

REVISTA  
DE LA  
SOCIEDAD GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo II

Julio de 1947

Nº 3

OBSERVACIONES GEOLOGICAS EN EL CHUBUT OCCIDENTAL <sup>1</sup>

POR CRISTIAN S. PETERSEN Y FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO

INTRODUCCIÓN

Las observaciones que damos a conocer en la presente contribución fueron efectuadas a raíz del levantamiento de la hoja 42 b, Epuyén, en escala 1 : 200.000, tarea que se realizara por cuenta de la Dirección de Minas y Geología de la Nación. Fué ella iniciada por uno de nosotros (Petersen), en el verano de 1942-43 y continuada por ambos durante el mes de noviembre de 1943, a fines del cual quedó interrumpida, sin que hayamos tenido oportunidad de visitar nuevamente la zona desde entonces. No obstante estas circunstancias, creemos conveniente adelantar los pocos resultados obtenidos, esperando, tan sólo, facilitar con ellos la labor de futuros investigadores, al insinuar un camino hacia la solución de los interesantes problemas planteados y que, lamentablemente, no nos fué dado resolver.

Deseamos, ante todo, dejar expresa constancia de nuestro agradecimiento al Director de Minas y Geología, señor R. Rigal y al subdirector de Geología de dicha repartición, doctor L. R. Lambert, por la autorización para dar este trabajo a publicidad por intermedio de esta Revista, así como por las facilidades concedidas para su ejecución.

ESTUDIOS ANTERIORES

Si bien la región que nos ocupa fué ya visitada, a fines del siglo pasado, por F. P. Moreno, C. Ameghino y S. Roth, sólo se publicaron datos muy superficiales de carácter geológico, especialmente por parte

<sup>1</sup> Un resumen de este trabajo se dió a conocer en la Primera Reunión de Comunicaciones de la Sociedad Geológica Argentina (30 de junio de 1946).

de los dos primeros, hasta que Krüger (10) <sup>1</sup> dió a conocer sus estudios sobre la Cordillera Patagónica entre las latitudes de 42 y 44° S. Con ese trabajo, así como con los de Steffen (18, 19) y Pöhlmann (14), dedicados estos últimos exclusivamente al lado chileno, comienzan las tentativas por ubicar cronológicamente las rocas ígneas de la región andina. Las investigaciones posteriores de Quensel (15) no avanzaron mucho en ese sentido, pero sí proporcionaron un considerable caudal de conocimientos nuevos en cuanto a la distribución de las distintas unidades litológicas integrantes de la Cordillera austral. Bailey Willis, en sucesivas contribuciones (21, 22, 23), hizo algunas breves referencias a la cuestión de edad de los diversos grupos y recién en 1922 fueron dados a conocer los resultados de las rápidas observaciones de Roth. Por ese entonces apareció una sucinta descripción geológica de Rassmuss (16) sobre la región situada entre el Nahuel Huapi y Cholila y, diez años más tarde, la importante contribución de Caldenius (1) sobre las glaciaciones cuaternarias, en la que se trata detenidamente ese aspecto de la geología en la zona de Epuyén. Groeber (9) hizo una rápida reseña de los rasgos geológicos generales correspondientes a la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y los meridianos 69° a 71°, a la que siguió la descripción de la hoja 41 b, Río Foyel (7). La zona situada al norte de esta última, es decir la de Nahuel Huapi, ha sido objeto de una serie mucho mayor de trabajos, que se inician con el perfil de la Cordillera dado por Wehrli (20). A partir de entonces, numerosos son los estudios aparecidos sobre dicho sector andino, entre los que merecen citarse especialmente, por lo que a nuestros fines se refiere, el de Ljüngner (12) y la Nota Preliminar de Feruglio (4) sobre la hoja «San Carlos de Bariloche», en la que el autor incluye algunas reflexiones acerca de la posición estratigráfica de la formación que denomina «esquistos de Esquel». A este respecto hemos de mencionar los estudios recientes del señor A. Cazaubon, cuyos resultados fueron dados a conocer en un número anterior de esta Revista. Finalmente, diremos que uno de nosotros (González Bonorino, 8) realizó el estudio petrológico de las rocas de la zona noroeste de la Patagonia y, en especial, las coleccionadas por Feruglio en el área de la hoja geológica de Bariloche citada más arriba.

#### BASAMENTO CRISTALINO

Al reunir bajo este título común a las rocas que describimos en primer término, dejamos implícitamente establecido un orden de aparición,

<sup>1</sup> Los números entre paréntesis se refieren a la lista bibliográfica al final del trabajo y aquellos entre corchetes señalan la procedencia de las muestras en el mapa adjunto.

aunque sólo en forma tentativa y provisoria hemos de asignarlas al « Precámbrico ».

En su totalidad, acusan cierto grado de metamorfismo que las individualiza y permite distinguirlas de otras plutonitas, de data mucho más reciente, que constituyen el elemento dominante de la región estudiada.

El poco tiempo disponible no nos permitió examinar detenidamente la prolongación austral del Cordón Piltriquitrón, donde podría esperarse que esta entidad litológica tuviera considerable desarrollo (véase mapa, hoja 41 b, Río Foyel). Pero fuera de su posible extensión en esa área, no es muy considerable su representación al sur del paralelo 42°. Sobre la costa meridional del Lago Los Patos y en la base del macizo que se eleva al sur de él (Cerro Los Patos) aparece, en una franja de 300-350 m, un zócalo abrupto constituido por un *ortogneis andesínico* [1]:

Es una roca de color gris azulado, de grano fino, con foliación débilmente marcada, aunque visible. Sobre las superficies de esquistosidad brillan las laminillas de biotita, que alcanzan a 1 mm de diámetro. Aunque la roca muestra tendencia a partirse a lo largo de aquellos planos, es más bien masiva. Algunas bandas, hasta de 1 mm de espesor, de cuarzo y feldespatos, marcan la foliación en forma algo irregular.

Examinada al microscopio, se ve que sus componentes son: *andesina ácida* (40 %), *cuarzo* (40 %), *biotita* (18 %), *apatita* y *zircón*. Su textura es *granoblástica*.

El grano medio oscila alrededor de 0,4 mm. La plagioclasa (*andesina*,  $An^{45}$ ) es anedral, con maclas anchas y poco repetidas, límpida, si bien localmente puede presentar reemplazo por *caolinita* y *sericita*. El *cuarzo* posee hábito parecido al de la plagioclasa; muestra casi siempre extinción ondulada, generalmente por fracturas paralelas al eje óptico. La *biotita* es normalmente pleocróica (X: amarillo castaño pálido; Y = Z, pardo rojizo oscuro); se halla levemente alterada en *clorita* y *epidoto*.

El bloque se hunde rápidamente al sur y es difícil establecer, debido al denso bosque que cubre sus faldas, si la serie se continúa en esa dirección. Pero en los cortes del nuevo camino a Cholila y unos 5 km antes de la Angostura del Río Epuyén, ha quedado expuesto un escalón, de casi 300 m de longitud, formado por camadas alternantes de dos rocas que han sufrido, evidentemente, un marcado metamorfismo. Ambas presentan numerosas diaclasas, de planos sumamente irregulares y en los que a menudo se observan huellas de desplazamiento diferencial de los bloques.

Una de ellas [2], consistente en un *gneis cuarzo-andesínico-biotítico*, muestra una marcada foliación por la intercalación de bandas finas (1-2 mm) y paralelas de componentes sílicos, en un conjunto de grano fino de color gris verdoso oscuro, muy micáceo, el todo atravesado por venas pegmatíticas blancas.

Al microscopio revela hallarse formada por *andesina* (35%), *cuarzo* (35%), *biotita* (25%), *hornblenda*, *apatita* y *magnetita*. Su textura es *perfectamente granoblástica*, consistente en cristales de cuarzo y feldespato, de unos 0,5 mm de diámetro medio, así como de biotita y hornblenda.

La plagioclasa (*oligoclasa-andesina*) se encuentra medianamente alterada y presenta con frecuencia maclas polisintéticas. Los cristales de *biotita* se encuentran parcial o totalmente cloritizados; la alteración en *prehnita* (?) es también frecuente. La *hornblenda* (Z: verde lavanda; Y: verde botella; X: verde amarillento) es sub o anedral y forma de 1/4 a 1/3 de los minerales félicos. *Biotita* y *hornblenda* forman, por lo común, bandas paralelas bastante indefinidas; la orientación de los cristales de biotita respecto al plano de foliación no es muy clara, aunque es muy probable que un análisis petrográfico diera un cinturón *ac*, con un máximo en *c*.

La otra roca [3], de tono blanquecino, es un *leucogranito pegmatítico*:

Se halla formada por cristales irregulares de cuarzo, de unos 2 ó 3 mm, incluidos en una masa blanca rosácea de feldespato, de aspecto poco fresco, terroso, evidenciando una apreciable caolinización.

Sus componentes son *ortoclasa*, *cuarzo*, *albita*, *apatita* y *magnetita*. La textura es *granular*, *panatotriomorfa*.

Las relaciones entre sus componentes indican un proceso extensivo de reemplazamiento. Grandes individuos de *ortosa* han sido parcialmente reemplazados por *cuarzo*, primero, y luego, en menor proporción, por *albita*. El grano de la roca es grueso, llegando algunos cristales a más de 1 cm, aunque la mayoría no pasa de 5 mm.

La *ortosa* se encuentra apreciablemente caolinizada y presenta pertitas irregulares de reemplazo. El *cuarzo* tiene contornos irregulares, ameboidales y se extingue simultáneamente en grandes áreas. Su proporción es algo mayor de 1/3 del total. La *albita*, que constituye alrededor de un 10%, es idio o hipidiomorfa, finamente maclada, regularmente alterada en *sericita* y *caolinita*.

Existen también numerosos cristales pequeños de *clorita*, producto de alteración de biotita. La *apatita* es muy abundante en diminutos prismas columnares. Algunas venas finas se encuentran ocupadas por *zoisita* (o *clinozoisita*).

Los efectos de fuertes presiones ha dejado su sello en la estructura cataclástica del cuarzo y del feldespato (extinción ondulada, flexura de los planos de macla, etc.).

Observando a la distancia el abrupto frente de falla que presenta el Cordón Occidental de El Maitén hacia el oeste, se advierte su división neta en un tramo inferior, rojizo, de unos 700 m de altura, aparentemente constituido por el granito aflorante sobre ambos márgenes del Río Epuyén y que más adelante nos ocupará, y otro superior, gris

plomizo oscuro, que se eleva hasta el filo de la montaña. No podemos desechar la posibilidad de que este último se halle integrado por rocas gnéicas del tipo descripto, máxime cuando se comprueba la presencia de grandes y numerosos rodados de tal carácter en los cursos de agua que drenan ese flanco, cayendo al Hoyo de Epuyén.

La existencia de rocas semejantes a las citadas ha sido evidenciada en los cordones Piltriquitrón, Serrucho y Sierra Chata, en la zona adyacente abarcada por la hoja 41 b, (7, p. 7-8, 73-74). Se halla, pues, justificada su asimilación a ese conjunto. Es probable, asimismo, que a él pertenezca el granito que aflora sobre la margen derecha del Río Azul, constituyendo el flanco oriental del Cordón del Límite y donde, por medio de una fractura, se pone en contacto con las rocas de la « Serie Andesítica » (véase 7, perfiles, II).

La continuación austral de este grupo al sur del Lago Puelo parece hallarse atestiguada en algunas elevaciones antepuestas al cordón de los cerros Cubridor-Tres Picos, sobre la margen derecha del Río Turbio. Aproximadamente a mitad del camino entre la costa del lago y el puesto de Veranada de J. Fernández, a unos 300 m sobre el valle aparece, en tramos aislados de un gran escalón de fractura, un *ortogneis anfibólico-hornfésico* [4], evidentemente afectado también por procesos de metamorfismo dinámico:

Es una roca de grano fino, porfiroide, con fenocristales de feldespato y hornblenda y posee un principio de foliación. La abundancia de minerales féimicos comunica al total un color gris oscuro. Los fenocristales, que apenas tienen 3-4 mm, se presentan a menudo cruzando la foliación. Esta última se halla marcada por agregados lentiformes de hornblenda, hasta de 4-5 mm de longitud.

Al microscopio se comprueba que sus componentes son: *oligoclasa*, *hornblenda*, *ortosa*, *cuarzo*, *albita*, *biotita*, *titanita* y *magnetita*. Su textura es *porfiroblástica*; la pasta es pavimentosa. Tal textura está dada por cristales de plagioclasa de contornos redondeados, indefinidos o vagamente idioblásticos; una gran cantidad de cristales de hornblenda, de tamaño variable, en una base de ortosa intersticial, cuarzo y, a veces, albita con textura de mosaico irregular. Los porfiroblastos de plagioclasa miden por lo común de 1 a 2 mm, aunque alcanzan a 5 mm; se hallan tan profundamente alterados en sericita, caolinita y epidoto, que su identificación se torna dificultosa. Se trata, aparentemente, de una *oligoclasa básica*.

La *hornblenda* (Z: verde turquesa; Y: verde pasto; X: amarillo verdoso) aparece en cristales desde 2 ó 3 mm hasta muy pequeños, formando agregados que muestran en conjunto una orientación paralela. Numerosos gránulos de *titanita* acompañan a la hornblenda, así como algo de *biotita*. *Epidoto* también se halla presente. La estructura poiquilítica en la hornblenda es la regla, siendo las inclusiones de *cuarzo*, *feldespato*, etc.

En la base microgranosa la *ortosa* predomina levemente sobre el cuarzo y no presenta señales de alteración, mostrando a menudo hábito intersticial; la *albita* se presenta sólo localmente, mostrando cierto idiomorfismo, maclas gruesas y secciones límpidas, de tamaño muy reducido.

De todos los componentes, el único que aparentemente no ha reecristalizado totalmente es la *plagioclasa*; muchos de los cristales primitivos han sido rotos por el metamorfismo dinámico, sin perder su unidad. Algunos cristales de *hornblenda* aparecen transversales a la foliación, a la manera de metacristales post-tectónicos. Algunas venas muy finas de *albita* cruzan la roca paralelamente a la foliación.

La roca es, indudablemente, una *granodiorita* metamorfizada por procesos dinamotérmicos. El efecto de presiones se manifiesta en la foliación, mientras que la temperatura ha dado origen a la textura hornfésica de la pasta y a los metacristales de *hornblenda*. Es probable que el efecto térmico haya sido posterior a la granulación de la roca.

Ya sobre el gran codo del Río Turbio y próximos al nivel del río (frente al puesto de la Vda. de Aguila), hallamos también en forma discontinua pero frecuente, afloramientos compuestos por una *tonalita milonítica* [5]:

Esta roca posee una textura indefinida, con cristales informes de cuarzo y feldespato, de tamaño variable e irregularmente distribuidos en una pasta afanítica gris oscura, de la cual se distinguen con dificultad.

Al microscopio, se observan cristales de *cuarzo* y *plagioclasa*, de todo tamaño, hasta 1 cm, de contornos francamente clásticos, abundantes en roturas y estructura cataclástica, en una pasta también irregular en su grano, de *cuarzo*, *feldespato*, *muscovita*, *epidoto* y *clorita*.

Los cristales de *plagioclasa* (*oligoclasa-andesina*), que se hallan fuerte y uniformemente alterados, muestran a veces restos de su idiomorfismo y maclas frecuentes, las que delatan, en ciertos casos, una distorsión apreciable de los mismos.

*Muscovita*, *epidoto* y *clorita*, muy abundantes, forman a veces, en compañía de *cuarzo*, finos agregados lámino-columnares divergentes, caracterizados por una definida alternancia de epidoto, sericita y clorita, en forma de abanico.

La roca, cuya textura puede calificarse de «*mortero*», ha sido originada por dinamometamorfismo de una roca granítica. Es posible que haya existido algo de feldespato potásico, ahora no reconocible. La textura se asemeja a la de una «*kakirita*», en el sentido de Quensel.

No habiendo podido reconocer la zona situada al sur y oeste del Río Turbio, nos limitaremos a señalar que rocas del tipo descrito no han sido halladas en las otras localidades estudiadas.

Hemos dicho que ellas se hacen individualizables gracias al relativo metamorfismo que presentan pero, aun así, ha de quedar pendiente la fijación de su edad. Dado que aún correlacionando sus asomos con los

de regiones vecinas no hallamos argumento alguno que nos permita encuadrarlos dentro de un período determinado, hemos de establecer, tan sólo, que su aparición es anterior a la deposición de las areniscas, esquistos y « grauvacas » que en seguida nos ocuparán. La posición discordante de estas últimas acumulaciones sobre el zócalo antiguo, visible en el Lago Los Patos, nos autoriza a considerar este complejo como el substratum de todas las otras formaciones. No debemos pasar por alto, sin embargo, las anteriores tentativas de resolver el problema cronológico planteado.

En efecto, las referencias que aparecen en la literatura sobre la parte septentrional de la Cordillera Patagónica a la existencia de rocas ígneas « antiguas » son por demás vagas y, casi siempre, incompletamente fundamentadas las razones para atribuirles a una edad determinada. Ya Steffen (18) y Pöhlmann (14), al adelantar algunos datos sobre las rocas cristalinas de la región de Llanquihue, dicen que ellas « pertenecen al basamento cristalino antiguo, no más joven que el Paleozoico », aunque sin indicar el motivo del tal razonamiento. No es más explícito Krüger, por su parte (10, p. 79, 111), al atribuir una edad paleozoica a los granitos del valle del Yeleho y tampoco ayuda mucho la descripción de Nordenskjöld (13, p. 210) de las rocas graníticas que aparecen en la desembocadura del Aysen, « de aspecto muy viejo, con titanita y muscovita, abundantes mirmequitas... », aunque hace notar que si bien varios granitos de la Cordillera Occidental presentan metamorfismo regional más o menos intenso, ello no es causa para suponer una edad antigua, ya que no es imposible que las « rocas andinas jóvenes » puedan haber sido incluídas en procesos de plegamiento.

