

Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de sierra Pailemán, Provincia de Río Negro

Raúl E. GIACOSA¹

¹Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Regional Patagonia. Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, C.C. 1156, 9000 Comodoro Rivadavia, Chubut

ABSTRACT: *Geology and petrology of the pre-Cretaceous rocks of the Sierra Pailemán region, Río Negro Province.* Pre-drift and drift igneous-metamorphic units to the east of the North Patagonian Massif are well exposed in the Sierra Pailemán region. This paper presents a new map and geological description of the region, together with petrological and geochemical data that help to characterize the nature and tectonic affinities of these rocks. The oldest rocks recognized are the Precambrian metamorphic rocks of the Mina Gonzalito Complex. They consist of medium-grade schists, gneisses, amphibolites and marbles, associated with peraluminous leucocratic granites. The complex is in fault contact with low- to very low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks of the El Jagüelito Formation of possible early Palaeozoic age. Both units are intruded by several post-tectonic granodioritic-to-granitic bodies of Permian to ¿Triassic? age. The granitic rocks have metaluminous to peraluminous compositions and were emplaced at mid-crustal levels. Finally, extensive Jurassic rhyolitic volcanic rocks of the Marifil Complex either intrude or overlie all the older rocks. Hydrothermal veins of Pb-Ag-Zn and F-W-Mn type are associated with the late stage of this volcanism; to a large degree their emplacement was controlled by pre-volcanic structures.

Introducción

En el presente trabajo se dan a conocer la características geológicas y petrológicas de las rocas ígneas y metamórficas de edad pre-cretácica, ubicadas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. El área de estudio, en cuyo centro se ubica la sierra Pailemán, tiene una superficie de 2.600 km², y está comprendida al norte y al sur por los arroyos Tembrao y Salado respectivamente, el borde de la meseta de Somún Curá por el oeste, mientras que su límite oriental pasa unos 13 km al este de la mina Gonzalito (Fig. 1).

Dentro de la zona estudiada, se encuentran una gran cantidad de mineralizaciones vetiformes de Pb-Ag-Zn y F-W-Mn, de las cuales la más conocida es la mina Gonzalito. Algunos aspectos salientes de las relaciones entre estas mineralizaciones y la evolución geológica y petrológica de la región, son tratados en la parte final del trabajo.

Metodología

El mapa presentado en la figura 1 fue levantado sobre fotogramas aéreos en escala 1:50.000 y luego

volcada su información sobre la hoja topográfica 40i, Sierra Pailemán en escala 1:100.000. El trabajo de campo se completó con observaciones geológicas y microtectónicas de detalle en sectores considerados de interés, y con la recolección de muestras para petrografía, muestras orientadas para estudios microtectónicos y para análisis geoquímicos.

Antecedentes

La importancia económica del sector ha motivado la realización de por lo menos medio centenar de trabajos geológicos y mineros. A los efectos de la presente contribución se mencionan solo aquellos utilizados con mayor frecuencia a lo largo del trabajo. Entre los referidos a geología regional cabe mencionar a Rosenman (1972), Ramos (1975), Giacosa (1987, 1994a); en cuanto a la geología económica a del Mónaco (1971), Zubia (1975, 1976), Vallés (1978a, 1978b).

Aspectos petrológicos fueron publicados por Giacosa (1993) y Grecco *et al.* (1994). Estudios geocronológicos fueron realizados por Linares *et al.* (1990) y Pankhurst y Rapela (1995), mientras que Mena (1990), se ocupó de aspectos paleomagnéticos del volcanismo jurásico.

La tectónica pre-cretácica de toda la región, con

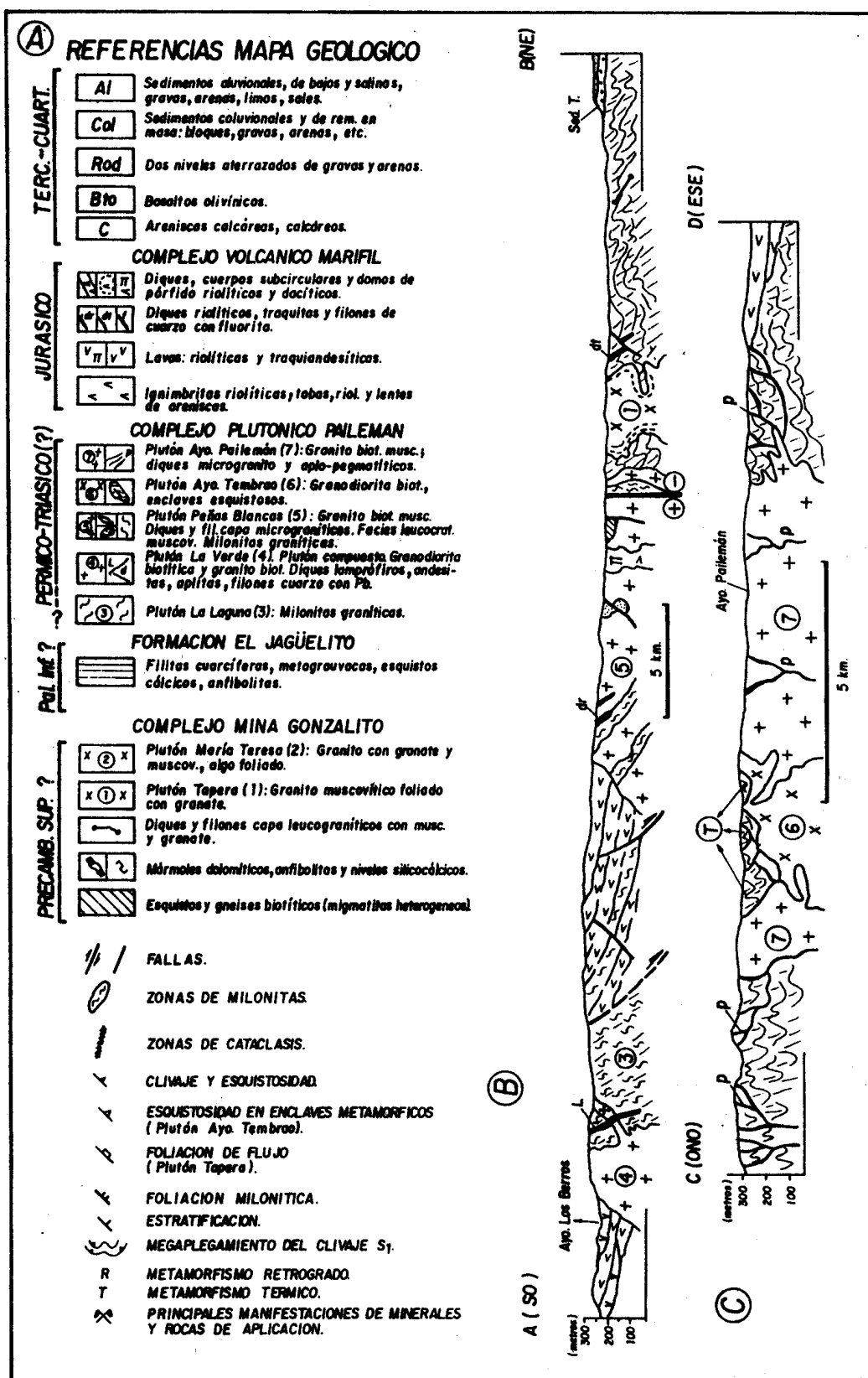


Figura 2: A, referencias del mapa geológico y columna estratigráfica. B, perfil geológico A-B entre Los Berros y mina Gonzalito. C, perfil geológico C-D al norte de la sierra Pailemán.

especial énfasis en el área del presente trabajo es tratada en Giacosa (1994b) y Busteros *et al.* (1995).

Geología

Estratigrafía general

La estratigrafía general de la región fue establecida por Rosenman (1972), en su contribución sobre la geología de la aledaña región de Los Berros. Las denominaciones estratigráficas utilizadas fueron originalmente asignadas por Ramos (1975) y, con las modificaciones introducidas por Giacosa (1987, 1993), son las que se usan en el presente trabajo; también fueron recientemente utilizadas en la descripción geológica de la Hoja Sierra Grande (Busteros *et al.* 1995).

Las rocas más antiguas son rocas metamórficas e ígneas que integran dos unidades de diferente composición y grado de metamorfismo. El Complejo Mina Gonzalito (Ramos 1975; Giacosa 1987) constituido por metamorfitas de grado metamórfico medio, plutonitas y migmatitas, y la Formación El Jagüelito (Ramos 1975; Giacosa 1987) integrada por rocas metamórficas de bajo grado. Estas rocas son intruídas por plutonitas granítico-granodioríticas del Complejo Plutónico Pailemán (Giacosa 1993), anteriormente referido como "granito Pailemán" (Stipanovic y Methol 1972). Finalmente las volcanitas riolíticas mesozoicas de la Formación o Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías 1974a; Cortés 1981) cubren en discordancia a las unidades anteriores.

