



B.1. ROCAS METAMÓRFICAS E ÍGNEAS DEL PALEOZOICO

Pablo D. GONZÁLEZ, Raúl E. GIACOSA

RESUMEN

En este capítulo se describen las estructuras, el metamorfismo regional de bajo a alto grado y el magmatismo asociado del basamento ígneo-metamórfico Paleozoico de la provincia del Chubut, que está expuesto en la Cordillera Patagónica Septentrional, la Precordillera Patagónica, el Macizo Nordpatagónico, y también en el subsuelo (alto del Río Chico) de la cuenca del Golfo de San Jorge. La descripción se realizó a partir del análisis de los antecedentes publicados o inéditos y además utilizando nuevos datos de mapeo, metamórfico-estructurales y geocronológicos, muchos de los cuales se dan a conocer por primera vez. La fábrica regional en las rocas de basamento Paleozoico tiene rumbo general NO-SE, y está caracterizada por foliaciones, pliegues y zonas de cizalla. La evolución geológica regional del basamento se desarrolló durante los Ciclos Orogénicos Transpatagónico (Cámbrico-Ordovícico), Intrapatagónico (Silúrico-Devónico) y Gondwánico (Carbonífero-Triásico Medio). A través de los ciclos se registran eventos tectónicos combinados con metamorfismo regional orogénico de bajo a alto grado, que alternan con períodos de actividad magmática del Devónico y Carbonífero-Pérmico. Este último, perteneciente al Ciclo Eruptivo Gondwánico, es dividido en preorogénico (Carbonífero), tardío- a posorogénico (Pérmico) y netamente posorogénico (Triásico medio), respecto de las fases de deformación y metamorfismo. Con la evaluación integral de todos los datos estructurales, metamórficos, magmáticos y radimétricos se preparó un esquema de correlación regional de las unidades de basamento Paleozoico a través de las distintas provincias geológicas de Chubut.

Palabras clave. *Basamento, Paleozoico, Transpatagónico, Intrapatagónico, Gondwánico.*

ABSTRACT

This chapter describes the structures, regional low-to-high-grade metamorphism, and associated magmatism of the Paleozoic igneous-metamorphic basement of the province of Chubut, which is exposed in the Northern Patagonian Cordillera, the Patagonian Precordillera, the Northern Patagonian Massif, and also in the subsurface (Alto del Río Chico) of the Golfo de San Jorge Basin. The description was made from the analysis of the published and unpublished antecedents and also using new mappings, metamorphic-structural and geochronological data, many of which are presented for the first time. The regional fabric in the Paleozoic basement rocks has a general NW-SE trending, and is characterized by foliations, folds, and shear zones. The regional geological evolution of the basement developed during the Transpatagonian (Cambrian-Ordovician), Intrapatagonian (Silurian-Devonian), and Gondwanide (Carboniferous-Middle Triassic) orogenic cycles. Through the cycles, tectonic events combined with regional orogenic metamorphism from low- to high-grade are recorded, alternating with periods of Devonian and Carboniferous-Permian magmatic activity. The latter, belonging to the Gondwanide Eruptive cycle, is divided into pre-orogenic (Carboniferous), late- to post-orogenic (Permian), and post-orogenic collapse (Middle Triassic), with respect to the deformation and metamorphism phases. With the integral evaluation of all the structural, metamorphic, magmatic, and radiometric data, a regional correlation scheme of the Paleozoic basement units was prepared through the different geological provinces of Chubut.

Keywords. *Basement, Paleozoic, Transpatagonian, Intrapatagonian, Gondwanide.*



INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas y metamórficas de basamento de Chubut fueron denominadas originalmente como «*Substrato pre-Antracolíptico*», o sea de edad anterior al Carbonífero-Pérmico, y agrupadas dentro de una faja de afloramientos distribuida con rumbo general NO-SE (Lesta *et al.* 1980). La faja cubre amplios sectores de la Patagonia central y se extiende desde los alrededores de lago Puelo, en la Cordillera Patagónica Septentrional, hasta la zona de la Potranca en el borde sur del Macizo Nordpatagónico. Desde aquí continúa en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge, en el alto de basamento del Río Chico (Cortiñas 1996), para volver a aflorar, ya fuera de la provincia del Chubut, en el Macizo del Deseado.

Dentro de esta faja, el basamento está expuesto en los núcleos de sierras de rumbo NO distribuidas entre el Macizo Nordpatagónico y la Precordillera Patagónica, y de rumbo N en la Cordillera Patagónica Septentrional. De este a oeste las tres regiones morfoestructurales son contiguas entre sí y comparten varios caracteres estratigráfico-estructurales en común, tanto del basamento como de sus coberturas sedimentarias y volcánicas (Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). Los cordones serranos están limitados por fallas o zonas de cizalla paleozoicas que están asociadas a la formación de la fábrica del basamento (Giacosa *et al.* 2021b, este volumen). Durante el Mesozoico, las fallas han sido reactivadas en forma progresiva y con carácter extensional o compresivo recurrente, y así han ejercido un control tectono-estratigráfico sobre el desarrollo de las cuencas y los relieves Andinos (Giacosa 2020).

El basamento ígneo-metamórfico paleozoico de la Cordillera Patagónica Septentrional está involucrado en la estructura de la faja plegada y corrida Andina. En territorio de Chubut, sus afloramientos son pocos y de escasa superficie expuesta, en contraposición con este mismo tramo andino del territorio rionegrino, donde aflora un batolito con rocas ígneas gondwánicas en el cordón Serrucho. Rocas de basamento de alto grado están circunscriptas al cordón Mogote y a unos asomos sobre el valle del río Chubut entre los cordones El Maitén y Leleque, en tanto que más al sur en el cordón Esquel, afloran rocas metamórficas de muy bajo a bajo grado (Fig. 1).

Los relieves estructurales de la Precordillera Patagónica son bien marcados en el sector

preandino, lo que lleva asociado una mayor participación de rocas paleozoicas en todos sus afloramientos, que son variados y distribuidos en fajas de rumbo NO. Hacia la costa Atlántica, y en comparación con las sucesiones mesozoicas, las rocas paleozoicas del basamento son minoritarias.

En el sector centro-sur del Macizo Nordpatagónico, las rocas de basamento también se alojan en fajas de rumbo NO con relieves de menor altura respecto de la Precordillera Patagónica. En el sector sudoeste, en dirección a la costa atlántica, los afloramientos son pocos y exiguos en superficie, encontrándose cubiertos por las mismas secuencias sedimentarias del Mesozoico y también del Cenozoico que en la Precordillera Patagónica, y además por los saltos de la Meseta del Somuncurá.

En sentido amplio, el basamento es prejurásico inferior, que es la edad de las rocas sedimentarias y volcánicas más antiguas de la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto que lo cubren indistintamente en discordancia angular o no concordancia (Figari *et al.* 2015, Figari y Hechem 2021, este volumen). Además, en el cordón Esquel y extremo norte de la sierra de Tecka, las sedimentitas marinas del Grupo Tepuel se interponen entre el basamento de bajo grado metamórfico y las rocas de la cobertura jurásica (Limarino *et al.* 2021, este volumen).

En la evolución tectono-metamórfica y magmática regional del basamento de este sector central de la Patagonia se ha analizado su pertenencia a los ciclos orogénicos paleozoicos reconocidos para el oeste argentino. Está involucrado el Ciclo Gondwánico del Paleozoico superior y otros dos ciclos orogénicos anteriores del Paleozoico inferior y medio. Si bien se dispone de una cantidad considerable de datos de campo, estructurales y radimétricos, todavía resultan insuficientes para caracterizar mejor la evolución cortical de este sector de la Patagonia, especialmente en tiempos pregondwánicos. En este sentido la evolución del basamento ha sido analizada por su vinculación con el crecimiento y desarrollo del margen proto-Andino de Gondwana durante los ciclos orogénicos contemporáneos con el Pampeano-Famatiniano (Cámbrico-Ordovícico) y con la fase Chánica (Silúrico-Devónico), y los efectos orogénicos de la acreción/colisión de los terrenos Chilenia, Chaitenia y Patagonia, en distintos tiempos a través del Paleozoico (Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008, Gregori *et al.* 2008, von Gosen 2009, González *et al.* 2018, Hervé *et al.* 2018, entre otros).