Fué Quensel (15, p. 20-21) quien, al revisar críticamente los trabajos anteriores, hizo notar la discrepancia de opiniones referentes a la edad geológica de las masas intrusivas, pero no dejó de admitir la posibilidad de que aparezcan en la Cordillera Patagónica rocas eruptivas muy antiguas. B. Willis (21, p. 729), al mencionar brevemente las rocas « pre-Patagónicas », afirma que « la granodiorita es más joven que el granito hornblendífero, en el cual aquéllas han hecho intrusión ». Aunque no aporta mayores elementos de juicio, deja entrever que considera, cuando menos, paleozoico a dicho granito, pues describe como grupo más antiguo a las « cuarcitas y pizarras, que pueden ser de edad paleozoica o mesozoica ». Es evidente, así, que el citado autor no tuvo oportunidad de observar los afloramientos del grupo metamórfico más antiguo. Tal parece ser el caso, asimismo, con Rassmus (16, p. 6-9) quien establece, dentro de las rocas eruptivas, tres subdivisiones, a saber: a) el granito antiguo; b) la serie porfirítica; c) la granodiorita. En cuanto al primero, dice que aparece « en la región andina, en los alrededores de Epuycén », consistiendo en « un granito biotítico con ortosa de color claro, general-

mente rosado, de grano bastante grueso ». Según su descripción, el mismo aflora « en forma típica » en « el Cordón al Oeste del Valle del Río Chubut, en la falda oriental del Arroyo Maitén », observando que en las cercanías se halla atravesado por filones oscuros, de color verde, de porfírita densa, que ha metamorfoseado el granito. Correspondiente al del Arroyo Maitén supone Rasmuss a otro granito, que compone la punta septentrional del Cordón Leleque y su falda occidental hacia el Cajón de Cholila.

Más concretas son, sin duda, las apreciaciones de Feruglio (4, p. 32-33), al considerar los esquistos cristalinos de la zona de Bariloche (micacitas muscovíticas, gneis graníticos, esquistos sericíticos cuarcíferos, anfibolitas, etc.), como « la continuación del zócalo cristalino que, en manchones más o menos extensos, aflora a lo largo de la Cordillera al Norte del Nahuel Huapi y constituye el basamento del altiplano lindante con la zona andina a la altura de los paralelos 41 y 42°, asegurando que su edad ha de ser muy antigua, « probablemente precámbrica, a lo sumo del Paleozoico inferior », ya que las rocas sedimentarias más antiguas y no metamorfozadas, que se asientan sobre ellos, pertenecen al Triásico y Liásico. Pero más categórica es la aseveración de Groeber (9, p. 367) al tratar las rocas del « Basamento Cristalino », cuando afirma que « es sin duda precámbrico ». En sus consideraciones sobre la extensión regional de este conjunto, lo lleva al norte hasta la zona de Collon-Cura, del Lago Aluminé y del Cerro Chachil, en el Neuquén; en Río Negro hasta la región del Cuy. Por el sur no se propagaría más allá de la Sierra de Olte y la región de Agnia<sup>1</sup>, pero hacia el este se extiende en las sierras de Calcatapul, Lipetrén y Pire-Mahuida, así como entre el Paso del Sapo, en el Río Chubut (Cordón de Taquetrén) y el Río Chico del Chubut Occidental. Asoma también bajo las acumulaciones efusivas entre Neneo Ruca, Comallo y Clemente Onelli y, de allí, hasta el Limay (véase también 8).

Nos hallaríamos, pues, en presencia de un grupo litológico de muy vasta distribución, aunque de edad por ahora no bien definida. Lo que importa en nuestro caso es su posición indudablemente inferior y discordante con respecto a la llamada « Serie del Piltriquitrón » que, como veremos, precede a su vez a la gran intrusión granodiorítica-granítica. Todo induce a creer, sin embargo, en la edad precámbrica de estas rocas; el ambiente de magmatismo y metamorfismo tan intenso como el que ellas evidencian no está de acuerdo con las características generales del Paleozoico de esta parte del continente.

<sup>1</sup> Una reciente comunicación verbal del doctor T. Suero, que aquí agradecemos, demuestra que no existe « Basamento Cristalino » en la S. de Olte, como se suponía, pero sí ha de extenderse el substratum granítico, como ya lo anticiparan Piatnitzky y Feruglio, a la zona de la Colonia San Martín, donde constituye el yaciente de los sedimentos liásicos.

LAS GRAUVACAS DE LA «SERIE DEL PILTRIQUITRÓN»

Este grupo y los cuerpos ígneos que en él se alojan han sido ya objeto de una descripción a propósito de los estudios efectuados en la región de la hoja 41 b (7, p. 10-13). Aunque en parte hemos de volver sobre lo dicho en aquella oportunidad, el examen de los afloramientos y el estudio de las colecciones realizadas al sur del paralelo 42° nos permiten adelantar algo más en el conocimiento litológico de este potente complejo sedimentario, que dentro de la zona en estudio alcanza una vasta distribución.

Las rocas que lo forman aparecen, como sabemos, en el flanco occidental del Cordón Piltriquitrón; en la parte superior del Cordón al sur del Lago Patos se presentan con un espesor no menor de 400 m y en el Cordón del Pirque ( lám. I, fig. 1), aparece esta serie en forma característica, constituyendo algunos grandes escalones sobre la falda oriental, a menudo volcados en conjunto por efectos tectónicos. Su mayor desarrollo corresponde a la cuenca del Lago Epuýén, integrando el tercio inferior del flanco austral del Pirque, sobre el mismo lago, así como la mayor parte del Cordón de Cholila hacia el norte, noreste y sudeste ( lám. I, fig. 2). En este último caso la serie, aunque potente, no corresponde a un perfil continuo, pues en virtud de un complicado sistema de fracturas se halla repetida, quizá varias veces, desde el nivel del lago a unos 280 m s. n. m. hasta la culminación del macizo, a 2050 m.

Aunque su aspecto exterior es diverso, la constitución de estas rocas es bastante homogénea, consistiendo en areniscas arcillosas (*grauvacas*), levemente metamórficas. Tal aspecto depende, en gran parte, del grano de la roca, habiendo también cambios en el color, por más que predomina en toda la serie un tono gris verdoso o azulado, a veces con un leve tinte morado característico. La *textura* va desde *granular fina* a *afanítica*; dentro de esta última, es frecuente el tipo de roca de color gris oscuro, que presenta a veces una vaga esquistosidad y fractura levemente astillosa, evidenciando en tal caso una cierta riqueza en material pelítico.

Todas las rocas del complejo presentan señales más o menos leves de metamorfismo térmico, que se manifiesta en una gran compacidad. En los representantes más arcillosos, como los de tono gris azulado recién mencionados, la esquistosidad se halla en razón inversa del metamorfismo. En la falda occidental del Cordón Piltriquitrón, en su sección septentrional y cerca de la base [6], afloran arcillas esquistosas, algo arenosas y sin mayores señales de metamorfismo. En un nivel superior, estas arcillas arenosas son reemplazadas por las rocas afaníticas, algo arenosas también y azuladas, citadas más arriba y que se encuentran próxi-

mas a las intrusiones diabásicas, poseyendo sólo una muy leve esquistosidad. Los tipos más psammíticos presentan siempre una compacidad extrema, que revela una gran riqueza de *cuarzo*, además de una gran consolidación por recristalización.

El metamorfismo térmico producido por las intrusiones se manifiesta en muchos casos en un característico bandeo, que la meteorización superficial suele remarcar. Rocas bandeadas se encuentran, por ejemplo, en la parte septentrional del filo del Cordón del Pirque [7], donde acusan un metamorfismo algo mayor, que se manifiesta en una extrema compacidad, característica propia de los *hornfels*.

Como dijimos, su aspecto es bastante homogéneo, hecho que es fácil comprobar mediante su estudio microscópico. Se observan entonces granos de *cuarzo* y *feldespato* de aspecto clástico, muy anguloso, en una abundante pasta de naturaleza algo variable y dependiente, en gran parte, de la intensidad del metamorfismo. En general, esta pasta consiste en un agregado microfelsítico, muy cuarzo, con mayor o menor cantidad de laminillas de *biotita* o *clorita*.

Los elementos clásticos varían en tamaño desde 1 mm hasta menos de 0,1 mm. El *cuarzo* es sumamente anguloso, siendo a menudo su diámetro mayor varias veces más grande que el menor y, además, orientado subparalelamente de manera que marca la estratificación. Esta orientación es, en muchos casos, poco evidente. Los cristales de *cuarzo* presentan con frecuencia extinción ondulada o ruptura a lo largo de planos subparalelos que concuerdan, ya con el eje óptico, ya con algún plano romboedrales; no dan señales de recristalización. El *feldespato* es, en general, abundante, alcanzando, como en algunas rocas del Lago Los Patos [9], a cerca del 50 por ciento del total de la parte psammítica. La *plagioclasa* predomina entre estos feldespatos, siendo su composición más frecuente la *albitica*, entre  $An_5$  y  $An_{10}$ . Mediciones efectuadas con ayuda de la platina universal demostraron que la composición es constante en cada roca; como una excepción, se encontró *plagioclasa* relativamente cálcica, desde oligoclasa básica a andesina básica, junto a algún grano de *albita*, en una muestra [8], procedente del banco sobrepuesto al ortogneis [1], al sur del mismo Lago Los Patos. Se trata de una roca de grano relativamente grueso ( $\pm 1$  mm), de color gris verdoso claro, con manchas más oscuras, en la cual abunda el microclino. El *feldespato potásico* es bastante frecuente; en la roca mencionada, llega al 50 % del total de los feldespatos. La alteración es en éstos frecuente y homogénea, especialmente en la *plagioclasa*, donde a la *caolinita*, finamente granular y extendida, se agrega algo de *sericita*. En ciertos casos no queda del mineral sino un agregado caolínico-sericítico. El *feldespato potásico*, en cambio, se halla por lo general menos alterado, mostrando su peculiar tinte castaño pálido; las maclas del microclino son frecuen-

tes. La plagioclasa presenta, también, maclas polisintéticas abundantes. En una arenisca arcósica fina de color gris claro se ha encontrado, entre el material clástico, agregados micrográficos de cuarzo y feldespato potásico.

Hay que agregar, al cuarzo y feldespato, algunas laminillas de *biotita* y *muscovita*, la primera comúnmente cloritizada; ambas micas suelen mostrar deformación mecánica. También existen granos aislados de *epidoto*, *zircón*, etc. La mica detrítica es particularmente abundante en ciertas muestras que presentan alguna esquistosidad, como las procedentes de la falda occidental del Piltriquitrón [6], donde el metamorfismo termal no ha afectado a las rocas sino en grano mínimo. A menudo se observa que la esquistosidad está marcada microscópicamente por planos de deslizamiento («*shear*») ondulados y poco continuos, ocupados por un material negruzco ferruginoso, resultado de la alteración de la biotita que se concentró en dichos planos.

En la misma falda occidental del Piltriquitrón, pero ya cerca de los filones-capas de diabasa, las areniscas muestran una mayor cristalinidad y cohesión, habiendo recrystalizado la biotita, que ocupó los intersticios entre los granos de cuarzo y feldespato; estos últimos han recrystalizado sólo en ínfimo grado.

*Metamorfismo.*— La *pasta* es, como se ha dicho, generalmente abundante, en especial en los tipos de grano fino. El metamorfismo térmico ha influido dándoles una gran consistencia, efecto de la recrystalización. Esta acción térmica se manifiesta en la formación de un agregado felsítico de *cuarzo*, a veces con algo de *feldespato* y, luego, la neoformación de *biotita* en laminillas divergentes, pequeñas. Es éste el grado de transformación más frecuente en tales rocas, el cual les comunica un color gris oscuro azulado y gran consistencia, que es el aspecto más común de los representantes de esta serie. A este tipo pertenecen los bancos plegados que aparecen en el valle del Lago Epuyén, al norte de Los Morros [10]. Las rocas procedentes de esa localidad presentan, además, señales de deformación que se evidencia en flexuras y rupturas de los cristales de plagioclasa, cuarzo y muscovita. La biotita, en cambio, es post-tectónica.

En el valle del Río Epuyén, tanto en el Cerro Pirque [11] como en el lato opuesto [12], hay areniscas de color blanquecino verdoso y de gran dureza. El color anormal parece deberse a la ausencia de biotita, aunque la sección microscópica revela algunos restos detríticos de ese mineral, cloritizado, así como agregados cloríticos de pequeño tamaño. Una roca de este tipo aparece en el filo septentrional del Cerro Pirque [13]; contiene ella mucha *muscovita* detrítica y algunos gránulos de *diópsido*.

Los términos afaníticos, de color azul negruzco y fractura astillosa mencionados al principio, son esencialmente el producto del metamor-

fismo térmico de rocas arcillosas y, probablemente, grafiticas, con algo de material elástico muy fino. Ahora consisten, principalmente, en gránulos de laminillas pequeñísimas de *biotita*, sin apreciable orientación dimensional, que pueden marcar una estratificación original en mayor o menor grado. En la mayoría de los casos esta estratificación es poco marcada, aunque visible, y da lugar a una imperfecta esquistosidad. En otros casos, empero, como en ciertos afloramientos de la cumbre septentrional del Cerro Pirque [7], esa misma roca presenta un fino bandeado, exagerado por la alteración superficial. Las bandas son muy finas, de menos de un milímetro y están realzadas por la concentración de un material negruzco, opaco, probablemente *grafito*, en bandas finas y con escaso elemento detrítico, que alternan con otras más claras, libres en gran parte de aquel material y con una cierta proporción de cristales detríticos de *cuarzo* y *feldespato* que por su tamaño — que oscila alrededor de 0,02 mm — puede considerarse como « limo ». Dichas bandas claras son más gruesas (término medio  $\pm 0,5$  mm) que las oscuras. Todo esto coincide notablemente con la textura de los sedimentos glaciolacustres con estratificación periódica anual (« varves »); al igual que en ellos, el pasaje de una banda a la otra es gradual en un sentido y brusca en el otro (véase lám. II, fig. 1). El espesor de cada ciclo es variable; macroscópicamente, aparecen bandas de varios milímetros; pero examinando cuidadosamente con la lupa o, mejor aún, bajo el microscopio, cada banda se resuelve en varias otras. Aun lo que a una rápida observación microscópica revela ser un ciclo puede, a veces, ser descompuesto en otros subciclos de espesor muy reducido.

Un grado más avanzado en el metamorfismo se manifiesta en la aparición de *augita diopsídica* y *actinolita*. La primera se presenta como pequeños cristales irregulares, de aspecto criboso; su color es castaño verdoso y sus propiedades ópticas, medidas con ayuda de la platina universal, son:  $2V (+) = 58^\circ \pm 2$ ;  $z:c = 47-48^\circ$ .

La *actinolita*, débilmente pleocroica, aparece en agujitas alargadas que, reuniéndose en haces, forman cristales mayores de hábito prismático esquelético, que desde el centro a los extremos se va resolviendo en las agujas elementales. Sus valores ópticos son:  $2V (-) = 72^\circ \pm 3$ ;  $z:c 14^\circ$ . La *actinolita* predomina sobre el piroxeno en ciertas bandas finas de la roca. Existe generalmente, además, *epidoto*. En la roca tomada como tipo para esta descripción, que proviene de la falda oriental del Cerro Pirque, frente al puesto del Vasco [14] y que es de tipo afanítico, muy dura y de color claro, existen también bandas delgadas con menor cantidad de material psammítico y cuya pasta es rica en laminillas de *biotita*, con exclusión de los otros minerales metamórficos. El cuarzo y el feldespato no han sido mayormente afectados por el metamorfismo, aun en estos grados más elevados.

En el Cordón del Lago Los Patos [15] afloran bancos de *grauvaca hornfésica*, moteada y levemente bandeada; las motas son pequeñas ( $\pm 0,5$  mm) oscuras, hallándose las bandas más marcadas en algunos tipos que en otros. Su color es gris verdoso, claro u oscuro; en estas últimas las manchas se manifiestan sólo en las superficies alteradas, siendo su compacidad muy grande. Microscópicamente, estas rocas consisten en un agregado granular fino o microgranular de *cuarzo* (45 %), *albita* (30 %), *biotita* y *muscovita* (25 %). En algunos tipos el *cuarzo* es más abundante que el *feldespato*, habiendo, en cambio, más *muscovita*. La textura es pavimentosa y los granos de *cuarzo* pueden incluir gránulos de *óxido de hierro*. La *biotita* aparece en pequeñas laminillas, en gran parte cloritizadas y que encierran muchas agujitas de *rutilo*, paralelas al plano basal y que son el producto residual de la alteración. La *muscovita* tiende a formar metacristales y constituye las motas al presentarse en agregados de esos metacristales, en compañía de algo de *biotita* cloritizada.