Complejo Mina Gonzalito

Se encuentra integrado por esquistos y gneises (ambos inyectados por material leucocrático), anfibolitas, mármoles, niveles silicocálcicos y leuco-granitos foliados y masivos. Este complejo aflora como una faja de 15 km de ancho y 50 km de longitud, interrumpido en su parte media por la sierra Pailemán (Figs. 1 y 2A). Una mejor descripción puede realizarse dividiendo la faja en tres sectores con diferentes composiciones litológicas; tal división sugiere una falta de continuidad entre los mismos.

Sector septentrional. Está ubicado al norte de la sierra Pailemán y se caracteriza por esquistos y anfibolitas, intruídos por stocks y diques granitoideos neopaleozoicos. Los esquistos son del tipo biotítico-cuarcíferos, de color gris claro a medio, de grano fino a mediano con bandas leucocráticas de 1 mm de espesor. Presentan textura lepidoblástica y están formados por

qz + bio + mus ± FK ± pla ± gra. Las anfibolitas son rocas muy abundantes, tienen color gris verdoso a negro, son de grano fino a mediano y en general macizas con algunas variedades esquistosas. La textura es nematoblástica, siendo su composición más frecuente ho + qz + pla ± ti ± il; algunos cuerpos de anfibolitas piroxénicas presentan diópsido y plagioclasa como constituyentes principales.

Sector central. Se encuentra ubicado entre la sierra Pailemán y el norte del arroyo Salado donde cubre un área de 200 km². Hacia el oeste se encuentra limitado por la falla El Jagüelito y hacia el este, es cubierto por sedimentos cenozoicos (Fig. 1). Se caracteriza por presentar esquistos y gneises con inyección leucocrática moderada hasta avanzada, anfibolitas y stocks graníticos y una gran cantidad de diques de similar composición. Las rocas más abundantes son esquistos biotítico-cuarcíferos de color gris claro, grano fino y con esquistosidad bien marcada cada 2 o 3 cm. Están formados por qz + bio + mus ± pla, alcanzando a formar los dos primeros minerales, el 90% de la roca. Las variedades donde aumenta la fracción leucocrática por inyección granítica son esquistos cuarzo-feldespáticos. Cuando aumenta la inyección y ocupa más del 30% de la roca total, se forman esquistos bandeados (migmatitas heterogéneas o migmatitas de inyección), que consisten en bandas blancas y rosadas, de 1 a 4 mm de espesor, con qz + FK + pla, que alternan con bandas melanocráticas con bio + mus. El aumento del cuarzo y microclino en cercanías de los stocks graníticos, produce como en el caso del entorno al plutón Tapera (Fig. 1), la formación de una zona de transición con gneises biotíticos, gneises graníticos, granitos gnéisicos hasta granitos texturalmente homogéneos en el interior del stock. Si bien estos cuerpos producen inyección, son sus derivados pegmatíticos los que inyectan mas profusamente a los esquistos. En el caso de la roca de caja de la mina Gonzalito (Gneis Mina Gonzalito, Ramos 1975; "esquisto nodular", del Mónaco 1971), se trata de un gneis de color verde a gris azulado hasta gris oscuro, cuya principal característica son "ojos" de feldespato y en menor medida granate, con diferentes tamaños e irregular distribución. Puede describirse como un "gneis de ojos", formado por cataclásis a partir de un protolito de esquistos o gneises biotíticos con inyección granítica, producida por diques con muscovita y granate. La cataclásis afecta a ambas rocas quedando como "ojos" los cristales más resistentes a la deformación.

Las anfibolitas son rocas muy abundantes en este sector, y se presentan como cuerpos de 50 m de longitud y 5 a 10 m de ancho. Son rocas negras a verde oscuras, en general poco esquistosas y con lineación mineral; en menor cantidad afloran bancos de esquistos anfibólicos esquistosos y con marcada lineación mineral. Se caracterizan por el alto contenido

en cuarzo y una textura nematoblástica hasta porfiroblástica. La mineralogía más común consiste en ho (50-60%) + qz (20-30%) + pla (10-30%) \pm ti \pm dio \pm il.

Si bien las calizas cristalinas son abundantes más al sur, al oeste del plutón Tapera, se encuentra intercalado con esquistos, un banco de mármol dolomítico de 500 m de longitud y 40 m de potencia. En el extremo suroeste del sector, afloran, entre esquistos y anfíbolitas, niveles lajosos de esquistos silicocálcicos de color verde oscuro y textura granoblástica que se encuentran constituidos por ho + dio + cal + qz + ti \pm escap \pm pla.

La característica más importante del sector central son dos stocks graníticos concordantes con la mega-estructura de las metamorfitas y una gran cantidad de filones capa de similar composición. El cuerpo más importante es el plutón Tapera que tiene una superficie de 16 km² y un rumbo N 20°-30° O; su parte norte con forma elipsoidal, es la más voluminosa, mientras que su extremo sur se resuelve como un gran facolito (Fig. 1). Su contacto con los esquistos y gneises es transicional debido a la variable inyección que estos

sufren, resultando de esta manera todas las variaciones estructurales citadas anteriormente. Gran parte del cuerpo, en especial su contorno, presenta foliación producida esencialmente por isorientación de cristales de muscovita, como consecuencia del movimiento del magma durante su emplazamiento. Esta formado por qz + FK + mus + pla \pm bio \pm gra \pm sill, con una textura xenomórfica con más del 10% de muscovita como anchos cristales orientados, el granate se encuentra como granos entre los félsicos o bien incluido en la muscovita, en tanto que la biotita se halla como *schlieren* en los bordes del plutón.

El segundo stock granítico es el plutón María Teresa, que se encuentra 2 km al norte del anterior, donde ocupa 10 km² de extensión. Su forma irregular, en especial la de sus dos partes más voluminosas, reproduce el megaplegamiento del complejo (Fig. 1). La roca es rosado clara a blanca, de grano fino a mediano con sectores porfiroides y se caracteriza por su alto contenido en granate, el que se presenta como cúmulos o bandas de color borraño; muchos cristales euédricos superan los 0,5 cm. La textura es idio a

