



Caracterización geológica del sector centro-oeste del Plutón Urcuschún, provincia de La Rioja

María C. MARCHI¹, Teresita MONTENEGRO^{1,2} y Patricia ANZIL³

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA, UBA-CONICET). Buenos Aires, Argentina.

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN), Universidad de Buenos Aires (UBA). Buenos Aires, Argentina.

³ Comisión Nacional de Energía Atómica, Subgerencia Regional Centro. Córdoba, Argentina.

Emails: marice.marchi@gmail.com, montenegroteresita@gmail.com, patriciaanzil@cnea.gov.ar

Editor: Juan Otamendi y Laura Maydagán

Recibido: 21 de junio de 2023

Aceptado: 21 de octubre de 2023

RESUMEN

El Plutón Urcuschún se ubica en la unidad morfoestructural Precordillera Central, provincia de La Rioja, Argentina. En el sector centro-oeste del cuerpo intrusivo la composición es cuarzo-monzodiorítica con contenidos de SiO_2 y K_2O propios de la serie calcoalcalina alta en potasio, es metaluminosa y corresponde a los granitoides de arco volcánico. La intrusión generó metamorfismo de contacto y metasomatismo en las rocas de caja, afectando a las calizas de la Formación San Juan (Ordovícico Inferior a Medio) y a los niveles basales del Grupo Paganzo (Carbonífero tardío). Se generaron, consecuentemente, un skarn portador de Fe y Mo en las calizas ordovícicas y en el conglomerado calcáreo de la base del Grupo Paganzo, y rocas metasedimentarias en el contacto con las formaciones Guandacol y Tupe (Grupo Paganzo). En la zona estudiada del plutón, se evidencia alteración hidrotermal, potásica, filica y predominantemente alteración propilítica. La edad de cristalización de la facies porfiroide con enclaves microgranulares es pérmica (270.39 ± 0.45 Ma), determinada por método U/Pb en circones, coincidente con la edad de otros cuerpos ígneos del área.

Palabras clave: Precordillera, intrusivo, Pérmico, skarn.

ABSTRACT

Geological characterization of the central-west sector of the Urcuschún Pluton, La Rioja province.

The Urcuschún Pluton is located in the morphostructural unit of the Central Precordillera, in La Rioja province, Argentina. In the central-west sector of the intrusive body the composition is quartz-monzodioritic with contents of SiO_2 and K_2O typical of the high-potassium calc-alkaline series, it is metaluminous and belongs to volcanic arc granitoids. The intrusion generated contact metamorphism and metasomatism in the country rock, affecting the limestones of the San Juan Formation (Lower - Middle Ordovician) and the basal levels of the Paganzo Group (Late Carboniferous). This intrusion produced, consequently, a Fe-Mo bearing skarn in the Ordovician limestones and in the calcareous conglomerate at the base of the Paganzo Group, and metasedimentary rocks in contact with the Guandacol and Tupe Formations (Paganzo Group) as well. Potassic, phyllic and predominantly propylitic are the main hydrothermal alteration types within the studied area of the pluton. The crystallization age of the porphyroid facies with microgranular enclaves is Permian (270.39 ± 0.45 Ma), determined by the U/Pb method in zircons, coinciding with the age of other igneous bodies in the area.

Keywords: Precordillera, intrusive, Permian, skarn.

INTRODUCCIÓN

El cerro Urcuschún se ubica en la provincia de La Rioja (Fig. 1), en la unidad morfoestructural de la Precordillera Central, cerca del límite con la provincia de San Juan. En

esta región, las rocas aflorantes más antiguas y de mayor representación superficial corresponden a las unidades calcáreas denominadas Formación La Silla/San Juan (Cámbrico superior-Ordovícico Inferior a Medio). En discordancia, se apoyan sobre éstos los depósitos neopaleozoicos de la

Cuenca Paganzo (Limarino y Spalletti 2006). Actualmente, se considera que las secuencias que afloran en este distrito corresponden a los intervalos inferiores del Grupo Paganzo, de edad carbonífera tardía, representados por las formaciones Guandacol y Tupe (Parra et al. 2016). En cuanto a la actividad ígnea en la zona, la misma ha sido intensa y está representada fundamentalmente por un plutón cuarzo-monzodiorítico denominado Plutón Urcuschún, y un conjunto de sills y diques de composición riolítica a riodacítica, cuya edad no ha sido determinada, pero que se adjudica al Pérmico-Triásico (Parra et al. 2016).

El plutón intruyó en forma discordante a las calizas de la Formación San Juan y a los niveles basales del Grupo Paganzo que constituyen su roca de caja, y que consecuentemente, ha sido afectada por metamorfismo de contacto y metasomatismo. Estos procesos generaron rocas metasedimentarias producto de la transformación de los protolitos sedimentarios y un skarn con mineralización de Fe y Mo en las calizas ordovícicas y, fundamentalmente, en el conglomerado calcáreo de la base del Grupo Paganzo.

La zona del cerro Urcuschún ha sido estudiada por Furque (1963) en la Hoja Geológica 17 b, Guandacol. Posteriormente,

la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) encontró, mediante prospección aérea, una anomalía radimétrica reconocida por tierra en el año 1964, circunstancia en la que se verifica que las rocas metasedimentarias son portadoras de la mineralización de uranio. Unos años más tarde, Toselli (1969, 1971) como parte de su tesis doctoral, estudió el Plutón Urcuschún y lo clasificó como una monzodiorita a diorita, concluyendo que la intrusión se produjo a fines del Carbonífero o en el Pérmico. Posteriormente, en su tesis doctoral, basado en el estudio de la Mina La Helvecia (Fig. 1), Brodtkorb (1979) mencionó que la edad de este cuerpo plutónico podría ser neocenozoica debido a la similitud del mismo con intrusivos de esa edad que tienen amplia distribución en la precordillera sanjuanina. Sin embargo, desde 1971 hasta el presente, no hay publicaciones sobre el intrusivo, solo existen informes internos de profesionales de CNEA.

Consecuentemente, el objetivo de este trabajo es dar a conocer nuevos datos petrográficos, datos geoquímicos y la edad de cristalización del Plutón Urcuschún (Marchi et al. 2023). Las investigaciones están limitadas al sector centro-oeste del mismo dado que la superficie aflorante restante es, por el momento, inaccesible (Fig. 2). Si bien los datos

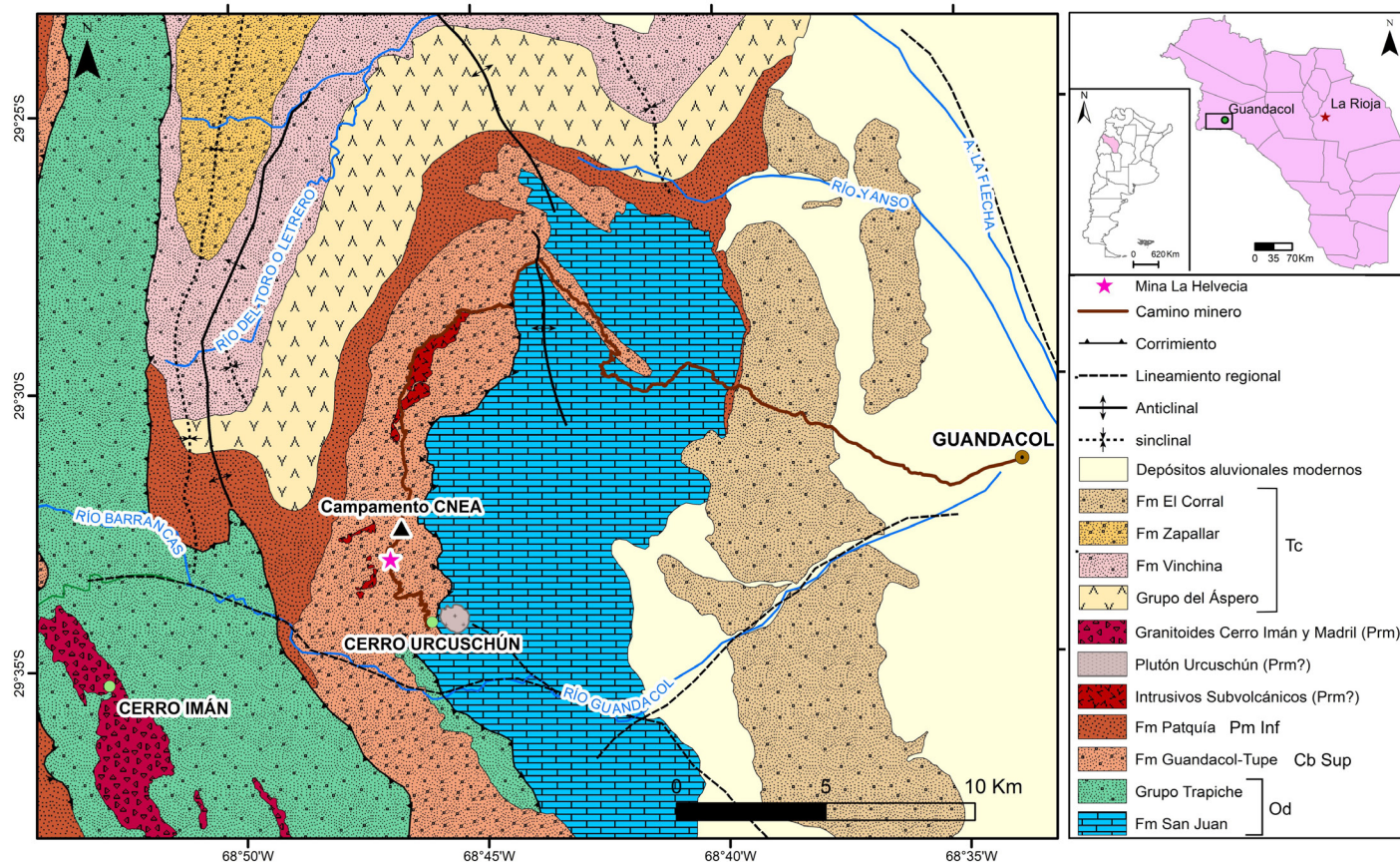


Figura 1. Mapa geológico regional con la ubicación del cerro Urcuschún. Modificado de Parra et al. (2016).

que se presentan son restringidos arealmente, constituyen un aporte al conocimiento geológico de una zona de interés económico.

MARCO GEOLÓGICO

El cerro Urcuschún se ubica en el centro-oeste de la provincia de La Rioja (68°46'10,62" O; 29°34'18,85" S), a unos 35 km al OSO de la localidad de Guandacol en el departamento General Felipe Varela. Geológicamente está comprendido en la unidad morfoestructural de la Precordillera Central (Fig. 1). A escala regional, la estructura de la Precordillera Central está representada por una faja plegada y corrida epidérmica, con la base de los corrimientos en las secuencias calcáreas ordovícicas (Ramos 1999), es decir, se encuentra constituida por sistemas de fallas inversas de bajo ángulo de vergencia oriental, y pliegues anticlinales y sinclinales asimétricos con flanco occidental tendido y flanco oriental vertical o rebatido (Zambrano 1986).

En esta región, las rocas aflorantes más antiguas y de mayor representación superficial corresponden a las unidades calcáreas denominadas Formación La Silla (Cámbrico superior-Ordovícico Inferior) y Formación San Juan (Ordovícico Inferior a Medio). La Formación La Silla fue definida por Keller et al. (1994) y está compuesta por calizas grises oscuras macizas con intercalaciones de dolomías. Por otra parte, la Formación San Juan (Amos 1954) está integrada por calizas lajosas y margas. Suprayacen, en concordancia, las secuencias silicoclásticas de la Formación Gualcamayo (Llanvirniano inferior; Benedetto et al. 1991). En discordancia erosiva, cortando distintos niveles estratigráficos, se apoya la Formación Conglomerado Las Vacas (Llandeiliano-Caradociano; Furque 1963), con importantes olistolitos en su base, gradando concordantemente a lutitas y conglomerados en el techo (Astini 1998). Estos últimos están truncados por una discordancia angular que los separa de la Formación Trapiche, representada por una secuencia silicoclástica del Ordovícico Superior (Astini 1998). Estos depósitos clásticos ordovícicos están muy bien representados, en esta zona, hacia el sur del río Guandacol. Sobre estos depósitos, se apoyan en discordancia los depósitos neopaleozoicos de la cuenca de Paganzo (Limarino y Spalletti 2006), conocidos en este sector como formaciones Volcán y Panacán (Furque 1963). Parra et al. (2016) consideran que las secuencias aflorantes en este distrito corresponden a los intervalos inferiores del Grupo Paganzo, de edad carbonífera tardía, representados por las formaciones Guandacol y Tupe. Los estratos inferiores de la Formación Guandacol están compuestos por una

sedimentación glaciaria del Carbonífero tardío representada por distintos tipos de diamictitas que se apilan e intercalan entre sí, y por pelitas con *dropstones* que están intercaladas con los bancos diamictíticos o bien los cubren (Limarino et al. 2017). Les suceden depósitos postglaciarios en continuidad genética, como ser un horizonte típicamente pelítico, depositado en ambientes de fiordos (Limarino et al. 2002, 2010), que denota la máxima profundización de una importante transgresión marina postglacial. Cubriendo al intervalo de máxima inundación, la sedimentación postglacial está caracterizada por el conspicuo desarrollo de sucesiones con arreglos grano-estratocrecientes, vinculadas a la progradación y desarrollo de sistemas deltaicos que integran la sección superior de la Formación Guandacol (Limarino et al. 2017). Por encima, mediante una superficie erosiva, se encuentra la Formación Tupe, la cual comienza con areniscas y conglomerados, ocasionalmente intercalados con pelitas y bancos de carbón, que caracterizan distintos tipos de sedimentitas fluviales (Limarino et al. 2006, Tedesco et al. 2010). Estas facies fluviales son, a su vez, cubiertas por estratos areno-pelíticos, o bien pelíticos, producto de transgresiones marinas de edad pennsylvaniana tardía (Limarino et al. 2017). De estas dos formaciones, la Formación Guandacol es la mejor representada en el área del cerro Urcuschún.

