla íntima, de cuarzo y florita entre la cual se destacan algunos cristales mayores de florita.

Cuando el cuarzo es algo ferruginoso esta asociación toma un color violado-rojizo más marcado, semejándose en cierta forma al "purple quartz" del distrito minero de Cripple Creek, en la cuenca del Arkansas, en Colorado. Esta semejanza se acentúa teniendo en cuenta la presencia de pegaduras y pequeños nidos de telururos que se observan de tanto en tanto. Con frecuencia, en la trama cuarzo-florita clara,

aparecen esferulillas microscópicas de fluorita microgranulosa violácea.

Manifestaciones silíceas más recientes cruzando las vetas anteriores, han dado lugar en la base de monte Galván, a filones brechosos, donde la slice más moderna engloba trozos de roca de caja porfírica, fragmentos de filones más antiguos con trozos ricos en espato fluor. Estos fueron arrastrados probablemente de niveles inferiores, lo cual hace pensar en zonas floríticas de mayor interés en profundidad.

Por otra parte, muestras de vetas tomadas de un cañadón más profundo presentan bandas alternadas de cuarzo y de fluorita de notable regularidad.

Circunstancias parecidas se repiten en la cuenca del Pajalta, del Salado, del Trineta, del Yaminué, etc., lo que facilita notablemente la localización de nuevos centros de espato fluor y minerales asociados.

GRANDES FILONES DE ESPATO FLUOR EN EL PÓRFIDO. — Contrariamente a los casos citados anteriormente, en que el espato fluor impurifica ciertos filones cuarzosos, pudo comprobarse la existencia de estructuras mineralizadas, donde la fluorita juega el papel dominante o exclusivo en el cuerpo filoniano.

En la cuenca del Yaminué, hemos observado numerosos casos de pórfidos cuarcíferos, portadores de vetas, tupidas ramificaciones de fluorita con cierta ganga silícea y roca de caja alterada. En parte son vetas geódicas y brechosas en las cuales el espato fluor y la sílice cementan pequeños fragmentos de pórfido alterado. Cuando predomina la fluorita, ésta es de excelente calidad, compacta y densa, generalmente de color verde, como en los "Menucos", más hacia el oeste, ya en las comarcas de 9 de Julio.

En los filones estudiados por nosotros, casi verticales, de 20 a 60 cm de potencia en superficie, el mineral requiere por lo menos en la parte más superior, un tratamiento de concentración o quizás de flotación para separar la parte de primera calidad. En varios sitios del Bolsón del Yaminué, también en la cuenca del Salado y del Trineta pudimos comprobar la presencia de filones arborescentes de fluorita abigarrada, de variable calidad.

Las venas mineralizadas aparecen frecuentemente como difusas arborescencias entre caja de pórfido caolinizada y cloritizada, formando una masa brechiforme, en parte terrosa, encerrando trozos de pórfido menos alterado, guías y ramificaciones de fluorita aglomerádica, a veces con pequeños núcleos o nidos con piritas y galena.

En la figura 10 hemos representado algunos tipos de estas venas difusas ramificadas dentro del pórfido cuarcífero.

Observaciones semejantes pudieron efectuarse en diversos puntos

a lo largo del cauce del Salado, donde aparece nutrida red de vetas en el pórfido cuarcífero, con frecuencia asociadas a vetas de cuarzo sacaroide o microsacaroide. Esto pudo observarse cerca de casa de Don Baldomero Chico, al sur de casa Mussi, cerca del Abra del Salado y en otras localidades cercanas. Sin embargo donde tuvimos oportunidad de observar mejor los filones de espato fluor en el pórfido, fué en las cuencas del Pajalta y del Valcheta. En las lomas rojizas de pórfido, en Pajalta, que se extienden allí en grandes superficies, puede notarse a cada tanto, entre el detrito granulado suelto de color más o menos uniforme que cubre las lomas, algunas franjas ricas en de-

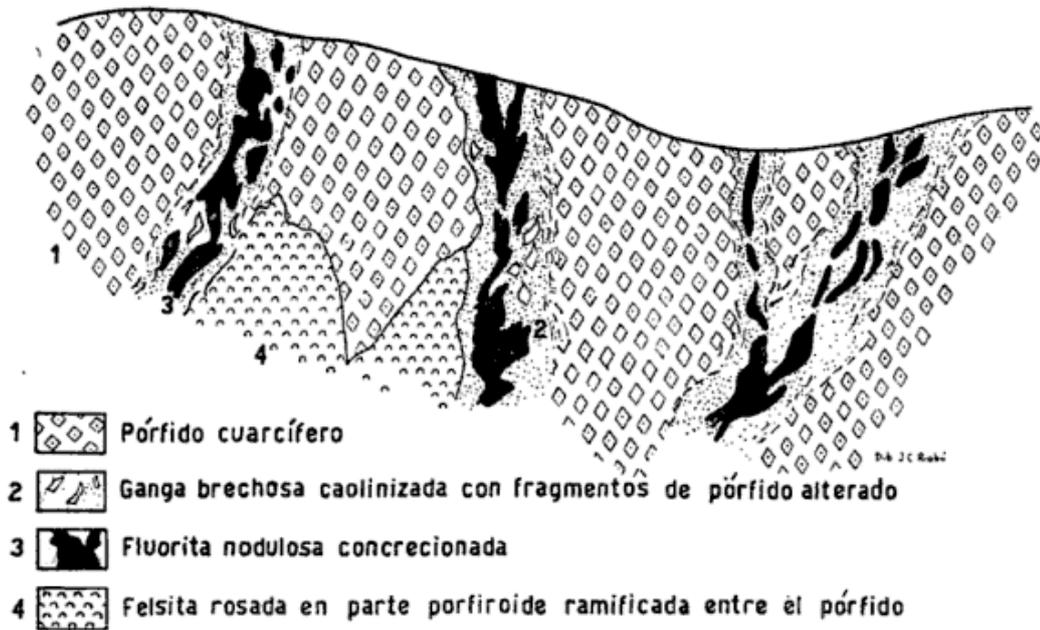


Fig. 10. — Vetas difusas de fluorita en el pórfido (A° Salado, cerca puesto B. Chico)

tritus y fragmentos fluoríticos. Debido a la alteración superficial, que en cierto modo confunde y uniforma todo material expuesto a la meteorización, pueden pasar a veces inadvertidos, interesantes afloramientos uniformados en un tinte rojizo-ceniciento o pardo-rojizo claro y un aspecto pétreo-terroso común.

Una ligera lluvia, reviviendo los colores de las partes superficiales ha favorecido muchas veces el reconocimiento de minerales de interés, en especial en el tipo de mineralizaciones referidas.

Estudiando las proyecciones y rastros superficiales de material fluorítico a través de las lomas porfíricas y con los sondeos hechos y referencias de los pobladores del lugar, pudimos comprobar la existencia de importantes ramales y troncos filonianos en la zona. Así, cerca de Curicó se localizó un crestón fluorítico de una potencia de 8 metros, cortando el pórfido, masa que se subdivide luego en ramas menores de 2 y 3 metros de potencia, en partes.

Estudiando los cañadones más próximos que cortan partes del desarrollo filoniano pudimos prever la estructura de algunos de ellos.

Este tipo filoniano suele alternar y confundirse con frecuencia con filones y vetas de sílice criptocrystalina, córnea, en colores rosados, pardos o verdosos. En casos, la sílice criptocrystalina en íntima asociación con fluorita violácea forma un agregado de aspecto córneo y color rosa violáceo, con núcleos y bandas de fluorita, cuando abunda el espatoflúor en el complejo. Estas vetas de sílice criptocrystalina, con manchas moradas, al aflorar entre los pórfidos constituyen indicio seguro de la existencia de filones de fluorina en las proximidades.

Aparte de su valor como elemento indicador, existen algunas vetas de sílice criptocrystalina micro-sacaroide de aspecto marmóreo fino, de color marfil marcado, en las cuales, las venillas cloritosas, color



Fig. 11. — Gran apófisis fluorítica proxima a las Barrancas de Valcheta

verde felpa, las impregnaciones purpúreas de fluorita y manchas dendríticas color oro apagado, hacen de ella una piedra de alto valor decorativo. Vetas semejantes aparecen también cortando los esquistos de Pajalta, Macachines, etc., pero la variedad más valiosa se observa en pocas ocasiones.