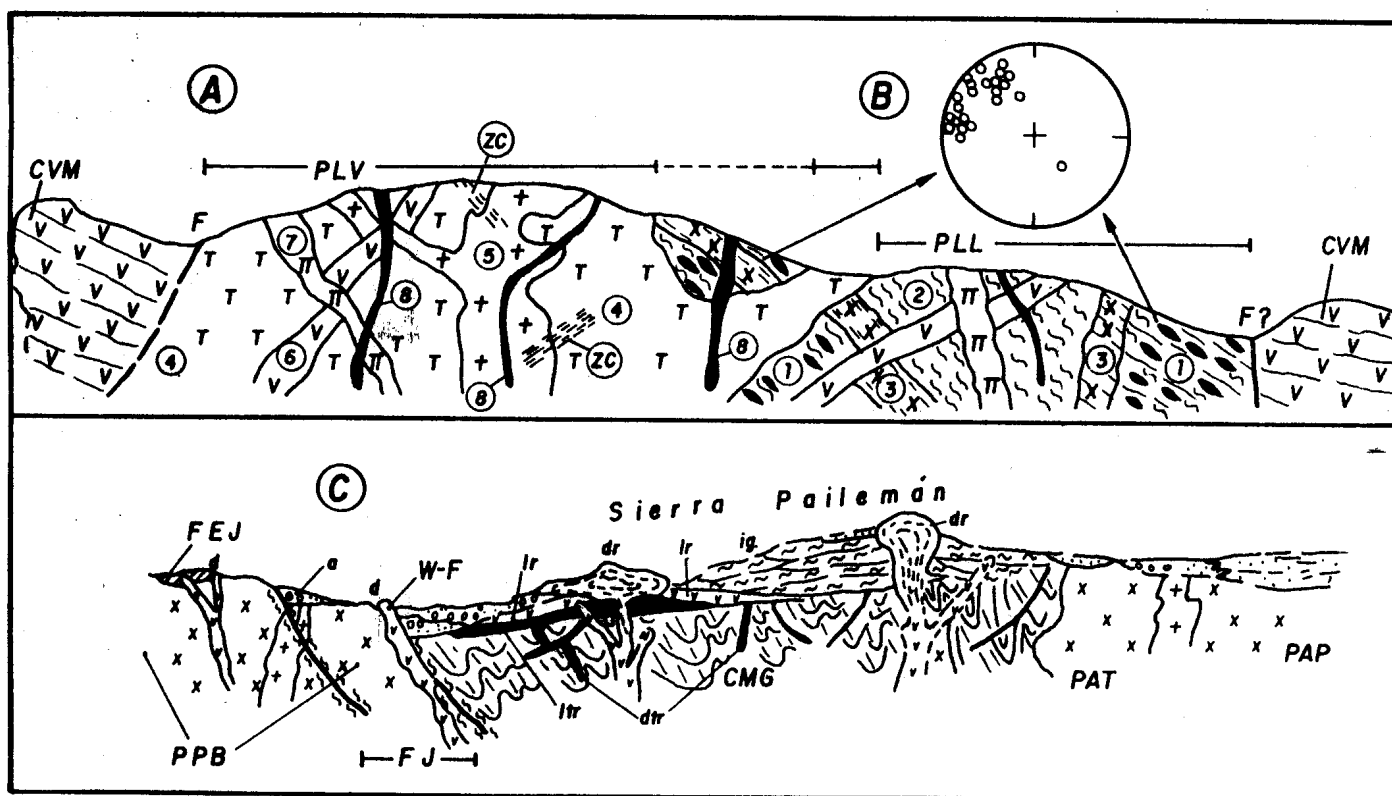


Figura 3: A, relaciones geológicas entre los plutones La Laguna y La Verde; los números indican la secuencia de intrusividad; PLL, plutón La Laguna (1, granitos miloníticos; 2, granitos miloníticos; 3, diques graníticos milonitizados); PLV, plutón La Verde (4, granodioritas; 5, granitos; 6, diques andesitas; 7, diques dioritas; 8, diques aplitas graníticas; ZC, pequeñas zonas de cizalla); CVM, Complejo Volcánico Marifil. B, polos de foliación milonítica de los granitos del plutón La Laguna. C, bosquejo que muestra las relaciones geológicas entre el basamento pre-jurásico y el Complejo Volcánico Marifil en la sierra Pailemán; CMG, Complejo Mina Gonzalito; FEJ, Formación El Jagüelito; PPB, Plutón Peñas Blancas; PAT, Plutón Arroyo Tembrao; PAP, Plutón Arroyo Pailemán; d, diques riolíticos; a, areniscas; lr, lavas riolíticas; ltr, lavas traquiandesíticas; dr, domos riolíticos; ig, ignimbritas riolíticas y W-F, mineralizaciones.

súbidoblástica con qz + FK + pla + gra + mus ± sill; la abundancia de muscovita en algunos sectores determina una foliación más marcada.

Sector meridional. Se encuentra al oeste de la estancia Santa Auriciana y sobre el lecho y adyacencias del arroyo Salado (Fig. 1). Se caracteriza por la presencia de mármoles intensamente plegados en conjunto con esquistos biotíticos de grano fino; comparado con los otros sectores es notoria la ausencia de anfibolitas y granitos.

Los esquistos biotíticos se encuentran corrugados por microplegamiento; la mineralogía más común es qz + bio + mus + pla, aunque hay variedades porfiroblásticas con grandes cristales de plagioclasa acompañados por bio + mus + gra. Los mármoles de estancia Santa Auriciana son cuerpos de rumbo N-S e inclinación al este, de 400 a 1.700 m de largo y espesores de 30 a 60 m. En el arroyo Salado se encuentran potentes bancos como el Santa Adela de 3.500 por 200 m y otro ubicado al suroeste de 4.000 m de longitud y 800 m de ancho. En general son rocas de grano fino a mediano, blancas, marrones, grises y con variedades bandeadas, en su mayoría de composición dolomítica y mineralógicamente compuestas por más de un 90% de dolomita granoblástica, acompañada por muscovita y cuarzo.

Formación El Jagüelito

Esta unidad aflora al oeste de la falla El Jagüelito y se presenta como delgados "colgajos" en el techo del plutón Peñas Blancas (Figs. 2B y 3C); los afloramientos se encuentran separados por un sistema de fallas de rumbo de segundo orden, que los desplazan entre sí (Fig. 1). Las rocas más abundantes son filitas cuarzosas y metagrauvacas con escasas metabasitas y un afloramiento de esquistos cálcicos. En general todas las filitas presentan lineación de crenulación, la que resulta poco visible por los efectos térmicos del granito infrayacente.

Las filitas cuarzosas son rocas de color gris oscuro a medio, de grano fino, con clivaje poco marcado y algo bandeadas. Están constituidas por qz + clo + ser o bien qz + bio + clo + ser. En este último caso los filosilicatos se entrelazan mutuamente y forman un clivaje de plano axial. En la mayoría de los casos el clivaje principal está otorgado por bandas sigmoidales o flexionadas con mucho cuarzo xenoblástico acompañado por sericita y clorita, mientras que el clivaje de crenulación consiste en una concentración de minerales opacos, sericita y cuarzo.

Las metagrauvacas presentan textura blastomáfica con qz + ser + clo + pla + minerales opacos; los minerales félsicos conservan aún sus formas angulosas y se encuentran rodeados por cuarzo recrystalizado o películas de filosilicatos. Escasas anfibolitas con

actinolita y clorita se presentan intercaladas con las filitas; en el extremo norte de los afloramientos (Fig. 1) aflora un banco de esquistos cálcicos ("caliza Pailemán") formado por cal + qz ± pla ± mus ± bio ± graf. Hacia el este se asocian con un esquisto de color verde y motas blancas con clo + alb + epid + qz + mus.

Complejo Plutónico Pailemán

Esta unidad comprende rocas graníticas y granodioríticas con sus intrusivos menores asociados, de los cuales se han reconocido 5 cuerpos principales (Giacosa 1994a). Son rocas que intruyen discordantemente a las filitas, esquistos y gneises descriptos anteriormente y sobre los que producen efectos térmicos. El nombre utilizado reemplaza al de "granito sierra Pailemán" empleado por Stipanovic y Methol (1972); dos motivos llevaron al autor (Giacosa 1993) a modificar tal nombre, en primer término solo alguno de los stocks son graníticos y en segundo lugar la sierra Pailemán está constituida por rocas volcánicas. Para describir y mapear estos cuerpos se utilizó informalmente el nombre "plutón", reconociéndose plutones simples, múltiples y compuestos (Pitcher 1979). Los cuerpos reconocidos poseen más de 50 km² de superficie y son La Laguna y La Verde (plutones múltiples), Peñas Blancas (plutón compuesto ?) y Arroyo Tembrao y Arroyo Pailemán (plutones simples); la composición y las principales características de cada uno de ellos es la siguiente (Figs. 1 y 2A).

Plutón La Laguna. Este cuerpo se encuentra ubicado en el sector suroeste, en las nacientes del arroyo Salado y si bien es esencialmente una zona de milonitas graníticas, aún pueden reconocerse las diferentes facies e intrusiones desarrolladas con anterioridad a la deformación. Tentativamente se lo incluye en el Complejo Plutónico Pailemán, aunque podría ser un intrusivo vinculado a la evolución del basamento ígneo-metamórfico. La superficie mapeada es de unos 70 km² (Fig. 1), y el cuerpo continúa hacia el oeste-suroeste; en ninguno de los sectores reconocidos se observó la roca de caja. Todo el cuerpo posee foliación milonítica (Figs. 3A y B) y constituye una "zona de milonitas" perteneciente a una zona de cizalla frágil-dúctil. Se encuentra intruido por una granodiorita biotítica y diques andesíticos-dioríticos del plutón La Verde y es cubierto por ignimbritas en su flanco este y por andesitas en el arroyo Los Berros, ambas rocas pertenecientes al volcanismo jurásico (Figs. 2B y 3A).

Es un cuerpo de composición granítica cuya roca más abundante es un granito foliado porfiroclástico caracterizado por megacristales deformados de microclino en una matriz recrystalizada de cuarzo y micas. El microclino se encuentra fracturado y recrystalizado en sus bordes, mientras que el cuarzo y las micas que

constituyen la foliación de la roca están totalmente recrystalizados. Otros tipos de milonitas derivadas de granitos leucocráticos de grano grueso, se caracterizan por "ojos" de feldespatos y bandas de cuarzo recrystalizado; milonitas de grano fino y foliación poco marcada, se formaron a partir de diques graníticos (Fig. 3A).

Plutón La Verde. Este cuerpo tiene una extensión de más de 100 km², aunque en el sector mapeado ocupa unos 60 km². Esta constituido por varias intrusiones sucesivas, las que comienzan con una granodiorita, continúan con granitos, diques andesíticos y dioríticos y finalmente aplitas graníticas (Fig. 3A). Esta en contacto con el plutón La Laguna al que intruye discordantemente a través de la foliación milonítica; a su vez está intruido por diques de pórfidos riolíticos y cubierto por ignimbritas jurásicas y en su extremo norte por basaltos terciarios.