La actividad ígnea en la zona ha sido intensa, con existencia de un conjunto de sills y diques de composición riolítica a riodacítica de dirección submeridional y diques de andesitas y andesitas basálticas, subcalcinas, de rumbo este-oeste, mayormente subverticales que cortan a los anteriores (Parra et al. 2016). Se desconocen las edades absolutas de estos cuerpos subvolcánicos, aunque por relaciones de temporalidad relativa serían pérmicos-triásicos, probablemente vinculados a la asociación plutónico-volcánica del Grupo Choyoi. En el cerro Urcuschún, además, aflora el cuerpo intrusivo denominado Plutón Urcuschún, que ha sido estudiado por Toselli (1969, 1971). Este autor lo caracteriza como de composición monzodiorítica a diorítica. Tiene forma elongada en dirección este-oeste, con el eje mayor de 1.2 km y el eje menor de 650 m aproximadamente. El plutón es discordante con respecto a la actitud regional de las calizas de 270-280°/30° NE y de las rocas silicoclásticas que poseen un rumbo general de 160-170° y buzamiento de 15-20° al NO. El emplazamiento de este cuerpo intrusivo genera metamorfismo en los sedimentos de la roca de caja, generándose rocas metasedimentarias, y metasomatismo en las calizas ordovícicas de la Formación San Juan y, fundamentalmente, en el conglomerado calcáreo de la base del grupo Paganzo originando asociaciones minerales propias de un skarn (Fig. 2).

En la zona del cerro Urcuschún la estructura más sobre-

saliente se halla en la quebrada de la Agüita que es la expresión superficial de una falla inversa de la familia NNE-SSO, con bloque este hundido y buzamiento al oeste. Asimismo, se reconoce un sistema de fracturas conjugadas, de dirección N70°E y N110°E; fallas de desplazamiento de rumbo de dirección NE-SO de probable cinemática dextral y estructuras tipo dúplex de rumbo N-S. Las rocas metasedimentarias, que poseen un marcado diaclasamiento ortogonal e intenso tectonismo, se disponen en forma homoclinal con un rumbo general, como se mencionó anteriormente, de 160-170° y buzamiento de 15-20° al NO. Sin embargo, en cercanías al contacto con el intrusivo, tanto el rumbo como el buzamiento de los mismos se modifican ya que el rumbo puede disponerse paralelo al contacto y el buzamiento se incrementa localmente hasta 55° al SO (Parra et al. 2016).

Las rocas metasedimentarias ricas en filosilicatos, ocasionalmente, muestran foliación con rumbo 135-140° y buzamiento de 30-45° al SO.

METODOLOGÍA

Se seleccionaron muestras de las diferentes litologías del

área del cerro Urcuschún, con las cuales, en primer lugar, se confeccionaron cortes delgados petrográficos. Las rocas intrusivas se clasificaron, modalmente, según el diagrama QAP de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, por sus siglas en inglés, Streckeisen 1974). Se analizaron, además, cortes pulido espejo para poder analizarlas tanto mediante el microscopio calcográfico como mediante el microscopio electrónico de barrido ambiental FEI Quanta200 con un detector de rayos X del tipo “dispersivo” en energía (*Energy Dispersive Spectrometer*, EDS) ubicado en el Centro Atómico Constituyentes (CAC).

Los análisis químicos de roca total se realizaron tanto en un laboratorio de Ontario, Canadá (*Activation Laboratories Ltd.*) como en un laboratorio ubicado en la provincia de Mendoza, Argentina (*ALS Laboratory*). Se determinaron los contenidos de los elementos mayoritarios, traza y tierras raras, mediante el método de fusión con un espectrómetro de masa con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés) y un espectrómetro de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES, por sus siglas en inglés). Para la datación de la muestra, se realizó la concentración de circones en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) mediante el chancado, cribado, bateo manual,

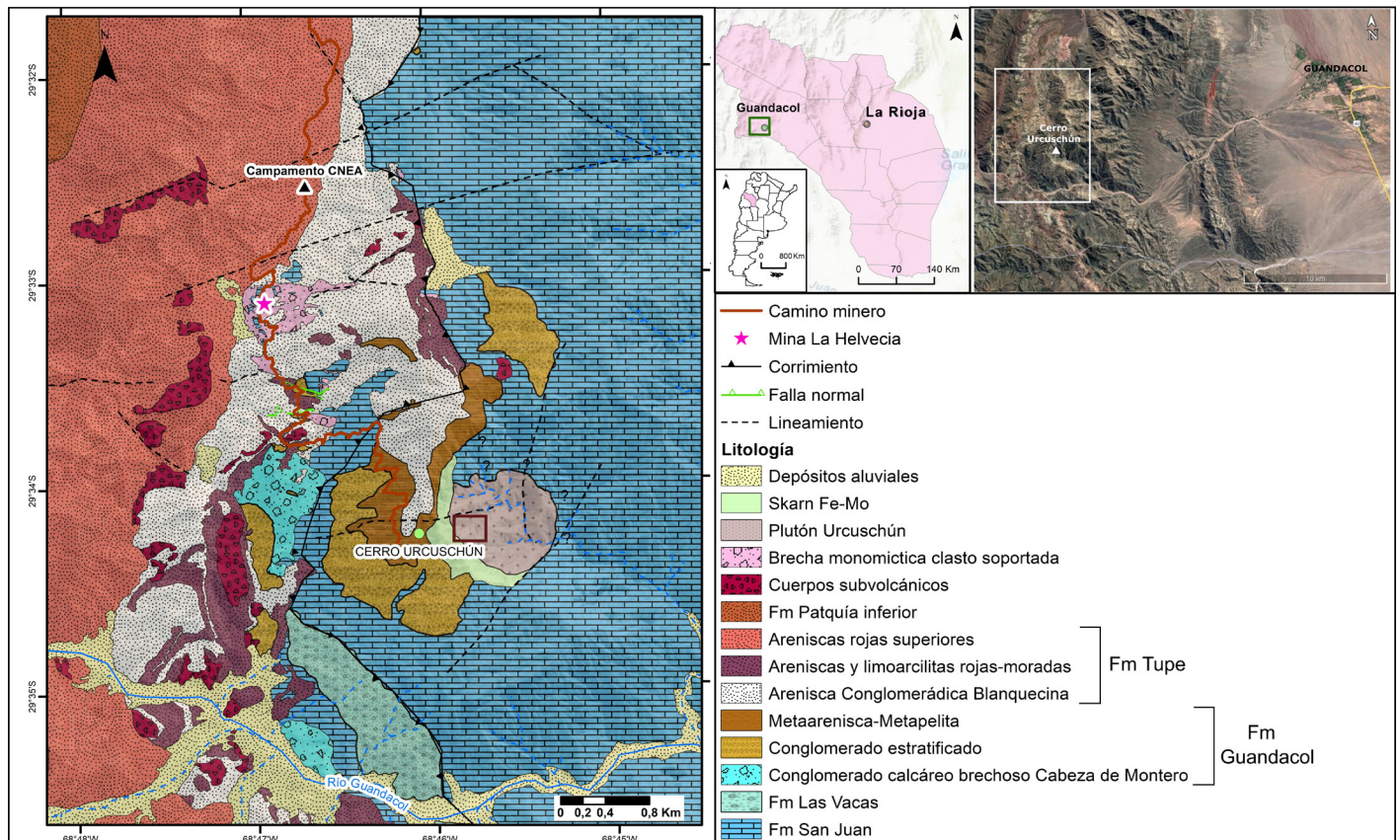


Figura 2. Ubicación y mapa geológico de la zona de estudio. El recuadro indica el área estudiada del Plutón Urcuschún.

separación magnética y *picking* bajo lupa binocular. Una vez separados los circones, fueron enviados a LA.TE. ANDES S.A., en donde se dataron mediante el método U/Pb LA ICP MS y cuyos resultados fueron posteriormente analizados mediante el *software* IsoplotR 5.2 de acceso gratuito.

RESULTADOS

Se describen las características petrográficas y mineralógicas más relevantes de las rocas metasedimentarias y del skarn, como así también de rocas intrusivas del sector centro-oeste del Plutón Urcuschún, junto a los resultados de los análisis químicos y edad del mismo.

Unidades metasedimentarias

Las rocas metasedimentarias, producto de la transformación de los protolitos sedimentarios como consecuencia del aporte de calor y fluidos debido a la intrusión del Plutón Urcuschún, corresponden a metaareniscas y rocas metapelíticas.

Las metaareniscas son de colores grisáceos a pardos (según el estado de oxidación) y tamaño de grano fino a medio. Algunas presentan bandeamiento, indicando la preservación de la estructura sedimentaria (laminación paralela), mientras que otras presentan venillas de óxidos de hierro o mineralización de cobre, lo que les da una coloración verdosa (Fig. 3a-d). Microscópicamente presentan textura blastopsamítica y están compuestas, en su mayoría, por clastos de cuarzo de tamaño de arena medio a fino, subangulosos, los cuales poseen extinción ondulosa a fragmentosa, contactos cóncavo-convexos a suturado, bordes algo corroídos denotando reacción con la matriz y, además, se encuentran algo orientados. Conjuntamente con el cuarzo, estas rocas presentan feldespato alcalino y plagioclasa (alterados a sericita y arcillas), turmalina, circón y minerales opacos, inmersos en una matriz generalmente de sericita, muscovita, arcilla, sílice, clorita y biotita (Fig. 3e y f).

En cuanto a las rocas metapelíticas, macroscópicamente, se pueden diferenciar variedades sobre la base del color. Las metapelitas de color negro poseen superficies de clivaje con brillo satinado, se distinguen cuarzo, micas y minerales máficos con algunos parches o venillas de arcillas o venillas estilo *stockwork* de cuarzo. Las metapelitas de color gris verdoso presentan bandeamiento poco marcado, no continuo, de bandas claras y oscuras (estas últimas con clivaje sutil) formadas, principalmente por cuarzo, y se caracterizan por poseer motas (porfiroblastos) de anfíboles alterados a epidoto, clorita y sulfuros (Fig. 4a-d). Finalmente, se distinguieron

metapelitas de color pardo producto de la intensa oxidación de las mismas. Microscópicamente, las rocas metapelíticas negras poseen textura blastopelítica, con una fracción de tamaño limo a limo fino (pelítica) que representa, aproximadamente, el 70 % de la roca, compuesta por cuarzo, micas, turmalina y abundantes minerales opacos. Estos últimos se encuentran en forma diseminada y, en algunos casos, constituyen grumos. La mica, muscovita, se presenta con una leve orientación de las mismas e intercrecida con el cuarzo. Por lo tanto, las micas, el cuarzo microcristalino, la turmalina y los minerales opacos constituyen la asociación metamórfica (Fig. 4e). Si bien menos abundantes, hay también, granos de mayor tamaño, principalmente, de cuarzo con extinción relámpago a algo ondulosa y algunos en agregados, y, en menor medida, de feldespato alterado a arcillas. En cuanto a las rocas metapelíticas gris verdosas con bandeamiento sutil en muestra de mano, bajo el microscopio presentan textura blastopelítica con motas de hasta 2 mm, producto del metasomatismo y corresponden, principalmente, a anfíboles alterados, principalmente, a epidoto y minerales opacos (Fig. 4f). Estas metapelitas, contienen un 95 % de granos de tamaño pelítico (limo mediano a grueso) de cuarzo, feldespato, muscovita, arcillas, biotita, turmalina, minerales opacos y circón. En este caso, los minerales opacos también son abundantes, se encuentran diseminados y se presentan con cierta alineación, especialmente aquellos próximos a los porfiroblastos (motas). Además, se observan algunos con tamaños mayores (hasta 0,5 mm) y hábito cúbico.

Plutón Urcuschún: Petrografía, geoquímica y edad de cristalización

Petrografía: Hasta el momento, se relevó el sector centro-oeste del plutón. De acuerdo a las características texturales y mineralógicas observadas en el campo, se diferencian en ese sector al menos tres facies dentro del plutón. Una facies es porfiroide y aloja enclaves microgranulares; otra facies es granosa media inequigranular leucocrática y; la tercera facies es granosa media a fina mesocrática (Fig. 5). Los contactos entre las distintas facies son netos y no se han encontrado evidencias que permitan determinar relaciones de intrusividad entre ellas. Los contactos entre el intrusivo y las rocas encajonantes también son netos, rectos a irregulares.