En la cuenca del Valcheta las lomas porfíricas presentan también con frecuencia notables ramificaciones de fluorita y minerales accesorios asociados.

En la zona denominada "Punta del Agua", las vetas de espatoflúor van acompañadas en partes con mineralizaciones de plomo y de cobre y al sur del Bajo de la Tapera, la fluorita, en vetas aproximadamente paralelas a vetas de cuarzo con wolfram, está ella misma salpicada de cristalizaciones de hubnerita y wolfranita. Constituye un yacimiento de notable interés por su génesis e importancia.

En la zona de Chanquín (cuenca del Valcheta), en las lomas rojizas de los campos del señor Asconape, aflorando entre los pórfidos cuarcíferos, con una orientación de NO al SE aparece el corte de una poderosa apófisis filoniana de una potencia hasta de 15 metros de espesor. No se trata propiamente de un "Stock werks" pero en la parte

superior del mismo, según lo que hemos podido observar, alternan bandas de fluorita de alta ley, con bandas menos ricas como si fuese un haz apretado de vetas. Posiblemente (aún no se han hecho sondeos de importancia) se trate de una interesante derivación de un gran tronco filoniano subyacente. Las próximas labores a realizarse revelarán posiblemente la naturaleza y conexión de este extraordinario afloramiento fluorítico en el zócalo porfírico de las estribaciones orientales de la alta meseta del Somuncurá.

En la figura 11 hemos delineado un bosquejo de esta apófisis de espato fluor en la roca porfírica.

LOS AFLORAMIENTOS DE ROCAS PORFIRÍICAS AMIGDALOIDES ANTIGUAS.
— Al parecer, estas rocas se observan con poca frecuencia en la zona, constituyendo en sitios el basamento de los pórfidos. Así, tuvimos oportunidad de reconocer al SO del Bolsón de Yaminué, en los niveles más inferiores, asomando entre la base del pórfido erosionado, varias cúpulas y masas de roca porfírica cuya edad y correlaciones con el pórfido cuarcífero no fué posible determinar claramente. De su posición debajo de los mantos del pórfido no puede sacarse conclusiones valederas, por lo reducido de los afloramientos. En cuanto a su naturaleza, las variedades más básicas constituyen un pasaje a roca melafírica, en cambio las variedades más claras, por su textura y composición, pasan con frecuencia a rocas andesíticas.

El “Bolsón de Yaminué” constituye una gran abertura en la cubierta tobáceo-basáltica característica de la meseta. La causa de la desaparición de estos terrenos debe atribuirse a procesos erosivos principalmente, con ablación casi completa no solamente de los mantos volcánicos superiores, sino también en gran parte del zócalo porfírico y aún de los esquistos cristalinos superficiales.

En la zona sur, resta aún buena parte del manto de pórfidos, pero hacia el norte aparecen al descubierto diversas variedades de gneis y pizarra gnéisica con múltiples intercalaciones de granitos, aplitas y pegmatitas.

En el perfil bosquejado en la figura 13 hemos representado estas características del gran Bolsón del Yaminué: en los bordes se ve el circo de las altas mesetas tobáceo-basálticas, a la izquierda los afloramientos del basamento cristalino, arriba (hacia el este) el cañadón donde corre el Yaminué y al SO, cerca del puesto de don Ignacio Painecura, en sitios donde fué arrasado el zócalo porfírico, los afloramientos porfiríticos.

La roca porfírica superficialmente meteorizada, tiene un color pardo-negrusco, con cierta semejanza a la superficie en alteración de

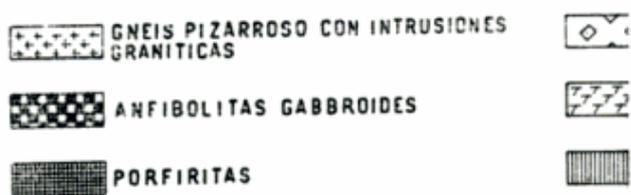


Fig. 12. — Bosque

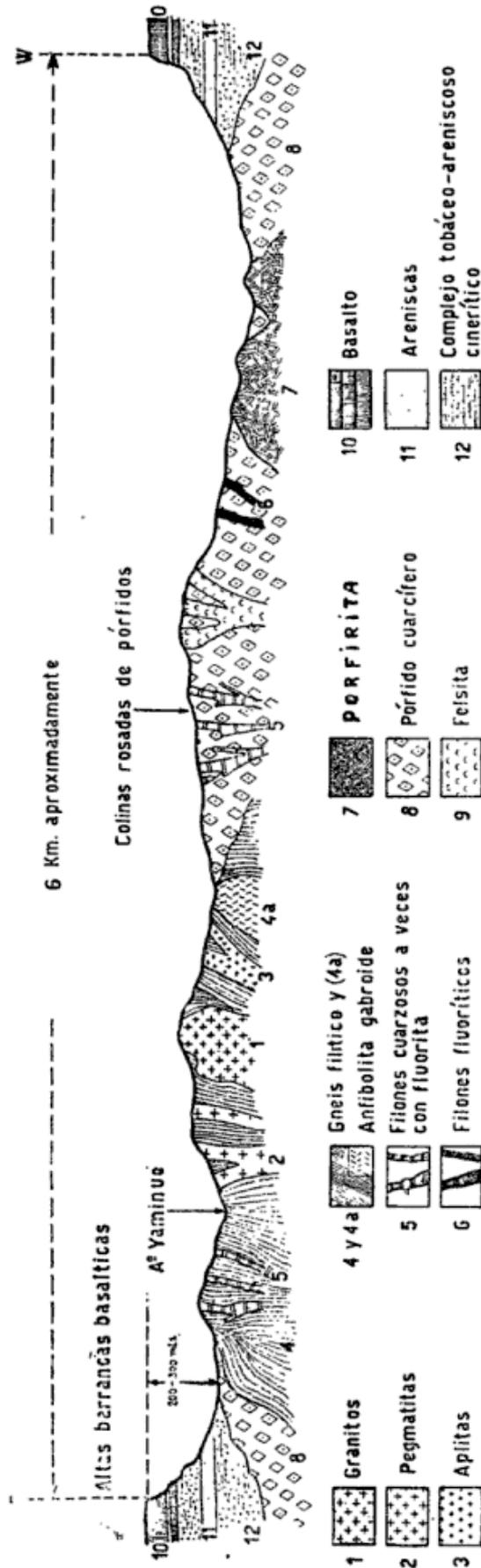
los meteoritos metálicos. En fractura fresca tiene un color pardo oscuro rojizo o pardo oscuro violáceo (color borravino) con numerosas inclusiones lenticulares de calcita, calcedonia y clorita, o bien inclusiones y venas de clorita solamente. La calcita, de naturaleza espática, suele presentarse también en venas entrecruzadas, de las cuales se desprenden en casos, cristales grandes de espato calizo casi hialino.

El aspecto megascópico de la roca es muy semejante al de un meláfiro, pero por su densidad y composición se aparta un tanto de ese tipo de roca.

En los afloramientos estudiados por nosotros, la roca está frecuentemente salpicada de cristales y nidos de calcopirita parcialmente descompuesta. Los productos de alteración más solubles han sido arrastrados fuera de la roca, quedando en lugar de la calcopirita, gránulos y material ferruginoso o un complejo córneo de sílice, hidróxidos de hierro y de cobre semejante al "cobre resinita" de Domeyko. Pero, lo que hace más interesante la mineralización de esta porfirita es la presencia de alta proporción de galena que acompaña a la calcopirita. La galena, por otra parte, en gruesas cristalizaciones, con muy escasa blenda forma venas y múltiples ramificaciones en la roca. Según su constitución y paragénesis, esta mineralización tiene una cierta analogía con la formación *cupro-espática-cuarzosa* de Beck, pero existen marcadas diferencias con los minerales accesorios y rocas de caja.