La granodiorita es una roca de grano mediano a grueso y color gris oscuro, con biotita (15%) y hornblenda (10%). Presenta una estructura masiva aunque por sectores posee clivaje de fractura y delgadas zonas de milonitas. Los granitos que la intruyen son de tipo biotítico, algo porfiroideos y de colores rosados que suelen presentarse como diques en la granodiorita. Un séquito de diques oscuros intruye a estas rocas, comenzando por diques negros, algo porfíricos, de dacitas y andesitas, con plagioclasa y mafitos de hasta 2 mm (o cuarzo) en una pasta microgranular con leve fluidalidad. Su espesor oscila entre 0.10 y 10 m y también intruyen diagonalmente la foliación de los granitos miloníticos. Son intruidos por diques meso a melanocráticos con fenocristales de plagioclasa, hornblenda (14 %) y biotita (12%) con una matriz de grano fino y color gris claro. Finalmente, diques de aplitas graníticas intruyen a todas las rocas anteriores.

Plutón Peñas Blancas. Este cuerpo tiene alrededor de 400 km² de superficie total y se encuentra limitado hacia el este por la falla El Jagüelito, la que lo pone en contacto tectónico con los esquistos y gneises del Complejo Mina Gonzalito (Fig. 1). Hacia el oeste es cubierto por volcanitas jurásicas y basaltos terciarios, mientras que su límite sur llega 10 km al sur del arroyo Salado (Busteros *et al.* 1995); en los alrededores de este arroyo se encuentra intruido por pórfidos granodioríticos del Complejo Volcánico Marifil. Presenta grandes colgajos de filitas y pequeños enclaves de esquistos (Figs. 2B y 3C).

El plutón está constituido por un granitoide de grano grueso e intrusiones aplopegmatíticas y micrograníticas, así como fajas de milonitas graníticas. La composición mineralógica general del granitoide es qz + micr + pla ± bio ± mus ± gra. La facies dominante consiste en granitos biotíticos de color rosado intenso, de grano grueso hasta mediano, con sectores

porfiroideos con microclino de hasta 3 cm. En otros afloramientos predomina un granito con muscovita y biotita de grano grueso y, en el sector suroeste, un granito leucocrático con muscovita y granate. Dentro de esta facies se encuentran intrusiones de microgranitos, diques muscovíticos foliados y pegmatitas muscovíticas. Las zonas de milonitas graníticas se encuentran desarrolladas sobre granitos biotíticos y presentan evidencias de deformación frágil-dúctil (Giacosa 1994a, 1994b).

Plutón Arroyo Tembrao. Es un stock de granodiorita biotítica que está ubicado al norte de la sierra Pailemán, entre los arroyos Tembrao y Pailemán (Figs. 1 y 2C). El área expuesta, de 40 km², es una superficie mínima debido a que también hay afloramientos cubiertos por ignimbritas jurásicas, al pie del faldeo norte de la sierra Pailemán (puesto Contreras). Este plutón intruye a los esquistos metamórficos incorporando grandes xenolitos y produciendo metamorfismo térmico. Hacia el este es intruido por el plutón Arroyo Pailemán y sus diques graníticos. La roca dominante es una granodiorita biotítica gris clara, de grano mediano, con variaciones gruesas ricas en biotita y sectores finos con cristales de plagioclasa y agregados de biotita. También se encuentran transiciones a facies tonalíticas por ausencia de microclino. Las rocas son homogéneas, con textura hipidiomórfica y se encuentran formadas por qz + pla (olig-and) + bio + micr ± tit ± apat ± zir.

El plutón Arroyo Pailemán está ubicado al este del plutón Arroyo Tembrao; aflora como un stock elongado de 15 km de longitud en dirección noreste y tiene una superficie de 90 km². Intruye a las granodioritas por el oeste y a los esquistos y anfibolitas por el este (Figs. 1 y 2C). Una gran cantidad de diques graníticos derivados de este stock, se encuentran dentro del mismo y en los esquistos de su caja. La roca más abundante es un granito rosado a gris claro, de grano mediano y homogéneo. La textura es xenomórfica y presenta qz + micr + pla + mus + bio ± gra. Hay sectores pegmatoideos con microclino de hasta 5 cm con mucha muscovita a modo de *schlieren*; son también comunes los bandeados claro-oscuros con muscovita y biotita. Finalmente se intruyeron diques de grano mediano a fino, alojados dentro del mismo plutón y en la granodiorita adyacente, así como una gran cantidad de diques pegmatíticos zonales. Estos últimos están compuestos por qz + micr + mus + tur + gra y se encuentran preferentemente en los esquistos metamórficos, donde totalizan mas de 50 km de longitud (Fig. 1).

Complejo Volcánico Marifil

En esta unidad de amplio desarrollo en el área de estudio, es posible distinguir facies piroclásticas,

lávicas e intrusivas. Las facies piroclásticas están bien desarrolladas en la sierra de Pailemán (Figs. 1 y 3C) y en el sector suroeste, donde se encuentran ignimbritas riolítico-dacíticas, asociadas a tobas de la misma composición y a delgados depósitos epiclásticos de areniscas gruesas. Sobre la ladera oriental de la sierra de Pailemán afloran 5 mantos de ignimbritas que totalizan 135 m de potencia, y apoyan sobre lavas riolíticas porfíricas. Los mantos basales presentan litoclastos de granitos y metamorfitas, mientras que los superiores tienen mayor grado de soldamiento. Sobre el camino al rincón de Pailemán, el manto superior de ignimbritas apoya sobre tobas blancas y areniscas cuarzosas, mientras que al oeste de la estancia Peñas Blancas, las ignimbritas se presentan en flujos de 4 a 5 m de espesor con intercalaciones de sedimentitas clásticas gruesas.

Las facies lávicas apoyan sobre metamorfitas y granitos, y se presentan como coladas de unos 20 m de potencia de traquiandesitas negras o de riolitas rojizas, (Figs. 1 y 3C). Las traquiandesitas poseen un 15% de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en una pasta de grano fino con pla + anf + pirox + minerales opacos. Rocas similares yacen sobre el arroyo Los Berros (Fig. 1), donde Rosenman (1972) las llamó "mantos básicos intermedios"; el análisis paleomagnético de ambos mantos realizado por Mena (1990), indica una muy buena correlación. Las lavas riolíticas se encuentran al sur y sureste de la sierra Pailemán; se trata de rocas porfíricas con una pasta hialocristalina de vidrio alterado y cuarzo. Riolitas hemicristalinas con abundantes filetes de flujo y cavernas por escape de gas, se presentan como una gran estructura lineal de 12 km de longitud, al este del rincón de Pailemán.

Dentro de la facies intrusiva se encuentran en primer término diques traquiandesíticos de rumbo noroeste y 1 a 3 m de potencia, que intruyen al Complejo Mina Gonzalito (Figs. 1 y 3C). Su color es pardo rojizo hasta negro y químicamente son de composición traquiandesítica con pla (alb-olig) + ort + bio + qz + minerales opacos. La mayoría de los intrusivos son pórfidos riolíticos y pórfidos graníticos; entre los primeros se encuentran diques angostos, diques elongados de mayor tamaño y cuerpos subredondeados y dómicos. Los primeros, con un espesor de centímetros a metros, presentan una pasta afanítica con escasos fenocristales de cuarzo y son comunes como enjambres intruyendo al plutón Peñas Blancas. Los segundos, de gran tamaño (hasta 3.5 km de longitud), presentan una forma elipsoidal, y se caracterizan por una marcada textura porfírica con fenocristales de 3-4 mm de cuarzo y feldespato alcalino, en una pasta afanítica de color rosado clara (relación pasta/fenocristales 50/50). En los bordes de los diques mayores, son frecuentes filetes de flujo y autobrechas. Un cuerpo de sección subcircular se halla dentro del Complejo Mina Gonzalito en cercanías del puesto El

Jagüelito; se trata de un pórfido riolítico de color rosado claro a borraño, con un 40% de fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta desvitrificada. Cuerpos de pórfidos graníticos de grandes dimensiones, se encuentran al oeste de la falla El Jagüelito, mientras que pórfidos granodioríticos son abundantes sobre el arroyo Salado; ambos poseen megacristales de feldespato alcalino y una pasta microgranuda. Fuera del área de estudio, cuerpos similares intruyen ignimbritas riolíticas y se encuentran estrechamente relacionados a mineralizaciones de fluorita (Corbella 1973; Busteros *et al.* 1995).