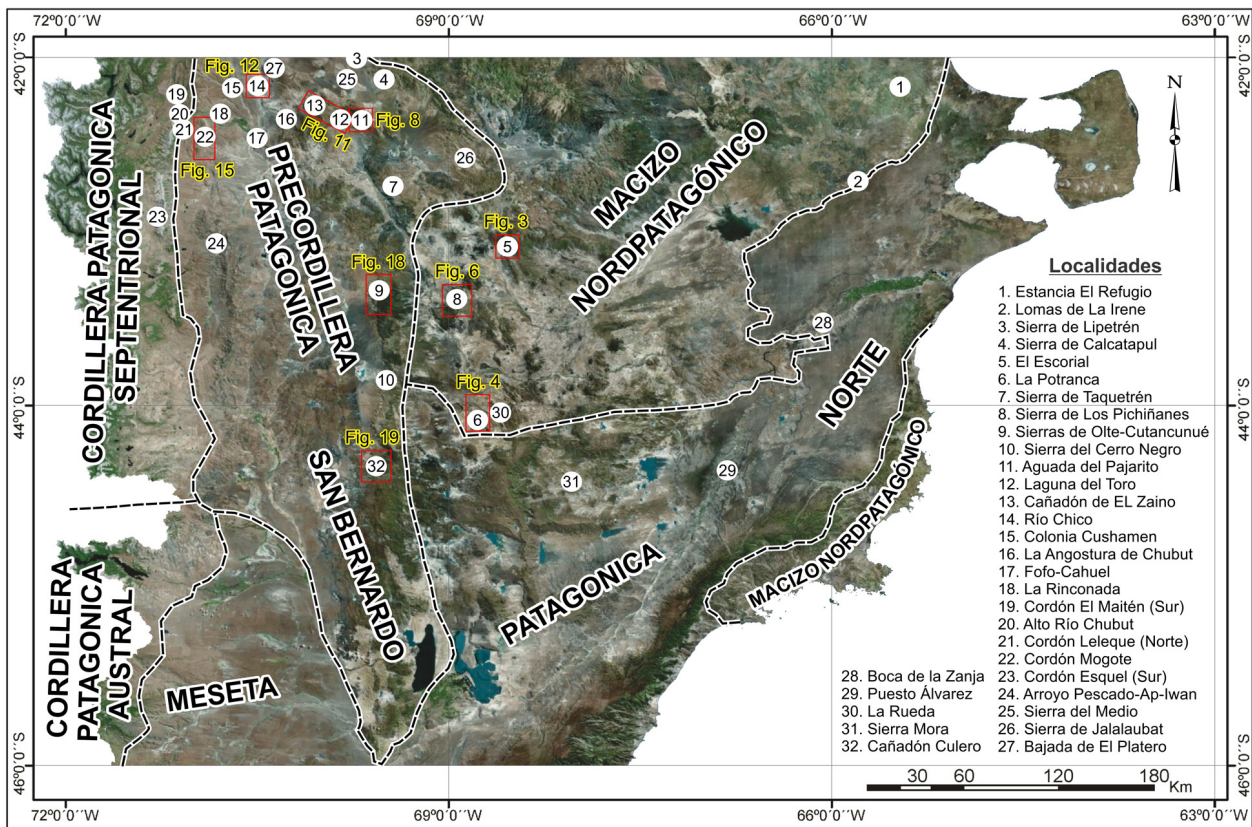


Fig. 1. Mapa de la Provincia del Chubut con sus principales Regiones Geológicas y la ubicación de las localidades citadas en el texto con afloramientos de basamento ígneo-metamórfico Paleozoico. La imagen satelital de base fue obtenida de Google Maps (<https://www.google.es/maps/>). También se exhibe la ubicación de los mapas de detalle de otras figuras.

En este capítulo se brinda una descripción concisa de las rocas de basamento ígneo-metamórfico de la provincia del Chubut, a partir del análisis de los antecedentes publicados o inéditos. Además, se incluyen mapeos actualizados de las rocas y estructuras y se aportan nuevos datos metamórfico-estructurales y geocronológicos. Con la evaluación integral de todo ello, se preparó un esquema de correlación regional del basamento Paleozoico, que incluye la evolución geológica general separada en eventos tectono-metamórficos y magmáticos. Finalmente, se evaluó su pertenencia a distintos ciclos orogénicos, si bien la definición concisa de los eventos agrupados en ciclos es aún motivo de estudio.

Para fines comparativos y de ordenamiento geográfico, la descripción de las distintas unidades litoestratigráficas se realizó de este a oeste a través de las tres regiones morfo-estructurales de Chubut que tienen afloramientos de basamento ígneo-metamórfico (Giacosa *et al.* 2021 a, b, este volumen). El abundante plutonismo paleozoico intercalado con las rocas metamórficas se trata por separado en forma integral, dado que es común a las tres regiones. Por otro lado, los mapeos y descripciones detalladas

de las rocas del magmatismo permotriásico se describen en Lagorio *et al.* (2021, este volumen). En el texto se ha utilizado la Carta Cronoestratigráfica Internacional de Cohen *et al.* (2013, actualizada).

LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

La cartografía de las rocas metamórficas basada en la nomenclatura estratigráfica clásica de las rocas sedimentarias, practicada como un conjunto de rocas reunidas en formaciones y grupos, no debería aplicarse *sensu stricto*, y si se aplica directamente se deben tener ciertas precauciones. Para el mapeo de los complejos metamórficos, según las características de los mismos, es recomendable adaptarlo en cada caso a los objetivos del trabajo (González 2018).

En las rocas metamórficas plegadas y falladas es abstracto el concepto del *tiempo*, ya que se desconoce la edad relativa de las capas, y no siempre los estratos que están por debajo son más antiguos que aquellos que los cubren. Por lo general las capas están invertidas y duplicadas y sus



caracteres primarios obliterados, en forma parcial o total, por el metamorfismo y la deformación. O sea, no se puede determinar fehacientemente la polaridad estratigráfica y se dificulta el ordenamiento cronológico relativo y sistemático de los cuerpos de roca. En estos casos, el análisis de la estratigrafía metamórfica requiere asumir que los protolitos sedimentarios o volcano-sedimentarios, que están intercalados dentro de una misma unidad litoestratigráfica, son groseramente contemporáneos. Y además, si entre ellos no median discontinuidades estratigráfico-estructurales locales o regionales, también hay que asumir que comparten una misma edad de metamorfismo, siendo éste siempre más joven que la edad de los protolitos que afecta (González 2018).

En las rocas metamórficas tampoco se pueden considerar en sentido estricto otros principios básicos de la estratigrafía tradicional de las rocas sedimentarias. Además de la ya mencionada *superposición de capas*, tampoco es factible aplicar directamente los principios de la *horizontalidad original* y la *continuidad lateral* de los estratos. En este último caso, las rocas metamórficas tienen una extensión lateral limitada, que casi siempre está acotada a un sector determinado de la corteza o del manto y es de carácter local. En los cinturones montañosos del Fanerozoico, y con excepción de los extensos y longevos «*Greenstone Belts*» del Precámbrico, las rocas metamórficas casi nunca se extienden por igual regionalmente a nivel continental. Según el ambiente tectónico, las condiciones del metamorfismo y deformación actuantes y el nivel cortical involucrado, los conjuntos de rocas metamórficas están separados tectónicamente por fallas, zonas de cizalla o de sutura entre terrenos, y además están intruidos por cuerpos de rocas ígneas (González 2018). Protolitos de la misma o de distinta edad pueden estar intercalados tectónicamente y tener grados metamórficos disímiles dentro de la misma región o entre una región geográfica y otra. Además, existen diferencias según que su posición sea interna o externa respecto del eje orogénico, que se encuentren dentro o cerca de alguna anomalía térmica adicional (p. ej., la aureola de contacto de un cuerpo ígneo intrusivo), que estén en sectores próximos o alejados de efectos compresivos asociados a la sutura entre terrenos, o que forme parte de un canal de subducción, entre otras tantas posibilidades.

La dificultad en la correlación lateral se da porque las rocas metamórficas se distribuyen en

conjuntos de bajo, medio y alto grado metamórfico, sin respetar los contactos estratigráficos primarios de sus protolitos. Además, el metamorfismo siempre está asociado en forma temporal y espacial a una estructura de deformación local, que a su vez se integra dentro de un esquema tectónico regional. Más complicado aún es la correlación lateral de rocas metamórficas, a través de ambientes tectónicos disímiles, ya que probablemente no compartan protolitos en común ni tengan una evolución geológica semejante (González 2018). Durante las tareas de mapeo de campo, la correlación local y regional entre los cuerpos de rocas metamórficas no debe ser estricta y, cuando sea posible, tiene que estar complementada con dataciones radiométricas que ayuden a ordenar en forma absoluta las edades de los protolitos, de los distintos procesos orogénicos y del magmatismo asociado.

Nombre de las unidades de basamento ígneo-metamórfico de Chubut

Teniendo en cuenta lo descripto y analizado en los párrafos precedentes, en este capítulo y con el objetivo de agrupar a las rocas de basamento ígneo-metamórfico sin crear confusiones innecesarias, se han mantenido en la medida de lo posible, los nombres originales definidos y usados en las localidades tipo. Así, se han agrupado con el mismo nombre, los conjuntos de roca que están expuestos dentro de una misma faja regional de afloramientos, y que comparten litologías y una evolución geológica integral en común, y que además están separadas de fajas adyacentes por las fallas o bien zonas de cizalla regionales de rumbo NO-SE. Así definidas, se preservó el uso de las unidades litoestratigráficas nominadas como Formación o Complejo. Tal el caso del nombre de la Formación Cushamen que se utilizará únicamente para las rocas metamórficas que afloran a lo largo de las márgenes del río Chico, al este del pueblo de Colonia Cushamen (ver abajo, Figs. 1, 2), y para todos aquellos afloramientos con continuidad regional hacia el noreste y sudeste.