La facies porfiroide con enclaves microgranulares, macroscópicamente, se caracteriza por ser de color gris claro, con textura porfiroide a granosa media por sectores (Fig. 6a). Está compuesta por cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa de aproximadamente 3 mm de largo, por feldespato alcalino subhedral a euhedral de hasta 5 mm, cuarzo anhedral, minerales máficos (anfíbol y biotita) con tamaños de 1

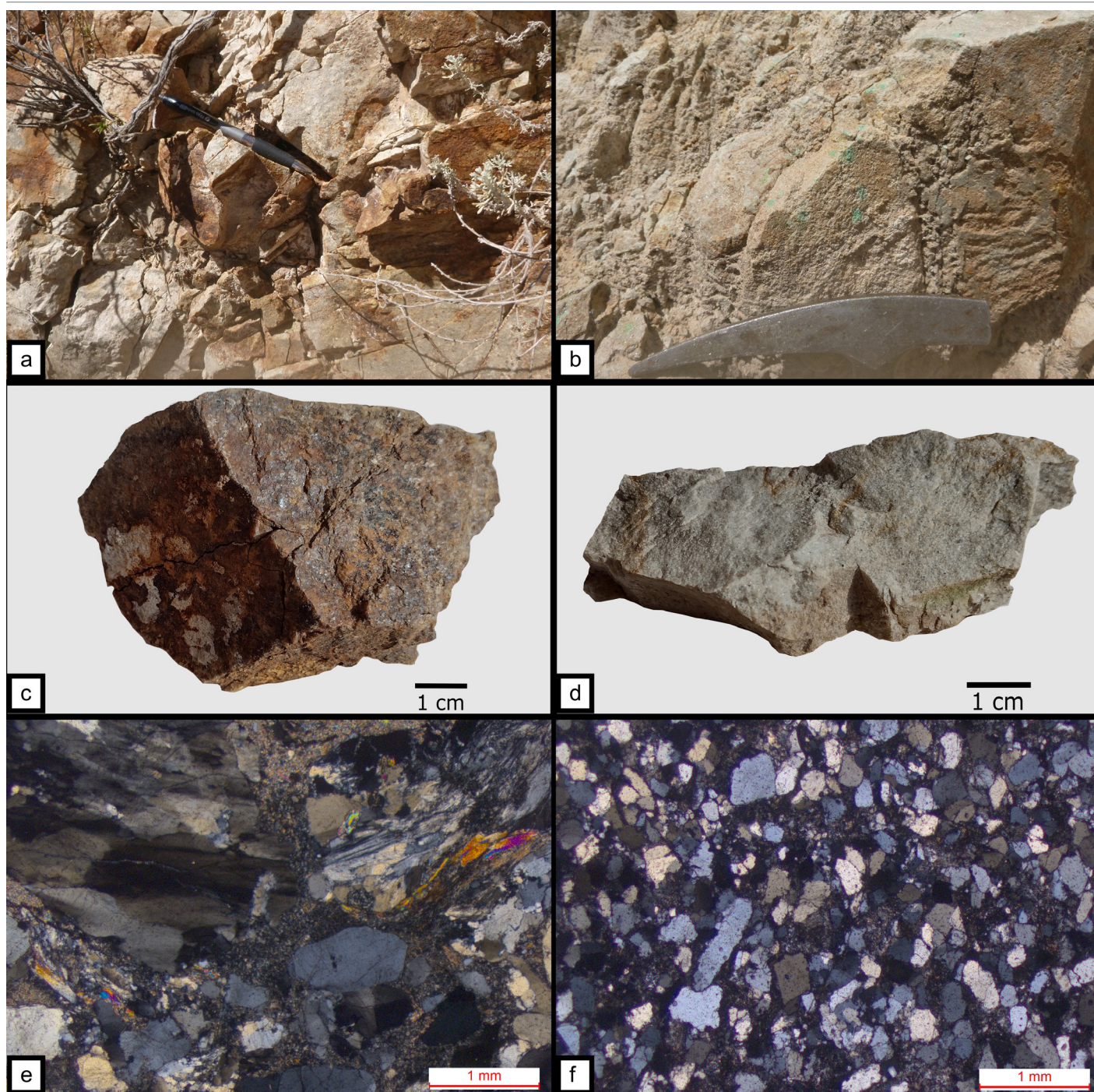


Figura 3. a y b) Afloramiento de metaareniscas. c) Metaarenisca oxidada. d) Metaarenisca grisácea con escasa mineralización de cobre. e) Fotomicrografía de c, en donde se observa granos de cuarzo con extinción fragmentosa inmersos en matriz de sericita, muscovita, sílice, clorita y biotita. f) Fotomicrografía de d en donde se observan granos de cuarzo algo orientados, inmersos en matriz de sílice y arcilla.

a 3 mm, subhedrales, algunos de los cuales están cubiertos por óxidos y, por magnetita. Microscópicamente, estas rocas, presentan textura porfiroide a granosa fina, poseen plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino como minerales principales; biotita y anfíbol como minerales accesorios característicos y; apatita, circón, titanita y minerales opacos (magnetita) como minerales accesorios menores. El carácter porfiroide está

dado por megacristales de plagioclasa, feldespato y cuarzo, con tamaños de hasta 3 mm que se encuentran inmersos en una pasta granosa con tamaño de granos menores a los 0.2 mm. Ésta, además de cuarzo, feldespato y plagioclasa, está constituida por minerales máficos (biotita y anfíbol), apatita, minerales opacos, circón y titanita. La plagioclasa (albita-oligoclasa), tiene formas subhedrales a anhedrales, maclas

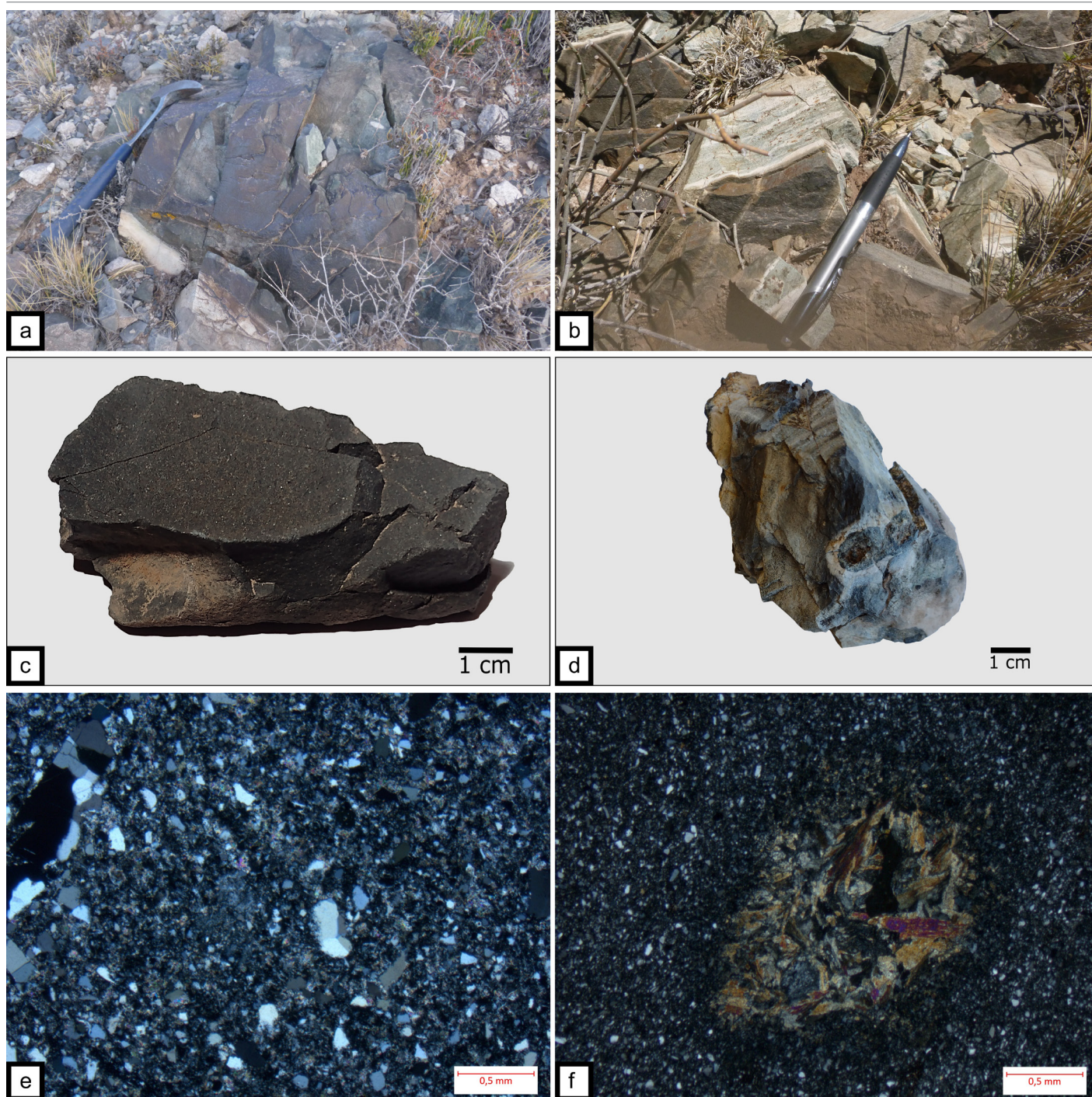


Figura 4. a y b) Afloramiento de rocas metapelíticas. c) Metapelita negra. d) Metapelita gris verdosa con bandeamiento. e) Fotomicrografía de c, con textura blastopelítica. f) Fotomicrografía de d en donde se observa blastos de anfíboles alterados, principalmente, a epidoto y minerales opacos.

polisintéticas y de Carlsbald y, en algunos casos, además, con zonación composicional normal (Fig. 6b). La misma se encuentra alterada parcialmente a sericita, minerales arcillosos, carbonato y epidoto. Dichas alteraciones se observan, principalmente, en el centro de las mismas. El cuarzo tiene forma anhedral, bordes algo corroídos por la pasta y extinción relámpago; mientras que el feldespato alcalino presenta forma anhedral, en algunos casos tienen macla tipo Carlsbald,

con pertitas y la mayoría de los mismos están alterados a minerales arcillosos (Fig. 6c). En cuanto a los minerales máficos, tienen formas anhedrales a subhedrales y están parcial a totalmente reemplazados por clorita, epidoto y calcita y, asociados a apatita, titanita y minerales opacos (Fig. 6d). Como característica principal, presenta enclaves microgranulares con mayor presencia de minerales máficos y tamaños de 0.5 a los 2.5 cm (Fig. 6a). La composición es la misma que la par-

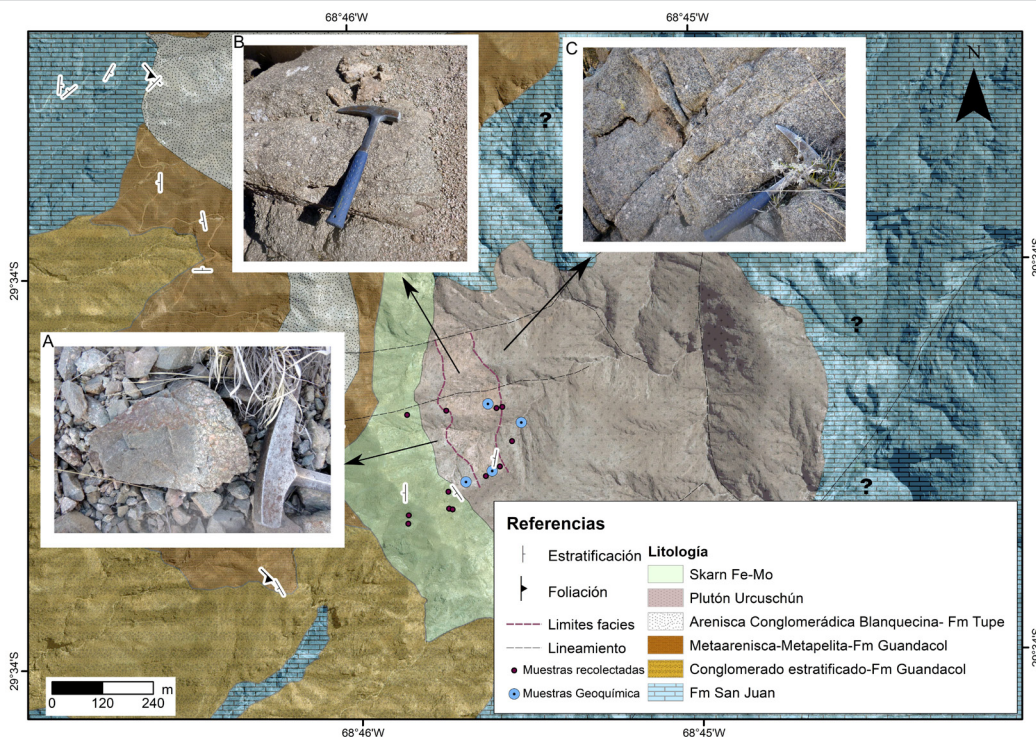


Figura 5. Mapa geológico donde se muestran las facies diferenciadas dentro del Plutón Urcuschún: a) Facies porfiroide con enclaves microgranulares. b) Facies granosa media inequigranular leucocrática. c) Facies granosa media a fina mesocrática.

te porfiroide, presenta formas ovales y un leve aumento de los minerales de alteración. Teniendo en cuenta el diagrama QAP de la clasificación modal de la IUGS, las muestras correspondientes a esta facies, corresponden a cuarzo-monzodioritas y granodioritas (Fig. 7).