Por razones parecidas no podemos ubicarla correctamente en la formación *plumbo-espática o plumbo-espática* cuarzosa, sin entrar tampoco a pesar de su semejanza externa en la paragénesis octava de Beck, es decir, en la formación *cupro-espática-zeolítica*, que arma siempre en el seno de rocas melafíricas o en sus inmediaciones. La ausencia de cobre metálico y del complejo zeolítico típico constituye ya una notable diferenciación que se hace más evidente con la presencia de sulfuros como la calcopirita y la galena, que son los minerales característicos de la formación de Yaminué. Teniendo en cuenta estas circunstancias, su localización y distribución en la roca porfirítica, así como su probable carácter mesotermal, cabe pensar en una manifestación de más antigüedad, pero con cierta analogía con los afloramientos de la formación *plumbo-cupro-cuarzosa* y *plumbo-cupro-cuarzosa espática* en roca andesítica que aparecen al norte de Gastre o más al sur, en Paso de Indios, Chubut y aún con los filones de Huayelón y Campana Mahuida, en territorio del Neuquén.

Quizás exista alguna conexión entre esta formación de ganga espática con la formación *cupro-plumbo-cuarzosa* de los pórfidos sobrepuestos. Debido al carácter, en partes básico de la roca porfirítica, la ganga,



Dib. J. C. R. obé.

Fig. 13. — Corte esquemático representando las estructuras del Bolsón de Yaminué (N. E. de Somuncurá) Territorio de Río Negro (Según R. Croce)

por reacciones parciales tiende a resultar allí, preferentemente de naturaleza espática, en cambio al pasar los agentes mineralizantes al seno de la roca porfírica, con exceso de sílice libre, se explica la asociación y predominio del anhídrido silícico en las mineralizaciones metalíferas. Cerca de casa Painecura, las menas cupro-plumbíferas se han difundido a veces en mantos calizos colaterales más modernos, salpicándolos de cristalizaciones de galena y calcopirita.

En cuanto a la riqueza metalífera que encierran las manifestaciones estudiadas, puede notarse que ella no es grande en la superficie, (las menos mineralizadas tienen pocos centímetros de potencia), pero sería de sumo interés para el mejor conocimiento de esta interesante formación reconocida, la realización de algunos sondeos en niveles más profundos.

En algunas apófisis de las porfiritas, hemos notado notables variaciones en su textura, naturaleza y color, variedades más claras, con inclusiones ovoides de sílice, como cristales redondeados e inclusiones de fragmentos de pasta microaplítica. Serían rocas de transición, en casos, hacia variaciones andesíticas, o bien, diferenciaciones más ácidas, hacia un pórfido oscuro, cuarcífero.

Algunas circunstancias harían pensar también, en una modificación parcial de un magma porfirítico o andesítico por asimilación de grandes porciones de basalto antiguo o del pórfido cuarcífero circundante.

ESQUISTOS ANTIGUOS Y ROCAS METAMÓRFICAS.—Las pizarras y filitas constituyen generalmente el basamento de los mantos porfíricos, casi siempre en discordancia con los mismos.

Aparecen con frecuencia en la parte inferior de las estribaciones de la meseta, alternando en los bajos y fondos de cañadones con rocas plutónicas o bien se hallan cubiertos por terrenos de aluvión modernos.

El complejo metamórfico por otra parte, se encuentra disturbado por amplios plegamientos y distorsiones, frecuentemente por micropliegues y pliegues en zig-zag. Se halla también afectado por numerosas intrusiones de rocas plutónicas, que al ser luego arrasadas en conjunto por la erosión quedaron al descubierto en forma de franjas o núcleos graníticos alternando con bandas y zonas donde la pizarra o la filita aparecen casi siempre con esquistosidad aproximadamente vertical, pues habiendo desaparecido preferentemente las cúpulas y anticlinales, la superficie actual del suelo corta las alas o los flancos de los plegamientos primitivos.

En partes, fenómenos de metamorfismo, asociados con aportes de origen hidrotermal han modificado la naturaleza primaria del basamento sobre todo en el esquisto, donde su acción es más considerable.

En primer término, la silicificación infiltrándose y asociándose íntimamente en la trama de la pizarra ha dado lugar a rocas duras lajosas, con estratificación borrosa y aspecto córneo.

Otra alteración observada, es la *hematización* de los esquistos. Soluciones ferruginosas han impregnado fuertemente de hematita la roca (hematita finamente micácea).

En Curicó a unos 1.000 a 2.000 metros al SO del salitral del mismo nombre, al lado de vetas de la formación ferroxi-cuarzosa, el esquisto que constituye allí la roca de caja, está en partes íntimamente asociado a hematita micácea de grano muy fino o bien con hematita parda-rojiza en extema división.

La cloritización se observa irregularmente, pero no en áreas muy extensas. Las típicas filitas son las más afectadas por este fenómeno.

Se comprobaron también aunque en menor escala, procesos de glauconitización y cerca de los esquistos cristalinos casos de epidotización y turmalinización.

En algunas lomas del sur de Curicó hemos observado en los esquistos pasajes al tipo de pizarra de *grauvvaeka* entre cuyo cemento fino pueden notarse la presencia de hidrosilicatos del grupo de la Chamosita, Bavalita y Thuringita, que en finísimas laminillas o granulaciones rodean los gránulos o partículas mayores en la trama de la roca. Al alterarse estos hidrosilicatos alúmino-ferro-magnésicos comunican a la roca un intenso color rojo, anaranjado o pardo amarillento, cual si fuera un ocre abigarrado.

Los mencionados hidrosilicatos y estos elementos ferruginosos, poco notables en la zona estudiada se hacen más frecuentes al parecer, avanzando en dirección al sudeste, hacia las estribaciones de la Sierra Colorada.

MINERALIZACIONES EN LAS FILITAS Y PIZARRAS. — El cuarzo constituye el principal elemento filoniano que corta estas rocas. En forma de vetas o filones siguiendo preferentemente las líneas de esquistosidad de la pizarra, alterna continuamente en la misma. En casos, en vez de cuarzo aparecen filones de sílice criptocrystalina, jaspe verde, jaspe jade o venas de ferro-calcita (cerca de Salar Curicó).

El espato-fluor forma también importantes vetas en los esquistos, siguiendo con frecuencia los plegamientos y distorsiones de la roca, adelgazándose y dividiéndose en partes en multitud de guías o acumulándose en grandes masas en las cámaras formadas en las concavidades de los pliegues. Las vetas de fluorita en las pizarras guardan por lo general un elevado grado de pureza. (Vetas de Chanquín, Macachines, etc.).

Criaderos de minerales pesados también se han observado en las pizarras; los más frecuentes son los criaderos de plomo. La galena se presenta generalmente en filones cortos, hojosos o fasciculares, repetidos en varios planos, algo paralelos. En el lote 39, hacia Pajalta, en una existencia que explotaron los señores García y Rinne, siempre en caja pizarrosa, el mineral de plomo sube en forma de cintas u hojas irregulares, formando en partes, masas lenticulares unidas por apéndices no siempre claramente perceptibles. La ganga cuarzosa es escasa y el mineral sin piritas ni blenda es de grano grueso, de excelente calidad. Estos filones acintados tienen una dirección aproximada N-30° E y acuñan en el caso estudiado a unos 20 metros de profundidad, en un delgado tronco que prosigue debajo del nivel hidrostático.

En dichos criaderos, de mediana potencia conviene, posiblemente, teniendo un núcleo de filones bien ubicados, realizar trabajos en serie y seguir en tanto las investigaciones tendientes a localizar los troncos filonianos fundamentales que no acuñan en profundidad.

En la actualidad, varios tenaces mineros están explotando por métodos más o menos rudimentarios los numerosos “clavos” y “desparraños” que aparecen en los niveles más superficiales de pizarras y esquistos.

En la figura 14 intentamos representar el bosquejo de un haz de filones acintados de galena, como fueron observados en la zona de Pajalta (lote 39).

El mineral de plomo va acompañado por escasa ganga cuarzosa o bien acolchado, entre salbandas de un material de aspecto tufáceo, que no es otra cosa que la roca de caja alterada y metamorfoseada por el paso de la solución mineralizante. La alteración penetra hasta más de medio metro hacia el interior de la roca de caja y el espesor de las vetas oscila entre 2 ó 3 cm hasta bolsadas de más de un metro de potencia.

LOS FILONES DE WOLFRAM. — Son numerosísimos los filones de cuarzo en las filitas, no así los filones cuarzosos mineralizados, que acuñan con frecuencia a notable distancia de la superficie.