Por otra parte, se utilizarán nombres nuevos derivados de topónimos locales de uso corriente y ampliamente conocidos, para reunir a conjuntos de rocas metamórficas e ígneas que, en líneas generales, no disponen de mapas de sus rocas, han sido poco estudiadas desde el punto de vista estructural y además cuentan con



controles temporales U-Pb en circón. En estos casos, además, se han reemplazado o evitado los nombres de las unidades litoestratigráficas que han sido utilizados en forma generalizada por correlación directa, realizada en muchos casos a través de varios cientos de kilómetros de distancia, y que además no comparten caracteres metamórfico-estructurales o magmáticos en común. Asimismo se han evitado los nombres informales o derivados de topónimos locales que no han tenido arraigo en la literatura geológica.

MACIZO NORDPATAGÓNICO

Formación El Jagüelito

Los afloramientos de rocas metamórficas de bajo grado de la Formación El Jagüelito en la provincia del Chubut son pocos y de poca superficie expuesta (Figs. 1, 2; Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). Entre ellos están los de lomas de La Irene de ~3 km², agrupados como Formación La Tranquera por Haller (1981), y aquellos de la estancia El Refugio con <2 km² (Cortés 1987). Ambos son agrupados como parte de la terminación sud-oriental de la faja ígneo-metamórfica Cambro-Ordovícica de rumbo NO desarrollada entre Valcheta-Mina Gonzalito-Sierra Grande, y correspondiente al orógeno Transpatagónico del Paleozoico inferior (González *et al.* 2020).

La estratigrafía del basamento y sus coberturas sedimentaria y volcánica son semejantes a aquellos expuestos hacia el norte en Sierra Grande y alrededores, en Río Negro. Las rocas metamórficas de la Formación El Jagüelito se encuentran intruidas por plutones posorogénicos. A su vez, el conjunto está cubierto en no concordancia por sedimentitas de la Formación Puesto Piris (Triásico-Jurásico) y por rocas volcánicas y piroclásticas del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico (Cortés 1987, Haller *et al.* 2005). Además, estos autores citan rocas sedimentarias psamíticas comparables con la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico), aunque desconectadas y sin estar en contacto directo con el basamento ígneo-metamórfico. Tampoco se ha encontrado aún la relación primaria entre los plutones y la Formación Sierra Grande (Cortés 1987).

En las lomas de La Irene, la Formación El Jagüelito está compuesta por filita, esquisto y

hornfels. Las metapelitas están afectadas por dos eventos tectónicos que son de distribución regional en el sector oriental del MNP (Busteros *et al.* 1998, González *et al.* 2018, 2020, Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). Durante el primero (D₁), se formó un clivaje pizarreño S₁, probablemente de plano axial y asociado a pliegues, definido por el alineamiento de cuarzo-biotita-muscovita con textura lepidoblástica (Sesana 1975). Luego, durante D₂, el S₁ fue afectado por pliegues de crenulación asociado a clivaje de crenulación S₂, detectados tanto en muestra de mano como a escala microscópica (Sesana 1975, Haller 1981). El grado metamórfico M₁ alcanzado durante D₁ es en facies esquistos verdes, grado biotita. Cabe destacar que las propiedades ópticas de este mineral, p. ej. su color verde (Sesana 1975), son características del desarrollo de esta mica en condiciones de bajo grado.

Los hornfels se formaron durante la intrusión del plutón granítico posorogénico La Irene, que afectó a las rocas ya deformadas y metamorfizadas regionalmente. Están compuestos por porfiroblastos de biotita y una matriz granoblástica cuarzo-feldespática con escasa biotita. También se describe otro porfiroblasto subidioblástico ovoidal, que está retrogradado a agregados de sericita-muscovita (Sesana 1975), y que probablemente pudo ser cordierita. El metamorfismo de contacto alcanzó el grado medio en facies de hornfels hornblendíferos y zona de cordierita.

Dos fallas, una de rumbo E-O y otra NO cortan los contactos entre la Formación El Jagüelito, el Granito La Irene y el Complejo Volcánico Marifil, poniendo a todas estas unidades en contacto tectónico (Haller 1981). Como las fallas son posteriores al Complejo Marifil del Jurásico y de acuerdo al contexto geológico regional, están asociadas a la compresión del ciclo Andino (Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). Además, serían las responsables de la formación de las texturas cataclásticas en los granitos de La Irene.

Los afloramientos de la Formación El Jagüelito en los alrededores de la estancia El Refugio son aún más exigüos que los arriba descritos. Están compuestos por esquisto verde y una metapelita silicificada, que parecen compartir los mismos episodios tectono-metamórficos D₁-M₁ y D₂-M₂ de las rocas de lomas de La Irene. Dentro de estos afloramientos también se incluye la Brecha Salina Chica (Cortés 1987) como un probable equivalente de las rocas volcáni-

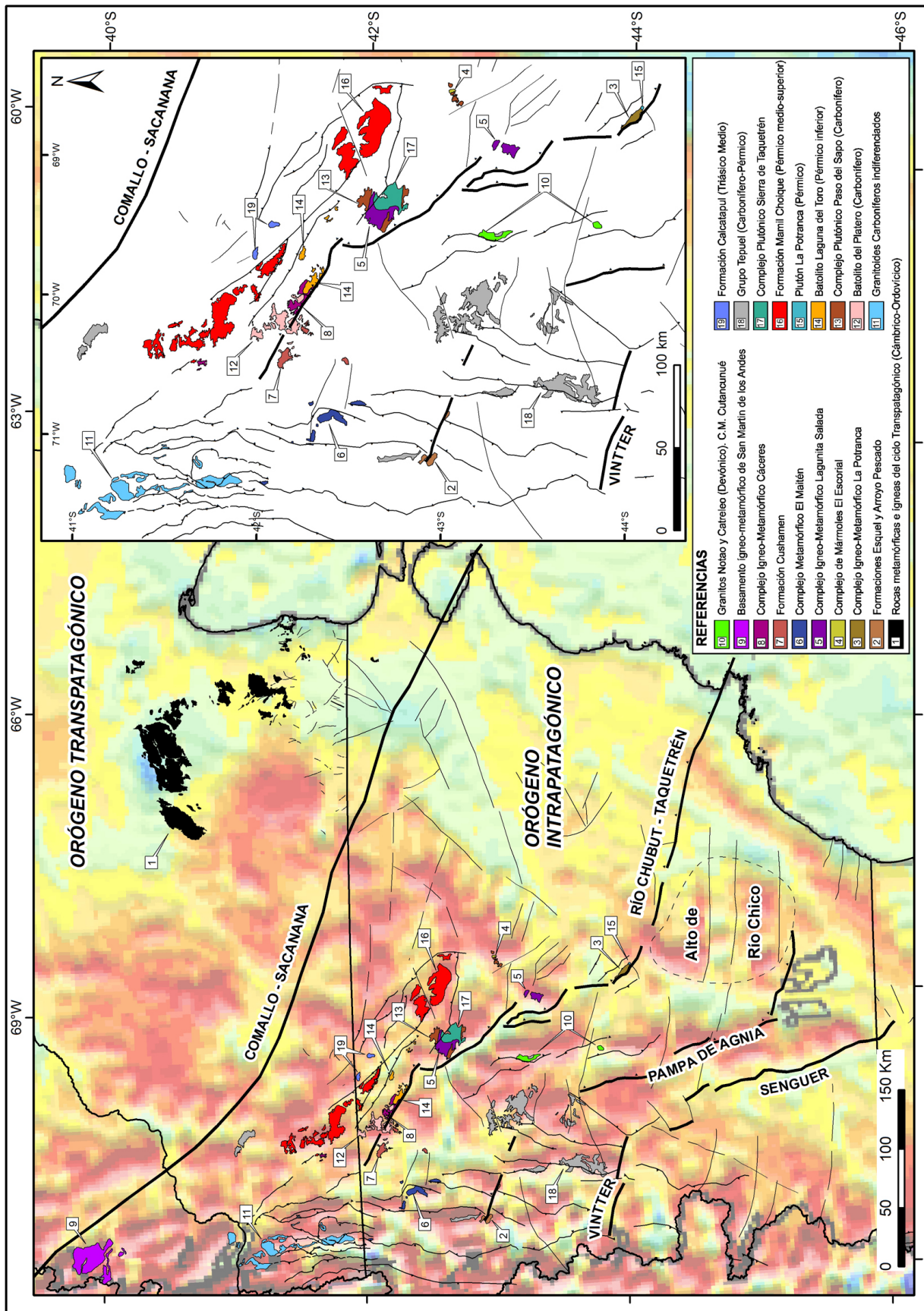


Fig. 2. Mapa geológico-estructural que exhibe los afloramientos de las unidades de basamento más representativas de la Provincia del Chubut y alrededores, basado en el Sistema de Información Geológica Ambiental Minera del SEGEMAR (<https://sigam.segemar.gov.ar/>). Los lineamientos Comallo-Sacanana, Río Chubut-Taquetrén y Pampa de Agnia según Renda *et al.* (2019). El mapa de base es una imagen en color del modelo geofísico de aire libre, descargado en forma gratuita desde el International Centre for Global Earth Models (Barthelmes y Köhler 2016, Ince *et al.* 2019; web site: <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>).



cas y piroclásticas sinsedimentarias de la Formación El Jagüelito en la zona de Sierra Grande (González *et al.* 2018).