La facies granosa media inequigranular leucocrática macroscópicamente tiene color rosa blanquecino, con una textura granosa media. Está compuesta por plagioclasa anhedral a subhedral, con tamaño de 2 a 5 mm de largo, feldespato alcalino con forma y tamaño similar a la plagioclasa, cuarzo anhedral y minerales máficos (biotita y anfíbol) subhedrales, de aproximadamente 3 mm de largo y algo oxidados (Fig. 8a). Microscópicamente, presenta textura granosa media a porfiroide y composicionalmente es similar a la facies porfiroide exceptuando la presencia de plagioclasa más sódica y el mayor porcentaje de megacristales (Fig. 8b-d). Sin embargo, cabe mencionar que, en unas muestras pertenecientes a esta facies, se observaron, además, cristales de allanita y turmalina como mineralogía accesoria característica (Fig. 8e-f). Modalmente, según el diagrama QAP de la IUGS se clasifican como granodioritas (Fig. 7). Es importante remarcar que, una de las muestras, la cual posee un color rosa más intenso en muestra de mano, no pertenece a este campo, sino que ha sido clasificada modalmente como granito (Fig. 7). Dicha muestra presenta abundantes fracturas rellenas de oxi-hidróxidos de hierro (esto se evidencia también al microscopio, ya que se observan los cristales de feldespato y plagioclasa

fracturados y rellenos de venillas de los oxi-hidróxidos de hierro).

Finalmente, la facies granosa media a fina mesocrática es de color gris verdoso y está compuesta, principalmente, por plagioclasa subhedral a anhedral y tamaños de 1 a 5 mm y, minerales máficos (biotita y anfíbol) subhedrales de 3 mm aproximadamente de largo (Fig. 9a). Al microscopio, las muestras correspondientes a esta facies presentan textura granosa fina a media. Poseen plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino como minerales principales; piroxeno relicto, anfíbol (con zonación composicional y maclas) y biotita como minerales accesorios característicos y; apatita, circón, titanita, y minerales opacos (ilmenita) como minerales accesorios menores (Fig. 9b-f). La plagioclasa, de composición albítica, es subhedral a anhedral, tiene macla polisintética y de Carlsbald y, en algunos casos, además, tiene zonación composicional; se encuentra alterada parcialmente a sericita, minerales arcillosos, carbonato y epidoto, especialmente, en el centro de los cristales. El cuarzo se encuentra con forma anhedral y extinción relámpago a ondulosa; mientras que, el feldespato alcalino presenta forma anhedral, está alterado a minerales arcillosos y como reemplazo parcial de la plagioclasa. En cuanto a los minerales máficos, a partir del estudio de sus propiedades ópticas conjuntamente con los resultados obtenidos mediante el microscopio electrónico de barrido (Fig. 10), el piroxeno tendría una composición próxima a, o en la serie diópsido-hedenbergita (picos intensos, en los espec-

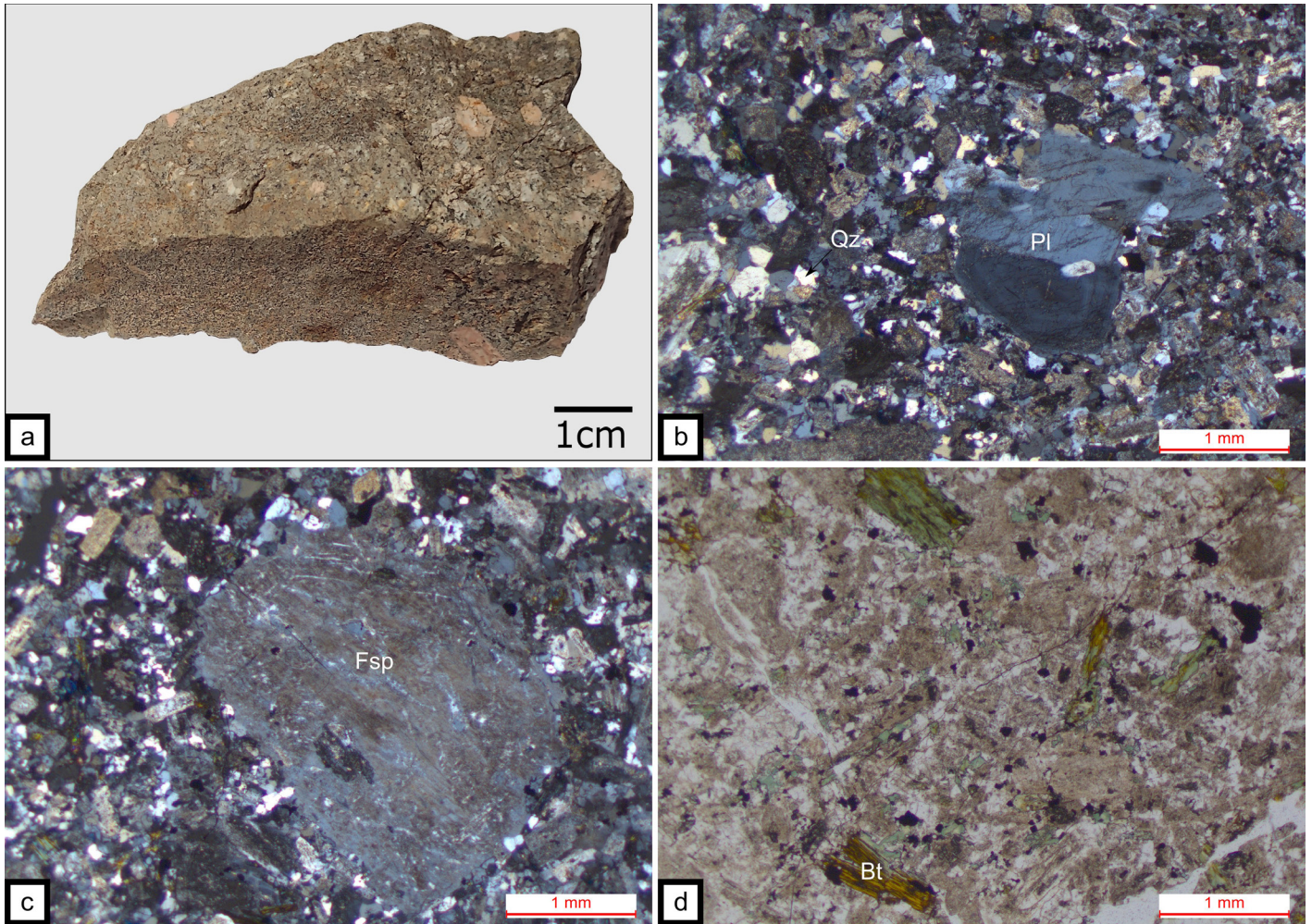


Figura 6. a) Muestra de mano de granodiorita de facies porfiroide con enclaves microgranulares, en donde se observan megacristales de plagioclasa y de feldespato alcalino. b-d) Fotomicrografías. b) Megacristal de plagioclasa con zonación, con incipiente alteración a arcilla y sericita. c) Megacristal de feldespato alcalino alterado casi totalmente a arcillas. d) Cristales de biotita reemplazados casi en su totalidad por clorita. Abreviaturas: PI: plagioclasa; Qz: cuarzo; Fsp: feldespato; Bt: biotita.

tros composicionales de energía dispersiva de rayos X, de Si, Ca y Mg más Fe y Al, en menor proporción) mientras que el anfíbol, sería cálcico (picos intensos de Si, Ca, Al, Fe, Mg y, en menor proporción, Al). El anfíbol se encuentra, en ciertos casos, reemplazado parcialmente por biotita y por clorita. En cuanto a la biotita, se observa que la misma se halla parcial a totalmente alterada a clorita y, en algunos casos, a epidoto/zoisita. Además, se aprecia en los planos de clivaje de las mismas la presencia de prehnita (Fig. 9e-f). Según el diagrama QAP de la clasificación modal de la IUGS, las muestras de esta facies corresponden a cuarzo-monzodioritas (Fig. 7). Al igual que en la facies mencionada anteriormente, existe una muestra que se aparta de los campos esperables. En este caso, dicha muestra se clasifica modalmente como una monzodiorita (Fig. 7). No obstante, se debe tener en cuenta que la misma fue extraída próxima al contacto con el skarn.

De acuerdo a lo descrito anteriormente, en todos los casos se aprecian minerales producto de alteración hidrotermal,

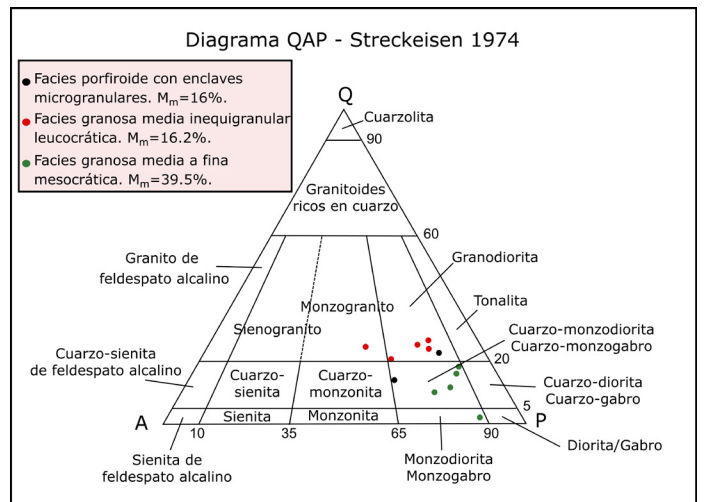


Figura 7. Diagrama de clasificación QAP para rocas plutónicas según la IUGS, basada en las recomendaciones de Streckeisen (1974). Se indica además el porcentaje medio de minerales máficos para cada facies.

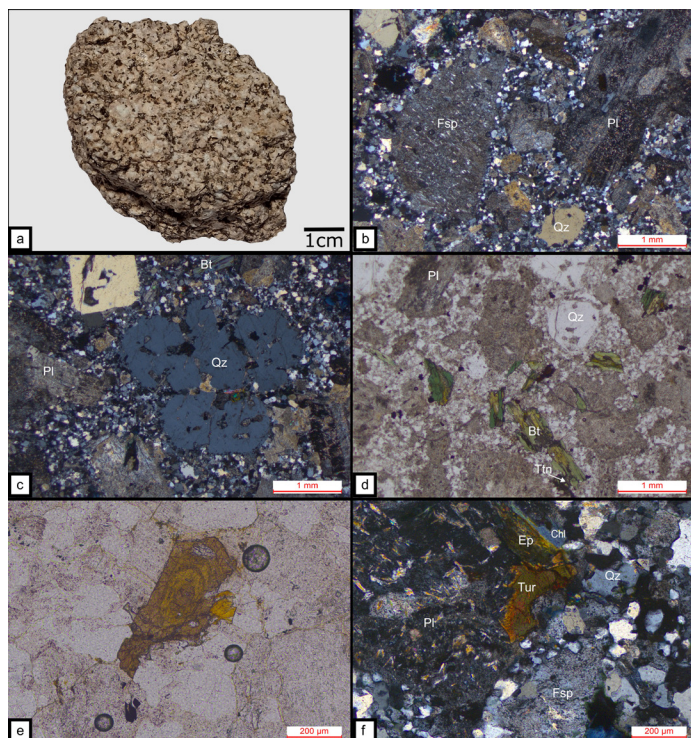


Figura 8. a) Muestra de mano de granodiorita de facies granosa media inequigranular leucocrática. b-f) Fotomicrografías. b) Textura porfirica en donde se observan los megacristales de plagioclasa alterados a sericita, feldespato alcalino alterado a arcillas y con textura peritítica y cuarzo anhedral. c) Cuarzo con bordes engolfados. d) Biotita reemplazada totalmente por clorita y epidoto y asociada a titanita. e) Cristal de allanita. f) Cristal de turmalina junto a biotita alterada totalmente a clorita y epidoto. Abreviaturas: Fsp: feldespato; Pl: plagioclasa; Qz: cuarzo; Bt: biotita; Ep: epidoto; Tur: turmalina; Chl: clorita.

potásica, propilítica y filica, debido a que se observa feldespato y biotita secundaria como así también, albita, epidoto, calcita, clorita, sericita y arcillas como minerales de alteración.

Geoquímica: Se analizaron cuatro muestras del intrusivo: una perteneciente a la facies porfiroide con enclaves microgranulares, otra a la facies granosa media a fina mesocrática y dos correspondientes a la facies granosa media inequigranular leucocrática. Cabe señalar que, en todos los casos, las muestras poseen moderada alteración potásica, filica y propilítica. De acuerdo a los resultados de la química realizada en las distintas rocas, se concluye que, según la clasificación de Cox et al. (1979) para rocas intrusivas [diagrama (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂ (TAS)], las muestras correspondientes a las facies porfiroide con enclaves microgranulares y a la facies granosa media inequigranular leucocrática, quedan comprendidas en los campos subalcalinos de granitos y granodioritas ya que tienen valores entre 66 y 66.9 % en peso de SiO₂ y un valor promedio de álcalis total (Na₂O + K₂O) de 8.25 % en peso. Mientras que, la muestra de la facies granosa media a fina mesocrática se ubica próxima al límite que separa la serie alcalina de subalcalina en el campo de las sienodioritas

Cuadro 1. Análisis químicos de roca total para muestras de las distintas facies, en donde se midieron elementos mayoritarios, traza y tierras raras mediante el método de fusión ICP-OES y ICP-MS.