Entre las rocas de este complejo se intercalan, aparte de los numerosos filones-capas de distintos tipos, algunos bancos de tobas muy consolidados. Estos pueden observarse dentro del área de la hoja 41 b, a unos 4 km al ENE de la Cuesta del Ternero (7, p. 12). Allí las capas de la serie se inclinan fuertemente hacia una fractura y han sido penetradas por *granodioritas*. La roca predominante es una toba litificada de color gris azulado, que muestra un bandeo característico, bien visible en las superficies expuestas a la meteorización y que consiste en la alternada distribución de zonas ricas en pequeños cristales de *feldespato*, que se destacan por su tinte blanquecino. De acuerdo con la observación microscópica, los fenoclastos son de *albita*, *ortoclasa* y *cuarzo*. Los *feldespatos* son de hábito subedral y se hallan más o menos alterados en *caolinita*, habiendo algo de *sericita* en algunos cristales de *albita*, la cual puede presentar maclas polisintéticas a no. El *cuarzo* es totalmente irregular; las dimensiones de los fenocristales no pasan, en general, de 1 mm. Existen además algunas laminillas de mica, más o menos cloritizadas. Los *xenolitos* son escasos y pequeños, siendo de tipo andesítico, con abundante epidoto. La *pasta* de la toba es *microfelsítica*, *cuarzo-feldespática*, con bastante *clorita* en forma de laminillas muy pequeñas. El tamaño del grano de esta pasta es variable. La *calcita*, muy abundante, forma cristales de apreciable tamaño.

Ya en un trabajo anterior (7, p. 13), se apuntó la probabilidad de que esta serie sea sincrónica con la de « Millaqueo », descrita por Ljungner (12) y que aparece en la costa meridional del Lago Nahuel Huapi (Brazos del Viento y Tristeza). Ella se compone allí de esquistos arcillosos y areniscas grises de aspecto cuarcítico, asociados a una « serie granodiorítica », representada esta última por una roca intrusiva de estruc-

tura diabásica. El citado autor coloca al complejo sedimentario en el Liásico, aduciendo que entre sus elementos integrantes predominan materiales clásticos provenientes de las « porfiritas » y « pórfiros » de la « Serie Porfirítica » de la Península Huemul, que considera triásica superior; las manifestaciones intrusivas, por su parte, corresponderían al Malm.

Pero recordaremos que Feruglio (4, p. 34) se inclina por una edad paleozoica superior para esta serie eruptiva y los sedimentos asociados. Además, al describir los esquistos que afloran en la cuenca de Epuén, en los alrededores de Cholila y Leleque y en las inmediaciones de Esquel, dice Feruglio (4, p. 33) que tienen un gran parecido con las rocas premesozoicas de la Cordillera entre los lagos Buenos Aires y San Martín, asimilando a dicha formación el complejo de esquistos, mayormente filíticos, que señala Krüger (10) en las cuencas del Río Corintos y del Lago Futalaufquen, así como las rocas que aparecen en la costa pacífica a ambos lados del Río Yelcho. Anota la posibilidad, entonces, de que la « serie de Millaqueo » sea más reciente que los « esquistos de Esquel ».

Con razonamientos algo diferentes llega Groeber (9, p. 369-70), a una conclusión análoga. Revisaremos rápidamente, antes de pasar al fondo de esta cuestión, los fundamentos esbozados por dicho autor. Alude en primer término a la gran extensión de los esquistos arcillosos, convertidos en « hornfels » por la intrusión granodiorítica; lejos del contacto ígneo, como ocurre en el Lago Futalaufquen, tales sedimentos acusarían poca transformación. En lo que respecta al Cordón de Esquel y otras localidades cercanas, dice que los depósitos arcillosos « se parecen extraordinariamente en su aspecto a esquistos graptolíferos silúricos », descartando su posible atribución al Liásico. Establece luego que ellos han sufrido un intenso plegamiento, anterior a las intrusiones granodioríticas, y otro posterior a ellas, responsable este último del dinamometamorfismo acusado por los esquistos, agregando que la yuxtaposición de láminas de diorita y de esquistos hornfelsizados, a menudo visible, no puede ser producida por intrusión sino por laminación tectónica. Según todo esto, podríamos hallarnos en presencia de una prolongación austral del plegamiento hercínico que, como se sabe, aparece en San Juan, Mendoza y la región chilena de Coquimbo, Vallenar, etc.; aunque tampoco podría excluirse una edad caledónica del diastrofismo en la Cordillera Patagónica septentrional. Podría admitirse, además, que los sedimentos antiguos de esta zona fueran homólogos con las areniscas cuarcíticas y esquistos poco metamorizados de la Cordillera Patagónica austral y sobre los que descansan, con marcada discordancia, las porfiritas y pórfiros cuarcíferos del Malm.

Llegamos así a lo que podríamos llamar el punto neurálgico en todos los argumentos esgrimidos hasta ahora. Consiste él, primeramente, en

un hallazgo efectuado por el señor A. Cazaubon y del que se dió cuenta en esta *Revista* (2). Se trata, como se recordará, de una flórmula cuya constitución revela, por ahora, un promedio de especies propias del Liásico, quizá medio a superior. Debemos comenzar por admitir que los sedimentos portadores de esos restos se hallan formando un cerro aislado dentro del «Cordón de Esquel» y sin conexiones bien visibles con el cuerpo principal de los esquistos. Pero lo cierto es que ellos acusan los efectos del metamorfismo de contacto y las muestras correspondientes, que también hemos examinado, nos inducen a afirmar su extraordinaria similitud con aquellas recogidas por nosotros, no sólo en la región de Epuyén y Cholila, sino con las que en 1943 coleccionamos, precisamente, en los cortes del ferrocarril al este de los cuarteles de Esquel y que describe Groeber (9, p. 369). Estas últimas, por su parte, nos han permitido establecer un estrecho paralelismo con las areniscas, de tipo grauváquico, que forman la sucesión de bancos apoyada discordantemente sobre el gneis al sur del Lago Los Patos.

No hemos de olvidar que Cazaubon, en su nota preliminar (2, p. 41), hace referencia a una teoría según la cual el complejo plantífero sería más joven que los esquistos hornfelsizados, los que vendrían a constituir un «dorsal paleozoico». Tal suposición ha sido expresada sólo verbalmente hasta ahora y, por nuestra parte, debemos recalcar la necesidad de mayores estudios al respecto, pues forzoso es admitir, según el estado actual de las observaciones, que no poseemos suficientes elementos de juicio para corroborar esa subdivisión estratigráfica. Si esto sucediera, eventualmente, y llegara a distinguirse entre una serie de «esquistos antiguos», homóloga con la del Lago San Martín, como opina Feruglio (4, p. 33) y otra más moderna, mesozoica, tendríamos entonces planteada la siguiente cuestión: Por lo menos desde la latitud de Nahuel Huapi, una serie de sedimentos, típicamente de «geosinclinal» (en el sentido de Krynine, 11), se extendería hacia el sur, en una faja que abarca 14 grados de latitud geográfica, hallándose sus últimas manifestaciones observables en la Isla de los Estados (Harrington, 1943). Dicho más concretamente, *en estas rocas tendríamos los representantes de un verdadero geosinclinal mesozoico.*

No podemos extendernos aquí en consideraciones comparativas muy detalladas, pero bastará examinar las descripciones de los perfiles levantados por Feruglio en la región occidental del Lago Argentino (6) y las clasificaciones petrográficas de Zuffardi que los acompañan, para advertir (pese a las variaciones de nomenclatura utilizada) la afinidad de los caracteres litológicos entre la «serie de esquistos de la Cordillera Principal» (6, p. 20) y las que bajo la denominación general de «grauvacas» hemos reunido en páginas anteriores.

Es interesante, asimismo, apuntar otro tanto con respecto a las rocas

que constituyen el flanco interno del arco fueguino. Uno de nosotros (Petersen) tuvo oportunidad de coleccionar, hace un año, algunas muestras al sur del Lago Cami (o Fagnano) y, especialmente, en el Cerro Hewepen. Recubriendo un « stock » diorítico, se hallan allí potentes bancos de un *hornfels cordierítico* cuya afinidad con la serie del Lago Argentino salta también a la vista. Hemos de aceptar provisoriamente, pues, la continuidad entre esas rocas de la Patagonia austral y las de Tierra del Fuego, hecho que, por otra parte, no es inverosímil ante el conocimiento actual de la parte septentrional de la Isla de los Estados. Hallándose los estudios sobre esa zona en vías de prosecución, los detalles correspondientes nos ocuparán en un futuro trabajo.

No menos importante será establecer qué relación guarda la serie metamórfica descrita del Chubut occidental con los depósitos fosilíferos liásicos de la región del Río Genua (3), Languiñeo y, siguiendo en este orden de ideas, con los del Neuquén y sur del Mendoza. Más aún, creemos llegado el momento de preguntarnos si dichos estratos fosilíferos constituyen, tan sólo, una facies marginal de aquella gran cubeta geosinclinal que con gran probabilidad, se constituyó ya durante el Triásico, si es que sus términos inferiores no entran hasta en el Paleozoico superior.

Recordemos que la atribución al Paleozoico de las « rocas antiguas » que en la cuenca del Lago San Martín « yacen en marcada discordancia debajo del complejo Porfírico » (6, p. 20), aunque verosímil, no se halla definitivamente comprobada hasta ahora. Sabemos que fué Steffen (19, p. 70) quien, al hablar de los « gneis y esquistos antiguos » del valle del Río Coligüe (al norte del Lago San Martín), supuso para ellos una edad devónica, sin dar motivo alguno en apoyo de tal opinión, lo que ya fuera hecho notar por Quensel (15, p. 26, nota 3). Luego, sean o no equivalentes las citadas rocas a algún término dado de la sucesión de los « esquistos de Esquel », su ubicación cronológica sigue siendo ignorada y toda suposición que se formule, antes de hallarse una comprobación paleontológica precisa, será por fuerza prematura. El estudio del metamorfismo y la relación que guardan las rocas intrusivas con dichos esquistos, no dejará de tener importancia en la dilucidación de tan interesante problema.

#### LAS PLUTONITAS

El grupo litológico de más amplia representación en la zona se halla constituido por rocas intrusivas graníticas, dioríticas y granodioríticas; ellas integran la mayor parte de los cordones cordilleranos de todo el Chubut occidental y, como sabemos, es enorme su distribución tanto hacia el norte como hacia el sur en la Cordillera Patagónica.

Ajustándonos a un orden orográfico, esto es, considerando en primer término las cadenas más elevadas del poniente, debemos detenernos algo en el Cordón del Límite Internacional, en su tramo comprendido entre el paralelo 42° y el brazo occidental del Lago Puelo. Los picos en que culmina este macizo se hallan formados, casi sin excepción, por una *granodiorita* que, en forma característica, podemos observar en el Cerro Guardián [16]:

Es una roca de grano mediano a fino, con feldespato de tinte rosado y minerales félicos verde oscuros, de contornos algo difusos. Aunque es dura y tenaz, presenta indicios de alteración.

Al microscopio se presenta constituida por *plagioclasa* (45%), *ortosa* (15%), *cuarzo* (20%), *hornblenda*, *biotita*, *titanita*, *magnetita*, *apatita*. Su textura es *granular*, *hipidiomorfa* y *monzonítica*.

La *plagioclasa* (albita, albita-oligoclasa), se presenta en cristales eudrales de  $\pm 1$  mm de longitud media, profusamente alterados en caolinita y sericita. Los intersticios están ocupados por *cuarzo* y *feldespato potásico*. Este último se caracteriza por una caolinitización tan intensa que lo hace en muchos casos prácticamente opaco. *Hornblenda* y *biotita* se hallan fuertemente alterados en clorita y epidoto, habiendo perdido casi totalmente su idiomorfismo.

La roca está cruzada por finas venas compuestas por pequeños cristales tabulares de *albita* y algunos de *calcita*, flanqueados por ambos lados por epidoto granular, acompañado asimismo de *calcita* y *albita*. El aspecto de la albita es fresco, como corresponde a su origen hidrotermal.

El tercio inferior del cordón, en cambio, se presenta constituido por diferenciaciones de aquella roca, como sucede en el flanco oriental donde los altos espaldones escalonados, fuertemente pulidos y aborregados por efectos del hielo, que resaltan al contemplar la montaña desde el valle del Río Azul, se hallan formados por *tonalitas*, de aspecto bastante uniforme [17].

Son rocas de grano mediano a fino, de color gris verdoso medianamente oscuro debido a la abundancia del anfíbol. El feldespato resalta por su tinte gris claro y el cuarzo, poco conspicuo, muestra un tono verdoso. La roca presenta finas grietas tapizadas por *hornblenda* y *clorita* finamente divididas. El aspecto es moderadamente fresco.

Al microscopio se comprueba que sus componentes son: *plagioclasa* (50%), *hornblenda* (incl. *clorita*, 25%), *cuarzo* (23%), *magnetita*, *titanita*, *apatita*. La textura es *granular*, *hipidiomorfa*.

La *plagioclasa*, que se presenta en prismas cortos subdrales, se distingue por una profusa y homogénea seritización, que hace difícil determinarla. Su composición parece ser la de una *andesina media*. Además de la sericita, el feldespato presenta grumos irregulares de *caolinita*.

La *hornblenda* ( $z : c = 22^\circ$ ), que posee un pleocroísmo relativamente débil, entre amarillo verdoso pálido y verde hierba, se presenta en cris-

tales generalmente alterados por la cloritización, la cual le ha hecho perder la nitidez de sus contornos. Esta cloritización está en algunos casos muy avanzada, transformándose el primitivo cristal en un agregado irregular de laminillas de clorita, con algo de *epidoto*. El hábito es más bien intersticial.

Las finas venas verdosas, observadas macroscópicamente, revelan estar formadas por diminutos prismas de anfíbol que pueden presentar, en su plano medio, cristales de mayor tamaño.

La gran representación de estas tonalitas es allí, con toda probabilidad, más aparente que real en virtud de hallarse repetidas, quizá varias veces, debido a fracturas que se manifiestan en los escalones citados.

La unidad orográfica que continúa hacia el este, el Cordón Curamahuida (y su prolongación al sur, el Cordón Divisorio situado entre los lagos Puelo y Epuyén), se encuentra casi totalmente constituida por *granodioritas*, con caracteres petrográficos relativamente uniformes aunque de grano diverso. En su forma típica se las puede examinar en la eculminación del primer cordón mencionado (Cerro Negro) [18]:

Son rocas de grano fino y buena conservación, con abundantes cristales negros de hornblenda, de 1-2 mm, en la base cuarzo-feldespática gris. Sus componentes, estudiados microscópicamente, son: *andesina* (40%) *cuarzo* (15%), *ortosa* (25%), *hornblenda* (15%), *titanita*, *magnetita* y *apatita*. Su textura es *granular*, *hipautomórfica*, *monzonítica*.

La *plagioclasa* es algo zonal y varía de andesina ácida a básica; se presenta en cristales tabulares bien maclados, a menudo fuertemente reemplazados por caolinita, sericita y, a veces, *epidoto*, siendo el grado de alteración variable. La *plagioclasa* forma entre el 40 y el 50% de los componentes incoloros. *Cuarzo* y *ortosa*, en proporciones aproximadamente iguales, constituyen el resto, ocupando como relleno los interespacios. La *ortosa* está suavemente caolinitizada.

La *hornblenda* es, con mucho, el más abundante de los componentes félicos:  $Z = Y =$  verde hiedra;  $X =$  amarillo verdoso pálido;  $Z \wedge c = \pm 19^\circ$ . Es a veces hipidiomorfa, pero más a menudo alotriomorfa e intersticial; se encuentra bastante alterada en clorita y *epidoto* y lleva como inclusiones cristalitos de feldespato, magnetita, etc.

La *biotita* ha sido casi totalmente modificada en *clorita*. Sólo en contados casos se conserva algo de la birrefringencia original. Los pseudomorfos son en general más euedrales que la *hornblenda*.

La *titanita* es relativamente frecuente y aparecen cristales completamente anedrales de regulares dimensiones, rellenando los intersticios.

La *plagioclasa* — en la mayoría de los casos una *andesina media* — puede variar en estas rocas entre *albita* [19] y *andesina básica* [20]; su proporción oscila entre 40 y 50%. La *ortosa* va desde 5% [14] a 25% [18] y el *cuarzo* de 12% [21] a 35% [22]. En cuanto a la *hornblenda*, puede hallarse en cantidades muy reducidas o ausente, como ocurre en el

mismo filo de la Curamahuida [22], advirtiéndose en tal caso una mayor participación de cuarzo; ocasionalmente, sin embargo, llega la roca a presentar un aspecto más francamente diorítico por la relativa abundancia de componentes oscuros (alrededor de 1/3 del total), correspondiendo entonces a la hornblenda hasta el 30 %, cual sucede con la que forma la cresta del Cordón Divisorio [21]. La *biotita* rara vez alcanza a un 5 % [20].

Vasta representación tienen estas granodioritas en el Cordón del Pirque (Lám. I, fi. 1), pudiéndose las seguir especialmente en sus flancos occidental y austral, sobre la gran depresión tectónica ocupada por el Lago Epuyén. Al sur de ésta, es decir en el extremo septentrional del macizo denominado «Cordón de Cholila», se halla la continuación directa del grupo que, en conjunto, acusa una gran uniformidad de composición y la que en promedio se mantiene muy semejante a la del Cordón Divisorio. En la Planicie Chica, sin embargo, se hace visible un cuerpo granítico, sobre el que más adelante volveremos.