Habíamos observado ya en otras ocasiones, la presencia de partículas de wolfrámidos en vetas cuarzosas, sobre todo en el séquito filoniano de los grandes afloramientos fluoríticos. Se trataba de pequeños criaderos aislados sin mayor desarrollo, pero con indicios de enriquecimiento en profundidad.

Circunstancias semejantes habíamos comprobado en el Bajo de la Tapera y en las hondonadas de Lagunas Secas al Oeste de Punta del Agua. (Valcheta).

Por estas características, en un informe anterior señalamos la posibilidad de notables enriquecimientos en wolfrámidos en las zonas indicadas ¹.

Estas presunciones afortunadamente resultaron acertadas y en la actualidad se están realizando los trabajos preliminares de explota-

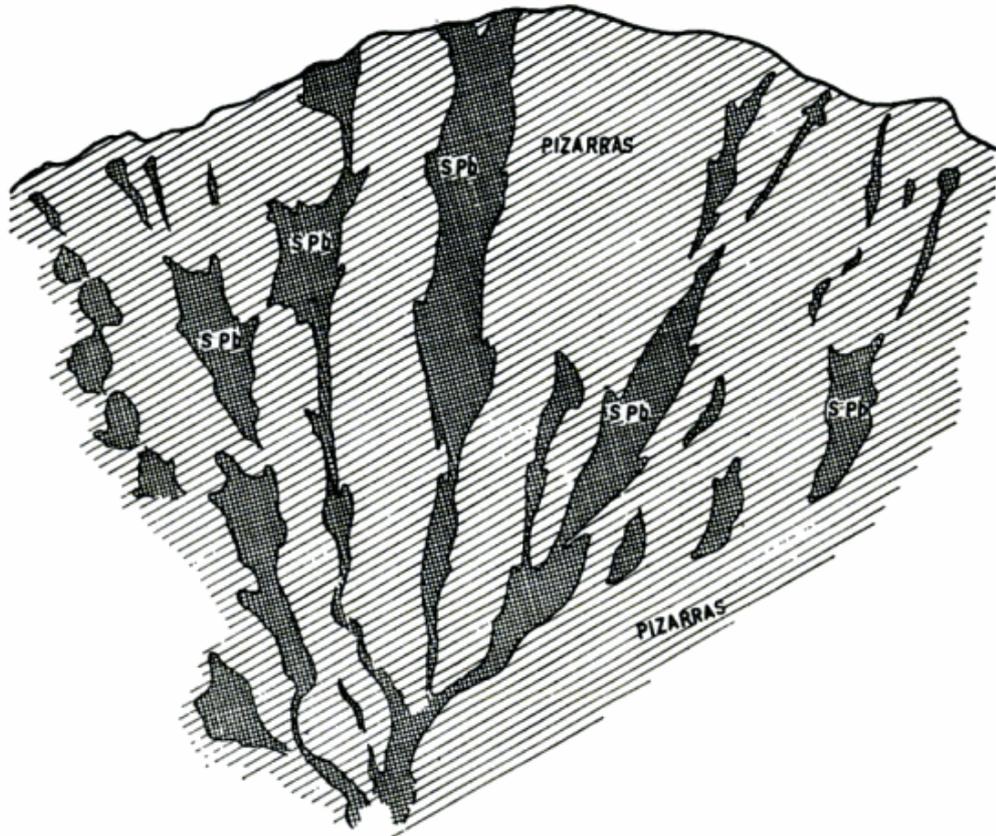


Fig. 14. — Filones acintados de Galena, en Punta del Agua, cerca de Curicó

ción en dos importantes yacimientos de wolfrámidos a poca distancia del bajo de la Tapera, donde fueron hallados los primeros asomos ².

En estos bajos se observa una compleja estructura geológica, pues allí afloran en poco espacio pizarras filíticas más o menos metamorfozadas, granitos rosados en partes porfiroide y pórfidos cuarcíferos que cubren la mayor parte de aquellas rocas. Todas ellas están intensamente inyectadas por filones cuarzosos y fluoríticos, los cuarzosos preferentemente en granitos y filitas y los fluoríticos en los pórfidos. Lo que es característico allí es que todos estos filones: cuarzosos, fluoríticos o con ambos minerales asociados, son portadores de rica mena de wolfram (humerita principalmente) en nutridas cristalizaciones

¹ CROCCO ROMEO, *Los afloramientos fluoríticos en las rocas cristalinas del Bajo de Valcheta*, 1952, Comun. del Inst. Nac. de Inv. de las Ciencias Nat., t. I, n^o 10.

² Ver nota al final.

dentro de la fluorita o salpicando fuertemente el cuarzo filoniano (vetas de 30-50 cm de potencia).

En algunas vetas cuarzosas el wolfram alcanza más del 70 % del cuerpo de la misma, es decir, es mayor la masa del wolfram que de la ganga cuarzosa. En la mena, el mineral predominante es la hubnerita con algo de Scheelita, restos de calcopirita, cuprotungstita en alteración, etc.

En la figura 15 representamos esquemáticamente las condiciones geológicas de este bajo (Bajo de Wolfram lo denominamos) al SO del Bajo de la Tapera (Punta del Agua).

En la actualidad se están realizando diversos reconocimientos (trincheras, pozos, cortavetas, etc.) para tener concepto de la potencia del yacimiento y trabajos preliminares de explotación.

La formación ferroxi-cuarzosa. — Se manifiesta en forma de multitud de vetas de hematita micácea de grano fino o mediano en ganga cuarzosa, a veces brechosa, que arma entre las pizarras.

Su espesor oscila entre 2 a 10 cm, siguiendo en superficie las vetas la dirección general de las líneas de esquistosidad de la roca. La influencia de esta mineralización se hace sentir profundamente en la roca de caja, donde origina fenómenos de hematización, cloritización, epidotización y aún la aparición de hidrosilicatos del grupo de la chamosita y sus variedades en determinados casos.

Las vetas, si bien abundantes, son de escasa potencia, pero posiblemente sean ramificaciones y derivaciones de núcleos mineralizados de mayor envergadura.

Los trabajos realizados hasta ahora son en mínima escala, no permitiendo emitir opinión segura, en cuanto a sus variaciones en profundidad. Nos referimos a los afloramientos del SO del Salitral de Curicó (1.000 a 2.000 metros de las orillas del Salitral).

Derivaciones de la formación cupro-cuarzosa-espática. — Pueden considerarse la serie de vetas cupríferas que aparecen en la cuenca del cañadón superior del Valcheta, al N del puesto de don Ramón Galván. Partes de las mismas constituyen la denominada mina "San Patricio", del lote 52.

Ellas arman en rocas de naturaleza granítica, yendo generalmente asociadas a diques de aplitas rosadas y en casos con granitos porfiróides (fig. 16). Es frecuente en el NE del Somuncurá, la asociación de la roca aplitica rosada con mineralizaciones de cobre, filones fluoríticos o cuarzosos, wolfraníferos.