Muestra	Facies porfiroide	Facies granosa media inequigranular leucocrática	Facies granosa media a fina mesocrática
wt (%)			
SiO ₂	66.9	66.2	66
TiO ₂	0.462	0.46	0.46
Al ₂ O ₃	15.1	15.4	15.3
Fe ₂ O ₃ (T)	2.07	3.62	4.1
MgO	0.74	0.93	0.67
MnO	0.048	0.06	0.04
CaO	3.06	2.03	2.09
Na ₂ O	4.07	4.42	4.6
K ₂ O	4.02	4.13	3.51
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.15
LOI	1.68	2.25	2.85
Total (%)	98.29	99.83	99.92
ppm			
Sc	3	5.9	4.1
Be	2	0	0
V	33	26	26
Ba	1375	1225	1105
Sr	585	582	315
Y	14	16	15.7
Zr	224	274	284
Cr	< 20	18	17
Co	1	-	-
Ni	< 20	-	-
Cu	< 10	-	-
Zn	< 30	-	-
Ga	18	23.4	21.5
Ge	1	-	-
As	< 5	-	-
Rb	120	123.5	113.5
Nb	11	14.15	14.25
Mo	< 2	-	-
Ag	< 0.5	-	-
In	< 0.2	-	-
Sn	4	3.1	3.5
Sb	< 0.5	-	-
Cs	2.5	2.27	1.64
La	31.6	33	42
Ce	66.4	64.5	79
Pr	7.6	7.08	8.62
Nd	27.5	26.3	28.8
Sm	4.6	4.53	4.73
Eu	1.31	1.11	1.1
Gd	3.3	3.34	3.17
Tb	0.5	0.52	0.52
Dy	2.6	2.71	2.92
Ho	0.5	0.58	0.56
Er	1.6	1.69	1.52
Tm	0.24	0.27	0.28
Yb	1.7	1.72	1.82
Lu	0.28	0.23	0.24
Hf	5.3	6.92	7.21
Ta	1	1	1.1
W	2	2.7	5.8
Tl	0.9	-	-
Pb	8	-	-
Bi	< 0.4	-	-
Th	13.3	11.45	13.45
U	2.3	1.69	2.1

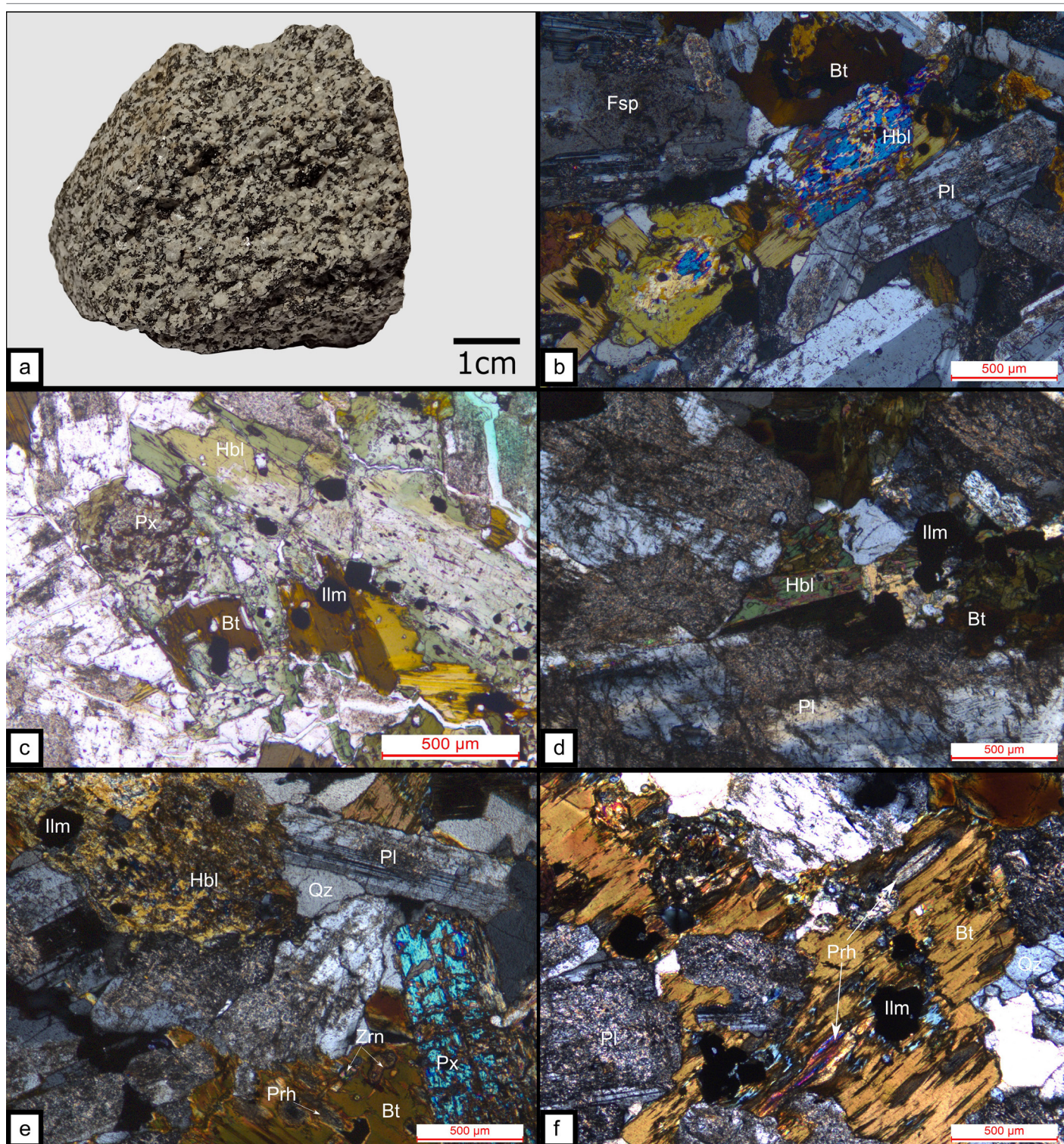


Figura 9. a) Muestra de mano de cuarzo-monzodiorita de facies granosa media a fina mesocrática. b-f) Fotomicrografías. b) Cristal de hornblenda con zonación composicional junto a cristales de plagioclasa, feldespato y biotita. c) Cristal de hornblenda con zonación composicional reemplazando parcialmente a un piroxeno (piroxeno relictico). d) Cristal de hornblenda maclado junto a plagioclasa, biotita e ilmenita. e) Cristal de piroxeno, hornblenda con zonación composicional y biotita reemplazada en los planos de clivaje por prehnita. f) Biotita con prehnita en planos de clivaje y reemplazada parcialmente, también, por ilmenita. Abreviatura: Fsp: feldespato; Pl: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Px: piroxeno; Ilm: ilmenita; Prh: prehnita; Zr: circon.

ya que, para la misma, se obtuvieron valores de 53.5 % en peso de SiO₂ y 6.42 % en peso para los álcalis. (Cuadro 1 y Fig. 11a).

Además, se determinó la tendencia calcoalcalina de las distintas facies, mediante el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), (Fig. 11b), siendo la muestra de la facies granosa

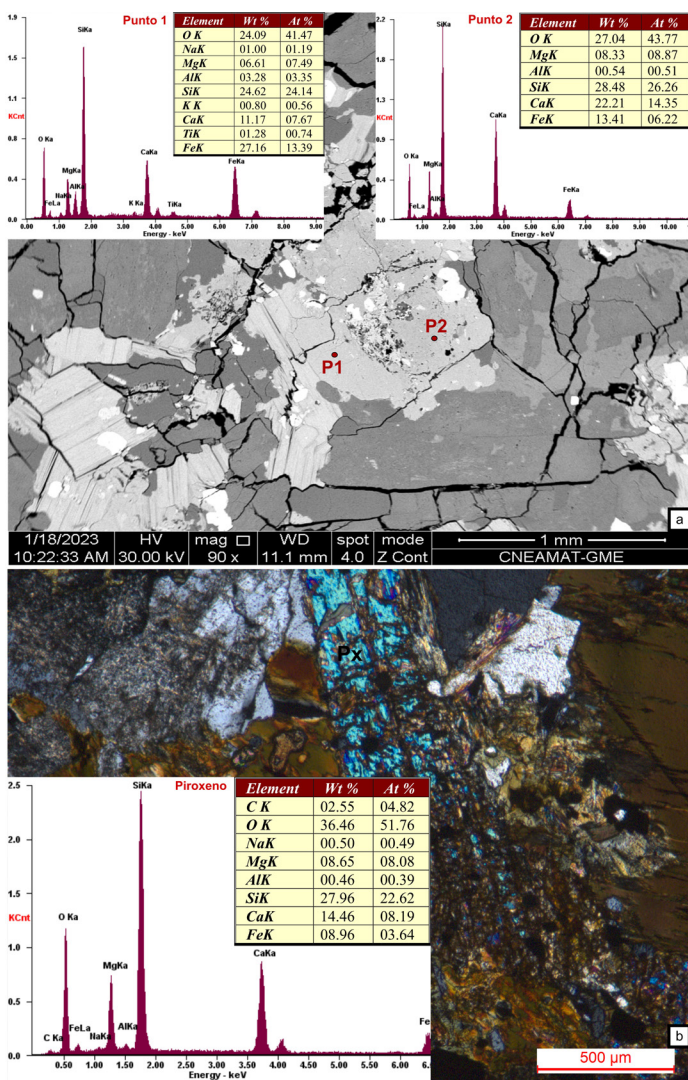


Figura 10. a) Imagen de electrones retrodifundidos y espectros composicionales de energía dispersiva de rayos X (EDS), con cuadros con los resultados cualitativos obtenidos en el microscopio electrónico de barrido para un anfíbol con zonación de la facies granosa media a fina mesocrática. b) Espectro composicional de energía dispersiva de rayos X (EDS) y la cuadro con los resultados cualitativos obtenidos en el microscopio electrónico de barrido para el piroxeno de la Figura 12e.

media a fina mesocrática la que posee mayor contenido de $FeO+Fe_2O_3$. De acuerdo a la relación K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), las muestras corresponden, más específicamente, a una serie calcoalcalina alta en potasio (Fig. 11c). Luego, teniendo en cuenta la relación A/CNK vs. A/NK [$(Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O)$ vs. $(Al_2O_3/Na_2O + K_2O)$] de Shand (1943), se concluye que las rocas son metaluminosas, con la facies granosa media inequigranular leucocrática más cercana al campo peraluminoso (Fig. 11d). Según el gráfico de discriminación tectónica de granitos de Pearce et al. (1984), el cual tiene en cuenta los elementos traza, las rocas corresponden a granitoides de arco volcánico (Fig. 12).

Tomando en consideración las concentraciones obtenidas para los elementos de tierras raras (ETR) juntos a las de ele-

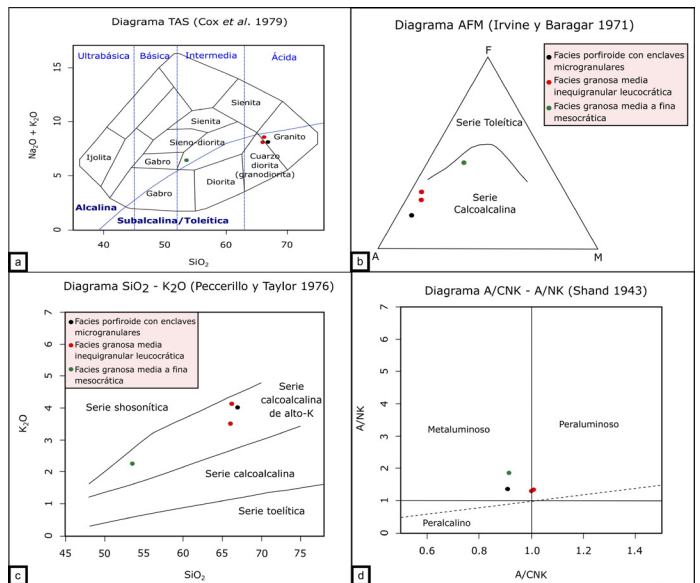


Figura 11. a) Diagrama de clasificación de rocas intrusivas de Cox et al. (1979). b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). c) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) para distinguir las series toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina de alto potasio y shoshonítica. d) Diagrama de Shand (1943) en donde se definen los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso en base al contenido molar total de álcalis versus contenido de alúmina para rocas ígneas.