La otra cadena montañosa que sigue al este se halla constituida por la terminación meridional del Cordón Piltriquitrón y su prolongación al sur, el Cerro de los Corrales, dividida del macizo del Pirque por la fosa tectónica del Hoyo de Epuyén. Allí también es abundante la participación de este complejo intrusivo, aunque sus rocas componentes, donde la densa vegetación ha dejado algún trecho sin cubrir sobre las grandes escarpas de fractura, se presentan profundamente afectadas por el dinamometamorfismo. Tal es el caso en todo el flanco occidental del sistema Piltriquitrón-Los Patos, hasta la Angostura del Río Epuyén, sobre el que es común hallar afloramientos aislados (Catarata del Hoyo, Puesto de Z. Leiva, camino nuevo aguas arriba de la Angostura), que evidencian los efectos de la tectónica en diverso grado; muchas de estas rocas acusan un estado de alteración y disgregación mecánica que induciría, a primera vista, a considerarlas de gran antigüedad. En algunos ejemplos, como en la bajada del nuevo camino de cornisa al Arroyo de las Minas y en los alrededores de la Angostura, se advierte una variación de estas rocas hacia el tipo más francamente diorítico. Allí aparecen varios giros, alternantes con otros de rocas efusivas más modernas y que luego nos ocuparán, de una *diorita* visiblemente afectada por fuertes desplazamientos, los que han originado en ella gran cantidad de diaclasas<sup>1</sup>, determinando su fácil ruptura en poliedros [23]:

<sup>1</sup> Siendo éste uno de los numerosos lugares de la zona con buenas posibilidades para el emplazamiento de futuras usinas hidroeléctricas (véase BAILEY WILLIS *El Norte de la Patagonia*, 1914, p. 259-60), adelantamos aquí todos los datos petrográficos que hemos podido recoger, así como las condiciones tectónicas reinantes sobre la Angostura (véase más adelante, «Serie Andesítica» y «Rasgos tectónicos»).

Es una roca de grano muy fino, grisácea, con buen porcentaje de minerales ferromagnésicos. Los elementos leucocráticos muestran un leve tinte rosado.

Al microscopio presenta los siguientes componentes: *Plagioclasa* (60 %), *hornblenda* (30 %), *cuarzo* (8 %), *magnetita*, *apatita*. Su textura es *granular*, *hipidiomorfa*.

La *plagioclasa* es marcadamente idiomorfa y, además de un clivaje bastante desarrollado, presenta una zonalidad sumamente notable, con cambios bruscos de composición, la cual, en un solo cristal, suele variar de labrador básico a andesina ácida u oligoclasa. El reemplazo por sericita y caolinita es bastante intenso.

La *hornblenda* acusa señales de alteración y, en partes, ha pasado a *clorita*. Su pleocroísmo es débil, en tintes verdosos, pálidos y sucios; su birrefringencia ha sido también muy disminuída. Escasos cristales conservan aún su pleocroísmo en verde glauco (Z), verde hiedra (Y) y amarillo verdoso (X).

El *cuarzo* ocupa escasamente algunos intersticios. Su proporción alcanza apenas a 5 %. La *magnetita* es notablemente abundante.

Como *dioritas cuarcíferas* (o *tonalita*) han de agruparse, en cambio, las que en masas más o menos extensas integran la mayor parte de la terminación meridional del Cordón Occidental de El Maitén y, en especial, el Cordón de Shulten, alrededor del pequeño Lago Las Mercedes (también llamado Shulten). De la costa septentrional de éste procede la siguiente *tonalita* [24]:

La roca es de grano mediano (1,5 a 2 mm), grisácea, rica en componentes oscuros que a veces forman «schlieren» de grano muy fino; algunos cristales de feldespatos de hasta 6-7 mm le dan una textura porfiroide.

Al microscopio se ve que sus componentes son: *Plagioclasa* (60 %), *cuarzo* (20 %), *hornblenda* (15 %), *biotita*, *magnetita*, *apatita*, *zircón*. La textura es *granular*, *porfiroide*, *hipidiomorfa*.

La *plagioclasa* (*oligo-andesina*) es hipidiomorfa; el maclado es muy abundante y la zonalidad poco marcada en general. Estado de conservación bueno. La *hornblenda* ( $Z \wedge c = 17-18^\circ$ ) es pleocroica: Z = verde glauco, Y = verde cobalto, X = amarillo ultramar. La *biotita* se halla en gran parte cloritizada. El *cuarzo* presenta extinción ondulada; su proporción es alrededor de 15 % del total.

Verdaderas *dioritas* son, además, las que en el flanco oriental del Cordón del Cholila aparecen esporádicamente entre los sedimentos metamorfizados que predominan en el macizo, hallándose las hasta muy cerca de la cumbre.

No son, por cierto, las rocas dioríticas y granodioríticas las únicas manifestaciones intrusivas en gran escala. También se encuentran ampliamente representados los granitos y, en especial, sus diferenciaciones

adamellíticas. Ajustándonos también aquí a un orden orográfico de oeste a este, ellos hacen su primera aparición sobre el brazo occidental del Lago Puelo, al pie del Cordón de las Agujas. Atravesadas por finas y abundantes venas de cuarzo, afloran allí varias masas extensas de una *aprita adamellítica* [25] sin mayores muestras de deformación mecánica :

Es una roca de grano muy fino, de color gris rosado y fractura fresca. Al microscopio se advierte que sus componentes son : *Ortosa* (25 %), *cuarzo* (40 %), *oligoclasa* (20 %), *biotita*, *magnetita* y *apatita*. Su textura es *granular*, *porfiroide*, *panalotriomorfa*. Muestra una leve textura porfírica, con cristales de *oligoclasa ácida*, idio o hipidiomorfos, de 1 mm, alojados en una base de cuarzo, feldespato potásico y oligoclasa en granos alotriomorfos y diámetros oscilantes alrededor de 0,2 mm.

La *plagioclasa* es maclada y zonal, con una apreciable seritización en los núcleos, mientras que la *ortosa* muestra una caolinitización considerable. Los cristales de *biotita*, generalmente en pequeños agregados, otras veces aislados, son relativamente escasos, siendo su cloritización bastante avanzada.

Los cuerpos graníticos se continúan, por lo menos, hasta el Lago Esperanza (o Alerzal) y al igual que las granodioritas, tienen en conjunto un aspecto bastante fresco ; pero localmente el dinamometamorfismo les ha comunicado cierta apariencia de « antigüedad », al provocar cambios de textura y desarrollo de planos de diaclasas que ocultan los caracteres originales. Bien evidente es este fenómeno, en especial, sobre los flancos de valles. Un caso ilustrativo tenemos sobre la margen derecha del Arroyo Derrumbes, que cae al Lago Puelo desde el sur. En un escalón de 80-100 m, se hace visible un *granito trondjemítico* [26] :

La muestra es de grano mediano a grueso, comunicándole la abundancia de feldespato calcosódico un tono blanquecino. Posee aspecto medianamente fresco.

Al microscopio revela poseer como componentes : *Oligoclasa* (40 %), *cuarzo* (38 %), *feldespato potásico* (12 %), *muscovita*, *biotita*, *apatita*. La textura es *granular*, *hipidiomorfa*.

La *plagioclasa* es marcadamente sódica (*oligoclasa ácida*) y se presenta en dos maneras : como individuos idiomorfos, relativamente pequeños, con zonalidad realzada por la alteración, y como grandes individuos alotriomorfos (p. ej. 3-4 mm), que forman la gran mayoría ; hay términos de pasaje entre ambos casos. Las maclas son relativamente escasas y poco visibles. El grado de alteración es avanzado, con abundante seritización. Laminillas de *mica* de hasta 0.5 mm se hallan incluidas en los cristales, formando dos o tres sistemas paralelos a los clivajes. *Caolinita* se halla también presente entre los productos de alteración.

El *feldespato potásico* es relativamente escaso (entre 10 y 15 %), alotriomorfo y muestra su característica alteración en caolinita. A veces se

observa débilmente un maclado tipo microclino. Muy comunes son las pertitas redondeadas (« beads », Alling), indudablemente de reemplazo. Los contactos plagioclasa-feldespato potásico ostentan indicios inconfundibles de reemplazo.

El *cuarzo* es muy abundante (35-40 %), siendo absolutamente anedral. *Muscovita* aparece, aparte de hallarse incluida en el feldespato en la forma descrita, en cristales agregados más o menos desordenadamente, acompañada de *biotita* en franco proceso de cloritización.

Diferenciaciones aplíticas como la descrita más arriba aparecen también en la terminación septentrional de la Curamahuida [27]. Pero la mayor representación entre las rocas de este tipo corresponde a los *granitos adamelíticos* que constituyen gran parte del flanco oriental del Cordón del Pirque, especialmente en su mitad austral. Frente al Puesto de J. Núñez y sobre la margen izquierda del Río Epuyén, integran el macizo desde el valle hasta el filo; de este último procede la muestra siguiente [28]:

Se trata de una roca de grano mediano, algo porfírica, con fenocristales rosados de ortosa, la que alcanza a menudo a más de 1 cm.

Al microscopio presenta los siguientes componentes: *Plagioclasa* (35 %), *ortosa* (25 %), *cuarzo* (25 %), *biotita* (10 %), *hornblenda magnetita*, *titanita*, *apatita*. Su textura es *granular*, *hipidiomorfa*, más bien de tipo monzonítico, en que el feldespato potásico y el cuarzo ocupan los espacios intersticiales.

La *plagioclasa* es una andesina ácida que se presenta en cristales lípidio a idiomorfos, finamente maclados y fuertemente alterados en sericita y caolinita. La alteración se extiende por lo común sobre casi toda la superficie de las secciones, dejando un estrecho margen de relativa limpidez. La zonalidad es visible, aunque no muy marcada.

La *ortosa* es alotriomorfa; muestra nítidos clivajes y abundantes inclusiones perfiticas de desmezcla (exsolución), (« string-perthite », « film-perthite », Alling). Estas se disponen a veces en dos sistemas, según los planos de clivaje (010) y (001). Las pertitas se hallan significativamente ausentes o casi en los márgenes de las secciones.

El *cuarzo* es anedral y oficia típicamente de relleno intersticial. Las laminillas y paquetes de *biotita* se encuentran en su mayor parte cloritizadas. Su alteración ha producido también algo de *pistacita*. La *hornblenda*, bastante irregular en su forma, cuando no cloritizada por completo, se muestra descolorida, siendo su pleocroísmo: Z verde azulado; Y verde claro; X amarillo verdoso pálido.

Los granos de *magnetita* son an o subedrales. La *titanita*, escasa, deja ver su característica sección rómbica.

Siendo la proporción de plagioclasa, aunque algo mayor, muy semejante a la de ortosa, la roca cae en la clasificación de *adamelita*. El cuarzo forma alrededor del 20 % del total y los minerales félicos en conjunto algo más del 10 %.

Como ya hemos dicho, en la costa meridional del Lago Epuyén se presentan también estos granitos formando un enorme paredón al sur y al oeste de la Planicie Chica y que, al parecer, asciende a cierta altura en el Cordón de Cholila, pues sobre el flanco oriental se presenta por encima de los 1.500 m en pequeñas masas aisladas [29]. Son esencialmente iguales a los que acabamos de describir, aunque con regulares variaciones, en más o en menos, en lo que respecta a la proporción de ferromagnésicos. En extensión reducida se los halla, también, sobre la costa septentrional del lago y frente a la Planicie Chica, ostentando en este caso un grado de deformación equiparable al del Arroyo Derrumbes [26]. En la terminación septentrional de la Curamahuida también se hacen presentes, algo al este de la aplita mencionada [27] y formando, al parecer, la caja de esta última y de otras masas flonianas relacionadas con la granodiorita que en seguida nos ocuparán.

A juzgar por los abundantes rodados de este tipo que descienden al Hoyo de Epuyén, el zócalo occidental del Cordón del Maitén está constituido por las mismas rocas, las que a la distancia resaltan por su color característico. Su presencia en el Cordón de Leleque nos es conocida, asimismo, por la descripción de Balley Willis (23) y el trabajo de Rasmuss (16).

*Las rocas hipabisales.* — Hemos hecho hasta aquí algunas breves referencias a las diferenciaciones que aparecen, con suma frecuencia, ya en forma de filones netamente individualizables, ya de filones-capas y a veces, de «stocks» de considerables dimensiones. Se trata de masas lamprofíricas relacionadas, en la gran mayoría de los casos, con los cuerpos intrusivos granodioríticos. Al decir que esto sucede con la mayoría de ellas, queremos dejar entendido que no deseamos la posibilidad de que algunas pertenezcan, en realidad, a la «Serie Andesítica» eogena, pues si bien es a menudo visible su conexión con el plutón principal, no es menos cierto que, en ocasiones, su carácter aislado y modo de presentarse introducen un factor de incertidumbre que demandará estudios muy detallados para despejar.

En la primera categoría agrupamos las rocas de este tipo que afloran en el macizo del Pirque. Como ya hemos mencionado, esta unidad orográfica (lám. I, fig. 1) presenta un núcleo granodiorítico cuya continuidad litológica con el Cordón de Cholila, el Divisorio y la Curamahuida es indudable. Discordante con respecto a la formación sedimentaria aquí denominada «Serie del Piltriquitrón», que lo envuelve, este plutón ha emitido un gran número de ramificaciones cuya relación es a menudo francamente concordante con las capas de aquéllas y siendo responsables, asimismo, de los fenómenos de metamorfismo de contacto que ostentan las areniscas, arcillitas y grauvacas. En tales ramificaciones nos es

dado observar gran variedad de tipos filonianos, apareciendo en ellas una serie de pasajes graduales entre las rocas granítico-adamellíticas frecuentes en el filo hacia la parte media del cordón, y la facies diorítico-gabbroide que asoma hacia el extremo septentrional del mismo.

La posición de estas masas, vertical a veces, otras inclinada y, como se ha dicho, no rara vez horizontal y concordante con la roca en que se alojan, nos permite establecer con bastante claridad el carácter periférico de tales manifestaciones intrusivas. Veamos, como primer ejemplo, el de una *microadamellita* [30] que, como un potente filón de rumbo NNW-SSE, casi vertical y con un espesor aproximado de 8 m, aparece en el filo del Cordón del Pirque, esta vez en contacto neto con la granodiorita del cuerpo principal y, evidentemente, como una manifestación posterior de los procesos magmáticos que originaron a esta última :

Es una roca de color gris verdoso, finamente granular : muchos cristales mayores de plagioclasa, de 1 a 2 mm, dejan ver sus caras de clivaje, que presentan maclas polisintéticas. La muestra permite ver también el contacto, más o menos neto, con la roca granodiorítica que atraviesa. Es, en apariencia, perfectamente sana.

Al microscopio presenta como componentes : *plagioclasa* (35 %), *ortoclasa* (30 %), *cuarzo* (25 %), *biotita* (7 %), *hornblenda*, *titanita*, *magnetita*, *apatita*. Su textura es granular, hipidiomorfa, porfiroide.

Esta roca se caracteriza por la abundancia de *ortoclasa* que, junto con el *cuarzo*, forman un relleno intersticial que encierra a las tablillas de plagioclasa que miden, en promedio, alrededor de 0,4 mm. Los cristales más grandes de *plagioclasa* adquieren el carácter de fenocristales ; la composición de ésta es *andesina media*, poseyendo, en general, un margen más sódico. En algunos cristales pequeños este margen puede ser casi albíta y se encuentra netamente separado del núcleo siendo, además, muy delgado y con su borde exterior irregular, evidenciando reemplazo. Algunos de los márgenes, que reemplazan al feldespato potásico, presentan finísimas mirmequititas. Existe siempre, en las plagioclasas, una caolonización y / o seritización regularmente avanzada.

Las tablillas de plagioclasa nadan, puede decirse, en la ortoclasa (y el cuarzo). La primera se presenta en cristales irregulares, de hasta 2 mm, que encierran las tablillas y teniendo, por tanto, un hábito intersticial. Su alteración es prácticamente nula y deja ver algunas finas perfitas rectas, de exsolución, paralelas a (100). El cuarzo posee el mismo hábito que la ortoclasa.

La biotita aparece en laminillas muy pleocroicas (X = amarillo castaño claro ; Y = Z = pardo rojizo, casi negro). La *hornblenda* se encuentra en cristales verdosos, en parte cloritizados. La *titanita* es siempre intersticial.

El término *microadamellita* indica adamellita de grano fino, evitando el uso de *pórfiro*, ya que la roca es sólo débilmente porfírica.

Un término menos alcalino que esta roca y de vasta representación también en la falda oriental del Pirque, se halla constituido por una *microtonalita* [31] cuya relación con el plutón granodiorítico no difiere esencialmente de la anterior :

Es de color gris claro, formada por una masa gris blanquecina de cuarzo y feldespato, muy finamente granular, salpicada por numerosas laminillas de mica, la mayoría de menos de 0,5 mm de diámetro. Se observan aisladas manchas o agregados pequeños de color oscuro. El aspecto de la masa cuarzo-feldespática es sacaroides. El reflejo de su clivaje permite distinguir algunos fenocristales pequeños de feldespato. La roca es perfectamente sana.

Al microscopio, presenta los siguientes componentes : *Plagioclasa* (50 %), *cuarzo* (30 %), *biotita* (15 %), *granate*, *anfíbol*, *magnetita*, *feldespato potásico*. Su textura es porfírica, con pasta microgranular, pavimentosa.

Los fenocristales de *plagioclasa*, cuya composición es *andesina ácida* (An 32-35), poseen hábito eu- o subedral, con frecuencia también anedral y con incrustación de los cristales de la pasta e inclusiones de granate, cuarzo, etc. Sus maclas son finas; presentan una alteración en caolinita y sericita regularmente avanzada.