Relaciones geológicas y edades

Las relaciones geológicas entre las dos unidades metamórficas son de carácter tectónico. Objetivamente el Complejo Mina Gonzalito con una edad radiométrica de 850 ± 50 Ma (isocrona Rb-Sr; Linares *et al.* 1990) tendría una edad precámbrica tardía. Con respecto a la Formación El Jagüelito, los fósiles citados por Braitsch (1965) dentro de su *Liegende Serie* de la región de Sierra Grande (unidad equivalente a la Formación El Jagüelito, que infrayace a los sedimentos ferríferos siluro-devónicos) indicarían una edad cambro-ordovícica.

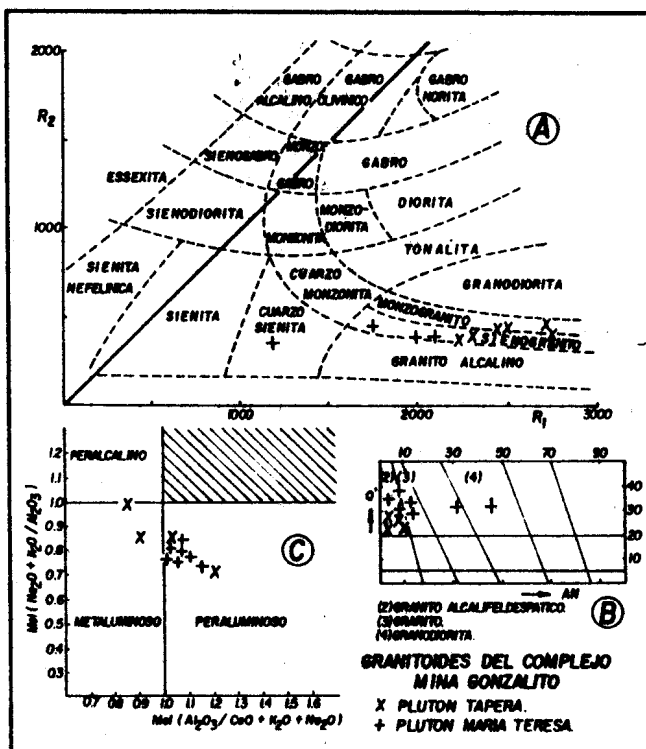


Figura 4: Geoquímica de los granitoides del Complejo Mina Gonzalito. A, diagrama multivariante R1-R2 (de la Roché *et al.* 1980). B, diagrama modal según la norma (Streckeisen y Le Maitre 1979). C, graficación de los índices de Shand.

Tabla 1: Análisis químicos de los Granitoides del Complejo Mina Gonzalito

	22	68	44	103	224	321
SiO ₂	74.39	75.34	74.18	75.11	72.16	73.22
Al ₂ O ₃	14.75	14.22	14.99	13.20	15.08	14.52
Fe ₂ O ₃	0.55	0.59	0.39	0.66	1.81	0.10
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.65	0.03
MgO	0.28	0.29	0.29	0.22	0.35	0.20
CaO	1.09	1.00	1.07	0.83	0.99	0.66
Na ₂ O	4.16	2.70	4.64	3.33	4.08	5.29
K ₂ O	4.30	5.64	4.30	5.53	5.64	6.68
TiO ₂	0.09	0.10	0.07	0.16	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.29	0.37	0.25	0.02	0.29	0.25
PPC	0.75	0.70	0.72	0.79	0.24	0.39

Plutón Tapera: 22-68-44; Plutón María Teresa: 103-224-321.

Las rocas incluidas en el Complejo Plutónico Pailemán, son por relaciones estratigráficas de edad pre-Jurásico; dentro del mismo, las más antiguas son los granitos miloníticos del plutón La Laguna que son intruidos por granodioritas pérmicas del plutón La Verde. La asignación del plutón La Laguna es tentativa ya que su edad máxima se desconoce, quedando abierto el interrogante sobre su posible pertenencia a un ciclo plutónico anterior. Algunas dataciones radiométricas ubican una parte de este magmatismo en el Pérmico: 270 ± 10 Ma (Rb/Sr, roca total, "granito Sierra Pailemán"; Halpern *et al.* 1970), 268 ± 3 Ma (isocrona Rb/Sr, roca total, granito plutón Arroyo Pailemán; Grecco *et al.* 1994) y 253 ± 9 Ma (K/Ar sobre biotita, granodiorita plutón La Verde; Busteros *et al.* 1995). Estas edades se encuentran comprendidas entre los 275-235 Ma, propuesto como intervalo de emplazamiento de la parte central del Batolito de Somuncura (Pankhurst *et al.* 1992). Finalmente cabe consignar una edad de 197 ± 8 Ma sobre un granito del plutón Peñas Blancas (K/Ar sobre biotita; Busteros *et al.* 1995). Esta edad, así como las características litológicas y geoquímicas, sugieren cierta similitud con el Granito Flores de 188 Ma (Pankhurst *et al.* 1993) del área Nahuel Niyeu.

Con respecto al Complejo Volcánico Marifil las dataciones más recientes en el área, permiten asignarlo al Jurásico inferior alto y fueron realizadas sobre rocas de la sierra Pailemán y alrededores, con un valor de 188 ± 1 Ma (isocrona Rb/Sr, roca total, Pankhurst y Rapela 1995).

Petrología

Complejos metamórficos

La estimación del grado metamórfico dentro del Complejo Mina Gonzalito, fue realizada en base a la paragénesis de la asociación psamopelítica más

abundante, la que constituye los esquistos y gneises: qz + bio + pla + mus \pm micr \pm gra. Como las anfibolitas se encuentran presentes en toda el área, su mineralogía -ho + qz + pla + tit + il- puede tomarse como paragénesis para las composiciones intermedias. Ambas paragénesis corresponden a la facies de anfibolitas, destacándose que no fueron encontradas paragénesis con clorita, por lo que las condiciones metamórficas superaron a aquellas comparables a una facies de transición esquistos verdes-anfibolitas (*sensu* Turner 1981). Un muestra de anfibolita del norte de la sierra Pailemán, con diópsido e hipersteno paragéneticos, indicaría condiciones locales de mayor grado dentro de la facies de anfibolitas.

Una proporción menor de venas leucograníticas con plegamiento ptymático o isoclinal, son sintectónicas con la formación de la esquistosidad penetrativa de las metamorfitas del Complejo Mina Gonzalito. Los plutones graníticos (Tapera y María Teresa), y la gran mayoría de los filones capa y venas graníticas fueron emplazados en las metamorfitas luego de la formación de la esquistosidad y previamente a un episodio de deformación dúctil (pliegues). Los granitoides pertenecen a un magmatismo calcoalcalino de tipo peraluminoso, con contenidos normativos que permiten clasificarlos como granitos alcalifeldespáticos hasta granito-granodioritas o como sieno-monzogranitos (Figs. 4A, B y C; Tabla 1). El contenido en elementos traza permite comparar al plutón Tapera con granitos de arco magmático (Giacosa 1994a). Tanto las venas y filones de pegmatitas graníticas como los stocks, inyectaron concordantemente a los esquistos, produciendo migmatitas de inyección; la inyección granítica está claramente restringida al entorno de estos cuerpos. Anchos cristales de muscovita dispuestos a 45° de la esquistosidad, así como megacristales de feldespato y granate en el gneis de mina Gonzalito, se interpretan que se formaron durante esta etapa de inyección.

La ausencia de rocas que representen la facies de transición esquistos verdes-anfibolitas apuntada más

arriba, sugiere que no hay rocas que representen una transición regional entre el Complejo Mina Gonzalito y la Formación El Jagüelito.

A nivel regional el Complejo Mina Gonzalito presenta semejanzas litológicas con el Complejo Yaminué (Caminos 1983), que aflora 100 a 150 km al noroeste. Existen sin embargo diferencias en cuanto a la evolución estructural de ambos complejos, entre las que pueden destacarse el carácter sincinemático -con la esquistosidad penetrativa- de los leucogranitos y una generalizada milonitización sobrepuesta a la fábrica metamórfica en el Complejo Yaminué (Chernicoff y Caminos 1996).

La Formación El Jagüelito presenta como paragénesis más abundante en composiciones pelíticas y psamopelíticas a: $qz + clo + ser \pm pla$ y $qz + clo + bio + ser$. En ésta última, coexisten estrechamente biotita, clorita y sericita y texturalmente la biotita se desarrolla a partir de la clorita, representando una reacción de metamorfismo progresivo del tipo mus (fengita?) + $clo \rightarrow bio + mus + qz + H_2O$. Escasas anfibolitas con actinolita y plagioclasa representan una asociación básica en metabasaltos.