En los esquistos verdes, la esquistosidad pervasiva S_1 es de rumbo variable entre NE y NO, con inclinaciones de 55° - 65° y está marcada por la asociación metamórfica M_1 de anfíbol-clorita-epidoto-cuarzo, que es indicativa de un metamorfismo regional en facies esquistos verdes. Además, esta asociación indica que el protolito de los esquistos verdes fue una roca ígnea máfica. La abundante sericita puede ser el reemplazo pseudomórfico de plagioclasa. Luego, la esquistosidad S_1 está crenulada, como también ocurre en la metapelita donde la silicificación pervasiva posterior ha obliterado casi por completo los caracteres metamórficos de la roca (Spiegelman 1979). Además, estas rocas exhiben procesos cataclásticos sobreimpuestos a la deformación y metamorfismo regional.

Las relaciones estratigráficas primarias no dan mayores precisiones sobre la edad del protolito o del metamorfismo-deformación de la unidad, así como tampoco se cuenta con datos radimétricos para adjudicar una edad precisa. Por lo tanto, teniendo en cuenta que la Formación El Jagüelito de La Irene-El Refugio comparte litologías, grados metamórficos y estructuras de deformación con la misma unidad expuesta en la zona de Sierra Grande, se le asigna, en sentido amplio, una edad Cambro-Ordovícica (González *et al.* 2018).

Plutonismo asociado a la Formación El Jagüelito

Los plutones de granitoides de los complejos plutónicos Punta Sierra (Ordovícico) y Navarrete-Pailemán (Paleozoico superior, Ciclo Eruptivo Gondwánico) del Macizo Nordpatagónico oriental, en la región comprendida entre Valcheta, Pailemán-Mina Gonzalito y Sierra Grande, cortan la fábrica D_1 - M_1 de las rocas metamórficas de caja asociadas (Busteros *et al.* 1998, González *et al.* 2018, 2020). A su vez, los granitoides pueden estar afectados por deformación y metamorfismo regional o por deformación frágil-dúctil distribuida a lo largo de fajas de cizalla, según la fase tectono-metamórfica a la que estén asociados, o estar totalmente exentos de deformación-metamorfismo.

Los plutones de la región comprendida entre La Irene y El Refugio exhiben todas estas mismas características geológicas, y dado que

no se dispone de datos U-Pb circón de su cristalización magmática, los mismos podrían ser reunidos dentro de cualquiera de los complejos plutónicos y pertenecer tanto al Paleozoico inferior como superior.

El plutón La Irene del área homónima aflora en una pequeña superficie de $\sim 0,3$ km². El intrusivo está emplazado en las rocas ya deformadas y metamorfizadas de la Formación El Jagüelito. Está compuesto por una facies principal de granito biotítico y diques de aplita muscovítica que lo cortan. A su vez, el granito y los diques están deformados frágilmente junto con la caja y exhiben texturas de deformación cataclástica (Sesana 1975). Dos datos K-Ar roca total de 240 ± 10 y 145 ± 10 Ma (Haller 1981) indican edades mínimas de apertura del sistema isotópico del granito para el Triásico medio y en el límite Jurásico-Cretácico (Tabla 1), estando quizás alguno de ellos, relacionado con la deformación cataclástica.

El plutón diorítico Méndez con escasos $< 0,25$ km² de superficie aflorada, tiene cubierto por derrubio moderno, su contacto con las rocas de caja de la Formación El Jagüelito (Cortés 1987). La diorita está compuesta por plagioclasa, biotita, piroxeno (?), apatita y opacos. Los mafitos están cloritizados y la sericita reemplaza a la plagioclasa (Spiegelman 1979). Además, entre los huecos de estos minerales se exhibe cuarzo y feldespato alcalino distribuidos con una textura de intercrecimiento micrográfico. Un dato K-Ar roca total de 258 ± 10 Ma (Cortés 1987, Linares 2007) indica, por un lado, una edad mínima para la cristalización magmática de la Diorita Méndez y, por otra parte, la apertura del sistema isotópico por algún proceso orogénico post-cristalización (Tabla 1).

Complejo de Mármoles El Escorial

Se trata de un conjunto de rocas metamórficas de protolitos calcáreos y margosos que fue incluido dentro de la Formación Cushamen con el nombre de Miembro El Escorial (Proserpio 1987, Anselmi *et al.* 2004a). En este capítulo se propone separarlo de la Formación Cushamen y denominarlo como Complejo de Mármoles El Escorial, ya que sus rocas no comparten ninguna característica geológica con aquella formación. El complejo está expuesto en la sierra de El Escorial que se encuentra ubicada hacia el norte del río Chubut medio, a ~ 200 km al SE de la localidad tipo de la Formación Cushamen y,



Unidad	Litología	Método / Material	Edad (Ma)
Granito La Irene	granito	K-Ar rt	240 ± 10 ⁽¹⁾
Diorita Méndez	diorita piroxeno-biotita	K-Ar rt	258 ± 10 ⁽²⁾
Granito La Potranca	granito	K-Ar rt	275 ± 70 ⁽³⁾
		Rb-Sr rt*	275 ± 55 ⁽⁴⁾
			280 ± 45 ⁽³⁾
			230 ± 10 ⁽⁵⁾
Granito Puesto Álvarez	granito	K-Ar rt	215 ± 10 ⁽⁶⁾
Granito Sierra Mora	granito	Rb-Sr rt isocrona	230 ± 40 ⁽⁴⁾
Granito Catreleo	granito	K-Ar rt	250 ± 10 ⁽⁶⁾
Granito Notao	granito	K-Ar rt	340 ± 20 ⁽⁷⁾
Complejo Ígneo Metamórfico Lagunita Salada (Sierra de Los Pichiñanes)	pegmatita	K-Ar muscovita	223 ± 10 ⁽⁶⁾
	gneis	K-Ar biotita	243 ± 10 ⁽⁶⁾
	granito foliado		262 ± 10 ⁽⁶⁾
	esquistos biotítico		262 ± 10 ⁽⁶⁾
	granito		274 ± 10 ⁽⁸⁾
	granito cerro Cóndor		Rb-Sr biotita*
		Rb-Sr rt*	313 ± 135 ^{(4)**}
Complejo Metamórfico El Maitén	paragneis AB-72 ^(a)	K-Ar biotita	163 ± 5,6 ⁽⁹⁾
Batolito Laguna del Toro	tonalita ^(b)	K-Ar rt	280 ± 10 ⁽¹⁰⁾
	granitoides	Rb-Sr rt isocrona	346 ± 35 ⁽¹¹⁾
	granodiorita biotítico-hornbléndica	K-Ar biotita	275 ± 6 ⁽¹²⁾
	granodiorita biotítica		270 ± 7 ⁽¹²⁾
Batolito del Platero	granodiorita AB-75 ^(c)	K-Ar biotita	275 ± 14 ⁽⁹⁾
	granodiorita AB-74 ^(d)		264 ± 8 ⁽⁹⁾
	tonalita biotítica ^(e)	Rb-Sr rt isócrona*	323 ± 26 ⁽¹³⁾
Batolito Sierra del Medio	gneis granodiorítico	Rb-Sr rt isocrona	267 ± 27 ⁽¹¹⁾
	granodiorita biotítica	K-Ar biotita	237 ± 6 ⁽¹⁴⁾

Tabla 1. Compilación de datos K-Ar y Rb-Sr de las rocas ígneo-metamórficas de basamento de la provincia del Chubut. rt: roca total; * Rf asumida; ** Error analítico grande; ^(a) No publicada; ^(b) -10 km al NE de cerro Mirador, ver ubicación en el mapa de la Fig. 11; ^(c) Cañadón del Zaino, ver ubicación en el mapa de la Fig. 11; ^(d) Localidad tipo de la Tonalita El Platero en el paraje conocido como «Bajada del Platero»; ^(e) Cañadón Encajonado inferior, alrededores del puesto Miranda, ver ubicación en el mapa de la Fig. 12. Referencia de las edades: ⁽¹⁾ Haller (1981), ⁽²⁾ Cortés (1987), ⁽³⁾ Halpern (1972), ⁽⁴⁾ Halpern *et al.* (1970), ⁽⁵⁾ Ardolino *et al.* (2003a), ⁽⁶⁾ Linares (2007), ⁽⁷⁾ Silva Nieto y Márquez (2005), ⁽⁸⁾ Linares y Latorre (1969), ⁽⁹⁾ Varela *et al.* (2005), ⁽¹⁰⁾ Proserpio (1978), ⁽¹¹⁾ Rapela *et al.* (1992), ⁽¹²⁾ Lagorio *et al.* (2021), este volumen, ⁽¹³⁾ López de Luchi *et al.* (2010), ⁽¹⁴⁾ Lagorio *et al.* (2014).

por lo tanto, no forma parte del mismo segmento cortical que esta formación.