La dirección general de las vetas cupríferas al norte de casa Galván es de SOO-NEE, con variables buzamientos (10° - 25°) y su espesor oscila entre 5 a 40 cm. Si bien la potencia no es grande, ellos se repiten

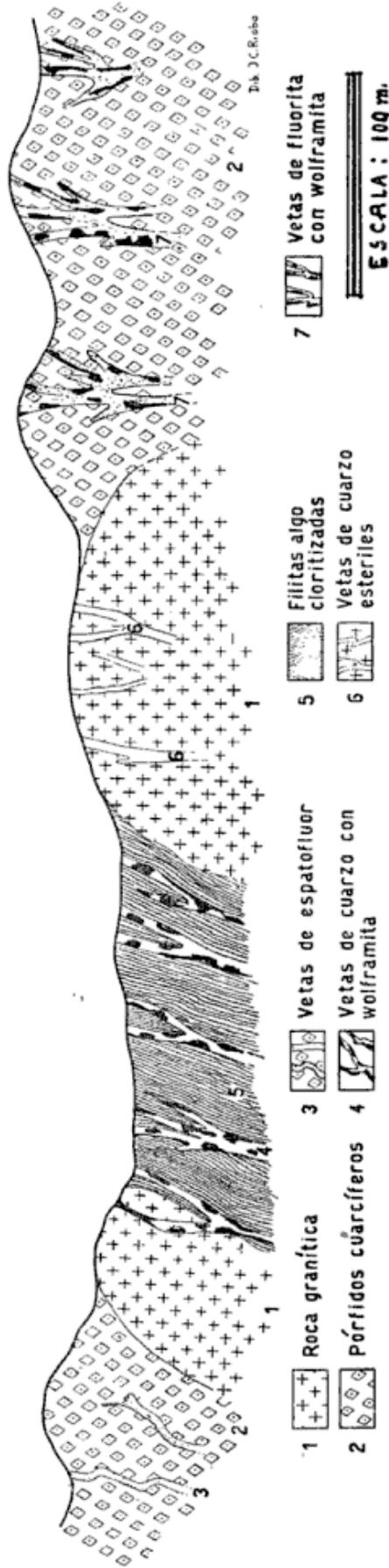


Fig. 15. — Bosquejos esquemáticos de un corte en el Bajo del Wolfram, al S. O. del Bajo de la Tapera. Punta del Agua, Valeheta

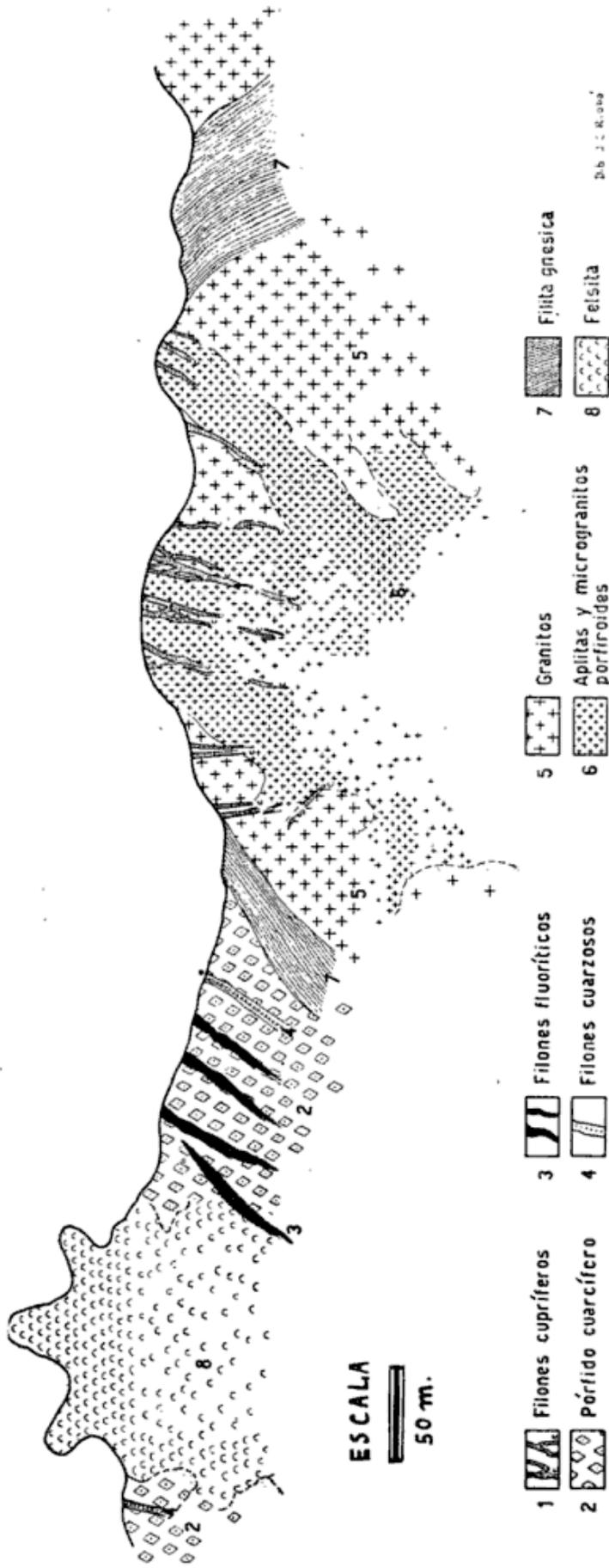


Fig. 16. — Filones cupríferos en correlación con afloramientos de rocas aptíticas y microgranitos — Cuena superior del Valeheta al N. de la casa R. Galván, Territorio de Rto Negro

Deb. J. C. R. 1964

extensamente, formando en partes verdaderos "stock-werks" y ramificaciones de notable capacidad.

Según las observaciones realizadas cabe pensar que estos criaderos no constituyen un fenómeno aislado sino que ellos pueden repetirse en otros macizos cercanos, aun cuando en forma menos manifiesta. La mineralización predominante en la parte superficial de las vetas consiste principalmente en crisocolita, malaquita y el "cobre aladriñado" de Domeyko con pasajes a estilpnosiderita de hierro y de cobre en el sentido de Bodenbender.

Mas en profundidad la mineralización predominante es la calcosina, calcopirita y bornita con algo de covelina.

La ganga es silícea y escasa, generalmente teñida en verde por la crisocolita. Los trabajos realizados hasta ahora son rudimentarios y no permiten emitir juicio definitivo sobre la potencia de estos afloramientos,

Una circunstancia que indicaría buena perspectiva para la formación de referencia es el hecho de hallar vetas de mayor envergadura (50-60 cm) constituidas casi exclusivamente por el citado complejo cuprífero, es decir, por la estilpnosiderita de hierro y de cobre con puntos y núcleos de contornos perdidos de calcopirita y bornita, lo cual revela que más al interior, fuera de la zona de alteración, deben continuar posiblemente buenas vetas de estos minerales de cobre, de mejor ley y potencia. (Las leyes más frecuentes oscilan entre el 15 y el 30 % de cobre metálico).

Impregnaciones cupríferas suelen aparecer en numerosos sitios en las cuencas cercanas, por ejemplo, en las pizarras próximas a las hondonadas del Curicó, en los esquistos de los bajos de Macachines, en Punta del Agua, etc.

Si bien estas impregnaciones generalmente en vetas silíceas, son de alcance reducido, ellas reflejan centros mineralizados ocultos de notable extensión.

Venas de siderita y brunespato. — Aparecen siguiendo generalmente los planos de esquistosidad de las pizarras, desde pocos centímetros como en las lomas de Curicó, hasta varios decímetros según muestras recogidas al sudeste de Valcheta.

Venas de jaspe-jade, jaspe-plasma y jaspe-ónix. — Son frecuentes entre las pizarras de los bajos de Valcheta, Curicó y Pajalta.

En el lote 39, cerca de Curicó, hemos recogido muestras de alto valor decorativo, donde en un fondo color marfil oscuro, alternan pintas rojas hematíticas, color sangre, trazos dendriformes dorados, venillas verdes cloritosas y bandas moradas y violáceas formando hermosas combinaciones ornamentales. La dureza de esta sílice, algo me-

nor que el jaspe común, y su fina textura homogénea, constituyen condiciones favorables para su tallado y utilización en lapidaria fina.

Rocas cristalinas basales. — Consisten principalmente en un complejo de gneis pizarroso alternando con lenguas filíticas, a veces de notable granitización, lentes de anfibolitas gabbroides y el conjunto cruzado por multitud de rocas filonianas, principalmente ácidas; Pegmatitas con cuarzo gris azulado y escasos fémicos, aplitas con pasajes al tipo alaskítico, microgranitos con guías cuarzosas, troncos, derivaciones y diques de granito porfiroide con ojos de feldespato, etc. (fig. 17).

Filones de rocas básicas son poco frecuentes en la parte recorrida. Los pórfidos atraviesan también el macizo cristalino en grandes diques entrecruzados que en los sitios que fueron de máxima actividad paleovolcánica, se transforman en un laberinto de tabiques y contrafuertes, semejantes, en escala mayor, al complejo tabicado, de algunas septarias.

Las porfiritas, traquitas y basaltos, en ciertas localidades horadan el basamento con infinidad de troncos, ramificaciones y chimeneas volcánicas. Potentes filones cuarzosos y fluoríticos, algunos con aportes metalíferos completan el cuadro de la estructura y composición del complejo cristalino basal.