El protolito sedimentario de estas filitas fueron principalmente grauvascas (Fig. 5A), en tanto que las rocas que afloran en Aguada Cecilio, presentan composiciones pelíticas (Giacosa 1994a). En el diagrama discriminante propuesto por Roser y Korsch (1986), la mayoría de las rocas tienen afinidades químicas con aquellas derivadas de la erosión de rocas de un margen continental activo (Fig. 5B). Resultados

presentados por Cagnoni *et al.* (1993) sobre la geoquímica de la Formación Nahuel Niyeu, equivalente de la Formación El Jagüelito en la región de Valcheta, indican precursores ígneos de naturaleza intermedia a ácida y sugieren un área de aporte a partir de un margen continental activo o arco de islas continental.

Complejo Plutónico

El Complejo Plutónico Pailemán se caracteriza por stocks e intrusivos menores, con una composición dominante de tipo granodiorita-granito. Los stocks son cuerpos texturalmente homogéneos, no foliados y con una distribución algo heterogénea de los minerales aluminosos (muscovita-biotita-granate), la que suele producir un bandeo composicional. Los contactos con la roca de caja son netos y en general discordantes con la foliación; algunos cuerpos presentan xenolitos metamórficos. Los efectos térmicos en sus contactos consisten principalmente en la modificación del clivaje de las filitas (plutón Peñas Blancas) o bien el crecimiento estático de porfiroblastos de muscovita en los esquistos (plutón Arroyo Tembrao).

Químicamente (Tabla 2) las rocas son peraluminosas a metaluminosas o bien transicionales, incluso para el mismo tipo de roca (Fig. 6C). De acuerdo a la clasificación modal según la norma (Streckeisen y Le Maitre 1979) los stocks varían entre granitos alcalifeldespáticos a granodioritas (Fig. 6B) y según los

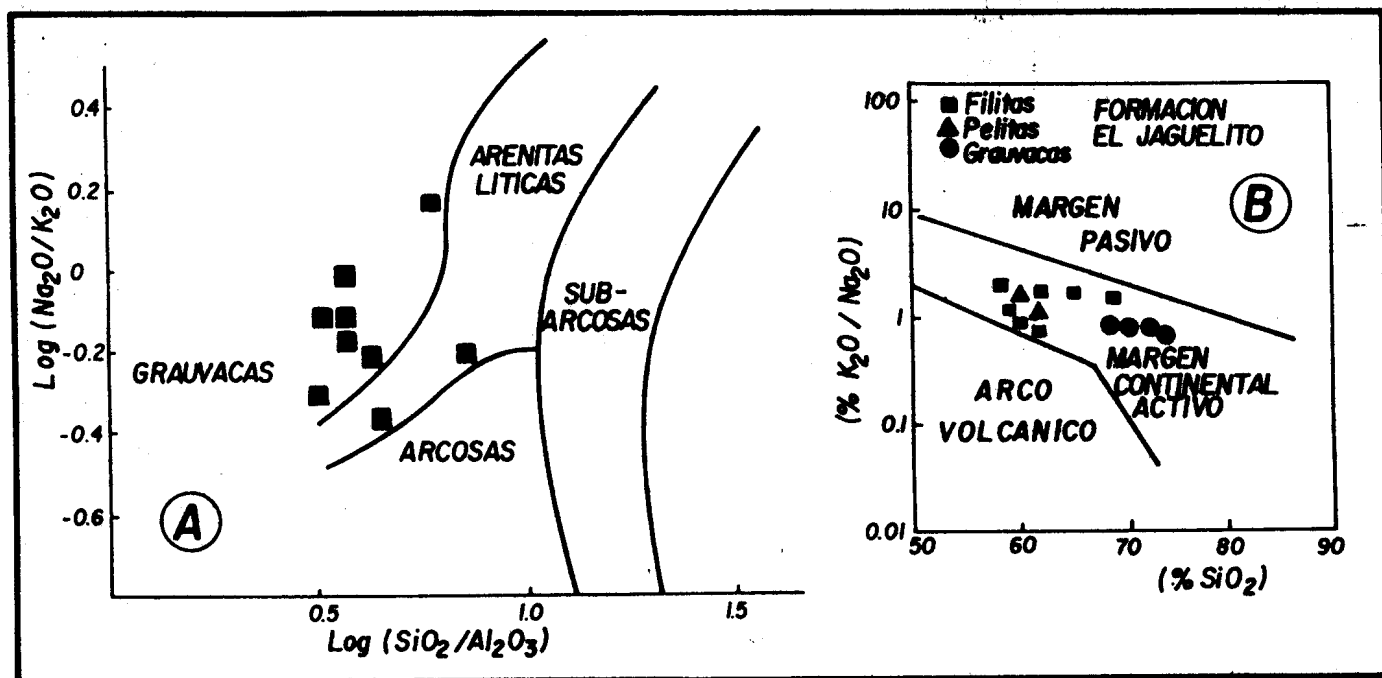


Figura 5: Geoquímica de las rocas de la Formación El Jagüelito. A, campos composicionales de los protolitos metamórficos con divisiones según Pettijohn *et al.* (1973). B, diagrama discriminante de ambientes tectónicos, según Roser y Korsch (1986).

Tabla 2: Análisis químicos de rocas del Complejo Plutónico Pailemán

	407	419	420	409	433	182	176	406
SiO ₂	66.75	66.31	73.74	60.29	67.32	66.42	72.02	74.51
Al ₂ O ₃	15.39	14.75	14.21	15.18	15.12	14.97	15.31	13.66
Fe ₂ O ₃	4.44	3.95	0.74	6.29	3.48	4.54	1.43	0.49
MnO	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	1.06	0.01
MgO	1.78	1.73	0.30	3.44	1.51	2.30	0.27	0.22
CaO	3.32	3.26	1.08	4.73	2.91	2.67	0.70	0.95
Na ₂ O	3.58	3.81	3.72	3.57	4.05	4.19	3.03	5.00
K ₂ O	3.63	3.99	4.06	3.33	3.74	2.65	5.24	5.58
TiO ₂	0.54	0.51	0.07	0.83	0.54	0.82	0.05	0.09
P ₂ O ₅	0.07	0.21	0.19	0.37	0.21	0.07	0.40	0.06
PPC	0.65	0.65	1.13	1.24	0.75	0.47	0.69	0.53

Plutón La Verde: 407-419-420 granodioritas; 409-433 diques. Plutón Arroyo Tembrao: 182 granodiorita. Plutón Arroyo Pailemán: 176 granito. Plutón Peñas Blancas: 406 granito. Para otros análisis véase Giacosa (1993).

parámetros multicatiónicos (de la Roche *et al.* 1980) desde sieno-monzogranitos a granodioritas (Fig. 6A). La composición de los diques del plutón La Verde resulta la más alejada del promedio general (monzodioritas cuarzosas o monzodioritas).

Las rocas que constituyen el plutón La Verde son comagmáticas aunque no evolucionaron en forma continua a partir de un único episodio evolutivo. La secuencia evolutiva y los diagramas AFM muestran que debe haber ocurrido un aporte de magma a modo de pulsos en la cámara magmática, que permita explicar la presencia de composiciones intermedias (59 a 66% de SiO₂) en los términos finales del magmatismo. Tampoco en los dos plutones al norte de la sierra Pailemán, se observa un curso de diferenciación a partir de las granodioritas; en tanto que sí serían diferenciados finales del plutón Arroyo Pailemán los diques aplopegmatíticos. Estas características son distintivas en otros complejos eruptivos con "granitos gondwánicos", como por ejemplo en La Esperanza (Rapela y Llambías 1985). A nivel regional puede señalarse una similitud litológica y evolutiva entre el plutón La Verde y algunos componentes del Complejo Plutónico Navarrete (Caminos 1983; Rapela y Caminos 1987); entre ellas las granodioritas con biotita y hornblenda, las facies granítica y los enjambres de diques melanocráticos.

Los diagramas discriminantes de ambiente tectónico (Pearce *et al.* 1984), permiten comparar a la mayoría de las rocas del complejo -excepto el plutón Peñas Blancas-, con rocas de arco magmático (Giacosa 1994a). El plutón Peñas Blancas, cuyas rocas son las más diferenciadas del complejo, se ubica dentro del campo de granitos de intraplaca o granitos de colisión (Giacosa 1994a).

En la Tabla 3 se listan las principales diferencias entre los granitoides del Complejo Mina Gonzalito y los granitoides del Complejo Plutónico Pailemán.

Complejo Volcánico

La fase inicial del complejo volcánico, de composición intermedia y carácter metaluminoso, está representada por lavas de composición andesita-traquian-desita, que apoyan sobre metamorfitas y granitos miloníticos. Su contenido en sílice varía entre 58 y 62 %, siendo sus términos más básicos, los afloramientos sobre el arroyo Los Berros con 52% de SiO₂ (Fig. 7 A y B; Tabla 4). Evidencias texturales de asimilación de xenocristales de cuarzo por la pasta, indican una posible asimilación magmática de rocas del basamento.