La *pasta* consiste en un agregado microgranular de cuarzo, plagioclasa y biotita; los dos primeros adquieren un hábito anedral, dando origen a una textura panalotriomorfa, pavimentosa. La plagioclasa, que domina en cantidad sobre el cuarzo, presenta con frecuencia maclas polisintéticas anchas, siendo su composición An 32-35. Su hábito es a veces subedral. El diámetro medio de los cristales de la pasta es de 0,10 a 0,15 mm. La *biotita* aparece en laminillas bien conservadas, aunque pueden presentar alguna cloritización o aún lentes de prehnita entre las laminillas. Existen, además, prismas de un anfíbol poco pleocroico, verde pálido, de formas algo imprecisas y que parecen hallarse parcialmente alterados, por su irregular extinción y birrefringencia y las comunes inclusiones de óxido del hierro. El *granate* es relativamente abundante; se presenta a veces en cristales grandes, de más de 1 mm, redondeados pero con contornos irregulares y color castaño verdoso pálido. Más frecuentes son los pequeños gránulos, aislados o agrupados junto a un agregado confuso de caolinita, algo de epidoto y sericita, distribuido profusamente sobre los cristales de la pasta y que tal vez sea el producto de alteración de un fenocristal de plagioclasa. Entre los granos de la pasta se observa a veces un escaso relleno intersticial de *feldespato potásico*.

Hacia el pie del macizo y en dirección a su extremo septentrional, hallamos estas masas lamprofíricas en forma típica, esto es, alojadas como filones-capas en los esquistos y grauwacas mencionados anteriormente. Sobre la margen izquierda del Río Epuén y a unos 200 m aguas abajo del puesto de R. Bahamonde, se levanta una serie de escalones

muy semejantes en su aspecto a los que se ven sobre el flanco occidental del Cordón Piltriquitrón. Se encuentran allí potentes bancos del complejo sedimentario cuya observación, a veces difícil por la vegetación, permite comprobar el efecto que sobre ellos ha tenido la intrusión del cuerpo ígneo y del que nos hemos ocupado al tratar aquellas rocas. No tarda en revelarse, entonces, el origen de dichos fenómenos al hallar un filón-capa que, resistiendo a la denudación en mayor grado que los esquistos, sobresale dentro de una pequeña garganta, determinando la formación de una cascada en el arroyo que por ella descende. Es en este caso una *odinita* [32]:

Es una roca muy finamente granular, de color gris azulado medianamente oscuro, homogéneo. Algunos cristales de feldespato (a veces calcita), algo mayores que el resto, se distinguen por el reflejo de sus caras de clivaje. Algunos agregados de clorita, pequeños, se denotan por su tinte verdoso. En conjunto, la roca es de apariencia fresca.

Al microscopio presenta como componentes: *plagioclasa* (40%), *clorita*, *calcita*, *cuarzo*, *titanita*, *epidoto*. Su textura es granular, muy fina, con tendencia a intersertal.

Las tablillas de *plagioclasa*, de más o menos 0,5 mm de longitud, anchas, forman un plexo cuyo relleno intersticial lo constituye clorita (penninita), cuarzo y calcita, en proporciones semejantes. Existe, además, mucha titanita de hábito igualmente intersticial. La plagioclasa se encuentra bastante alterada y su composición original parece ser *labrador-andesina*. La clorita y la calcita forman con frecuencia agregados separados, de forma groseramente esférica, de hasta 1 mm de diámetro. Hay, además, *magnetita* y algo de *epidoto*. La calcita tiene un hábito menos intersticial que la clorita y el cuarzo.

El fuerte estado de alteración que revela el examen microscópico, no permite una clasificación más exacta de esta roca; la presencia de plagioclasa básica y su abundante contenido de cuarzo indican, en términos generales, un lamprófiro odínítico.

Algo más al norte y con un modo de presentarse muy análogo al de la anterior, aunque, aparentemente, más afectada por la meteorización, aflora en masas aisladas pero frecuentes la siguiente *spessartita* [33]:

Roca muy finamente granular, con abundancia de minerales félicos que le comunica un color gris oscuro, con tinte verdoso. Finas grietas ocupadas por *zoisita* cruzan la muestra en varios sentidos.

Al microscopio, revela como componentes: *albiclasa* (35%), *anfíbol* (60%), *ortosa*, *titanita*, *cuarzo*.

La *albiclasa* se presenta en cristales maclados y tabulares de  $\pm 0,2$  mm en promedio, dispuestos en textura decusada. Los cristales incluyen, sobre todo en su centro, laminillas de *clorita* o *anfíbol* semi-cloritizados; la estructura zonal no es rara. La proporción de plagioclasa llega a  $\pm 65\%$ . El resto lo constituyen cristales de anfíbol francamente

alterados por decalcificación, en tal forma que su pleocroísmo se ha hecho apenas visible (Z = verde pálido, X = verde muy pálido, casi incoloro) y sus cortornos se han vuelto imprecisos por desintegración a lo largo de los clivajes, adquiriendo un aspecto hojoso o fibroso. El ángulo de extinción se conserva en  $\pm 17^\circ$ . Muchos individuos han pasado definitivamente a *clorita* (penninita). La alteración del anfíbol (hornblenda ?) ha dado origen a *pistacita*, que permanece incluida en los cristales. El grado de alteración en un mismo individuo puede ser variable, advirtiéndose, junto con la disminución de la birrefringencia, el pasaje de la estructura columnar del anfíbol a la hojosa de la clorita.

Es evidente que el mismo proceso que provocó la decalcificación de la plagioclasa y del anfíbol fué el que formó el epidoto y la zoisita, esta última depositada en venas de poco espesor. Es necesario admitir, por otra parte, un metasomatismo sódico efectuado por las mismas soluciones.

Mucho más fácil es el estudio de estas manifestaciones hacia el extremo septentrional del cordón y, especialmente, en su parte alta y ya fuera del límite de bosque. Recorriendo el filo que se extiende al sur de la pirámide en que culmina y ya cerca de esta última, abundan los asomos de esos filones-capas, por lo general en posición concordante con las « rocas del Piltriquitrón », esto es, subhorizontal en su mayoría, sin faltar algunos casos en que aparecen inclinados con ángulos diversos. Tomamos como ejemplo el de un *gabbro anfibólico* [34] (véase lám. II, fig. 4), particularmente bien representado en ese tramo :

Es una roca de tono oscuro, color gris verdoso, salpicado de las manchas blanquecinas del feldespato. El grano es mediano ( $\pm 2$  mm) y se observan manchas de hasta 1,5 cm, constituídas por cristales poiquilíticos de hornblenda, de contornos irregulares, que muestran amplias caras de clivaje. La roca es de apariencia fresca.

Al microscopio revela tener como componentes : *plagioclasa* (60 %), *ortopiroxeno*, *biotita*, *clinopiroxeno*, *magnetita*. Su textura es granular, parcialmente ofítica, poiquilítica.

La *plagioclasa* es en general fresca, de hábito tabular corto, abundantemente maclada. Su composición es notablemente básica. Consiste comúnmente en un núcleo que ocupa la mayor parte del cristal, de *bitownita* media a básica, y un margen de *labradorita* ácida a media. El límite entre ambas zonas es neto y, aunque en general sigue los planos cristalográficos, puede presentar grandes irregularidades, evidenciadas por engolfamiento hacia uno u otro sentido. La zona central puede presentar seritización, a veces muy avanzada. La *biotita* es muy frecuente, siendo en general poiquilítica y parcialmente cloritizada. La *hornblenda* se presenta también en cristales poiquilíticos ; en su mayor parte ha sido alterada en un agregado acicular tremolítico, dentro del cual han quedado encerrados algunos de los cristales de piroxeno. Este aparece

en pequeños cristales alterados a lo largo de los clivajes; se trata de una variedad rómbica, con 2 V (—) ca. 90°. El cuarzo forma pequeños individuos intersticiales que apenas alcanzan a sumar un 5% del total.

El grano de estas rocas filonianas se halla visiblemente relacionado con su posición estructural, es decir con su rapidez de enfriamiento. Así, cerca de lo que localmente podríamos denominar el «techo» de la intrusión, en el contacto con los hornfels, aflora una roca gris oscura, moteada, que representa una facies fina («chilled border») del gabbro que constituye la parte principal del cuerpo.

Creemos oportuno mencionar aquí la frecuente aparición, sobre todo el flanco septentrional del Pirque, de filones de *odinita* y hacer resaltar su posición no siempre muy clara con respecto al plutón granodiorítico, así como la conservación particularmente buena de la roca. Este rasgo se repite en la falda oriental de la Curamahuida y, especialmente, en su extremo nordoccidental, cerca del camino que va de El Bolsón al Lago Puelo. En contacto con la aplita descrita en páginas anteriores bajo el número [27], hallamos una *odinita* [35], en apariencia bastante fresca que, lateralmente, muestra variaciones correspondientes, con toda probabilidad, a términos de mezcla entre ambas rocas:

Es una roca de color gris-negro azulado, finamente granular, con pequeños fenocristales ( $\pm 1$  mm) de plagioclasa que dejan ver sus macas y que se distinguen por el brillo de sus caras de clivaje. Es relativamente fresca y compacta.

Al microscopio, muestra como componentes: *plagioclasa* (50%), *anfíbol* (35%), *biotita* (10%), *clinopiroxeno*, *magnetita*, *apatita*. Su textura es porfírica, intersertal, holocristalina.

La *plagioclasa* presenta numerosas inclusiones de anfíbol, en forma de agujas dispuestas al azar. Además, ha sufrido reemplazo por sericita y clorita, generalmente bastante avanzado. Su composición es la de *labradorita ácida*. La microlitas de la pasta, feldespáticas, son de  $\pm 0,3$  mm de longitud media y algo más frescas que los fenocristales. El anfíbol ( $Z : c = 18^\circ$ ), se presenta en parte intersticial, en parte hipidiomorfo, de hábito prismático corto y extremos deshilachados. A menudo forma agregados de prismas entrecruzados. Su pleocroísmo es débil:  $Z =$  verde pasto;  $Y = X =$  castaño verdoso pálido. Con frecuencia incluye gránulos de magnetita. La *biotita* se presenta en agregados intersticiales de pequeñas laminillas frescas. El *piroxeno* aparece en forma de microfenocristales idiomorfos, maclados sobre el primer pinacoide. Existen además, fenocristales de cuarzo de 2-3 mm, escasos en número.

Esta roca es probablemente el resultado de la consolidación de un magma basáltico, en el que la concentración de un líquido residual acuoso permitió la transformación de la diabasa original en una roca rica en hornblenda, por un proceso de carácter deutérico. Es posible, también,

que la hornblenda no sea de origen dentérico, sino primario. La riqueza en biotita indica un enriquecimiento notable en potasio del líquido residual, lo cual le comunica un carácter lamprofirico.

Es de lamentar que en este caso no hayamos podido observar la relación existente entre ellas y la intrusión granodiorítica, por no aflorar ésta en las cercanías, hecho que impide definir exactamente un orden en los fenómenos intrusivos. Las observaciones realizadas en el Pirque permitirían considerar a estas rocas, por analogía, como facies filonianas derivadas de un cuerpo intrusivo próximo, es decir de un plutón granodiorítico. Aunque esta conclusión se presenta como la más razonable debemos, no obstante, dejar a futuros investigadores la tarea de aclarar completamente la duda sobre si tales lamprofirios han de interpretarse de acuerdo con nuestra opinión o si corresponden, como no sería del todo improbable, a manifestaciones más modernas.

El desarrollo de estos cuerpos lamprofiricos es considerable, asimismo, sobre el brazo occidental de Lago Puelo. En el camino de herradura que une este último con el puesto fronterizo de Gendarmería y antes de bajar a la playa de una pequeña ensenada, llama la atención un « stock », aparentemente de gran tamaño aunque de límites no identificables debido a la vegetación, constituido por un *gabbro hornblendífero (cortlandita)* [36]:

Se trata de una roca de aspecto fresco, de grano fino a mediano. La abundancia de anfíbol le comunica un color gris negruzco, siendo la plagioclasa igualmente de tonos oscuros. El grano medio de la roca es de 2 mm, aproximadamente.

Al microscopio, sus componentes resultan ser: *biotita* (60%), *hornblenda* (30%), *clinopiroxeno* (5%), *magnetita* (4%) y *apatita*. La textura es granular, hipidiomorfa.

La *biotita* (An 72) es anedral o subedral y se encuentra muy bien conservada, salvo una epidotización local; las maclas son muy abundantes, observándose incluso la de Baveno. Las maclas polisintéticas son a menudo notablemente finas; las zonas son frecuentes y a veces muy marcadas. La *hornblenda* es anedral e intersticial, mostrando señales de una decoloración general que, en ciertos casos, se aproxima a una cloritización. La absorción es variable:  $Z \sim Y = \text{verde botella}$ ;  $X = \text{amarillo verdoso pálido}$ , es el más frecuente pero, en general, los tonos son más débiles. Un *piroxeno*, cuyas características parecen indicar *diópsido* ( $Z \wedge c = 33^\circ$ ), se encuentra no raramente como inclusión en hornblenda, de contornos por lo común extremadamente difusos e irregulares, evidenciando transiciones graduales entre ambos minerales. Este piroxeno es interpretado como relicto.

La *magnetita* es frecuente, en granos sub y anedrales de regular tamaño ( $\pm 0,05$  mm). *Clorita* se halla en escasa cantidad, como producto de alteración de la hornblenda. Algunas grietas, de unos 0,1 mm

de espesor, han sido el camino de soluciones hidrotermales o deutéricas que depositaron allí cuarzo y pistacita. En las cercanías de dichas grietas algunos cristales de plagioclasa han sido fuertemente epidotizados.

La textura de la roca es, en general, de tipo gábrico. La hornblenda es considerada en su totalidad de origen deutérico, por reacción del líquido residual con el piroxeno, del cual se conservan aun como relictos los descriptos más arriba. Ello explica, al mismo tiempo, el carácter intersticial del anfíbol.

Gran representación tienen estas diferenciaciones en todo el flanco occidental del Cordón Divisorio, bajo la forma de *pórfiros granodioríticos*, y en todo el sistema de cordones situados al sur del Piltriquitrón, esto es, en los cerros de Los Corrales y Los Patos. En este último macizo es frecuente verlos en relación discordante con respecto a las grauvacas hornfelsizadas, hallándose constituidos por *pórfiros tonalíticos*, *spessartitas* y *odinitas*, sin diferencias apreciables con las descriptas para las otras localidades.

#### LAS ROCAS DE LA «SERIE ANDESÍTICA»

Exceptuando la franja que, con dirección norte-sur, aparece sobre la margen derecha del Río Azul, al norte del paralelo 42°, estas manifestaciones volcánicas se hallan casi totalmente restringidas a la mitad oriental de la zona estudiada (véase bosquejo adjunto). En la cuenca del Lago Epuyén constituyen las pequeñas elevaciones conocidas como « Los Morros », donde una sucesión de mantos, fracturados y volcados (lám. I, fig. 3), sale a la vista esporádicamente entre las acumulaciones glaciales, hallándose formada, en forma predominante, por una *andesita* bastante alterada [37] :

La fuerte alteración de la roca se pone de manifiesto en su aspecto muy irregular. Es una pasta afanítica de color pardo rojizo claro, de aspecto levemente opalino, que incluye fenocristales pequeños ( $\pm 1-2$  mm), blanquecinos, en apariencia de feldespato. La roca está cruzada por finas venas subparalelas y discontinuas, anastomosadas, de color negro azulado. La muestra presenta también manchas rojizas ferruginosas, existiendo además grietas rellenas de carbonato de calcio.

El microscopio demuestra una notable alteración hidrotermal. Los fenocristales de *feldespato* han sido totalmente reemplazados por un agregado de *cuarzo* microgranular o de *calcita*, o ambos. También interviene a veces *clorita*. Sólo en contados casos quedan restos del feldespato original, que no permiten mayor identificación. La *pasta*, que presenta un tono castaño debido, aparentemente, a los innumerables gránulos de *caolinita* que encierra, se ha convertido en un agregado

microcristalino de cuarzo; incluye numerosos grumos, irregularmente distribuidos, de *limonita* y algunos de caolinita. También encierra diminutos prismas de *apatita*. Este último mineral se ha formado con el proceso hidrotermal, originando agregados en que aparece incluido en cuarzo. Las venas oscuras antes mencionadas consisten en limonita, con cristalitas idiomorfos de *feldespato potásico*. Muy abundantes son las venas finas compuestas totalmente por *calcita*.

La potente serie de mantos que corta el Río Epuyén en la Angostura pertenece, fuera de toda duda, a este complejo; rocas del tipo descripto alternan con otras más básicas, siendo la más típica de ellas un *basalto olivínico* [38]:

La roca tiene color gris verde oscuro, presentando una textura granular muy fina, con algunos fenocristales de feldespato del mismo color que la pasta, que alcanzan a 3-4 mm. Aspecto medianamente fresco y compacto.

Al microscopio revela poseer como componentes: *plagioclasa* (50 %), *clinopiroxeno* (28 %), *olivina (serpentina)* (15 %), *magnetita* (5 %), *apatita* (8 %). La textura es *porfírica*, con pasta *microdolerítica*.

La plagioclasa es una *labradorita media*, eudral, con maclado abundante y leve zonalidad. Su estado de conservación es bueno, salvo en muchos casos en que los cristales muestran un aspecto cribado, con reemplazo de *caolinita* y algo de *clorita*. También muestran alteración en *sericita* y *calcita*. El *clinopiroxeno* se presenta en prismas cortos subedrales, a veces algo intersticiales. Se trata de una *augita diopsídica* ( $Z : c = 42^\circ$ ) de color verde pálido a ángulo  $2V (+)$  relativamente grande. La *olivina*, que era abundante, ha sido totalmente reemplazada por una *serpentina clorítica* de hábito micáceo, pleoeroica ( $Z = Y =$  verde oliva;  $X =$  amarillo verdoso pálido) y  $2V (-) = ca. 0^\circ$ , con birrefringencia moderada. Este mineral puede presentarse también con hábito fibroso esferulítico y conserva a veces la forma de la olivina, pudiendo alojar en su interior agujas de *ilmenita*. La roca está cruzada por algunas venas albíticas bien definidas, de pocas décimas de milímetro de espesor.