El complejo está compuesto por intercalaciones de bancos de mármol calcítico bandeado y de para-anfibolita, alternancia que define el bandeamiento composicional S₀ entre los protolitos calcáreos y margosos, respectivamente. Durante el evento de deformación compresiva D₁, el S₀ fue afectado por pliegues isoclinales F₁ volcados, con ejes de rumbo NNO a N y vergencia hacia el ENE-E. Los pliegues están asociados a *boudinage* en las capas reológicamente competentes de las anfibolitas y a foliación de plano axial S₁ en los mármoles, que inclinan con ángulos altos al oeste y tiene la misma vergencia estructural de toda la sucesión. Además, se mapearon fallas inversas de alto ángulo que repiten la sucesión de rocas y que son coincidentes con los contactos entre los bancos incompe-

tentes y competentes de mármoles y anfibolitas, respectivamente (Fig. 3).

Las asociaciones metamórficas M₁ identificadas en los mármoles son calcita-mica (flogopita?)-clinopiroxeno-forsterita-minerales opacos (Anselmi *et al.* 2004a) y calcita-dolomita-flogopita-cuarzo-dióxido-grosularia ± grafito (Murra *et al.* 2017), que son indicativos de metamorfismo de alto grado en facies anfibolita-granulita. Brucita y serpentina aparecen como reemplazo pseudomórfico de los minerales máficos.

El complejo está intruído por un cuerpo de granito posorogénico que corta su fábrica D₁-M₁ con contactos netos, transformando los mármoles bandeados en hornfels calcáreos macizos de textura granoblástica. Dado que los mármoles son la roca de caja del granito y que están totalmente englobados por el plutón, y además teniendo en cuenta los efectos térmi-

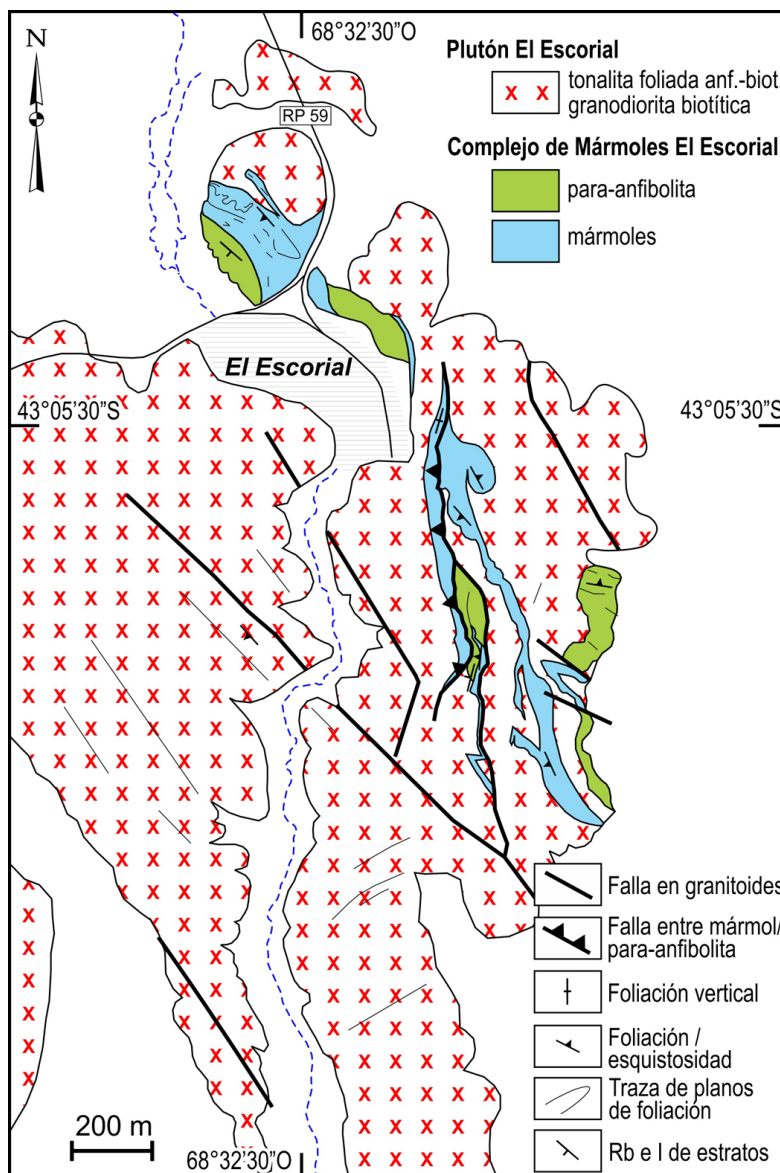


Fig. 3. Mapa geológico de los alrededores del paraje El Escorial basado en trabajos propios, que exhibe los mármoles y anfibolitas del Complejo de Mármoles El Escorial como las rocas de caja del plutón El Escorial (magmatismo gondwánico?). Ver la ubicación del paraje en la provincia del Chubut en la Fig. 1.

cos del contacto asociados a la circulación de fluidos, las asociaciones metamórficas identificadas pueden ser representativas de los efectos combinados entre el metamorfismo regional y el local de contacto. Dados los dos metamorfismos sobrepuestos, la composición isotópica del Estroncio en los mármoles pudo también haber sido modificada en forma posdeposicional. En este sentido, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial dan un amplio rango de dispersión y por lo tanto la edad de sedimentación del protolito calcáreo establecida en el rango 330-310 Ma (Tabla 2, Murra *et al.* 2017) debe ser considerada como aproximada y tiene que ser confirmada por algún otro método de datación radimétrica.

Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca

Está ubicado a -20 km al sur del paraje «Valle de Paso de los Indios» del codo del río Chubut medio (Anselmi *et al.* 2004b, Figs. 1, 2). Las rocas del complejo afloran a lo largo de una lomada suave y baja de rumbo NO entre dos puestos, reconocidos en la literatura geológica como Lizarralde y La Potranca, pero que actualmente reciben el nombre de establecimiento Larrachu y puesto Viuda de Oviedo, respectivamente.

Chebli (1973) mapeó rocas metamórficas y migmatitas a las que separó de la Formación Puesto La Potranca constituida únicamente por



Unidad	Litología	Método / Material	Edad (Ma)
Complejo de Mármoles El Escorial	mármol calcítico	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mármoles	560-520 ⁽¹⁾
		⁽¹⁾ 0,70768-0,70793	450-430 ⁽¹⁾
		(promedio 0,707835)	390-360 ⁽¹⁾
		⁽²⁾ 0,70818-0,70825	330-300 ⁽¹⁾
	(promedio 0,70821)		
Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada	paragneis	U-Th-Pb monacita	379 ± 5 ⁽²⁾ 323 ± 5 ⁽²⁾
Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres	paragneis biotítico-anfibólico	U-Pb ICP-MS circón detrítico	401 ± 1,5 ⁽³⁾ 375 ± 3 ⁽³⁾ 353, 324, 300 ⁽³⁾
	paragneis biotita-granate-sillimanita	U-Th-Pb monacita	335 ± 5 ⁽³⁾ 258 ± 6 ⁽³⁾
Formación Cushamen	paragneis biotita-granate-sillimanita (C001)	U-Pb ID-TIMS circón detrítico, cristal único	422 ± 51 ⁽³⁾
	esquisto biotita-granate-estauroлита-sillimanita (SEC-022)	U-Pb SHRIMP circón detrítico	335, 400, 425 ⁽⁴⁾
	esquisto micáceo (CUS-051)	U-Pb SHRIMP circón detrítico	385, 480 ⁽⁵⁾
	esquisto, meta-grauvaca, cuarcita (Río Chico)	Rb-Sr rt isocrona	362 ± 10 ⁽⁶⁾ MSWD 1,05 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 0,70599
	esquisto, meta-grauvaca, cuarcita (La Angostura)	Rb-Sr rt isocrona	371 ± 33 ⁽⁶⁾ MSWD 0,20 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 0,71091
	ortogneis granítico (La Angostura)	Rb-Sr rt isocrona	374,4 ± 7,3 ⁽⁷⁾ MSWD 0,76 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 0,71129
	ortogneises (pto. Miranda)	Rb-Sr rt isocrona	323 ± 26 ⁽⁷⁾ MSWD 2,0 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 0,71079
Complejo Metamórfico El Maitén	migmatita (Cordón Mogote)	U-Pb circón, cristal único	405 y 392 ⁽⁸⁾
	paragneis biotítico-anfibólico (MAI-047, Sierra de El Maitén)	U-Pb SHRIMP circón detrítico	440 ⁽⁹⁾ 434, 371, 342 y 328 ⁽¹⁰⁾
Formación Esquel	meta-sedimentitas E03 y E08	U-Pb ICP-MS circón detrítico	421 ± 14 ⁽¹⁰⁾
Formación Arroyo Pescado	meta-sedimentita AP-11	U-Pb ICP-MS circón detrítico	<463 ⁽¹⁰⁾
	meta-areniscas y esquistos cuarzosos de bajo grado	Rb-Sr rt isocrona	349 ± 29 ⁽¹¹⁾
Formación Valle Chico (Grupo Tepuel)	diamictita (SEC-017)	U-Pb SHRIMP circón detrítico	<372 ± 9 ⁽⁴⁾