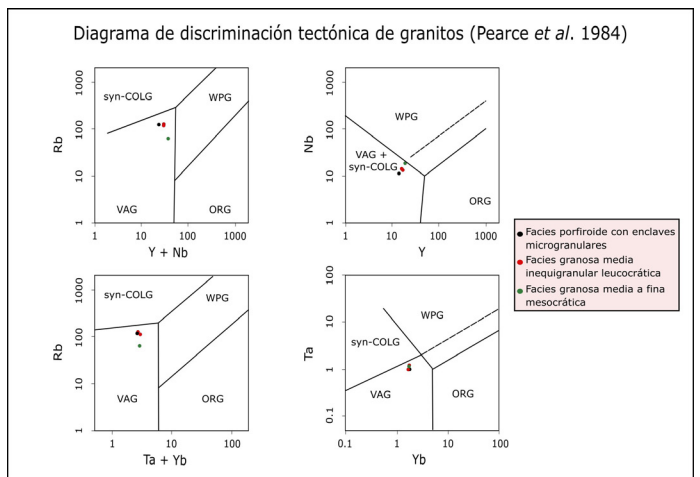


Figura 12. Diagrama de discriminación tectónica de granitos de Pearce et al. (1984). Según éste, las muestras corresponden a granitoides de arco volcánico. Syn-COLG: granitoides sincolisionales; WPG: granitoides intraplaca; VAG: granitoides de arco volcánico; ORG: granito de dorsal oceánica.

mentos traza, se realizó un diagrama araña normalizado a basalto medio de la dorsal centro oceánica (MORB), según Sun y McDonough (1989), (Fig. 13a). A partir de éste, se puede ver que la muestra posee un diseño con pendiente negativa, con un enriquecimiento marcado en los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y un empobrecimiento en los elementos con cationes pequeños y muy cargados conocidos como elementos de alta intensidad de campo (HFS). Además, se observa un empobrecimiento de Nb, como así también de

Ce (especialmente para la facies porfiroide con enclaves microgranulares), P y Ti. Cabe mencionar que, para la facies granosa media a fina mesocrática el empobrecimiento de estos dos últimos elementos no es tan notorio. Finalmente, se realizó un diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Boynton 1984), (Fig. 13b). En éste, se aprecia que la muestras están enriquecidas en ETR respecto al condrito, poseen una pendiente negativa (se encuentran enriquecidas en las ETR livianas con respecto a las pesadas) y no se observa ninguna anomalía negativa significativa.

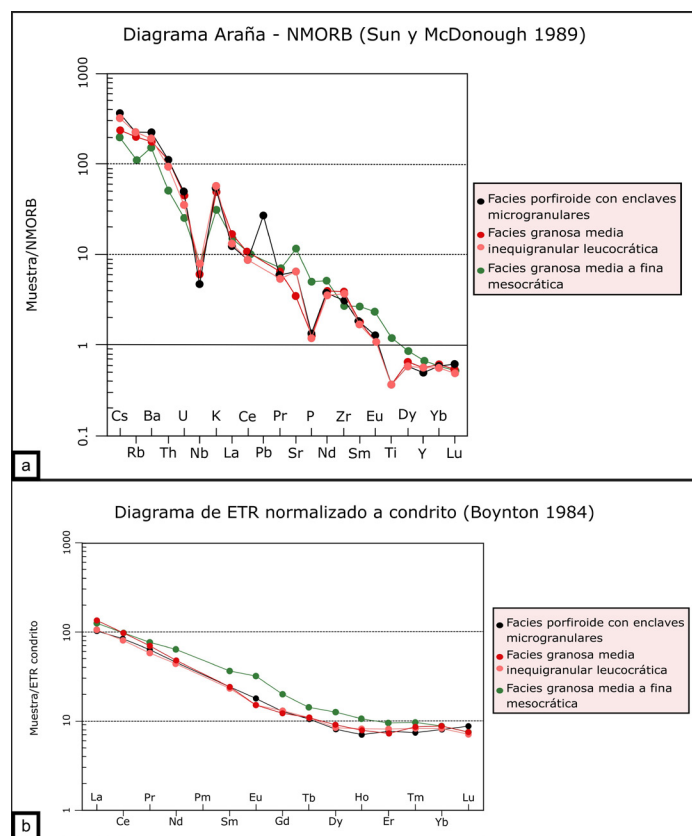


Figura 13. a) Diagrama araña normalizado a MORB (según Sun y McDonough 1989). b) Diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Boynton 1984).

Edad U/Pb: La muestra a la que se le realizó la datación mediante el método U/Pb LA ICP MS (Cuadro 2), corresponde a la facies porfiroide con enclaves microgranulares diferenciada en el campo, a la cual se le realizó también, análisis químico. Se analizaron 90 cristales individuales de circón, los cuales presentan formas euhedrales y terminaciones bipiramidales, típica de circones magmáticos. Como resultado, se obtuvo una edad pérmica inferior para esta facies del Plutón Urcuschún (270.39 ± 0.45 Ma, Fig. 14).

Skarn

La intrusión del cuerpo ígneo generó, en el contacto con

las calizas ordovícicas de la Formación San Juan y, fundamentalmente, en el conglomerado calcáreo de la base del Grupo Paganzo, el desarrollo de mármoles de contacto y de un skarn (Fig. 15).

Los mármoles, producto del metamorfismo de contacto, son de colores claros, blanco o beige, con textura granoblástica

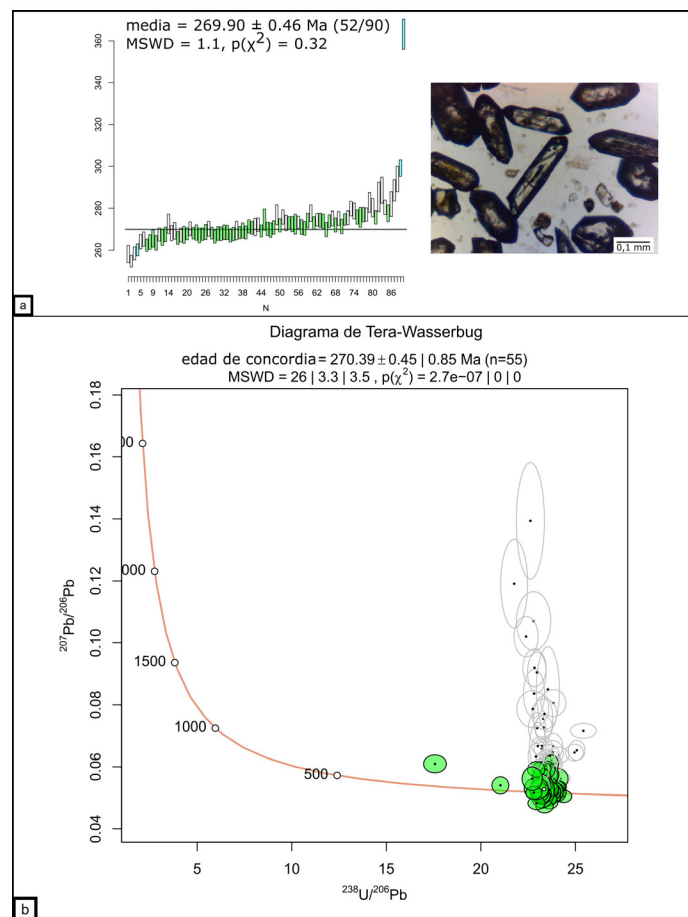


Figura 14. a) Gráfico en donde se representa la edad media de los circones (269.90 ± 0.46 Ma) junto a una fotomicrografía de los circones analizados. b) Diagrama de concordia de Tera-Wasserburg. La edad concordante obtenida es 270.39 ± 0.45 Ma. Los valores obtenidos en verdes representan los datos de 55 circones los cuales tenían una concordancia de (100 ± 10) % y fueron los considerados al realizar los análisis numéricos.

ca equigranular, formados predominantemente por calcita con pequeñas cantidades de dolomita (Toselli 1971). En el skarn, se distingue una zona de exoskarn, de mayor desarrollo areal (hasta aproximadamente 100 metros de espesor a partir del contacto con el intrusivo) y una zona de endoskarn acotada espacialmente al contacto, que conserva la estructura (y textura) del plutón, con formación de minerales como granate, epidoto, clorita y calcita. El exoskarn presenta granates (de colores rosados a verdosos y con zonación de igual color) y piroxenos, reemplazados parcialmente a calcita, anfíboles muy coloreados, epidoto, biotita y clorita. Otros minerales presentes son wollastonita, cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa

Cuadro 2. Datos analíticos de espectrometría de masas y edades U-Pb correspondientes para la muestra de la facies porfiroide con enclaves granulares.

Muestra - punto	Contenidos químicos					Relaciones radiogénicas					Edad Isotópica (Ma)					Edad Recomendada	Disc. % (206/238)/(207/235)		
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U (música)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1e	Edad Preferida	1e					
C835 - 27	525,18	675,44	0,78	0,3969	0,0165	0,0393	0,0007	0,0717	0,0016	0,0423	248,8	4,4	339,4	14,1	975,5	22,0	248,8	4,4	73%
C835 - 78	303,03	540,44	0,56	0,3605	0,0172	0,0399	0,0005	0,0653	0,0021	0,0268	252,1	2,9	312,6	14,9	783,6	25,3	252,1	2,9	81%
C835 - 19	389,53	564,91	0,69	0,3958	0,0162	0,0401	0,0005	0,0646	0,0018	0,0313	253,4	3,2	338,6	13,9	761,1	20,8	253,4	3,2	75%
C835 - 7	486,36	531,61	0,91	0,3079	0,0131	0,0410	0,0005	0,0505	0,0013	0,0360	259,1	3,0	272,5	11,6	217,3	5,7	259,1	3,0	95%
C835 - 86	428,05	601,43	0,71	0,3329	0,0137	0,0413	0,0006	0,0562	0,0014	0,0420	260,9	3,6	291,8	12,0	459,7	11,1	260,9	3,6	89%
C835 - 55	312,80	423,13	0,74	0,3463	0,0149	0,0414	0,0006	0,0638	0,0017	0,0390	261,7	3,7	302,0	13,0	733,3	19,4	261,7	3,7	87%
C835 - 51	349,05	514,92	0,68	0,2868	0,0123	0,0416	0,0005	0,0522	0,0014	0,0392	263,0	3,1	256,0	11,0	292,8	7,6	263,0	3,1	103%
C835 - 24	235,37	277,95	0,85	0,3077	0,0156	0,0417	0,0006	0,0521	0,0023	0,0375	263,1	3,7	272,4	13,8	289,6	12,7	263,1	3,7	97%
C835 - 65	119,14	161,89	0,74	0,3332	0,0186	0,0417	0,0007	0,0561	0,0023	0,0376	263,1	4,4	292,0	16,3	457,0	19,0	263,1	4,4	90%
C835 - 40	311,45	503,13	0,62	0,2993	0,0126	0,0417	0,0006	0,0535	0,0014	0,0472	263,2	3,8	265,9	11,2	351,1	8,9	263,2	3,8	99%
C835 - 43	335,13	578,10	0,58	0,3480	0,0149	0,0419	0,0005	0,0611	0,0015	0,0352	264,6	3,3	303,2	13,0	641,9	15,8	264,6	3,3	87%
C835 - 80	304,10	403,17	0,75	0,3122	0,0138	0,0419	0,0007	0,0535	0,0015	0,0493	264,6	4,3	275,9	12,2	348,4	9,8	264,6	4,3	96%
C835 - 15	509,59	535,77	0,95	0,3343	0,0143	0,0419	0,0006	0,0529	0,0013	0,0418	264,7	3,8	292,8	12,6	324,3	8,0	264,7	3,8	90%
C835 - 34	219,86	347,57	0,63	0,4612	0,0241	0,0420	0,0008	0,0806	0,0029	0,0319	265,0	4,9	385,1	20,2	1210,9	43,5	265,0	4,9	69%
C835 - 68	154,45	289,45	0,53	0,3868	0,0226	0,0420	0,0006	0,0667	0,0027	0,0265	265,2	3,8	332,0	19,4	828,6	33,3	265,2	3,8	80%
C835 - 87	184,17	323,19	0,57	0,4047	0,0239	0,0420	0,0007	0,0646	0,0025	0,0277	265,4	4,2	345,1	20,4	761,7	30,0	265,4	4,2	77%
C835 - 75	408,14	466,42	0,88	0,3049	0,0138	0,0420	0,0005	0,0522	0,0015	0,0381	265,4	3,3	270,2	12,2	294,7	8,4	265,4	3,3	98%
C835 - 20	196,82	406,48	0,48	0,3682	0,0244	0,0420	0,0006	0,0591	0,0032	0,0226	265,5	3,5	318,4	21,1	570,7	31,0	265,5	3,5	83%
C835 - 4	175,28	210,67	0,83	0,3280	0,0195	0,0421	0,0007	0,0518	0,0024	0,0348	265,7	4,3	288,0	17,1	277,4	12,7	265,7	4,3	92%
C835 - 10	510,49	574,83	0,89	0,3337	0,0139	0,0421	0,0005	0,0514	0,0013	0,0346	265,9	3,0	292,4	12,2	259,7	6,4	265,9	3,0	91%
C835 - 11	306,68	397,98	0,77	0,3960	0,0181	0,0421	0,0006	0,0623	0,0019	0,0306	266,0	3,5	338,7	15,5	683,2	20,9	266,0	3,5	79%
C835 - 59	425,54	622,91	0,68	0,3391	0,0148	0,0422	0,0005	0,0609	0,0020	0,0309	266,3	2,9	296,5	13,0	633,2	21,1	266,3	2,9	90%
C835 - 16	143,53	318,33	0,45	0,3263	0,0151	0,0422	0,0006	0,0515	0,0016	0,0415	266,4	4,0	286,8	13,3	261,8	8,1	266,4	4,0	93%
C835 - 21	196,33	343,62	0,57	0,3076	0,0144	0,0422	0,0006	0,0504	0,0015	0,0418	266,4	3,8	272,3	12,8	213,1	6,4	266,4	3,8	98%
C835 - 64	483,23	640,27	0,75	0,3180	0,0133	0,0422	0,0005	0,0575	0,0018	0,0378	266,5	3,2	280,4	11,7	511,5	16,0	266,5	3,2	95%
C835 - 8	118,38	240,73	0,49	0,3334	0,0165	0,0422	0,0006	0,0520	0,0018	0,0378	266,5	3,9	292,1	14,5	282,2	9,8	266,5	3,9	91%
C835 - 58	197,57	279,40	0,71	0,3647	0,0179	0,0423	0,0006	0,0635	0,0024	0,0334	266,9	3,8	315,7	15,5	725,1	27,9	266,9	3,8	85%
C835 - 85	434,36	553,65	0,78	0,3203	0,0138	0,0423	0,0005	0,0521	0,0013	0,0343	267,0	3,0	282,1	12,2	290,2	7,3	267,0	3,0	95%
C835 - 31	272,10	396,54	0,69	0,2899	0,0135	0,0423	0,0005	0,0486	0,0014	0,0382	267,1	3,3	258,4	12,1	126,8	3,7	267,1	3,3	103%
C835 - 28	336,22	441,13	0,76	0,3117	0,0135	0,0423	0,0006	0,0518	0,0014	0,0416	267,1	3,5	275,5	11,9	276,3	7,4	267,1	3,5	97%
C835 - 83	290,80	419,24	0,69	0,3097	0,0139	0,0423	0,0006	0,0524	0,0015	0,0402	267,2	3,5	274,0	12,3	303,9	8,5	267,2	3,5	98%
C835 - 67	341,79	482,14	0,71	0,3111	0,0138	0,0424	0,0006	0,0530	0,0014	0,0436	267,7	3,8	275,0	12,2	328,9	8,7	267,7	3,8	97%
C835 - 60	459,79	374,04	1,23	0,3167	0,0188	0,0424	0,0006	0,0569	0,0023	0,0310	267,7	3,7	279,4	16,5	488,0	19,4	267,7	3,7	96%
C835 - 35	335,32	475,20	0,71	0,2894	0,0125	0,0424	0,0005	0,0500	0,0013	0,0428	268,0	3,4	258,1	11,1	195,8	5,2	268,0	3,4	104%
C835 - 29	336,26	455,82	0,74	0,2980	0,0133	0,0425	0,0005	0,0495	0,0014	0,0410	268,0	3,5	264,8	11,9	171,7	4,7	268,0	3,5	101%
C835 - 36	66,24	150,66	0,44	0,4793	0,0616	0,0425	0,0007	0,0850	0,0091	0,0118	268,2	4,6	397,6	51,1	1315,2	140,2	268,2	4,6	67%
C835 - 72	379,15	485,84	0,78	0,3019	0,0129	0,0425	0,0005	0,0526	0,0014	0,0386	268,4	3,1	267,9	11,5	308,6	8,1	268,4	3,1	100%
C835 - 57	178,05	292,94	0,61	0,3114	0,0147	0,0426	0,0006	0,0539	0,0022	0,0428	268,7	4,0	275,2	13,0	365,1	15,0	268,7	4,0	98%
C835 - 47	370,27	492,19	0,75	0,2978	0,0128	0,0426	0,0005	0,0524	0,0016	0,0417	268,8	3,4	264,7	11,4	303,8	9,0	268,8	3,4	102%
C835 - 70	191,78	401,00	0,48	0,3441	0,0150	0,0426	0,0005	0,0590	0,0019	0,0360	268,9	3,4	300,2	13,1	567,8	18,0	268,9	3,4	90%
C835 - 13	239,04	408,98	0,58	0,3293	0,0150	0,0427	0,0005	0,0510	0,0014	0,0343	269,2	3,2	289,1	13,2	238,7	6,6	269,2	3,2	93%
C835 - 81	303,50	449,89	0,67	0,3773	0,0299	0,0427	0,0007	0,0605	0,0033	0,0229	269,3	4,3	325,0	25,7	621,6	33,9	269,3	4,3	83%