La serie llega aquí hasta casi la mitad de altura del flanco sudoccidental del Pirque, apoyándose mediante fractura contra los granitos que constituyen el cuerpo principal del macizo.

Más al norte, esta franja se continúa sobre el borde oriental del Hoyo de Epuyén, formando las primeras elevaciones antepuestas al flanco occidental del Cordón de El Maitén. En este caso los mantos alternan con brechas y aglomerados en una sucesión compacta, que alcanza su mayor espesor en las inmediaciones del puesto de J. Jiménez. En su totalidad los afloramientos se presentan formados por una *andesita* [39]:

La roca tiene color gris parduzco, medianamente oscuro; es afanítica, con aislados cristalitas de feldespato casi microscópicos que se revelan

por el brillo de sus caras de clivaje. Posee fractura irregular, fresca.

Sus componentes, examinados al microscopio, son : *Plagioclasa* (80 %), *biotita (clorita)* (10 %), *magnetita* (8 %), *apatita*. Su textura es *porfírica*, con pasta *intersertal*.

Los mayores individuos son de plagioclasa y pueden ser llamados microfenocristales. Su frecuencia es escasa y su composición es de oligo-albita, de acuerdo a sus índices y ángulo 2V. No presenta sino pocas maclas y existe a menudo algún reemplazo por *zeolitas*; su hábito es idiomorfo. Raramente se encuentra alguna laminilla de *biotita*, con débil pleocroísmo, amarillenta, con signo de alteración y que pueden ser considerados como microfenocristales.

La pasta consiste en un plexo de tablillas de plagioclasa sódica, de 0,1 mm de longitud media, macladas, con un relleno intersticial cloroserpentínico amarillo verdoso, con birrefringencia relativamente elevada y que parece ser el producto de alteración de pequeñísimas laminillas de *biotita*, cuyo hábito presenta a menudo y que es idéntico a la *biotita* mencionada más arriba. Existe, además, una apreciable cantidad de *magnetita* en forma de gránulos, a menudo cuboides, que se distribuyen en la pasta en forma irregular.

La mayor representación de esta serie corresponde al flanco oriental del Cordón Occidental de El Maitén, donde alcanza una potencia de varios centenares de metros y recubre casi totalmente a las rocas plutónicas más antiguas, hasta muy cerca del filo. Todo el conjunto se halla inclinado al oriente, amoldándose a la estructura de bloque de la montaña y forma toda la boscosa falda que se contempla desde el camino entre El Maitén y Leleque. Litológicamente, la sucesión es aquí bastante uniforme y no difiere apreciablemente de la que se observa en Angostura y Los Morros. A distintas alturas posee intercalaciones no muy potentes de tobas y brechas, en forma muy semejante a las del Hoyo, recién descritas. Su continuidad con ellas, antes de su disrupción a raíz de los movimientos tectónicos post-patagónicos, es evidente.

El Cordón Oriental de El Maitén está totalmente integrado por estas rocas, y a este respecto nada importante podemos agregar a lo dicho al describir la hoja 41 b (7, p. 14).

Al sur de la gran depresión transversal de Epuyén es considerable, asimismo, la participación de este conjunto. Aparece por primera vez en la serranía del Diablo, contra la cual se apoya el gran arco morénico que constituye la divisoria continental de aguas y, en forma muy semejante a la de Los Morros, sale a la vista esporádicamente entre las acumulaciones glaciales una sucesión de mantos y brechas. Sobre la margen izquierda del cañadón que descende de la « Invernada Chica » y por donde corre la línea telegráfica de El Maitén a Cholila, puede observarse un perfil constituido, hacia abajo, por andesitas idénticas, tanto

en su aspecto como en su constitución microscópica, a las del Hoyo [39] y, hacia arriba, por un basalto [40] de amplia distribución entre esta localidad y el Cajón de Cholila :

Es una roca de color gris negruzco, de aspecto muy finamente granular, casi afanítico, con aislados fenocristales de plagioclasa ( $\pm 1$  mm), que se manifiestan por el reflejo de sus caras de clivaje. La roca es muy fresca y compacta.

Examinada al microscopio, sus componentes son : *Plagioclasa básica* (65 %), *clinopiroxeno* (15 %), *apatita* (10 %), *magnetita* (5 %), *vidrio* (5 %). La textura es *porfírica hipocristalina, microdolerítica*.

Los fenocristales de *plagioclasa* raramente alcanzan a medir 1 mm ; en general, son microfeno cristales de unos 0,5 mm, tabulares, con pocas maclas y frescos, salvo un característico agrietamiento producido en dos sistemas que se cortan en diagonal y en los cuales se ha depositado *clorita* birrefringente y de color amarillento. Las microlitas feldespáticas de la pasta, que miden alrededor de 0,05 mm, son perfectamente tabulares y muestran una orientación relativamente bien marcada. El feldespato de la pasta, que es *plagioclasa básica*, no presenta mayor alteración. El *piroxeno* es relativamente escaso y aparece en prismitas de tamaño en general no mayor que el de las microlitas de feldespato ( $Z : c = 47^\circ$ ) ; su color es gris verdoso muy pálido, casi incoloro. Posee alteración en *serpentina* a lo largo de los bordes y de particiones transversales ; su composición parece ser la de *augita*. La *magnetita* se presenta en pequeños cristales idiomorfos. Los intersticios entre las microlitas de plagioclasa están ocupados por *vidrio*, en parte manchado por gránulos de *clorita*. La *apatita* es muy abundante, en forma de agujas divergentes.

El conjunto se encuentra aquí aproximadamente horizontal, a veces algo inclinado al poniente ; el efecto de presiones se revela en la abundancia de diaclasas. Condiciones iguales presenta toda la serie de pequeñas elevaciones que continúa hacia el sur y entre las que se alojan las pequeñas lagunas situadas al norte del Lago Los Mosquitos (Lagunas del Cóndor, del Cisne, Lezama, etc.). Al oriente de la estrecha y larga depresión de Los Mosquitos, esto es, al pie del Cordón de Leleque, vuelven a aparecer en pequeños retazos rocas de tipo basáltico [41], de color gris negruzco, aspecto fresco y con grandes fenocristales de plagioclasa en los que se advierte una cierta orientación. Como *basalto melafírico* designamos además una roca que sobre ambas márgenes del Arroyo del Coihue constituye el yaciente, con visible discordancia de erosión, de los sedimentos patagónicos [42] :

Es una roca de color gris negro azulado, porfírica. La pasta es afanítica y los fenocristales de plagioclasa alcanzan a 2 mm ; son numerosos y de color oscuro, mostrando a simple vista sus maclas. La muestra

presenta áreas irregulares en que la pasta parece ser más fina y de color más oscuro y brillo mate. Su estado de conservación es bueno, siendo la roca muy compacta y fresca en apariencia.

Al microscopio, se ve que sus componentes son: *Labradorita* (75 %), *clinopiroxeno* (15 %), *magnetita* (8 %), *clorita*. La textura es *porfírica, intersertal*.

Puede advertirse que los fenocristales de *plagioclasa* están profusamente reemplazados por *sericita*, *clorita* y, a veces, también por *calcita* y *zeolita*, presentando ocasionalmente, asimismo, reemplazo albitico en áreas más o menos regulares. Existe siempre un margen delgado muy albitico alrededor de los fenocristales. El *clinopiroxeno* se presenta en fenocristales subedrales; es un *diópsido* ( $Z:c = 32^\circ$ ), de color verde pálido, cuyos individuos suelen agruparse; es muy común en ellos la macla sobre el primer pinacoide.

La *pasta* está formada por un fieltro de microlitas de *labradorita ácida*, de más o menos 0,1 mm de longitud media, límpidos, con macla de Carlsbad constante, las cuales forman a su vez un fieltro cuyos intersticios están ocupados por *clorita*, óxido de hierro, algo de *calcita*, etc. La *magnetita*, en forma de gránulos subedrales, es abundante.

En ningún caso nos ha sido posible observar directamente la relación de esta serie efusiva con su yaciente, salvo en la margen derecha del Río Azul, citada al tratar las rocas del Basamento Cristalino y aun entonces, el contacto corresponde a una fractura. Los mantos y brechas piroclásticas del Hoyo, no obstante, han de apoyarse sin duda sobre las rocas granodioríticas, al igual que en el flanco oriental del Cordón Occidental de El Maitén y, con toda probabilidad, tales manifestaciones corresponden a los términos inferiores del complejo. Esta forma de presentarse la «Serie Andesítica» es característica común a una vasta región; en efecto, Feruglio (4, p. 38-39) ha descripto condiciones análogas en los valles del Ñirihuau, del Río Villegas y del Pichileufú, comprobando que casi siempre se inicia ella con brechas basales muy potentes, así como aglomerados y tobas de diversos colores. Hacia arriba, por otra parte, comienza a advertirse una mayor participación de mantos efusivos, en los que a menudo se intercalan rocas de un tipo más francamente basáltico, como hemos visto en las descripciones que anteceden.

Cabe agregar que en nuestra zona tampoco hemos hallado, aunque no desechamos la posibilidad de su existencia, mantos lávicos sobrepuestos a los sedimentos del Patagioniense.

Asociadas a las efusiones andesíticas (Los Morros) y, no rara vez, a las masas lamprofíricas, abundan localmente concentraciones, a menudo de regular magnitud, de calcopirita y, en grado menor, de galena.

Poco se ha adelantado en cincuenta años de investigaciones en el sentido de fijar la edad de las intrusiones graníticas y granodioríticas.

en la Patagonia y la Tierra del Fuego. La divergencia de opiniones sobre este problema reside, lógicamente, en la escasez de datos estratigráficos precisos que, si bien localmente detallados, se hallan aun por demás inconexos a través de vastas extensiones.

Como es sabido, gran parte de estas rocas fué agrupada por Ljüingner (12) bajo la denominación general de «serie granodiorítica». Al adelantar un juicio sobre su edad e influido, sin duda, por los argumentos de Nordenskjöld (13), admitió la existencia de un gran batolito cuya aparición correspondería al Terciario o al Cretácico superior. Como decimos, ha pesado en esta opinión la autoridad de Nordenskjöld quien, al poner de manifiesto el carácter juvenil de estas rocas desde el Cabo de Hoorn, en el sur, hasta Puerto Montt en el norte, llevó sus generalizaciones hasta paralelizar las rocas graníticas y granodioríticas de la región magallánica con las del centro y norte de Chile y hasta con las de la Cordillera Costanera de Alaska. No dejó de admitir Nordenskjöld (13, p. 203) que en la Cordillera Patagónica puedan aparecer rocas intrusivas (de su «*andendioritischen Gesteinsfamilie*») de una edad «esencialmente mayor pero, tratándose de un grupo petrográfico tan característico, esta suposición es poco probable...», inclinándose a considerar las rocas plutónicas de la región magallánica como «originadas por procesos mesozoicos superiores y hasta del Terciario inferior». En apoyo de este punto de vista, dice que «habla también la completa ausencia de fenómenos de presión, inexplicable si las rocas fueran más antiguas que los movimientos de plegamiento», pudiendo indicarse, asimismo y «como un carácter aislado, la ausencia de microclino y pertita».

Quensel, por su parte (15, p. 22-23), no se alejó apreciablemente de este criterio y prefirió aceptar como válido el argumento relativo a la falta de deformaciones por presión y afirmando, además, que «no puede negarse tampoco su parentesco petrográfico con las rocas andinas de Stelzner». Concluye de todo ello que lo aceptable es suponer una edad entre terciaria y mesozoica, pero admitiendo que no corresponde asumir una simultaneidad tan completa de las rocas sobre una región tan extensa.

Bailey Willis, como hemos dicho (21, p. 729), afirma que la granodiorita es intrusiva en el granito, al que considera paleozoico o mesozoico, sin aportar más datos, y Rassmuss (16) intercaló entre ambas intrusiones una «serie porfírica», para la que no fija edad, pero considera jurásica a la granodiorita y «correspondiente a las intrusiones granodioríticas de la Cordillera de la Costa de Chile».

En su trabajo sobre la región de Bariloche, Ferruglio (4) ha preferido reunir todos los tipos litológicos intrusivos en un solo grupo, a la espera de estudios más detallados, ya que no se puede asegurar si son o no el producto de un solo ciclo, pero establece que «entre las rocas granitoi-

deas que participan en la constitución de los cordones preandinos, las dioritas son seguramente las más antiguas». En una publicación posterior, no obstante (5), opina que una gran parte de la zona plutónica situada al norte y al sur del paralelo 42° « es sin duda premesozoica y relacionada más bien con el basamento cristalino del contiguo altiplano que con las dioritas cuarcíferas de la Cordillera austral », aunque al norte de los 44° de latitud, en la faja plutónica patagónica se presentan « masas intrusivas de composición y edad muy diversa, desde el Precámbrico, o el Paleozoico inferior, hasta el Terciario inferior y medio ». Groeber (9, p. 370-71) coincide parcialmente con este punto de vista al expresar su « duda con respecto a la edad cretácica o terciaria del inmenso batolito que se extendería ininterrumpidamente por unos 1.500 kilómetros desde la Tierra del Fuego hasta más al norte del Lago Todos los Santos ».

Todas estas incertidumbres tardarán, sin duda, en disiparse debido a la falta de datos estratigráficos regionales sobre la serie sedimentaria que hemos descrito más arriba. Un límite inferior podemos fijar, sin embargo y provisoriamente, para las intrusiones granodioríticas de la región estudiada, si aceptamos como premisa la edad liásica (quizá superior) de los esquistos plantíferos hornfelsizados de la zona de Esquel. Según hemos dicho, no hay criterios seguros para establecer una subdivisión de éstos en un término paleozoico y otro mesozoico; luego, hemos de tomar el Liásico superior como tal límite, hasta que mayores estudios nos permitan una circunscripción cronológica más estrecha.

Por otra parte, es poco verosímil que ellas sean más modernas que el Eoceno puesto que, si bien la relación no se presenta aquí bien visible, con toda probabilidad la « Serie Andesítica » se coloca en neta discordancia sobre el complejo intrusivo. Este hecho ha sido ya puesto en evidencia para la región situada al norte del paralelo 42° (Feruglio, 4, p. 30 y 39; González Bonorino, 7, p. 14). No está, por cierto, fijada definitivamente la edad de este complejo volcánico, pero a la luz de lo que hasta ahora ha podido observarse, precisamente en dicha zona septentrional, no podemos atribuirle una antigüedad mayor que el Eoceno.

El argumento que nos resta considerar es el de la aparente « frescura » de los cuerpos intrusivos que, hemos visto, se ha tomado como signo de juventud. Tal criterio, forzoso es reconocerlo, es de un valor muy relativo y se presta a confusiones. Valga como ilustración de esto lo siguiente: al examinar los afloramientos graníticos del valle del Río Epuyén, o de la margen austral del lago homónimo, se comprueba la existencia de una deformación mecánica relativamente extendida, así como de gran cantidad de diaclasas; pero ascendiendo al flanco oriental del Pirque se observa la gradual desaparición de tales fenómenos hacia la cumbre y, finalmente, al verse algunos filones granítico-adamellíticos atravesando la granodiorita y de apariencia fresca, podría sacarse en conclusión que

aquéllos son todos intrusivos en ésta. Inversamente, si se sigue el flanco occidental del Cordón Divisorio entre los lagos Epyén y Puelo, cerca de la desembocadura del Arroyo Derrumbes, se ve que el granito trondjemítico que lo forma [26], se halla afectado por fenómenos de presión indudables (véase descripción). La granodiorita que constituye el cuerpo principal del macizo, en cambio, tiene un aspecto mucho más sano hacia la mitad de la altura, para presentar a su vez gran cantidad de diaclasas cuando se llega al filo. Fácil es comprobar, empero, que los planos existen en todos los afloramientos, pero se hacen más evidentes allí donde han quedado expuestos a la acción de nieves y hielos, así como a la meteorización post-glacial y actual. A medida que se multiplican las observaciones se llega a la conclusión de que tales fenómenos son más frecuentes sobre los flancos de escarpas de falla, esto es, en las paredes de las grandes artesas glaciales que hoy constituyen los valles, sin distinción litológica alguna. Otro tanto cabe afirmar con respecto a las masas filonianas, a veces muy extensas. La tectónica terciaria es, pues, responsable en gran medida de esas texturas que, en realidad, no nos autorizan a fundar en ellas argumentos sobre antigüedad.

Volviendo momentáneamente a las rocas efusivas, se verá que también hemos preferido tratarlas en conjunto y ello por una razón evidente: no podemos aceptar implícitamente la existencia de una «serie porfírica» y otra «andesítica» en base a ese aspecto «más viejo» o «más nuevo» de sus afloramientos. Tanto la abundancia de diaclasas como la alteración de los minerales se presentan en grados diversos y, por cierto, no es la «coloración» un criterio distintivo, ya sea en el sentido petrográfico o en el cronológico. Este último falta por completo en la zona, al no aflorar acumulaciones sedimentarias que permitan atribuir el complejo volcánico a un período determinado. Se ha hecho ya alusión a estas cuestiones (8, p. 2) al fundamentar la nomenclatura adoptada en la descripción petrológica de las rocas del noroeste de la Patagonia. Nos inclinamos, pues, a referir tales efusiones a la llamada «Serie Andesítica» eógena, aunque la presencia de rocas porfíricas en la zona de Esquel, aparentemente sobrepuestas en discordancia a los esquistos plantíferos del Mesozoico inferior, introduce una cierta posibilidad de que existan manifestaciones ígneas separables tanto de la intrusión granodiorítica como de las efusiones eógenas.