Tabla 2. Compilación de datos radimétricos U-Th-Pb en circón y monacita y Rb-Sr roca total para rocas metamórficas de distintas unidades de basamento de la provincia del Chubut. rt: roca total. Se tuvieron en cuenta, únicamente, las isócronas Rb-Sr roca total obtenidas para conjuntos de rocas de una misma localidad y de un mismo afloramiento continuo. Referencia de las edades: ⁽¹⁾ Murra *et al.* (2017), ⁽²⁾ Renda *et al.* (2020), ⁽³⁾ González *et al.* (2021a), ver además Lizuain y Viera (2010), ⁽⁴⁾ Hervé *et al.* (2005), ⁽⁵⁾ Hervé *et al.* (2018), ⁽⁶⁾ Osters *et al.* (2001), ⁽⁷⁾ López de Luchi *et al.* (2010), ⁽⁸⁾ Linares *et al.* (1997), ⁽⁹⁾ Linares (2007), ⁽¹⁰⁾ Pankhurst *et al.* (2006), ⁽¹¹⁾ Uriz *et al.* (2019), ⁽¹²⁾ Linares *et al.* (2001).

granitoides (ver este mismo autor para una síntesis de los trabajos previos donde se hace mención de las rocas de basamento). En contribuciones posteriores, tanto rocas metamórficas como ígneas se reunieron dentro de la Formación Puesto La Potranca (Cortés 1988, Anselmi

et al. 2004b). En este capítulo se sigue el mapeo prolijo de las rocas de basamento hecho por Chebli (1973) y se agrupa a las rocas metamórficas y migmatitas dentro del Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca. El plutón granítico La Potranca no se lo incluye dentro del complejo



dato que probablemente su intrusión sea posterior y no estaría relacionado con la evolución geológica del mismo. Teniendo en cuenta la edad pérmica del intrusivo, se lo describirá más adelante junto con el magmatismo Paleozoico superior del Ciclo Eruptivo Gondwánico.

El Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca está compuesto por una alternancia de esquistos micáceos, paragneis, mármol y migmatitas estromatíticas (Chebli 1973), y en menor proporción por anfibolita y otros cuerpos máfi-

cos metamorizados (Fig. 4). Además, exhibe intercalaciones de ortogneis granítico de dos micas que son concordantes con la fábrica planar de las rocas metamórficas (Anselmi *et al.* 2004b).

Sobre la base de las descripciones petrográficas de Chebli (1973), el bandeamiento composicional en los paragneis está marcado por la alternancia de bandas claras y oscuras. Las claras se componen de cuarzo, plagioclasa y cordierita con inclusiones de feldespato alcalino

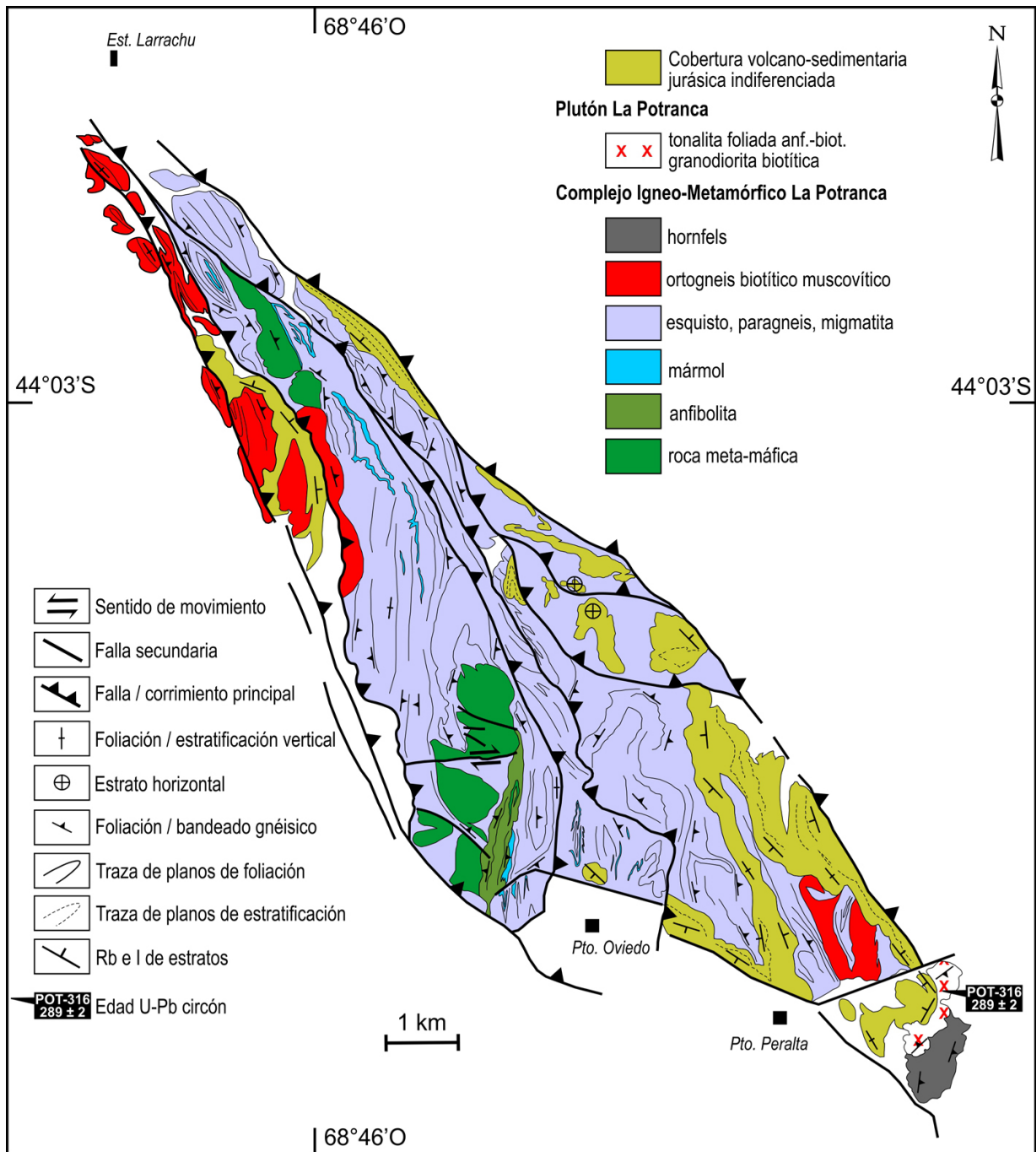


Fig. 4. Mapa geológico y estructural de las rocas que conforman el Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca en su localidad tipo, basado en antecedentes y trabajos propios. Ver la ubicación del paraje La Potranca en la provincia del Chubut en la Fig. 1. La datación radimétrica corresponde a Pankhurst *et al.* (2006).



con textura granoblástica, mientras que en las bandas oscuras predomina la biotita, reemplazada parcialmente por clorita, y la textura es lepidoblástica. Los esquistos son también lepidoblásticos y su asociación metamórfica principal es cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita-cordierita. Los ortogneises graníticos exhiben pasajes transicionales con los leucosomas de las migmatitas estromatíticas. Están compuestos de cuarzo, microclino, oligoclasa y muscovita y probablemente representan parcelas de magma desprendidas desde aquellas y colectadas a lo largo de cuerpos tabulares emplazados en forma sintectónica durante la anatexis de esquistos y gneises. Finalmente, los mármoles están compuestos de calcita-cuarzo-escapolita y un mineral de hábito fibroso (wollastonita?).

Las asociaciones minerales de todas las rocas metamórficas indican un metamorfismo regional en facies anfíbolita alta, que quizá localmente haya alcanzado la facies de granulita, y presión intermedia-baja. El metamorfismo estuvo acompañado de anatexis de las rocas metapelíticas.

El análisis estructural preliminar indica que la fábrica del Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca está compuesta por, al menos, tres fases de pliegues superpuestos y por fallas (Fig. 4). Pliegues decamétricos de estilo isoclinal y apretado F_1 y F_2 , respectivamente, están asociados a foliaciones metamórficas de plano axial S_1 - S_2 , co-planares y de rumbo NO. Estas estructuras D_1 - D_2 son las que están relacionadas con el metamorfismo regional M_1 - M_2 de alto grado.

Los F_1 - F_2 están replegados por pliegues apretados F_3 de rumbo NO. En esta deformación D_3 del basamento también está involucrada la cobertura volcano-sedimentaria jurásica, que corresponde al primer evento tectónico ($=D_1$), con pliegues abiertos a apretados F_1 . Las fallas de rumbo NO son inversas de bajo ángulo y ponen en contacto tectónico a las rocas del basamento por encima de la cobertura, con transporte tectónico general al SO. Si bien las fallas inversas y los pliegues F_3 en el basamento parecen ser contemporáneos y estar relacionados al mismo evento tectónico D_3 ($=D_1$ en la cobertura), no se puede descartar por completo que las primeras sean zonas de cizalla antiguas que han sido reactivadas durante el ciclo Andino. Como las fallas y pliegues se encuentran íntimamente relacionados entre sí, y además teniendo en cuenta la geometría de las mismas, la estructura regional del área de La Potranca pue-

de interpretarse como una faja plegada y corrida. Como el basamento está involucrado en la deformación, se trataría de una faja de piel gruesa, y dado que afecta a rocas del jurásico, la faja plegada y corrida se habría formado durante el ciclo Andino. No se dispone aún de controles temporales para las rocas ígneo-metamórficas de basamento, y por lo tanto en sentido amplio, su evolución tectono-metamórfica D_1 - M_1 / D_2 - M_2 es anterior a la depositación de la Formación Puesto Lizarralde del Jurásico inferior (Anselmi *et al.* 2004b).