Figura 15. a) Vista del cerro Urcuschún. Se observa el contacto entre el skarn y el cuerpo ígneo y al fondo las calizas de la Formación San Juan. b-d) Afloramiento del skarn, en donde se observan minerales granate y calcita, epidoto y magnetita. Abreviaturas: Cal: calcita; Mag: magnetita; Ep: epidoto; Grt: granate.

clasa, vesuvianita, titanita y minerales opacos (molibdenita, magnetita, piritita, calcopiritita) (Fig. 16).

De acuerdo a las características ópticas observadas en los granates, como así también a partir de los análisis obtenidos del microscopio electrónico de barrido, en donde se identificaron picos de Ca y Al de gran representatividad, se asume que contienen una proporción mayoritaria del componente grosularia. Con la misma metodología, en el caso de piroxenos y anfíboles, a partir de las propiedades observadas en el microscopio óptico y de los resultados conseguidos mediante el microscopio electrónico de barrido, a partir del cual se obtuvo la presencia de picos intensos de Si, Ca y Fe (más Mg y Al, en menor proporción), se sugiere una composición comprendida en la serie diópsido-hedenbergita y los anfíboles cálcicos (Fig. 17).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el sector centro-oeste del Plutón Urcuschún, se distin-

guieron tres facies, de acuerdo a las características texturales y mineralógicas observadas en el campo: una facies porfiroide con enclaves microgranulares; una facies granosa media inequigranular leucocrática y; una facies granosa media a fina mesocrática. Si bien la composición mineralógica es similar, la facies porfiroide con enclaves microgranulares y la facies granosa media inequigranular leucocrática se diferencian de la facies granosa media a fina mesocrática, además de texturalmente, en que en las primeras, los minerales máficos están parcial a totalmente reemplazados por clorita, epidoto y calcita, siendo difícil la distinción de ellos, mientras que en la facies granosa media a fina mesocrática, se distinguen claramente anfíboles cálcicos con zonación composicional y maclas, junto a piroxenos relictos que corresponderían a la serie diópsido-hedenbergita. Asimismo, en esta facies, la biotita además de estar parcial a totalmente alterada a clorita y, en algunos casos, a epidoto/zoisita, ésta se encuentra parcialmente reemplazada, especialmente en los planos de clivaje, por prehnita.

Como característica común de todas las facies, se des-

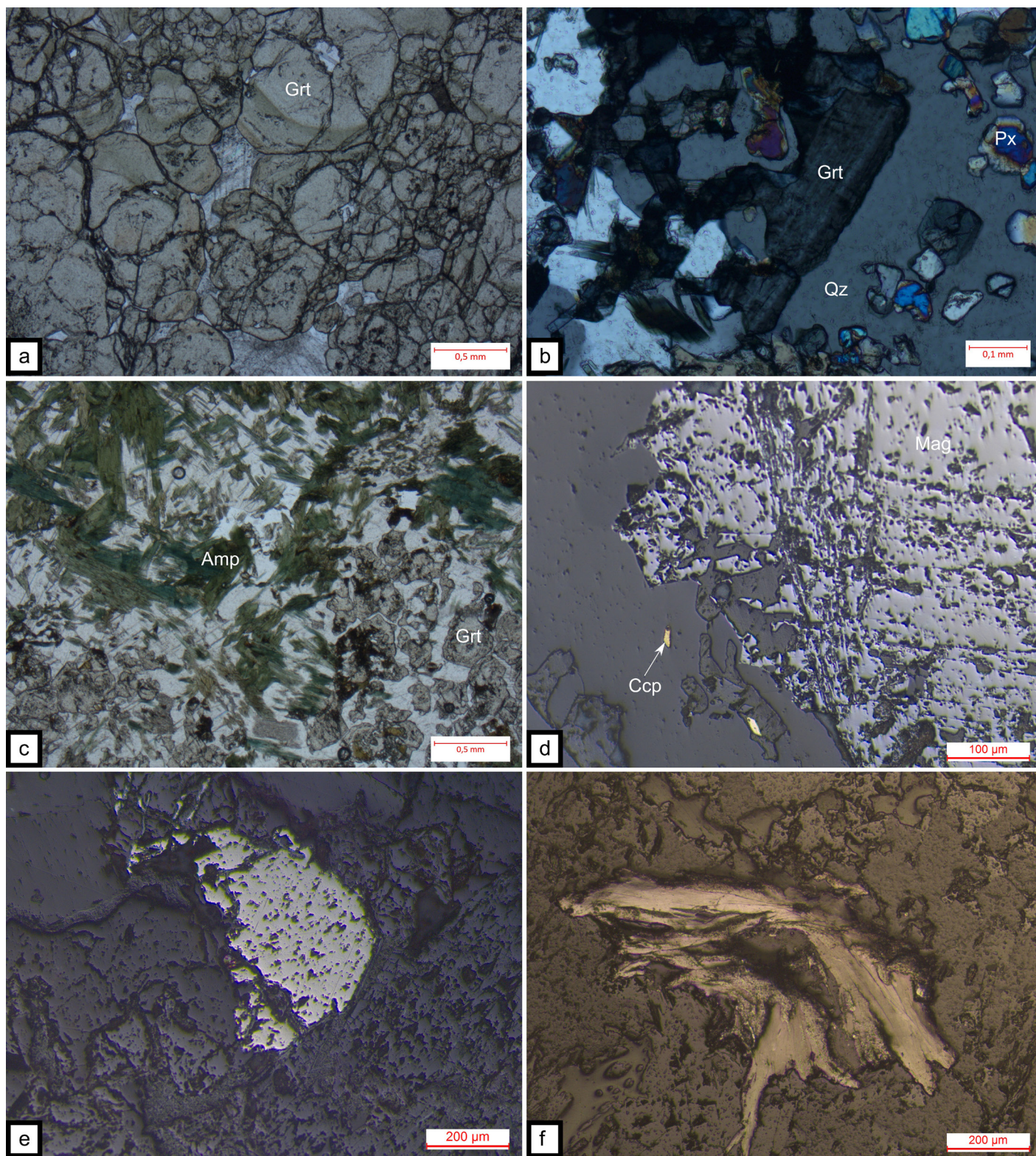


Figura 16. Fotomicrografía de minerales de progrado y retrogrado presentes en el skarn. a-b) Granates coloreados y con zonación. c) Anfíboles coloreados. d) Magnetita con calcopirita. e) Pirita. f) Molibdenita. Abreviaturas: Grt: granate; Px: piroxeno; Qz: cuarzo; Amp: anfíbol; Mag: magnetita; Ccp: calcopirita.

taca la presencia de minerales producto de alteración hidrotermal, ya sea potásica, propilítica y filica; manifestada por la formación de feldespato y biotita secundarios como así tam-

bién, albita, epidoto, calcita, clorita, sericita y arcillas, como minerales de alteración. Una clara evidencia de la alteración propilítica, es la presencia, en todas las facies, de plagiocla-

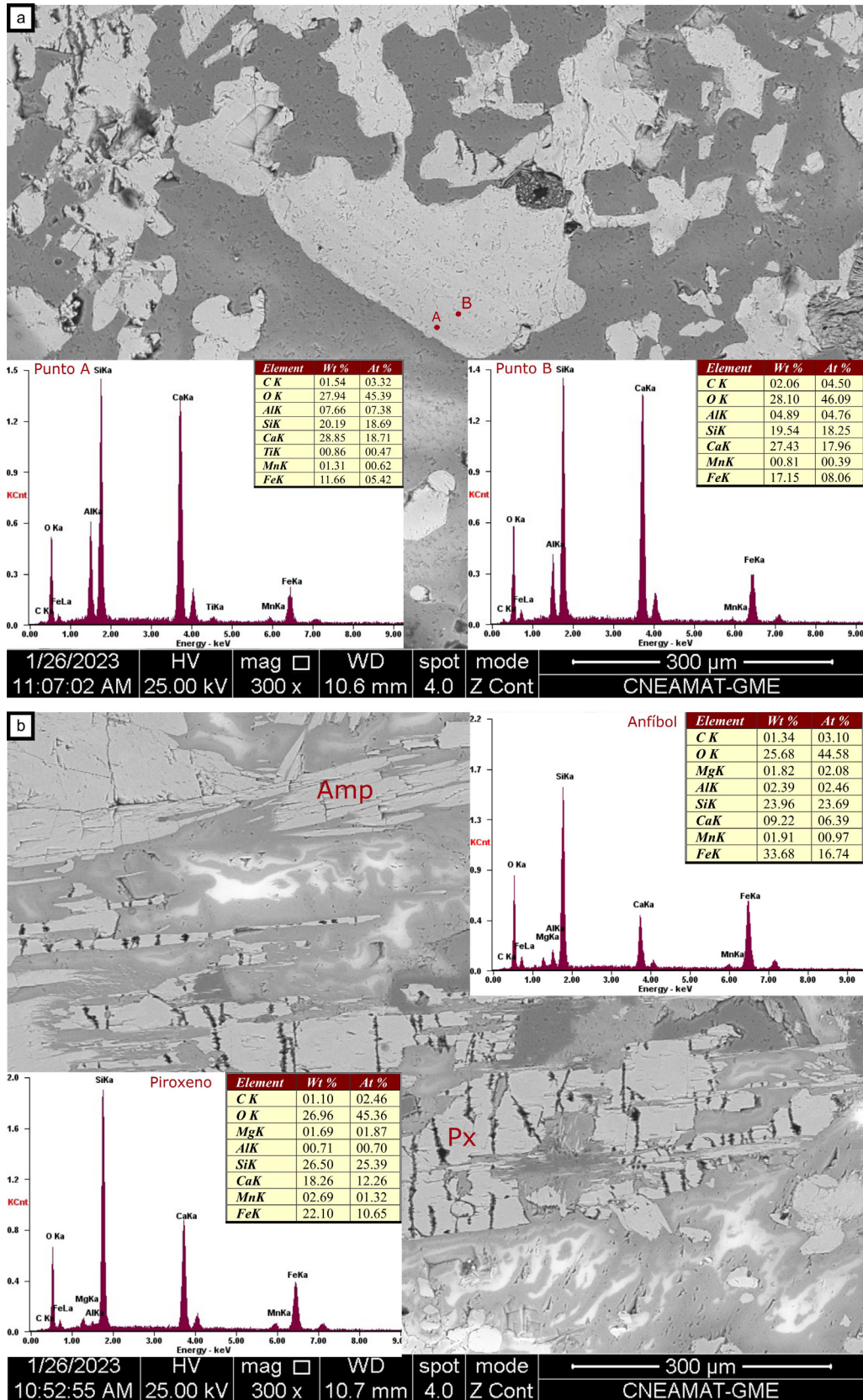


Figura 17. Imágenes de electrones retrodifundidos y espectros composicionales de energía dispersiva de rayos X (EDS), con cuadros con los resultados cualitativos obtenidos en el microscopio electrónico, en el punto a para el granate con zonación de la Figura 16b, y en el punto b para anfíboles y piroxenos presentes en una muestra de skarn. Abreviaturas: Amp: anfíbol; Px: piroxeno.