Un problema análogo se plantea con las masas filonianas. Las relaciones observadas en el terreno nos insponen la conclusión de que estas rocas, en su gran mayoría, son diferenciaciones periféricas del batolito granodiorítico. Aun así, queda en pie la posible existencia de filones lamprofíricos pertenecientes a procesos posteriores, relacionados quizá con la aparición de aquella «Serie Andesítica» en el Terciario inferior.

LOS SEDIMENTOS DEL PATAGONIENSE

La representación de las acumulaciones marinas, estuarinas y continentales terciarias es menor en la zona estudiada que al norte del paralelo 42°. Como sabemos, ellas han sido objeto de varias descripciones a partir de su descubrimiento por Roth, en 1898, sobre ambos márgenes del Río Foyel. El interés de estos sedimentos reside, principalmente, en que a distintos niveles presentan intercalaciones carbonosas que dieron lugar a tentativas de explotación. Tal es el caso con los que afloran en la cuenca de Cholila donde, al hallarse en gran parte cubiertos por acumulaciones glaciales y glacifluviales, su examen ofrece bastante dificultad.

Bastará una ojeada al bosquejo adjunto para comprobar que, en su mayoría, estos sedimentos se encuentran ocupando el fondo y los bordes de las grandes depresiones intermontáneas, siendo, además, sólo en raras ocasiones visible su apoyo sobre las rocas más antiguas. Al sur de la latitud 42°30', sin embargo, varios cañadones que desembocan en la cuenca de Cholila permiten observar su yacente, constituido por elementos de la «Serie Andesítica», profundamente recortados por erosión antes de depositarse aquéllos. Sus términos inferiores encierran algunos bancos lenticulares conglomerádicos, a menudo con marcada estratificación diagonal pero, en conjunto, no alcanza a individualizarse una facies elástica gruesa que pueda seguirse en cierta extensión con caracteres de un «conglomerado basal».

No hemos de repetir aquí la descripción litológica de la serie, la que ya se hizo (7, p. 22-23) al tratar el perfil observable algo más al norte, en la cuenca del lago Los Mosquitos. Sólo nos interesa recalcar la semejanza de estos afloramientos, tanto en sus caracteres litológicos como en la sucesión, con los bancos *superiores* visibles en el Arroyo del Carbón, en Epuynén. En esta localidad y a raíz de la exploración efectuada en busca de los mantos carboníferos, una perforación que llevó a cabo la Dirección de Minas y Geología, en 1942, nos ayuda algo en la interpretación de esta serie sedimentaria. A los 50 m de profundidad abandonó el trépano las acumulaciones glaciacustres, formadas por arcillas y arenas varvificadas, penetrando en las capas del Patagoniense, a las que atravesó en un espesor de 270 m, para tocar el substratum de rocas efusivas a los 330 m, aproximadamente.

Ahora bien; los bancos fosilíferos, que unos 500 m aguas arriba de la mina «General José de San Martín» afloran sobre la margen derecha del arroyo, son portadores de formas como *Terebratella venter* Ih., *Cardium* cf. *magallanicus* Phil., *Venericardia patagonica* Sow., *Struthiolaria ameghinoi* Ih., *Pyrula carolina* Ih. y especies indeterminables de los géneros *Marcia*, *Myochlamys*, *Iheringina*, *Panopaea*, *Nucula*, *Cardium*, *Phacoides*, *Turri-*

tella, *Natica*, etc., además de una gran cantidad de restos no clasificables de una *Ostrea* <sup>1</sup>. El sedimento que los acompaña, consistente en una arenisca fina, grisáceo verdosa, micácea, arcósica, con intercalaciones arcillosas de tonos verdosos claros, fué atravesado por la perforación varias veces entre los 140 y 180 m. Los testigos revelaron la presencia de *Marcia striatolamellata* Ih., *Myochlamys* cf. *geminata* (Sow.) y *Ostrea* sp. <sup>2</sup>. Muy similar es la litología de estos términos, asimismo, con la del tercio inferior del perfil descrito en el arroyo Los Mosquitos (7, p. 22-23). Hallándose la perforación situada sobre la margen izquierda del Arroyo del Carbón y cerca de éste se hace evidente, entonces, la existencia de una fractura, revelada también en el recorrido en zigzag del citado curso.

La naturaleza y frecuencia de las intercalaciones carbonosas, de espesores generalmente exiguos y contenidas entre areniscas a menudo con estratificación cruzada; el grano variable de estas últimas, con cambios bruscos de composición y contenido fosilífero casi siempre triturado, aparte del carácter de las formas presentes, indica en forma clara el ambiente litoral o sublitoral en que se depositaron tales sedimentos. Sobre su génesis y demás particularidades, poco tendríamos que agregar a lo dicho al describir esta formación en la hoja 41 b (7, p. 19-31).

Algunos detalles, empero, llaman la atención cuando se examinan comparativamente los distintos asomos de esta serie en la zona estudiada y las inmediatas. En efecto, el perfil relevado por E. Shaw (Feruglio, 4, p. 51) en el Río Foyel, de unos 850 m de espesor en total, indica que condiciones francamente marinas imperaban al depositarse los 600 m inferiores, mientras que los 150 m superiores (separados por una intercalación volcánica de casi 100 m), corresponderían a acumulaciones litorales o estuarinas y, quizá, hasta continentales, con restos de plantas.

Por otra parte, los perfiles levantados en la zona de Ñorquincó (4, p. 52-53; 7, p. 25-28) revelan condiciones bantante diferentes de las anteriores: aquí la falta de una facies netamente marina y la presencia hacia la base de potentes bancos de conglomerados, así como la participación de abundante material tobáceo en gran parte de la serie, hacen pensar que hacia el este, saliendo del actual ambiente de cordillera y sin alejarse mucho de ella, debió hallarse el límite de la ingresión del Patagониense. Estos hechos ya fueron anotados por Feruglio (4, p. 53) cuando recalcó «la diferencia que existe entre la serie sedimentaria que se presenta a lo largo de la falda oriental de la cordillera, que tiene carácter mayormente continental o costanero, y la situada en el valle

<sup>1</sup> Determinaciones del señor H. H. Camacho.

<sup>2</sup> Determinaciones del doctor E. Feruglio.

del río Foyel, donde la serie marina está muy desarrollada y ofrece, además, caracteres de mar abierto y profundo».

Tales diferencias hicieron suponer al citado autor que entre ambas zonas se interpuso un umbral que, en algunas partes, pudo ser franqueado por el mar, ya sea merced a movimientos de descenso, ya por su gradual demolición. Si estudiamos con cierto cuidado la cuenca de EpuYén-Cholila y notamos las particularidades de los sedimentos que revela la perforación mencionada, hemos de concluir que esta cuenca muestra más afinidades litológicas con la serie oriental que con la del Foyel, a pesar de hallarse en la continuación austral de ésta. Además, la cercanía de la costa evidenciada en el borde de la depresión de Cholila, así como la presencia de unos 20 m de conglomerado constituido por rocas volcánicas en la perforación de EpuYén (entre los 321 y 341 m, aproximadamente), nos indicaría que el empalme existió desde temprano entre esta depresión y el ambiente costanero de Ñorquincó. No es tan claro dicho enlace, sin embargo y a pesar de la afirmación de Groeber (9, p. 377), con los sedimentos patagónicos de la depresión de El Bolson y los situados más al norte. Por ello, consideramos muy posible que la observación de Feruglio sobre la existencia de «umbrales» que aislaron parcialmente las cuencas, tenga otro apoyo en esta parte de la Cordillera, si bien es cierto que la relación, a menudo tectónica, del Patagónico con las rocas más antiguas y, además, la falta de niveles guías con valor regional, hacen difícil trazar bien los límites de las probables barreras. En la zona de EpuYén han desaparecido, seguramente, muchos metros de sedimentos antes y durante el ciclo glacial pleistoceno y no es improbable que la facies marina del Foyel se haya encontrado representada allí.

Todo nos induce, pues, a aceptar que la deposición de estas capas no tuvo lugar con los caracteres de «una enorme sabana de sedimentos» que cubriera uniformemente la Cordillera patagónica (Groeber, 9, p. 376), sino que, más bien, una serie de obstáculos topográficos más o menos considerables pudieron determinar aislamientos relativamente prolongados entre las cuencas.

Los afloramientos cercanos al Río Chubut (Caquel-Huincul, Pitrihuín) ya han sido tratados con anterioridad (7, p. 28) y nada podemos agregar aquí. Otro tanto diremos en lo que respecta a los del Valle Nuevo y ambas márgenes del Río Azul, ya que su descripción detallada nos llevaría fuera del objeto del presente estudio. Algunas otras particularidades de estos sedimentos se podrán apreciar en el párrafo siguiente.

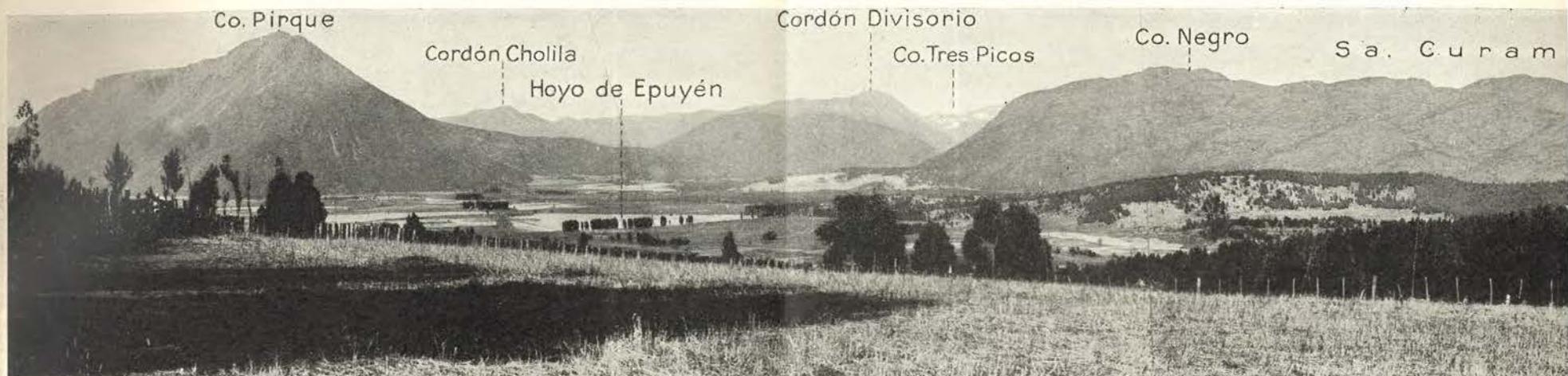


Fig. 1. — Vista panorámica del Hoyo de Epuyén, hasta el límite Río Negro-Chubut. En primer plano, la morena.

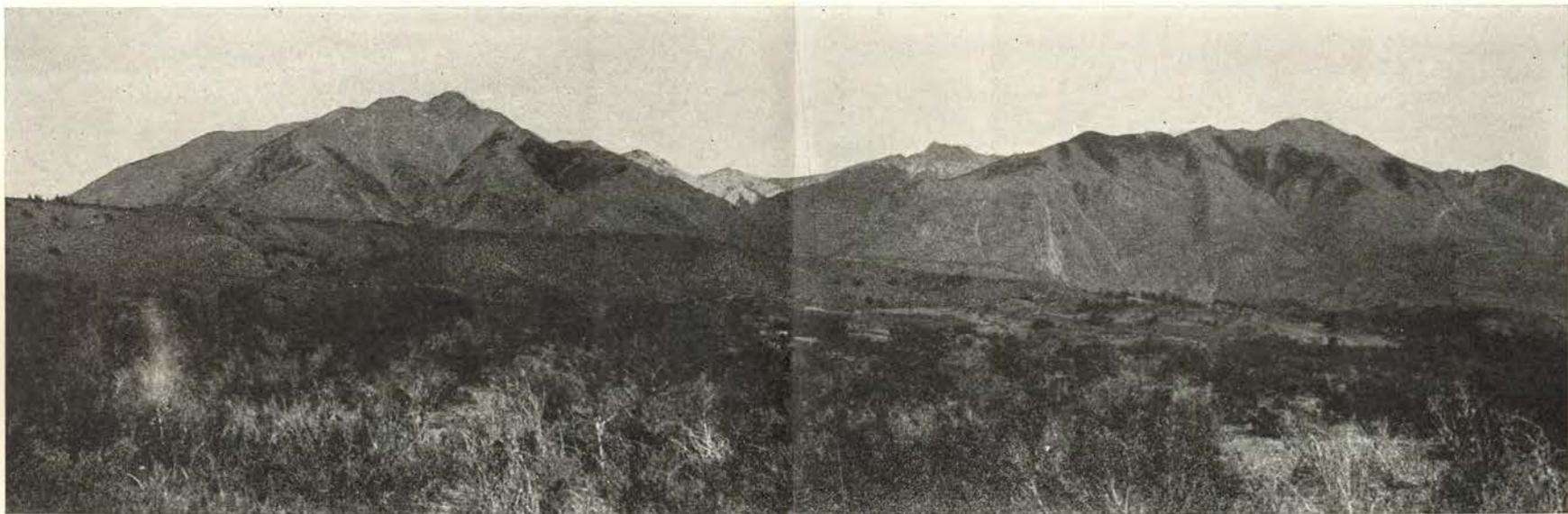
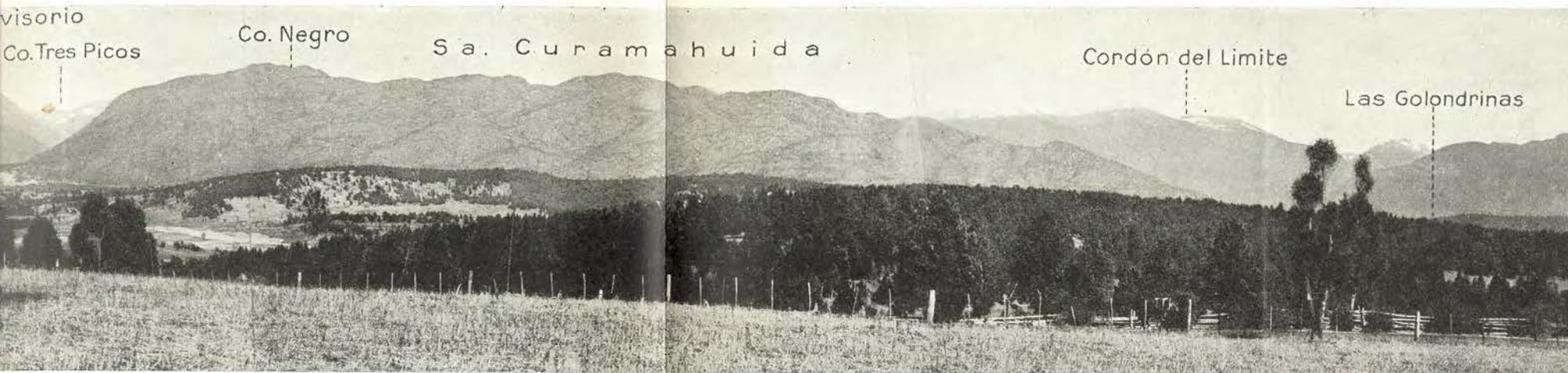


Fig. 2. — Flanco oriental del Cordón de Cholila, visto desde Epuyén. En la cumbre del macizo se advierten los bancos de grauvacas hornfelsizadas de la «Serie de Piltriquitrón».



...a panorámica del Hoyo de Epyén, hasta el limite Rio Negro-Chubut. En primer plano, la morena de Las Golondrinas



...en los bancos de grauvacas hornfelsizadas de la «Serie de Piltriquitrón»



Fig. 3. — Mantos volcados de la «Serie Andesítica» de Los Morros, Epyén

### RASGOS TECTÓNICOS

El tipo de movimientos predominante en esta zona, como en la mayor parte de la Cordillera Patagónica, es el de fracturación en grandes bloques, desigualmente elevados y volcados. La reducida escala del bosquejo que acompañamos no nos permite representar en él más que las « líneas directrices », por así decir, de es fracturación cuyo resultado es la serie de valles longitudinales y subparalelos, interceptados de tanto en tanto por otros transversales, de rumbo W-E, todos ellos modelados más o menos profundamente por el hielo pleistoceno.

En cuanto a la posición de las fracturas de mayor rechazo con respecto a esos bloques se refiere, la zona que nos ocupa ofrece dos secciones bien distintas, a saber: una septentrional, situada casi en su totalidad al norte de la latitud  $42^{\circ}10'$ , en que las escarpas de mayor pendiente corresponden al flanco occidental de los cordones, hallándose los bloques inclinados con ángulos variables al oriente; la otra, meridional, caracterizada por una estructura inversa a la anterior, esto es, con los flancos abruptos hacia el este y más suaves al poniente. El límite entre ambas es la gran depresión transversal ocupada por el lago Epu-yén, encerrada ésta, a su vez, entre dos líneas tectónicas de magnitud.