Los diques traquiandesíticos emplazados en el Complejo Mina Gonzalito (Figs. 1 y 3C), se consideran una de las primeras manifestaciones del volcanismo en el área. Presentan afinidades químicas con las rocas anteriores, aunque son algo más ricos en sílice (62 y 65%, Fig. 7A).

La mayor parte del volcanismo corresponde a riolitas y riolitas de alta sílice y potasio, con más de 70% de SiO₂ (Fig. 7A). Las ignimbritas de la sierra Pailemán muestran, en el sentido de las unidades más jóvenes, una tendencia peraluminosa a metaluminosa (Fig. 7B), un progresivo aumento de SiO₂ (76,6 a 79,2%) y una disminución en Al₂O₃ (12,8 a 10,4 %), en el Na₂O (1,6 a 0,9%), en el P₂O₅ (0,26 a 0,03 %) y el MgO (0,39 a 0,12%). Comparativamente, las ignimbritas ubicadas al suroeste de la estancia Peñas Blancas son más pobres en SiO₂, K₂O, P₂O₅ y más ricas en Fe₂O₃, MgO, P₂O₅, Na₂O y TiO₂.

Son numerosos en la región de Sierra Grande (*cf.* Corbella 1973; Busteros *et al.* 1995), los intrusivos de composición dacítico-riolítica, caracterizados por una matriz microgranuda. Los afloramientos en el área del arroyo Salado (Fig. 1) son rocas menos diferenciadas (64 a 69% SiO₂) y más ricos en alcalis, hierro y alúmina, que los riolíticos tratados anteriormente. En los diagramas y para comparación, se incluyen los

dátos químicos de los afloramientos del arroyo Verde, ubicados 70 km al sur del área de estudio, donde también se reconoce un episodio inicial andesítico (Malvicini y Llambías 1974a). Los datos químicos presentados aquí en los diagramas TAS y de índices de saturación en alúmina, son en términos generales similares a los reportados por otros autores (Haller *et al.* 1990; Rapela y Pankhurst 1993; Pankhurst y Rapella 1995)

Controles estructurales del volcanismo

Evidencias geológicas indican que la actividad volcánica de la región o al menos parte de ella, estuvo

controlada por zonas de cizalla (Giacosa 1994a, 1994b). En la sección esquemática (Fig. 3C), se muestran las relaciones entre el complejo volcánico y su basamento ígneo-metamórfico en la sierra Pailemán. Se interpreta que la misma constituyó un área eruptiva ubicada entre dos bloques tectónicos de basamento, con un notable control estructural por parte de la falla El Jagüelito. Este se hace evidente por la disposición noroeste de las lavas andesíticas, los intrusivos riolíticos y la notable extensión (unos 12 km) según este rumbo, de lavas riolíticas viscosas (Fig. 1). También intrusivos de forma elipsoidal ubicados al norte de estancia Peñas Blancas se emplazaron según un sistema de cizalla sintético de la falla El Jagüelito, y presentan actualmente foliación de flujo paralela a la

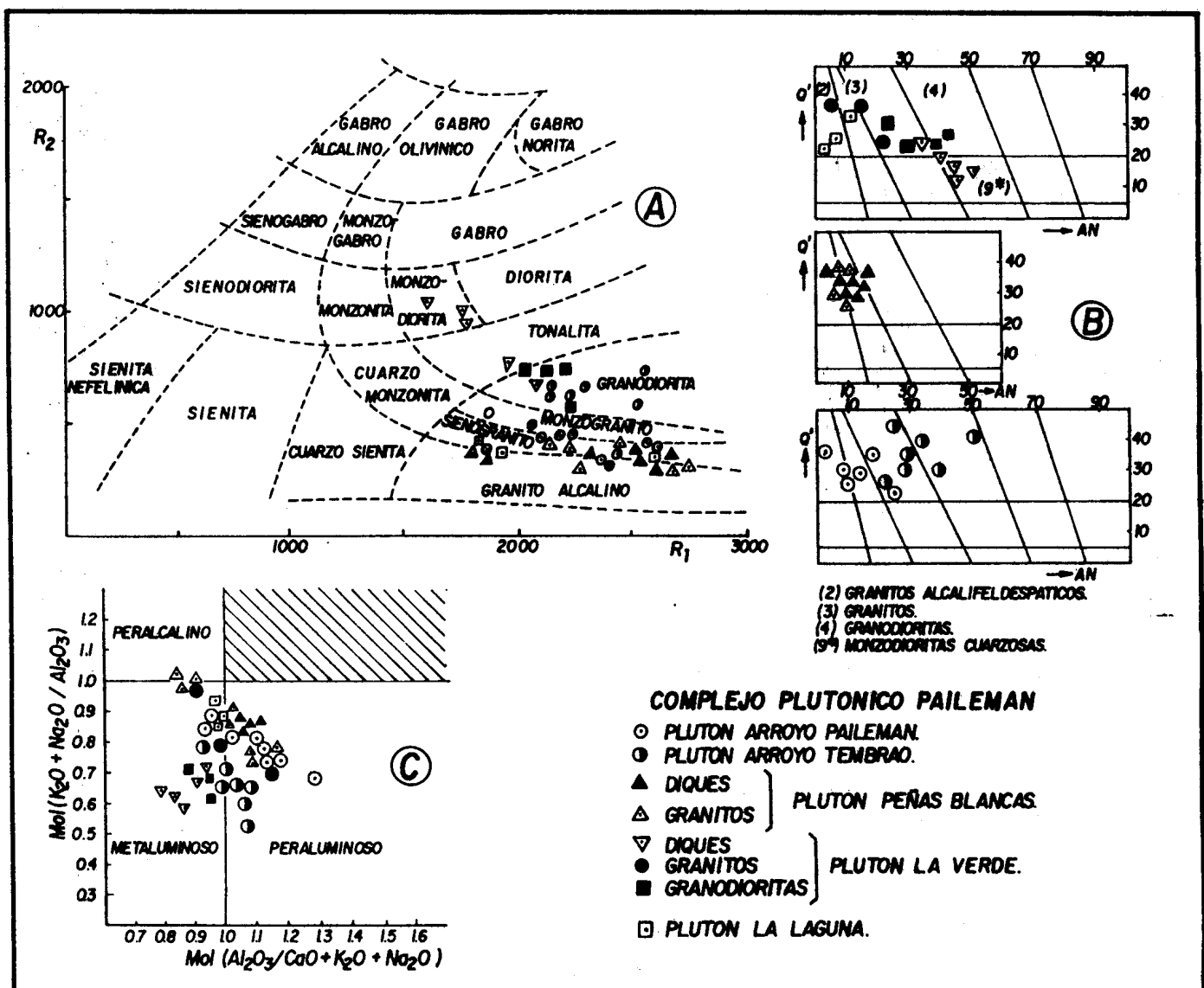


Figura 6: Geoquímica de los granitoides del Complejo Plutónico Pailemán. A, diagrama multicatiónico R1-R2 (de la Roché *et al.* 1980). B, diagrama modal según la norma (Streckeisen y Le Maitre 1979). C, graficación de los índices de Shand.

Tabla 3: Principales diferencias entre los granitoides del Complejo Mina Gonzalito y del Complejo Plutónico Pailemán

	GRANITOS DE BASAMENTO	GRANITOS GONDWANICOS
COMPOSICION	Sienogranitos. Granitos con muscovita y granate	Sieno-monzogranitos a granodioritas. Granitos dos micas
INTRUSIVOS ASOCIADOS	Diques, filones y venas de igual composición, generalmente plegados	Diques graníticos, tonalíticos y monzodioríticos
GEOQUIMICA	Peraluminosos	Per a metaluminosos
ESTRUCTURA INTERNA	Heterogéneos. Con foliación magmática	Homogéneos. Sin o escasa foliación magmática
CONTACTOS	Concordantes y transicionales Inyección en la caja	Netos y discordantes. Sin inyección en la caja
ENCLAVES (a)	Enalógenos	Exógenos (xenolitos)
EFFECTOS TERMICOS EN LA ROCA DE CAJA	No se observa	Crecimiento megacristales muscovita
TIPOLOGIA TECTONICA (b)	Granitos de aureolas regionales	Granitos de aureolas de contacto

(a) según Didier 1973; (b) según White *et al.* 1974.

falla sintética. La zona de cizalla en el granito Peñas Blancas, controló el emplazamiento de diques riolíticos al oeste de la estancia homónima.