El plutón La Potranca (ver descripción en sección de «Magmatismo») se encuentra pobremente expuesto, a ~1,5 km al este del puesto Peralta (Fig. 4). Está separado de las rocas metamórficas del complejo mediante contacto tectónico por una falla de rumbo ENE. Se han mencionado granulitas con orto-piroxeno y granate como la caja que alberga al granito (Pankhurst *et al.* 2006). Si bien no se puede descartar que se trate de rocas de metamorfismo regional, su mineralogía y textura granoblástica sugieren que quizá son corneanas en facies de hornfels piroxénico. Son rocas negras y macizas de la aureola de contacto que acompañan al cuerpo a lo largo de su borde sureste. El cuerpo ígneo y esta roca de caja se encuentran cubiertos en discordancia angular por rocas sedimentarias liásicas de la Formación Puesto Lizarralde y también por unidades más jóvenes (Anselmi *et al.* 2004b).

Teniendo en cuenta el dato U-Pb en circones de 289 Ma (Tabla 3; Pankhurst *et al.* 2006), la cristalización magmática del plutón La Potranca ocurrió en el Artinskiano, Pérmico. Con posterioridad, el plutón y sus rocas de caja están afectados por fajas de cizalla frágil con formación de cataclasitas (Cortés 1988, Anselmi *et al.* 2004b). Edades K-Ar y Rb-Sr de 275 y 280 Ma obtenidas sobre una facies granítica (Tabla 1; Halpern 1972, Halpern *et al.* 1970) indican una apertura del sistema isotópico en el Kunguriano, probablemente relacionado a la cataclasis.

Si bien el plutón La Potranca no está en contacto directo con las rocas del Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca, y si se asume que el hornfels y el complejo comparten un mismo protolito, entonces la edad de los eventos tectono-metamórficos D_1 - M_1 / D_2 - M_2 se puede estimar, en sentido amplio, como prepérmica, o sea anterior a la cristalización magmática del cuerpo y comprendida en el lapso Devónico-Carbónífero.



Plutón	Litología	Método / Material	Edad (Ma)
Granito Notao	granito porfírico	U-Pb SHRIMP circón	394 ± 4 ⁽¹⁾
			390 ± 2 ⁽²⁾
Granito Cáceres	granito biotítico porfírico	U-Pb SHRIMP circón	371 ± 2 ⁽¹⁾
Granito Pichiñanes	leucogranito biotítico-granatífero	U-Pb SHRIMP circón	318 ± 2 ⁽¹⁾
Complejo Ígneo Metamórfico Paso del Sapo	granodiorita hornblendo-biotítica foliada	U-Pb SHRIMP circón	314 ± 2 ⁽¹⁾
	tonalita foliada	U-Pb ICP-MS circón	314 ± 2 ⁽³⁾
			303 ± 2 ⁽³⁾
Batolito del Platero	tonalita foliada	U-Pb SHRIMP circón	329 ± 4 ⁽¹⁾
Batolito Laguna del Toro	granodiorita biotítica	U-Pb SHRIMP circón	294 ± 2 ⁽¹⁾
Granito La Potranca	leucogranito	U-Pb SHRIMP circón	289 ± 2 ⁽¹⁾
Granodiorita Boca de la Zanja	granodiorita hornblendo-biotítica	U-Pb SHRIMP circón	257 ± 2 ⁽¹⁾
Batolito Sierra del Medio	granodiorita biotítica	U-Pb SHRIMP circón	253 ± 2 ⁽⁴⁾
	monzogranito	U-Pb ICP-MS circón	276,3 ± 6,3 ⁽⁵⁾
Formación Mamil Choique (S de Gastre)	granito	U-Th-Sm/He apatita	282,3 ± 25,4 ⁽⁶⁾
Granito Yancamil	granito foliado	U-Pb ID-TIMS circón	261 +16/-17 ⁽⁷⁾
Formación Calcatapul	meta-ignimbrita	U-Pb ICP-MS circón	245,1 ± 2,8 ⁽⁸⁾
			244,8 ± 4,1 ⁽⁸⁾
			226,7 ± 4,4 ⁽⁸⁾

Tabla 3. Compilación de datos U-Pb en circón para rocas ígneas de basamento de la provincia del Chubut. Todas son edades de cristalización magmática, con excepción de la Formación Calcatapul que pertenece a la cobertura volcano-sedimentaria y la edad de 226 Ma corresponde a su deformación-metamorfismo. La edad de 303 ± 2 Ma del Complejo Ígneo Metamórfico Paso del Sapo corresponde al cizallamiento dúctil-metamorfismo dinámico de estos granitoides. Ver detalles en el texto. Referencia de las edades: ⁽¹⁾ Pankhurst *et al.* (2006), ⁽²⁾ Hervé *et al.* (2018), ⁽³⁾ Renda *et al.* (2020), ⁽⁴⁾ Lagorio *et al.* (2014), ⁽⁵⁾ Lagorio *et al.* (2021), este volumen, ⁽⁶⁾ Savignano (2016), ⁽⁷⁾ von Gosen y Loske (2004), ⁽⁸⁾ González *et al.* (2020b).

PRECORDILLERA PATAGÓNICA

Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada

Esta unidad está expuesta en una faja de rumbo NO de ~30 km de largo por ~20 km de ancho en la sierra de Taquetrén, sobre la margen norte del río Chubut frente a Paso del Sapo. Hacia el sureste de esta localidad, a lo largo de la estructura regional ubicada en el valle del río Chubut medio, el complejo no está expuesto ya que lo cubren en discordancia angular las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas de la cuenca Cañadón Asfalto, pero más al SE en la región del cerro Cóndor, las rocas del complejo ígneo-metamórfico vuelven a aflorar en el núcleo del anticlinal de la Sierra de los Pichiñanes (Figs. 1, 2).

Sierra de Taquetrén. En este sector, las rocas del basamento ígneo-metamórfico se mencionan desde los trabajos pioneros del primer decalustro del siglo XX (Feruglio 1949 y otras contribuciones previas aquí citadas), y luego fue Nakayama (1973) quien las agrupó dentro de la Formación Sierra de Taquetrén. Con posteriori-

dad, Renda *et al.* (2020) cambiaron este nombre formal por el de Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada, con el fin de evitar confusiones con la unidad del mismo nombre dado para rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas de la sierra de Taquetrén. Además, Renda *et al.* (2020) separaron mediante un mapeo prolijo las unidades ígneas de las metamórficas y propusieron un esquema de evolución tectono-metamórfica y magmática, el cual se describe a continuación en forma concisa.

El Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada está compuesto por una alternancia de esquisto y paragneis con biotita-granate-cianita-sillimanita, y en menor proporción por anfibolita, ortogneis y migmatita. El complejo registra, al menos, tres eventos tectono-metamórficos que están intercalados con la intrusión de dos complejos plutónicos. La foliación penetrativa S_1 - S_2 es de rumbo NO y tiene inclinaciones pronunciadas hacia el NE, siendo el transporte tectónico hacia el SO (Fig. 5a). El metamorfismo regional M_1 - M_2 que acompañó la formación de esta fábrica alcanzó la facies anfibolita alta.

La intrusión del Complejo Plutónico Paso del Sapo (ver abajo) cortó la fábrica D_1 - D_2 de



Fig. 5. Fotografías de afloramientos del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada en las sierras de Taquetrén (a-b) y de los Pichiñanes (c-d). (a). Foliación S_2 en paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico de la localidad tipo de la unidad. (b). Enclave de roca de caja del complejo dentro de un cuerpo de granito porfírico del Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén. (c). Lámina tabular de leucogranito intercalada en forma concordante con la fábrica S_1-S_2 de un paragneis del complejo. (d). Migmatita estromatítica con leucosoma de granito granatífero concordante con la fábrica S_1-S_2 y composición análoga a las láminas graníticas. Ver detalles en el texto.

las rocas metamórficas con contactos netos y discordantes. Dos edades U-Pb circón ubican su cristalización magmática en el Moscoviano, Pennsylvaniano medio (Tabla 3, Pankhurst *et al.* 2006, Renda *et al.* 2020). Datos U-Th-Pb en monacita de 379 ± 5 Ma y 323 ± 5 Ma sobre un paragneis indican que los eventos D_1-M_1/D_2-M_2 se desarrollaron entre el Frasniano (Devónico tardío) y el Mississippiano tardío (Tabla 2, Renda *et al.* 2020). Estos datos son coherentes con la intrusión posorogénica del Complejo Plutónico Paso del Sapo, y además, el dato de 379 Ma permite interpretar que la depositación del protolito sedimentario del paragneis es anterior al Frasniano.