sas con zonación composicional normal, con un núcleo más cálcico generalmente alterado a sericita, epidoto y calcita, con un reborde más sódico (albitico). Además, la formación de prehnita en los planos de exfoliación de la biotita, la asociación de la mica con epidoto/zoisita y, también, los anfíboles con zonación composicional en la facies granosa media a fina mesocrática, serían producto de la alteración propilítica.

Modalmente, teniendo en cuenta el diagrama QAP de la clasificación modal de la IUGS, las muestras correspondientes al cuerpo intrusivo corresponden a cuarzo-monzonioritas y granodioritas. Toselli (1969) describe un cuerpo principal mayor de composición monzonítica que hacia los contactos grada a diorita y distintas apófisis dioríticas, porfiro monzoníticas, grano dioríticas y venas cuarzosas que corresponderían a los diferenciados tardíos del stock.

Geoquímicamente, se pudo clasificar a las muestras de la facies porfiroide con enclaves microgranulares y a la facies granosa media inequigranular leucocrática como granito y granodiorita, y la facies granosa media a fina mesocrática como una sieno-diorita, según la clasificación de Cox et al. (1979) para rocas intrusivas. Esta tendencia sienítica puede deberse a que las rocas de esta facies son las más afectadas por la alteración propilítica. Además, se determinó que las muestras corresponden a unas rocas de la serie calcoalcalina alta en potasio, son metaluminosas a levemente peraluminosas (la facies granosa media inequigranular leucocrática que posee, a diferencia de las otras, minerales como turmalina y allanita), y pertenecen a granitoides de arco volcánico. Esto es evidenciado, además, por el enriquecimiento marcado en los elementos LILE y un empobrecimiento en los HFS observado en el diagrama araña de elementos traza (comportamiento característico de la corteza continental), y un empobrecimiento de Nb, Ce, P y Ti, sugiriendo que es producto de la subducción en un ambiente de arco (Ryerson et al. 1987). Cabe señalar que, hay que considerar que los LILE (como K, Rb y Sr) son más susceptibles a la movilización hidrotermal ya que son más móviles, por lo tanto, con el aumento de las alteraciones podría disminuir la pendiente negativa de estos elementos respecto a las rocas más frescas. Sin embargo, para las muestras analizadas, a pesar de que fueron afectadas por la alteración hidrotermal, los LILE siguen estando más enriquecidos con respecto a los elementos más compatibles. Finalmente, a partir del gráfico de tierras raras normalizado a condrito (Boynton 1984), se aprecia que la muestra está enriquecida en ETR respecto al condrito, posee una pendiente negativa (se encuentra enriquecida en las ETR livianas con respecto a las más pesadas) y no se observa ninguna anomalía negativa significativa. Esta carencia en la anomalía de Eu, a pesar de que la plagioclasa es uno de los minerales

más abundantes en las muestras, puede sugerir o bien que el fraccionamiento de plagioclasa no fue significativo en su magma parental o, que el magma parental tenía alta fugacidad de oxígeno, acorde a la gran abundancia de magnetita, haciendo que el Eu actúe con valencia 3+ (y no 2+), no entrando, por lo tanto, en la estructura cristalina de la plagioclasa. A futuro, se realizarán nuevos análisis químicos a las distintas facies dentro del plutón.

Finalmente, se determinó la edad de cristalización de una de las facies del Plutón Urcuschún, obteniéndose como resultado una edad pérmica inferior (270.39 ± 0.45 Ma). Toselli (1969), en su trabajo doctoral, a base de distintas observaciones, principalmente, considerando que los sedimentos de edad carbonífera se ven afectados por el Plutón Urcuschún, concluyó en que la intrusión se produjo a fines del Carbonífero o Pérmico, es decir, que corresponde al ciclo orogénico Variscico. Por otro lado, Brodtkorb y Brodtkorb (1982), señalaron que la edad de este cuerpo plutónico podría ser miocena sobre la base de su semejanza con el pórfido dacítico del Cerro Las Lajitas (13 ± 2 Ma), ubicado a 45 km al SO de la ciudad de Guandacol. Mientras que, en trabajos posteriores, se comenzó a correlacionar el Plutón Urcuschún con las rocas del denominado Complejo Ígneo Gualcamayo (Simon et al. 2001), de edad miocena media a superior por su proximidad y similitud litológica. La edad obtenida en esta contribución es concordante con la de pequeños cuerpos intrusivos que afloran en la zona, como ser la granodiorita del cerro Madril y el granito del cerro Imán (Fig. 1) datado mediante K/Ar en 276 ± 17 Ma (Fauqué et al. 2020). Según Furque (1963), estos cuerpos deben tener una misma raíz en profundidad, es decir que serían las cúpulas descubiertas por erosión, subsiguiente a la intrusión, de un cuerpo mayor probablemente batolítico. Apoya este argumento la conservación de fragmentos de rocas de caja alojadas en la cúpula de estos cerros (Fauqué et al. 2020). Además, por la edad pérmica inferior de estos cuerpos graníticos, se los vincula con las rocas ígneas asociadas con la intensa actividad magmática ocurrida durante el Pérmico y el Triásico inferior, que dio lugar a la denominada Provincia Magmática Choyoi (Fauqué et al. 2020).

En cuanto a la roca de caja, especialmente, en relación a las metapelitas presentes en la zona, se puede considerar que las mismas proceden de un protolito pelítico, facies esquistos verdes. Sin embargo, en algunos casos, presentan evidencias del metasomatismo que afecta, en una amplia zona, también a las rocas metasedimentarias, generando desarrollo de motas de mayor tamaño y de composición máfica (porfiroblastos).

En cuanto al skarn de Fe-Mo, se planifican nuevos muestreos, con mayor detalle, dado que los cambios mineralógicos

tienen lugar en distancias centimétricas. La información obtenida en esta instancia, se sumaría a la aportada por Toselli (1969) con el objetivo de identificar cada etapa del proceso de formación y mineralización del skarn. Por el momento, se concluye que el granate, el piroxeno y la wollastonita presentes en las rocas estarían indicando la etapa de progrado mientras que, los minerales como calcita, anfíboles, epidoto, biotita, clorita, cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, vesuvianita, titanita y minerales opacos (molibdenita, magnetita, pirita, calcopirita), indicarían la etapa de alteración retrógrada durante el enfriamiento y posible mezcla con agua meteórica.

Como objetivo a futuro se busca extender las observaciones de campo, abarcando una mayor área del plutón y su roca de caja, dependiendo de las condiciones de accesibilidad. Esto permitiría obtener muestras para nuevas dataciones y análisis químicos de roca total de las distintas facies presentes en el plutón, como así también realizar estudios de química mineral mediante microsonda electrónica para determinar la composición cuantitativa de ciertos minerales presentes tanto en el cuerpo plutónico como en el skarn. Este último estudio, permitiría utilizar a los minerales como geotermómetros y geobarómetros como así también clasificar el skarn dentro de unas de las categorías de skarn existentes en la literatura. Estos primeros resultados de estudios de un sector del Plutón Urcuschún aportan información novedosa que contribuye a planificar investigaciones futuras para continuar con el análisis de esta zona que posee importantes minerales de interés (Mo, Cu, Fe, Pb, U).

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean expresar su agradecimiento al Laboratorio de Termocronología LA.TE. ANDES por la datación de una muestra del Plutón Urcuschún, a la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) por proporcionar los recursos necesarios para la realización de este trabajo, como el apoyo logístico para el acceso al área de trabajo, la infraestructura y conocimientos previos de la zona y al personal de esa Institución por su colaboración, en especial a la Licenciada Luciana Higa y al Geólogo Francisco Parra por su asesoramiento y apoyo, y al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), en especial al Dr. Pablo Leal y al Técnico Juan Guerrero por la ayuda y enseñanza en la técnica de concentración de circones. Así mismo, han sido muy valiosas las observaciones y sugerencias realizadas por los revisores, uno anónimo y el Dr. Manuel Demartis.

REFERENCIAS

- Amos, A. 1954. Estructuras de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan/La Silla. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9: 5-18.
- Astini, R.A. 1998. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Superior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 489-503.
- Benedetto, J.L., Herrera, Z. y Ortega, G. 1991. Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del Cerro Potrerillo, provincia de San Juan/La Silla. 1° Jornadas Geológicas de Precordillera 1: 128-133, Buenos Aires.
- Boynnton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, en: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Elements Geochemistry*: 63-108.
- Brodtkorb, A. 1979. Mineralización y consideraciones genéticas del yacimiento la Helvecia, Provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires, 95 p., Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. y Brodtkorb, A. 1982. Datos isotópicos de plomo de la mineralización de la Mina La Helvecia, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(3): 358-361.
- Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, 450 p, London.
- Fauqué, L., Limarino, C. O., Vujovich, G., Cegarra, M. I., Yamin, M. G., Tedesco, A. M., Escosteguy, L. D., Cardó, R., Díaz, I. N., Franchi, M. Etcheverría, M. P. 2020. Hoja Geológica 2969-IV, Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 345, 189 p., Buenos Aires.
- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17 b, Guandacol. Prov. La Rioja - Prov. San Juan. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 92, 114 p., Buenos Aires.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O. y Vaccari, N.E. 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy* 31: 115-132.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Net, L.I., Marensi, S.A., Gutiérrez, P.R. y Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 445-460.
- Limarino, C.O. y Spalletti, L. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 134-155.
- Limarino, C.O., Spalletti, L. y Colombo Piñol, F. 2010. Evolución paleoam-

- biental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorada (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narváez, NO argentina. *Andean Geology* 37(1): 121-143.
- Limarino, C.O., Schencman, L.J., Alonso Muruaga, P.J. y Césari, S.N. 2017. Análisis estratigráfico de las secuencias neopaleozoicas de la Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(4): 449-467.
- Marchi, M. C., Montenegro, T. y Anzil, P. 2023. Petrografía, geoquímica y edad del Plutón Urcuschún, La Rioja. 14° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis. *Actas* 16: 204-205, Bahía Blanca.
- Parra, F., Salvatore, M., Anzil, P., Scarlatta, L., Miyno, S., Bello, C., Álvarez, J., Felkai, E. y Noriega, J. 2016. Geología, petrografía y mineralización de uranio en Urcuschún, Precordillera de La Rioja. XI Congreso Argentino de Geología Económica, *Actas*, 18 p., Salta.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del Territorio Argentino, Evolución Tectónica de la Argentina. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Naturales. Anales* 29: 715-784.
- Ryerson, F. J. y Watson, E. B. 1987. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 225–239.
- Simon, W., Castro, C.E., Moreiras, S.M., Lanzilotta, M.I., Matar de Sarquis, A. 2001. Procesos de alteración hidrotermal vinculados con el complejo ígneo Gualcamayo, San Juan, Argentina. 2° Encuentro Minero del Cono Sur de América y 2° Encuentro Minero de Tarapaca, *Actas* 6: 25 p., Iquique.
- Shand, S. 1943. *Eruptive Rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites.* John Wiley and Sons: 444 p, New York.
- Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63: 773–786.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors). *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society: 313-345, London.
- Tedesco, A., Ciccioi, P.L., Limarino, C.O. y Suriano, J. 2010. Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geológica Acta* 8: 463-482.
- Toselli, A.J. 1969. Fenómenos de contacto en calizas por un stock monzodiorítico en el C° Urcuschún – La Rioja. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita).
- Toselli, A.J. 1971. Efectos de contacto en calizas por un intrusivo monzodiorítico en el Cerro Urcuschún, La Rioja. *Acta Geológica Lilloana* IX (9): 179-207.
- Zambrano, J.J. 1986. El límite oriental de la Precordillera en el valle de Tulum. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan), *Actas*: 349 -353, Buenos Aires.