Las mineralizaciones

Dentro del área de estudio se encuentran una gran cantidad de mineralizaciones vetiformes, con minerales de Pb, Zn, Ag, Mn, W y F (Zubia 1976; Vallés 1978a, 1978b; Busteros *et al.* 1995). Las mineralizaciones cercanas al puesto El Jagüelito son vetas de W-F, F y Pb (Mn) que se ubican en el área de influencia de la falla El Jagüelito, en un sector donde abundan los intrusivos de pórfido riolítico de gran tamaño. Un ejemplo es la mina Guillermito (W-F), cuya veta se emplaza en granitos miloníticos y pórfidos riolíticos silicificados, a escasa distancia de la falla El Jagüelito.

A lo largo de una zona de cataclásis de rumbo noreste, de más de 10 km de longitud, se encuentran varias mineralizaciones, entre las que se destacan las vetas con Pb (F) de Tres Marías, María Teresa y Huinca (Fig. 1). Todas ellas se encuentran en rocas del Complejo Mina Gonzalito y están localizadas en fallas que desplazan a los diques de traquiandesitas, los que frecuentemente se presentan mineralizados. Esta última relación se observa además, en muchas de las mineralizaciones del área, tales como las minas Gonzalito y La Querencia (Pb-Ag-Zn), el grupo La Leona (Mn-F; Malvicini y Llambías, 1974b) y don

Mario (W-F). De esta manera, los diques resultan un elemento clave para conocer la edad de las mineralizaciones. Una datación K-Ar de un intrusivo de las inmediaciones de la mina Tres Marías, arrojó una edad en el límite Triásico-Jurásico (211 ± 10 Ma; Vallés 1978a, 1978b).

Por otro lado, se observa que vetas con fluorita (mina Rodi) se emplazan en fallas con evidencias de movimientos laterales de rumbo N 30° O, que desplazan vetas con plomo de rumbo N 25° E (minas M15; Huinca). Parte de la caja de estas últimas, son diques traquiandesíticos que poseen desplazamientos relativos de 1 a 2 m a ambos lados de la veta. Estas relaciones parecen apoyar la hipótesis de Ciciarelli (1990), en cuanto a que algunas mineralizaciones de fluorita se emplazan en estructuras con un importante desplazamiento lateral, formadas a modo de zonas de transferencia de rechazos, durante el desarrollo del volcanismo jurásico. También sugieren que las mineralizaciones de Pb y F se formaron en diferentes momentos con posterioridad a la intrusión de los diques traquiandesíticos (Vallés 1978a).

Conclusiones

El Complejo Mina Gonzalito se encuentra constituido por metamorfitas de grado medio (facies de anfibolitas) con inyección granítica. Esta se asocia con granitoides

peraluminosos, que en su mayoría fueron intruídos con posterioridad a la formación de la esquistosidad penetrativa de los esquistos y previamente a una importante deformación dúctil. Esta deformación dió lugar a la formación de esquistosidad de crenulación no penetrativa, localizada en cercanías de las charnelas de los pliegues, así como a microestructuras con modelos de interferencia.

La Formación El Jagüelito está integrada por metamorfitas de bajo a muy bajo grado (zona de clorita a zona de biotita), derivadas de detritos provistos por un margen continental activo.

El Complejo Plutónico Pailemán está representado por plutones de granodioritas y granitos calcoalcalinos de edad pérmica, la mayoría de los cuales se comparan favorablemente con granitos de arco magmático.

El volcanismo jurásico del área -mayoritariamente riolítico- tiene una composición mesosilícea en sus términos iniciales, así como un amplio desarrollo de sus facies intrusiva, localizada con preferencia en el basamento pre-volcánico. Se remarca el control estructural de este basamento sobre las zonas de emisión, en especial las zonas de cizalla frágil-dúctil desarrolladas sobre granitos del Complejo Plutónico Pailemán.

Tres factores, de manera individual o conjunta, parecen asociarse a la presencia de las minera-

lizaciones del área: a) los intrusivos riolíticos y dacíticos, en especial cuerpos de gran tamaño; b) zonas de alta deformación frágil-dúctil con cataclásis y milonitización sobre rocas pre-volcánicas y c) zonas de deformación frágil con desplazamientos laterales, sincinemáticas con el desarrollo del volcanismo (Ciciarelli 1990).

Agradecimientos

Esta contribución es una síntesis del trabajo de Tesis Doctoral presentado por el autor ante la Universidad Nacional de la Patagonia, con la dirección de R. Caminos. El autor está agradecido a la Universidad Nacional de la Patagonia y la Secretaría de Minería de la Nación, quienes mediante financiamiento y soporte logístico, posibilitaron el estudio de la región. A R. Caminos, quién fue director de tesis y a M. Zubia, H. Lema y A. Busteros, por el intercambio de ideas con respecto a la geología de la región. Un agradecimiento especial a V. Funes quién realizó los análisis químicos de rocas y a A. Blachakis por los dibujos en papel vegetal. Un sincero agradecimiento a los árbitros de la revista, L. Dalla Salda y R. Pankhurst, por las críticas y correcciones sugeridas al trabajo.

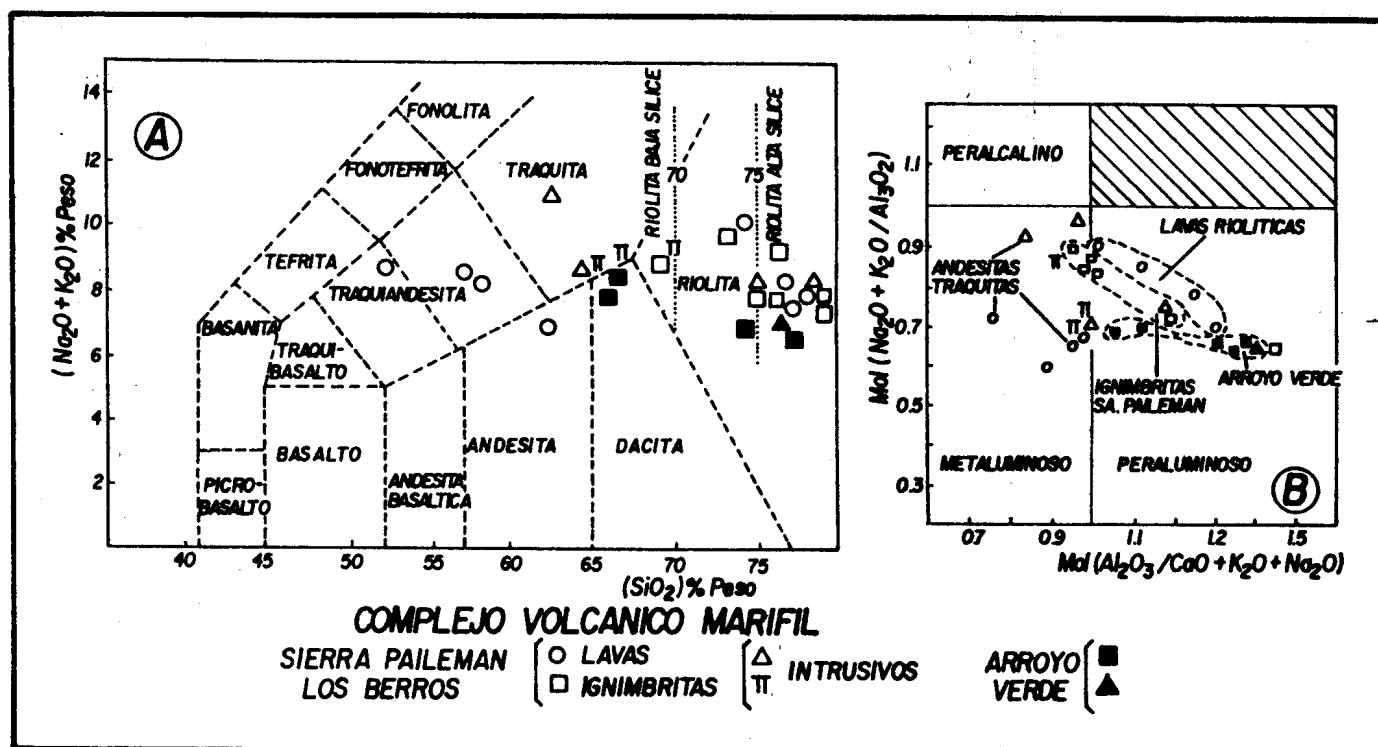


Figura 7: Geoquímica del Complejo Volcánico Marifil (datos de Arroyo Verde según Llambías *et al.* 1984 y Malvicini y Llambías 1974a). A, diagrama TAS (campos según Zanettin 1984). B, graficación de los índices de Shand.