En los cortes de las barrancas del curso del Salado, cerca de casa Mussi, pueden apreciarse también estructuras del basamento con intrusiones de un granito más moderno, porfiroide, con xenolitos de rocas cristalofilianas y multitud de fenocristales de ortosa, simples unos, maclados otros (Karlsbad).

Al alterarse la roca, los fenocristales quedan sueltos y es fácil obtener buenas piezas cristalinas con poca alteración.

Los microgranitos y aplitas, en delgados filones cortan estos granitos porfiroides.

En las figuras 17 y 18 se representan algunos esquemas de una de las barrancas del Salado (cerca casa Mussi, la última).

En la cuenca del Yaminué, más hacia el Oeste, las aplitas y pegmatitas son generalmente granatíferas (almandino en pequeños cristales rutilantes) y el cuarzo de las pegmatitas manifiesta un color gris-azulado, peculiar. No hemos observado en estas rocas ni en los gneis pizarrosos circundantes, cristales de turmalina ni indicios de borosilicatos del grupo de la datolita y axinita, pero sí en algunos afloramientos, huellas de fibrolita y cianita (huecos de la forma cristalina primitiva), o bien, finísimas fibras que parecen desvanecerse en el cuarzo, que contribuyen quizá a la coloración anteriormente anotada.

Relictos de ilmenita alterada denotan también la presencia de este mineral en las pegmatitas de Yaminué.

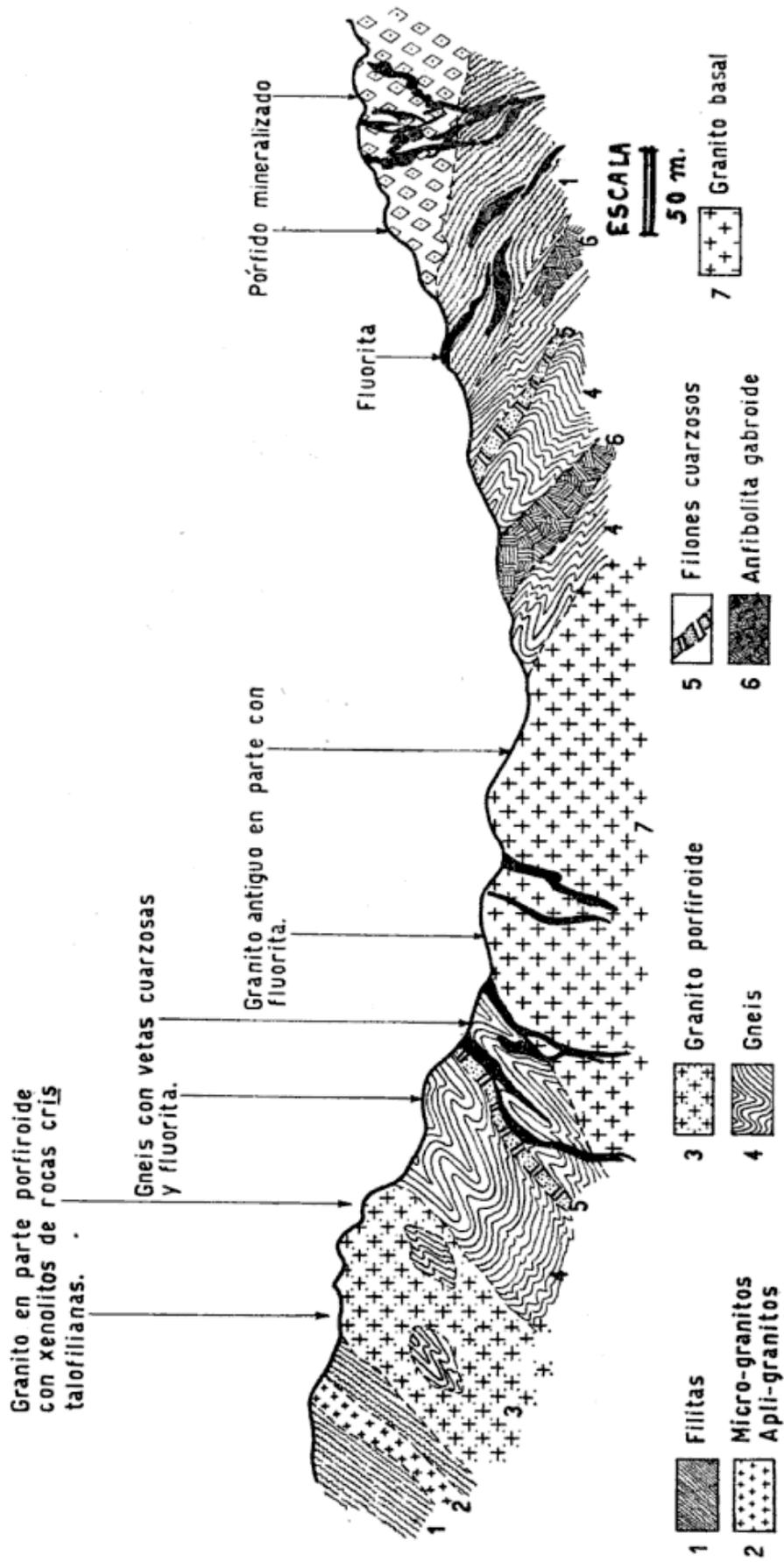
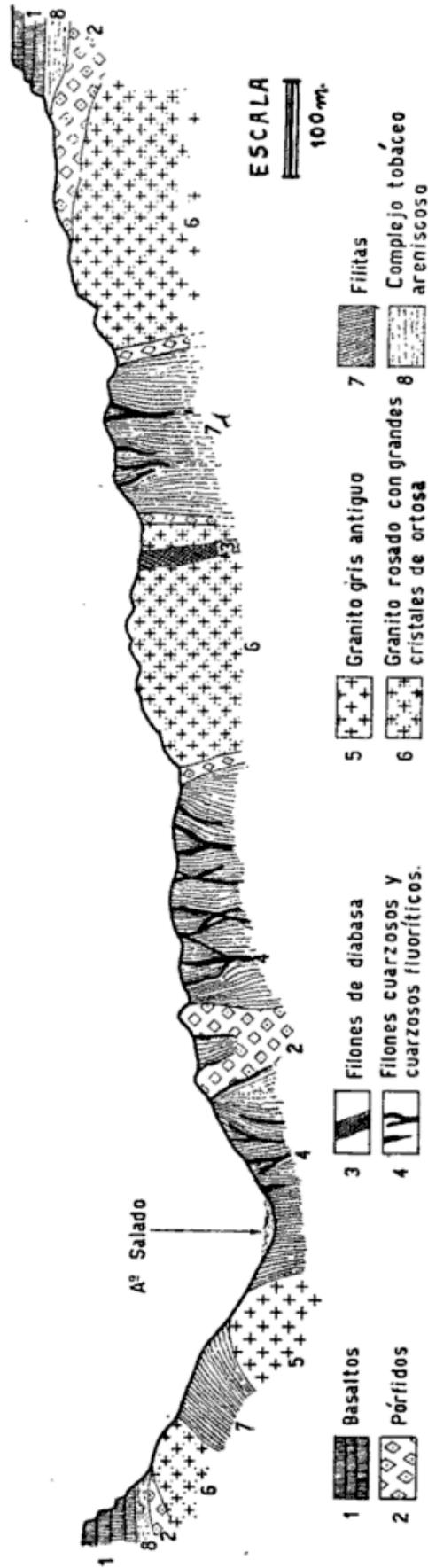


Fig. 17. — Bosquejo de un afloramiento cristalino al N. E. de la Meseta



Dis. 20.11.17

Fig. 18. — Búsqueda geológico de las estructuras de la meseta en el cañón del A^o Salado cerca del abra del Salado Territorio de Río Negro (Según R. Croce)

En casos, presentan las formas cristalinas deformaciones como en ciertas pegmatitas aplastadas.

Otros asomos frecuentes entre las rocas cristalinas basales, son los afloramientos de anfibolitas gabroides algo cuarzosas, a veces con cierta proporción de epidoto.

En casos, al aumentar la cantidad de epidoto y cuarzo la roca toma características de una típica epidotosita.