El sistema de cordones Piltriquitrón-Occidental de El Maitén proporciona el ejemplo más notable dentro de la primera sección citada. Determina su borde occidental una línea de fractura cuyo rechazo, no menor probablemente de 2200-2300 metros, se expresa en el paisaje actual mediante el abrupto frente del Piltriquitrón, al este del valle longitudinal de El Bolsón. Aquí la falla principal va acompañada de un sistema de fracturas secundarias de rechazo variable, subparalelas y con trazado a menudo algo convexo hacia occidente, que han motivado la formación de varios escalones a expensas de estratos sedimentarios pertenecientes a la « serie del Piltriquitrón » y sus filones-capas asociados; la peculiar estructura resultante, recalcada por la erosión glacial, fué objeto de algunas observaciones en la descripción de la hoja 41 b (7, p. 51-52) y ahora nos limitaremos a destacar la proyección considerable de esta línea tectónica al sur del paralelo  $42^{\circ}$ . En efecto, salta a la vista su continuidad en el Hoyo de Epu-yén, depresión ésta originada por convergencia de varias líneas de falla mayores. La falda occidental del sistema integrado por los cerros Los Corrales-Los Patos, donde han quedado expuestas las rocas gnéissicas del basamento, nos da el trazado correspondiente a la fractura principal; hacia la Angostura del Río Epu-yén, ella se acerca visiblemente a la que delimita al este el macizo del Pir-

que. El abrupto flanco del Cordón Occidental de El Maitén hacia el poniente revela, por su parte, una tercera línea de falla dirigida, igualmente, hacia la depresión transversal de Epuyén.

Con gran claridad se advierte la participación que en estas perturbaciones tuvieron los sedimentos metamorizados del « Piltriquitrón » y las rocas de la « Serie Andesítica ». Los primeros, que en la falda del Pirque se presentan formando escalones muy semejantes a los citados de El Bolsón, acusan las proporciones de esos desplazamientos en forma muy ilustrativa. Basta contemplar, desde la cabecera oriental del lago Epuyén, la terminación austral del Pirque y septentrional del Cordón Cholila, para comprender cómo esa cubierta sedimentaria fué « arrasada » al producirse la disrupción de los grandes macizos intrusivos, hasta quedar cual girones adheridos a los flancos de fractura, resaltando fuertemente en la morfología. Los componentes de la « Serie Andesítica », a su vez, se amoldaron a la estructura originada por el vuelco de los bloques, como puede apreciarse sobre el flanco oriental del Cordón de El Maitén, donde los mantos lávicos ascienden hacia el oeste, para terminar cerca del filo y reaparecer en niveles más bajos, dentro de las depresiones intermontáneas, como sucede al norte del lago Las Mercedes.

En este último caso se encuentran las rocas efusivas de la Angostura. Su relación con los macizos granodioríticos es allí siempre tectónica, hecho que se comprueba sobre el extremo austro-oriental del Pirque. A unos 500 m por sobre el nivel del río culmina el contacto entre ambas rocas y una ruptura de pendiente, revelada en forma clara por el tipo de vegetación, marca el recorrido, convexo al oeste, de una fractura. Esta cuña de rocas volcánicas termina contra las dioritas que al sur del lago Las Mercedes se hunden rápidamente hacia Epuyén y en las proximidades de este contacto, también anormal, los mantos efusivos se hallan fuertemente afectados por fenómenos de presión, casi verticales a veces y entremezclados con rocas intrusivas dioríticas, de las que ya nos hemos ocupado (p. 195-196, muestra [23]). La posición casi horizontal de las rocas andesíticas en la misma Angostura es, pues, un hecho local que deberá tenerse en cuenta al proyectar obras de contención en esta zona, cuyas posibilidades pusiera de manifiesto Bailey Willis (*El Norte de la Patagonia*, 1916, p. 259-260) al esbozar un programa para futuras industrias en el Hoyo de Epuyén.

El Cordón Oriental de El Maitén, constituido por rocas de la « Serie Andesítica », repite en escala menor los acontecimientos que registra el cordón occidental. Su frente al oeste, abrupto, y su inclinación más suave al este, denotan la presencia de una gran fractura contra la cual corre en la actualidad el alto Río Chubut. Los sedimentos patagónicos, afectados por los movimientos que volcaron el complejo volcánico, se

adosan a éstos mediante una falla y se inclinan ligeramente hacia ella sobre el tramo austral del cordón.

La inclinación general que estos sedimentos terciarios y su substratum volcánico presentan al occidente de El Bolsón (Loma del Medio, Valle Nuevo y margen derecha del Río Azul), indica asimismo que la depresión longitudinal que los aloja corresponde a un bloque hundido cuyo límite occidental se hallaría, quizá, en la gran fractura de rumbo N-S mediante la cual salen a la vista las rocas intrusivas más antiguas del Cordón del Límite. La continuación de esta línea [tectónica (y de otras secundarias que pueden individualizarse sobre la margen derecha del Río Azul) explica el origen de la profunda artesa ocupada por el lago Puelo y el tramo inferior del Río Turbio. La Sierra Curamahuida, que se hunde hacia el norte aislada entre el macizo del Pirque y el del límite internacional, encuentra su contraparte en el cordón del Cerro Cubridor, también limitado por fallas, a lo largo de una de las cuales corre el Arroyo Derrumbes. Curiosa es, sin duda, la terminación brusca de estas grandes líneas contra la depresión transversal del alto Río Turbio, sin llegar a afectar al gran macizo que culmina en los cerros Plataforma y Tres Picos.

Hasta aquí lo que se observa en la sección septentrional. Veamos ahora el rasgo tectónico saliente de toda esta región, esto es, la notable inversión de estructuras que ostenta la parte meridional. Como pocos lugares de la Cordillera, la depresión de Epuyén-Cholila nos ofrece una oportunidad de observar el reflejo morfológico de tales acontecimientos. Sobre el flanco oriental del Cordón Cholila, las grauvacas del «Piltriquitrón» exhiben complicaciones que, sin un examen mayor, podrían aparecer como fenómenos de plegamiento normal, motivados por empujes tangenciales. Debemos, ciertamente, admitir la posibilidad de que sedimentos como éstos, originados en un ambiente de geosinclinal, hayan sufrido perturbaciones de esa índole; pero no han de tomarse como tales las grandes flexuras que desde Epuyén se advierten sobre dicho flanco. Ellas deben su aparición, seguramente, al deslizamiento de un gran bloque cristalino, con toda su sobrecarga de formaciones más modernas, de tal manera que sólo una parte de estas últimas ha quedado a la vista, como son los mantos lávicos volcados, casi verticales, de Los Morros ( lám. I, fig. 3), en contacto con grauvacas (muestras [37] y [10], respectivamente), inclinadas éstas suavemente al sur. Es muy probable que el retazo de areniscas patagónicas situado al sur del alto Arroyo del Carbón se adose mediante fractura al flanco del cordón, constituyendo un resto aislado de la cubierta sedimentaria que en Epuyén soportan las rocas de la «Serie Andesítica».

Pasamos así a la cuenca de Cholila propiamente dicha. El lago Los Mosquitos ocupa el extremo meridional de una depresión tectónica al

oeste de la cual se elevan bruscamente los mantos andesíticos. Al este sedimentos patagónicos, apoyados discordantemente sobre el complejo efusivo, se elevan junto con él remontando la falda occidental del Cordón de Leleque. La escarpa abrupta de este último macizo se halla con frente al oriente y en su zócalo, según referencias de varios autores, tendríamos apareciendo las rocas intrusivas inferiores. En menor escala, las elevaciones que rodean al lago Lezama repiten el fenómeno.

La espesa cubierta morénica que, apoyada por el norte contra el Cordón Occidental de El Maitén y por el sur contra la Sierra del Diablo, forma la divisoria continental de aguas y cierra la fosa de Epuén, no permite establecer la manera en que esta inversión estructural ha podido producirse. El hecho es que tal depresión, originada por un enjambre de fracturas de rechazos diversos y en gran parte convergentes, constituye el asiento principal de los acontecimientos tectónicos en este tramo de la Cordillera. Que las fallas son por demás numerosas e interesan tanto a las rocas efusivas como a los sedimentos terciarios, es innegable, puesto que allí donde estos últimos han vuelto a quedar descubiertos por la erosión postglacial (cual sucede en los arroyos del Coihue, de La Burrada y del Carbón, tributarios del Río Epuén), las líneas de drenaje vuelven a ajustarse al trazado de tales fallas, adoptando un recorrido en zigzag característico tan pronto como abandonan el ambiente morénico. No menos evidente es el control estructural de los cañadones que descienden al valle del Río Chubut desde la Sierra del Diablo donde, invariablemente, se observa asimetría entre los mantos basálticos y andesíticos a uno y otro lado del curso.

Ya Groeber (9, p. 376-79) ha apuntado sus ideas en el sentido de atribuir la generación de la Cordillera Patagónica al llamado «segundo movimiento terciario», que ubica hacia el final del Oligoceno o principios del Mioceno. La relación existente entre el Patagónico y el Colloncureño en el área de la hoja 41 *b* nos induce, como entonces (7, p. 52), a seguir considerando válidos los argumentos expuestos por el citado autor, por lo menos en lo que a las líneas principales se refiere. Será, sin duda, uno de los aspectos más interesantes de futuras investigaciones el desentrañar la participación que pudo haber correspondido a manifestaciones anteriores a dicho «segundo movimiento», así como el reflejo que sobre el cuadro tectónico y morfológico general han podido tener los desplazamientos orogénicos posteriores a él.

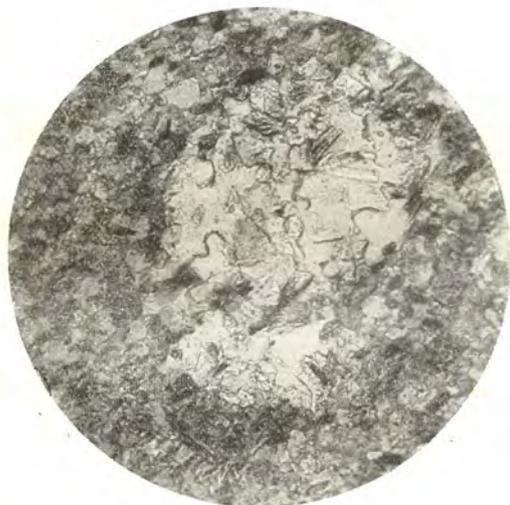
**Summary.** — Our knowledge regarding the age of the intrusions which build up considerable tracts of the Patagonian Cordillera has not advanced appreciably in the last half century, owing to a scarcity of detailed study besides the isolated character of the surveys which have been performed, with several degrees of latitude separating each other at times. Opinions differ



1



2



3



4

1, Arenisca arciloso-clorítica (granvacca). Pie del Cordón del Pirque, Puesto de R. Bahamonde.  $\times 34$ ; 2, Hornfels bandado (varves?) de la cumbre del Cerro Pirque.  $\times 10$ ; 3, Hornfels. Puesto de F. Rocha, Cordón de Los Patos. En el centro, nódulo (mota) formado por muscovita y cuarzo, en una base de cuarzo, muscovita, biotita y feldespato, débilmente cristalizada.  $\times 10$ ; 4, Gabbro anfibólico-biotítico-cuarzoso. Extremo septentrional del Cordón del Pirque. *p*, plagioclasa, cuyas zonas centrales dejan reconocer el maclado; *h*, hornblenda, en gran parte alterada en material tremolítico (*t*); *b*, biotita; *py*, piroxeno; *c*, cuarzo.  $\times 34$ .



widely in this respect, some authors ascribing them to a « crystalline basement complex » throughout, while others, like Nordenskjöld and, later, Ljüngner, have been inclined to look upon the « Andine granodiorites » as belonging to one single, modern (Tertiary ?) « batolith ».

In the present paper, dealing with the western part of the Territory of Chubut, we identify a metamorphic series composed of gneisses and other similar rocks, overlain by a sedimentary succession made up of « graywackes », sandstones and clayish schists which, no doubt, belong to the so-called « Esquel schists » of other writers. Their age, on the strength of Cazaubon's palaeobotanical discoveries forwarded in a previous issue of this magazine, is provisionally considered lower Jurassic, the possibility being suggested that in this case we are dealing with a true « Andine geosyncline » whose beginnings we might have to seek during the Triassic period, if not earlier. The remarkable lithological resemblance of this series with rocks from localities farther south, such as Lago Argentino and Tierra del Fuego, is also emphasized.

On the other hand, the main units of the area are the granites and granodiorites which intrude in those sediments, with widespread contact-metamorphism phenomena and their hypabyssal satellites. These are the true « Andine granodiorites » and their age is by no means ascertainable within the restricted boundaries of our zone, though detailed work in the Esquel region will surely add a considerable amount of information. Their somewhat juvenile character, however, is evident.

No attempt has been made to discriminate between a « Porphyritic Series » and an « Andesitic Series », there being no geological evidence to support such a distinction. Applied in a chronological sense, we consider these terms misleading. The andesites and allied rocks are in turn overlain by sediments of the « Patagonian formation ». The main structural lines (faults) belong to the so-called « second stage of Andean movements ».

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

1. CALDENIUS C. C : zon, 1932, *Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego*, Publ. n° 95, Dir. Gral. de Min. Geol. e Hidrol., B. Aires.
2. CAZAUBON A., 1947, *Nota preliminar sobre una nueva flórua jurásica en el Cordón de Esquel, en el Chubut meridional*, Rev. de la Soc. Geol. Arg., t. II, n° 1, p. 41-58.
3. FERUGLIO E., 1933, *Fossili Liassici della valle del Río Genua (Patagonia)*, Giorn. di Geologia, Annali del R. Museo Geologico de Bologna, vol. IX, 1934, p. 1-64.
4. FERUGLIO E., 1941, *Nota preliminar sobre la hoja geológica « San Carlos de Bariloche » (Patagonia)*, Bol. Inf. Petrol., B. Aires, n° 200, p. 27-64.
5. FERUGLIO E., 1942, *Recientes progresos en el conocimiento geológico de la Patagonia y Tierra del Fuego*, An. Prim. Congr. Panam. de Ing. de Min. y Geol., t. II, Geol., 1ª Parte, p. 380-401, Sgo. de Chile.
6. FERUGLIO E., 1944, *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia)*, con Descripción de algunas rocas de los lagos Argentino y Viedma, por Piero Zuffardi, Bol. Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba, T. XXXVII, Entr. 1ª, p. 3-255.

7. GONZÁLEZ BONORINO F., 1944, *Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b, Río Foyel*, Bol. n° 56. Dir. de Minas, Geol. e Hidrogeol., B. Aires.
8. GONZÁLEZ BONORINO F., 1946, *Contribución a la Petrología del Noroeste de la Patagonia*, Rev. Mus. La Plata (n. ser.), Sec. Geol. t. IV, p. 1-89.
9. GROEBER P., 1942, *Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71*, An. d. Prim. Congr. Panam. de Ing. de Min. y Geol., T. II, Geol., 1ª Parte, p. 368-379, Sgo. de Chile.
10. KRÜGER P., 1909, *Die Patagonischen Anden zwischen d. 42 und 44 grade südlige Breite*, Petermanns Mitteilungen, Erg. Heft 164.
11. KRYNINE P. D., 1942, *Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle*, Anales del Prim. Congr. Panam. de Ing. de Min. y Geol., t. II, Geol., 1ª Parte, p. 537-561, Sgo. de Chile.
12. LJÜNGNER E., 1930-32, *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Cordillera, Vorläufige Mitteilungen über staatliche Arbeiten am See Nahuel Huapi in dem argentinischen National Park unter dem 41 Breitegrad*, Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala, vol. 23, p. 203-242.
13. NORDENSKJÖLD O., 1905, *Die krystallinischen Gesteine der Magellansländer*, Wiss. Ergeb. d. Schwed. Exped. nach den Magellansländern, Band. I, n° 6, p. 175-240.
14. POHLMANN R., 1898, *Clasificación petrográfica de las muestras de rocas coleccionadas por el S. Dr. H. Steffen durante sus dos Expediciones a los Ríos Puelo y Manso*, An. Univ. Santiago de Chile, 1898.
15. QUENSEL P. D., 1912, *Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera*, Bull. Geol. Inst. of Upsala, vol. XI, p. 1-114, Upsala, 1911.
16. RASSMUS J., 1922, *Apuntes geológicos sobre los hallazgos de carbón al Sur del Lago Nahuel Huapi*, Bol. n° 28, Ser. B (Geol.), Dir. Gral. de Min., Geol. e Hidrol., B. Aires.
17. ROTH S., 1922, *Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia durante los años 1897 y 1899*, Rev. Mus. La Plata, XXVI, p. 333-392.
18. STEFFEN H., 1893, *Beiträge zur Topographie und Geologie der andinen Region von Llanquihue*, Richthofen-Festschrift, Berlin. Mit einem petrographischen Anhang « *Bemerkungen über Gesteine aus Llanquihue* », von R. Pöhlmann.
19. STEFFEN H., 1904, *Bericht über eine Reise in das chilenische Fiordgebiet*, Verh. d. Deutsch. wiss. Vereins, Sgo. de Chile.
20. WEHRLI L., 1899, *Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillère Argentino-Chilienne du 40° et 41° lat. Sud (région Nahuel Huapi)*, Rev. Mus. La Plata, IX, p. 223-252.
21. WILLIS B., 1914, *Forty-first Parallel Surrery of Argentina*, Congrès Geologique International, Compte-Rendu de la XIIe. Session, Canadá, 1913, Ottawa, p. 713-731, lám. I, mapa.
22. WILLIS B., 1914, *Physiography of the Cordillera de los Andes between Latitudes 39° and 44° South*, ibíd.. p. 733-756 mapa.
23. WILLIS B., 1916, *El Norte de la Patagonia*, t. I, Min. Obras Públicas. B. Aires.