En algunas de estas últimas rocas, de textura aparentemente fluidal, observamos entre el epidoto, frecuentes núcleos y cristalizaciones de piedmontita, en colores pardos y pardos rojizos, sin variaciones ceríferas o lantaníferas, según las observaciones al espectógrafo, realizadas por el Dr. H. Freimuth.

En algunos sitios del basamento cristalino, sobre todo en las proximidades de venas mineralizadas, existen áreas que acusan una marcada radioactividad. Parecen ramificarse en ellas impregnaciones difusas correlacionadas con venas wolframíferas y fluoríticas, en las cuales aparecen pequeñas manchas o pegaduras de un mineral del grupo del uranotilo en asociación con hidróxidos de Uranio, Uranothalita, etc., según observaciones roentgenográficas realizadas.

Estas condiciones de mineralización parecen extenderse en los diversos afloramientos del basamento hasta cerca del Cerro Chato y Cerro Crespo, al sur sudoeste de los Menucos y norte del Cerro Anequen, según se alcanza a distinguir en algunos cortes y cañadones de la meseta. Al cruzar la cuenca del Maquinchao y más hacia el Oeste, varían las condiciones del basamento y sus mineralizaciones características; desaparece la fluorita o disminuye notablemente; se observa algo de berilo en las pegmatitas y otras circunstancias que hacen pensar que influyen allí otros centros de mineralización, dependientes probablemente de diferentes macizos de la corteza profunda, que han dado distinta fisonomía y composición a la red filoniana visible.

En el estudio de esas condiciones y en la delimitación de esas influencias, se prosiguen los trabajos en aquellas comarcas.

DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS

POR EL Dr. MARIO TERUGGI)

Muestra 7/54 (nº 35). Traquita (del Cerro Corona)

Es una roca de textura porfírica, en la que los fenocristales constituyen una tercera parte de los componentes. La gran mayoría de ellos son de anortoclasa, ya sea en individuos de gran tamaño (alrededor de 16 mm) o en microfenocristales que se destacan en la pasta. Son anedrales o subedrales y se hallan por lo general frescos, aunque algunos de los mayores pueden estar algo caolinizados. La anortoclasa muestra a veces su maclado sumamente fino, que puede afectar a una parte del cristal solamente; otras veces, las maclas no son visibles; el ángulo de los ejes ópticos es de alrededor de 45°. Además, algunos fenocristales tienen aspecto micropertítico difuso, difícil de resolver al microscopio. Es común en ellos la presencia de inclusiones; predomina las de ópalo, ya sea de forma irregular o como "cristales negativos", aparte de otras, que pueden ser abundantes, de granos de piroxeno, zircón, magnetita y apatita. No es raro que la anortoclasa sea zonal, y en algunos casos presenta un reborde límpido y desprovisto de inclusiones de ortoclasa.

Los restantes fenocristales son muy escasos (menos del 5 %) y consisten en granos redondeados o prismáticos de un piroxeno verde pálido, que se identificó como augita diopsídica.

La pasta es sólo en parte traquítica, pues más frecuentemente tiene aspecto microgranudo o intermedio entre éste y el traquítico. Está formada esencialmente por ortoclasa, en cristales equidimensionales o algo tabulares que a veces presentan la macla de Carlsbad. También se observaron algunas pocas tablillas de albita. Los mafitos están representados por un piroxeno diopsídico, incoloro, que forma cristales pequeños de contornos muy irregulares. Como accesorios se encuentran: magnetita en granos redondeados o subedrales, iddingsita en prismas pequeños y abundante apatita en agujas diminutas o cristales relativamente grandes (0.4 mm de largo) llenos de inclusiones lineales orientadas de color castaño rojizo. El zircón es muy raro, pero en cambio se observan zonas o "bolsillos" de ópalo.

En la pasta también se distinguen agregados redondeados, al parecer pequeños "enclaves" parcialmente digeridos por el magma, compuestos por una base de ópalo en la que abundan granos redondeados de magnetita, de agujas y cristales grandes de apatita llena de inclu-

siones y cristales prismáticos incoloros o castaños irregularmente coloreados, que al parecer se tratan de fayalita en proceso de transformación en iddingsita.

Muestra 9-54. Traquita (de la cumbre del C° Charas)

Roca similar a la anterior, de textura porfírica. Los fenocristales (35 %) son de anortoclasa, reconocible por su fino maclado, índices de refracción, extinción(010) de 8-9° y ángulo 2V de 50°. Los individuos tienen forma tabular y miden alrededor de 1 a 2 mm, pero con frecuencia se agrupan en masas agregadas (textura glomeroporfírica), de 3 a 6 mm de diámetro, en las cuales los individuos están interpenetrados y presentan bordes suturados. La anortoclasa suele tener rebordes de ortoclasa, mineral que también se halla raramente como fenocristal, junto con alguna que otra tablilla de albita. Están todos muy frescos, o ligeramente caolinizados; la anortoclasa contiene inclusiones de magnetita, piroxeno y biotita, aparte de que presenta cavidades que están total o parcialmente rellenas con ópalo.

Como fenocristales muy raros se hallan también escamas de una biotita desferrizada, cargada de polvo de magnetita y con bordes opacos del mismo mineral.

La pasta es traquítica y está formada por tablillas (longitud: 0,1 a 0,2 mm) de ortoclasa y albita, con ligero predominio de esta última; ambos feldespatos están maclados y no muestran mayor alteración. Además se encuentran unos pocos granos de piroxeno verde pálido, agujas de apatita llena de inclusiones castañas y granos irregulares, a veces algo idiomorfos, de magnetita, que suele estar alterada en los bordes en hematita y limonita. Muy raros son algunos granos de cuarzo y de rutilo.

Muestra 6-54 (n° 33). Traquita (del Cerro Media Luna)

Al igual que las anteriores, esta traquita es porfírica y los fenocristales forman alrededor de una tercera parte de la roca. Son de anortoclasa y se presentan en dos generaciones: una, de individuos mayores (de 1 a 3 mm), euedrales o subedrales, con maclado sumamente fino o ausente, que están llenos de inclusiones de apatita, piroxeno, magnetita y ópalo; la otra, con fenocristales que miden alrededor de 0,20 mm, es ligeramente más abundante, pero sus caracteres ópticos son similares. Hay además algunos pocos fenocristales de ortoclasa, y otros granulares de augita (muy escasos) y de magnetita. Todos estos minerales están frescos.

La pasta es intermedia entre microgranuda y traquítica. Está cons-

tituída por tablillas de plagioclasa ácida (albita básica-oligoclasa), granos y prismas de una augita incolora, agujas de apatita cargadas de inclusiones castañas isoorientadas, agregados de granos de magnetita, individuos pequeños de iddingsita (*) y ópalo que rellena cavidades pequeñas. Se observó uno que otro grano de epidoto verdoso.

Muestra 10-54. Andesita alterada (del Bolsón de Yaminué)

Roca porfírica, en la que los fenocristales no son bien diferenciables de la pasta a causa de una seriación en sus tamaños respectivos. Predominan netamente los fenocristales de plagioclasa, que miden entre 1,15 y 0,20 mm de largo por 0,08 a 0,1 mm de ancho. Están maclados según las leyes de albita y Carlsbad-albita, pero su determinación es difícil a causa de que están marcadamente alterados en clorita, sericita y calcita; en base a los ángulos de extinción que se pudieron medir se trataría de una andesina media.

Los restantes fenocristales están totalmente alterados en clorita, a veces con un reborde opaco de hematita; la preservación de la forma prismática alargada permite suponer que se trataba originariamente de un anfíbol.

La pasta es de tipo pilotáxica y está formada por tablillas de plagioclasa de dimensiones variadas, abundantes productos cloríticos secundarios y granos y motas de hematita.

La roca tiene estructura amigdaloides, y las amígdalas están rellenas de calcita, clorita o una mezcla de ambas. El corte está atravesado por venillas de calcita, clorita, cuarzo, cuarzo y calcita, y calcedonia-clorita.

Muestra 11-54. Andesita contaminada (Yaminué)

La roca está formada esencialmente por tablillas de andesina media, que miden entre 0,08 y 0,1 mm de largo. Estas tablillas se hallan macladas y parcialmente caolinizadas.

La textura de la roca es variable: en algunas partes del corte, es microcristalina, de un tipo confuso y al parecer intermedio entre el pilotáxico y el microgranudo; en otras partes, en cambio, es vitrofírica o intersertal, con una abundante base isótropa vítrea que está cargada de polvo y listoncillos de hematita proveniente de la alteración de magnetita. No se observan mafitos, salvo cristales de calcita y agregados que podrían ser el resultante de la alteración de esos minerales. La roca está muy penetrada e infiltrada por masas racimosas e irregulares de calcita.

La génesis de esta roca es difícil de establecer, pero da la impresión

de que se trataría de una lava andesítica que ha englobado fragmentos de basaltos, que han sido parcialmente asimilados.

Muestra 2-54. Toba vítrea felsítica (de Pajalta)

Los fenoclastos son escasos, constituyendo menos del 10 % del total de la roca. En su mayoría son de cuarzo, muy límpidos y provistos de aristas vivas angulosas; en orden de abundancia siguen los fragmentos, igualmente angulosos, de una plagioclasa fresca, maclada, que al parecer es andesina; hay también escamillas de hidromica y motas difusas de hematita.

La matriz es de aspecto homogéneo y textura felsítica, formada por un agregado sumamente fino de cuarzo y feldespatos. La observación cuidadosa permite comprobar la presencia de trizas curvas, muy diminutas, que están constituidas por vidrio volcánico o cuarzo de reemplazo. Polvo muy fino de hematita está difundido por todo el corte.

Muestra 14-54. Toba desvitrificada (de C° Galván)

Los fenoclastos son de ortoclasa (10 %) que está algo caolinizada. Por lo general son grandes (más de 1 mm de longitud) y tienen tendencia a agruparse en agregados de cristales. Hay también dos o tres clastos redondeados de cuarzo.

La matriz es fina y está formada por ortoclasa caolinizada y cuarzo, con predominio de la primera. El tamaño del grano es algo mayor que el correspondiente a una felsita, y puede observarse cómo el cuarzo aparece en individuos acuñados o irregulares, a veces con superficies curvas, que se introducen en los cristales de ortoclasa. Esta característica confiere a la roca un aspecto similar al de un granófiro, aunque faltan las formas plumosas o francamente micropegmatíticas típicas de esta roca. En torno a los raros clastos de cuarzo, la ortoclasa forma una aureola difusa.

En la matriz hay también unos pocos granos de magnetita, en vías de transformación en hematita. Los hidróxidos de hierro (limonita) son muy escasos y se hallan diseminados por toda la matriz la que está penetrada también por venillas y "bolsillos" numerosos de cuarzo de origen hidrotermal. La calcita es escasa, y se halla como producto secundario en los feldespatos o finamente difundida en la matriz.

Muestra 1-54. Toba cristalina (de Chipauquil)

Los cristales constituyen alrededor de la mitad de la roca. Su forma es irregular a veces redondeada, y el tamaño es muy variable, desde

0,06 hasta 2,5 mm de diámetro. Predominan los de ortoclasa, que están algo caolinizados, y algunos de micropertita; siguen luego los de plagioclasa, que están muy alterados y presentan maclas difusas, por lo que su determinación es imposible, aunque al parecer se trata de una variedad ácida; por último, se encuentran los de cuarzo, muy límpidos, formando clastos angulosos que a menudo muestran señales de haber sido fracturados y resoldados. Hay también uno que otro grano de cuarcita. Como mafito sólo se hallan escamas desfle-cadas de biotita, algo decolorida, que tiene diminutas agujas de apa-tita incluídas.

La matriz está a su vez cargada de clastos de tamaño pequeño pero variado. Observando cuidadosamente con el diafragma parcialmente cerrado pueden distinguirse los contornos de diminutas trizas vítreas, que yacen en una base más finamente triturada de vidrio volcánico. El vidrio no está alterado pero en diversas partes del corte se dis-tinguen zonas o franjas de aspecto granulado que son birrefringentes; estas zonas son más comunes en torno a los cristales. En algunas par-tes pueden verse insinuaciones de estructura esferulítica; más raras, en cambio, son las axiolitas. No se pudo constatar la presencia de tri-dimita.

Hay, además, en la matriz, granos escasos de magnetita y manchas producidas por hematita; la limonita confiere una ligera coloración a la roca. Como accesorio hay uno que otro grano de epidoto.

Muestra 13-54. Toba desvitrificada (de Chasilaufquen)

Faltan por completo los clastos, y la roca está enteramente cons-tituída por una pasta felsítica de feldespato y cuarzo, con predomi-nio del primero. El grano es muy fino y los límites entre los dos componentes son difusos y difíciles de precisar. El feldespato es orto-clasa, ligeramente caolinizada, que nunca forma cristales definidos. El cuarzo se distribuye también de manera difusa entre el feldespato y rara vez forma granos o cristales bien delimitados. La hematita, como polvo fino o motas difusas, colorea todo el corte.

Cerrando la abertura del diafragma, es posible distinguir la pre-sencia de "fantasmas" de trizas vítreas, limitadas por superficies cur-vas, apenas reconocibles en la masa felsítica. Esta determinación per-mite establecer la naturaleza tobácea de la muestra.

Muestra 4-54. Felsita (tobácea?) (de Trineta)

Roca similar a la anterior, pero en la que el origen tobáceo no pudo ser establecido con seguridad. Los fenoclastos son rarísimos,

estando representados por un grano de cuarzo y dos de ortoclasa maclada. La matriz está formada por ortoclasa y cuarzo, tres cuartas partes de la cual corresponden a la primera. El feldespato está ligeramente alterado, y se presenta en individuos difusos e indefinidos, muy pequeños, cuyos límites no se pueden distinguir ni aún con nícoles cruzados.

El cuarzo se introduce o se distribuye entre el feldespato en formas muy pequeñas y curiosas (cuneiformes, gusaniformes, plumosas, lobuladas etc.), sin que constituya individuos regulares bien definidos. El único clasto de este mineral está rodeado de una aurcola plumosa de ortoclasa. Todos estos caracteres dan a la roca un aspecto granofírico.

En toda la matriz se observan individuos de contornos muy irregular de cuarzo introducido de origen hidrotermal, que a veces presentan la característica textura en panal. Una vena de este mineral también cruza el corte.

Los restantes minerales consisten en unos pocos granos pequeños de magnetita y hematita, y en agregados chicos, escamosos, de sericita muy fina, que posiblemente deriva de la alteración de biotita. La estructura esferulítica es sumamente rara.

Muestra 12-54. Caliza (Somuncurá)

Es una roca de grano muy fino y homogéneo, constituida exclusivamente por individuos muy pequeños (0,01 a 0,03 mm) de calcita; algunos cristales mayores alcanzan a medir hasta 0,1 mm.

También se vieron dos o tres granos, igualmente pequeños, de cuarzo y feldespato. Hay también rarísimos granos de magnetita, en tanto que la limonita, muy difusa, da ligera coloración amarillenta a la roca.

Parece ser una caliza de origen químico, pero no hay indicios que permitan establecer la naturaleza del depósito ni si se ha producido por recemplazo de alguna otra roca.

Muestra 3-54. Wacke (Arenisca impura) de Curicó.

Los clastos predominan ligeramente sobre el cemento. En su mayor parte consisten en granos de cuarzo, angulosos o subredondeados, cuyo tamaño varía entre 0,3 y 0,1 mm. Unos pocos presentan extinción ondulante; las únicas inclusiones observadas son flúidas. Hay también unos pocos granos de cuarzo hidrotermal y de cuarcita. Los clastos de feldespatos son mucho menos abundantes: se hallan alte-

rados parcialmente en sustancia arcillosa y en su mayoría son de plagioclasa.

La matriz es de tipo areniscoso, con tamaño variable del grano, pero mucho más fino que el de los clastos. Está compuesta de cuarzo y de feldespatos alterados, con pequeños manojos y escamas de clorita intercalados. También se observan algunas escamas mayores de moscovita, diminutos granos de magnetita y escasa limonita difusa. La magnetita forma también una delgada vena que cruza parte del corte. Como accesorios, sumamente raros, pueden citarse turmalina azul y apatita.