Las rocas metamórficas de caja y las del Complejo Paso del Sapo fueron milonitizadas juntas durante el evento tectónico D_3 ($=D_1$ de los granitoides), y en forma subsecuente intruidas por el Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén, de carácter netamente posorogénico (Fig. 5b). El cizallamiento dúctil D_3 y meta-

morfismo dinámico asociado M_3 , en facies esquistos verde alta-anfibolita baja, fue datado por U-Pb circón en 303 Ma (Renda *et al.* 2020). Este dato permite interpretar que la intrusión posorogénica del Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén es posterior al Pennsylvaniano más tardío, habiendo ocurrido probablemente durante tiempos pérmicos.

Sierra de los Pichiñanes. El Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada que está expuesto en esta sierra comparte litologías, grados metamórficos y una evolución geológica en común con las rocas de basamento de la sierra de Taquetrén (Figs. 2, 6). Está compuesto por esquisto micáceo y paragneis con cuarzo-plagioclasa-feldespato alcalino-muscovita-biotita-sillimanita, y por migmatitas estromáticas, ortogneis granodiorítico y anfibolita (Proserpio 1987, Anselmi *et al.* 2004a). Las foliaciones de plano axial S_1-S_2 son de rumbo general E-O a NO y están relacionadas a pliegues isoclinales y abiertos, F_1 y F_2 , respectivamente (Fig. 5c, Giacosa *et*



al. 2021b, este volumen). Esta fábrica D_1 - D_2 se desarrolló en condiciones de metamorfismo regional de alto grado en facies anfibolita alta. El paleosoma gnéisico de las migmatitas registra la asociación de biotita-sillimanita \pm estauroлита \pm cianita (Anselmi *et al.* 2004a) que confirma estas condiciones de facies anfibolita alta a presión intermedia, en grado cianita-sillimanita.

Los ortogneises están compuestos de granodiorita biotítica y biotítica-muscovítica y tienen texturas variables entre equigranular y foliada (Proserpio 1987). Si bien aún es poco clara

su relación de contacto primario con las rocas metamórficas de caja, ya que se ha citado un pasaje transicional con las migmatitas de la caja, su composición granodiorítica y deformación dúctil sectorizada en fajas son comparables con aquellas del Complejo Plutónico Paso del Sapo de la sierra de Taquetrén.

La composición peraluminosa de los leucosomas graníticos de las estromatitas, que contienen biotita, muscovita y cordierita, es comparable con aquella de las pegmatitas y leucogranitos con muscovita, biotita y granate asociados.

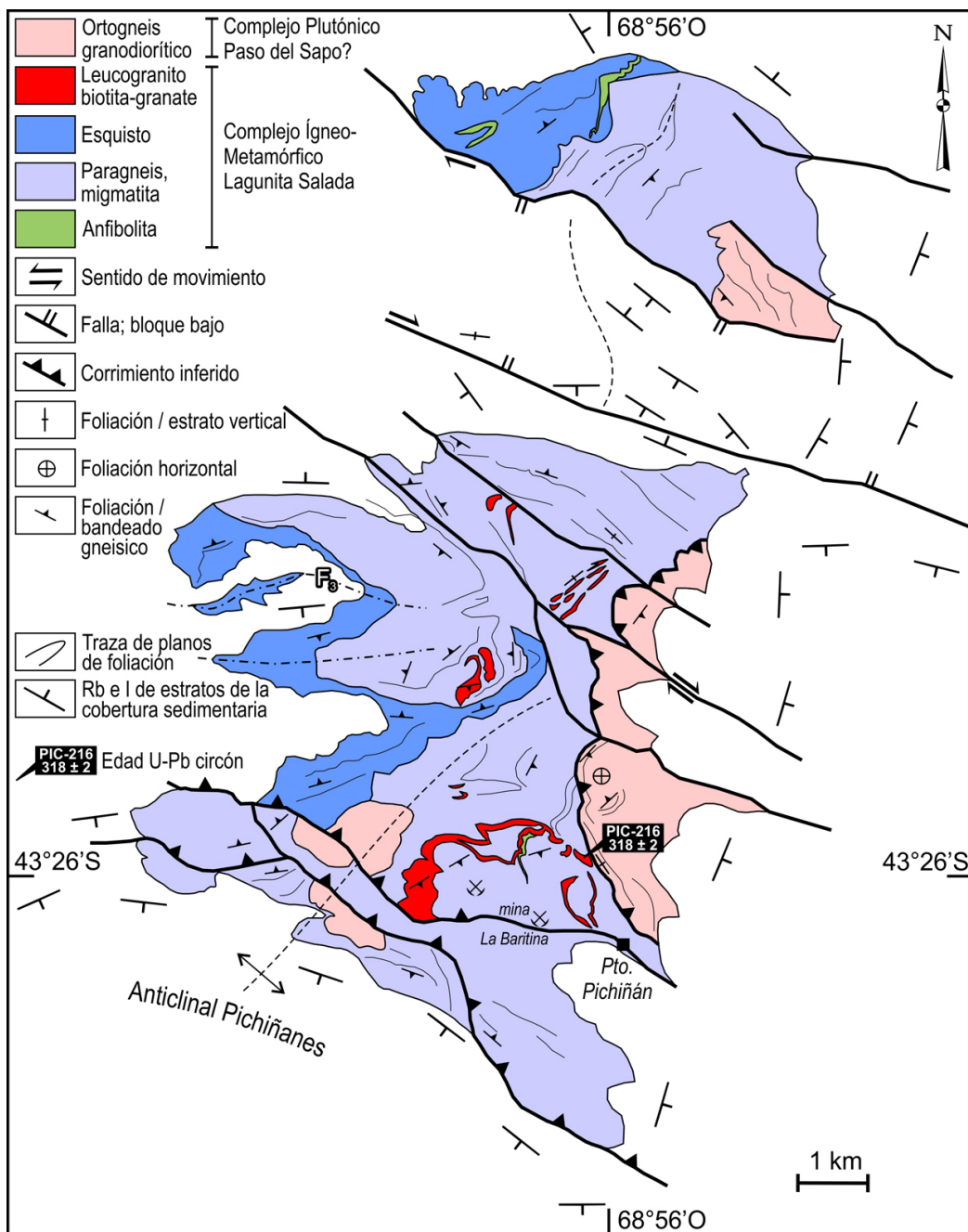
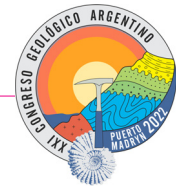


Fig. 6. Mapa geológico y estructural de las rocas que conforman el Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada en la sierra de los Pichiñanes, basado en antecedentes y trabajos propios. Ver la ubicación de la sierra en la provincia del Chubut en la Fig. 1. La datación radimétrica corresponde a Pankhurst *et al.* (2006).



El conjunto de éstos últimos forman un enjambre de láminas graníticas tabulares de escala decamétrica, y también menores, que están intruidas en forma concordante con la foliación S_1 - S_2 de las rocas metamórficas y también son paralelas a los leucosomas de las estromatitas (Fig. 5c-d). En muchos casos, las láminas y los leucosomas están conectados por diques transversales a la foliación del paleosoma (véase figura 2 de Giacosa *et al.* 2021b, este volumen).

El emplazamiento del enjambre es groseramente contemporáneo con el clímax metamórfico M_2 durante D_2 , o es ligeramente posterior y también coincidente con la anatexis (sintectónica?) de las rocas metapelíticas. Es probable que tanto las láminas graníticas como los leucosomas de las estromatitas se hayan formado durante el mismo episodio de anatexis sin- a tardío- D_2 . Un leucogranito biotítico-granatífero fue datado por el método U-Pb circón en 318 ± 2 Ma (=Granito Pichiñanes, Pankhurst *et al.* 2006, ver abajo). La formación de porfiroblastos de cordierita de hasta 3 mm de diámetro en la caja ya metamorfizada regionalmente, puede estar relacionada con el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión sintectónica de la lámina granítica.

El dato de 318 Ma permite interpretar que la evolución estructural D_1 y gran parte de la D_2 previo al clímax metamórfico M_2 de las rocas metamórficas de la sierra de los Pichiñanes, se desarrolló durante tiempos previos al Bashkiriano, Pennsylvaniano temprano. Así, las litologías, estructuras, grados metamórficos y edad para D_1 - D_2 son idénticas a aquellas registradas en la sierra de Taquetrén. El basamento de ambas sierras pertenece a un mismo segmento cortical compuesto por una faja ígneo-metamórfica de rumbo NO, que está ubicada en el bloque elevado de la falla regional del río Chubut medio (Giacosa *et al.* 2021b, este volumen).

Con posterioridad a la fábrica D_1 - D_2 , el Complejo Lagunita Salada en la sierra de los Pichiñanes registra un evento tectónico D_3 , asociado a pliegues y fallas que también afectan a las coberturas volcano-sedimentarias del Jurásico y Cretácico. En el basamento, las fallas y posibles corrimientos D_3 son de rumbo NO y están asociados a la formación de milonitas y cataclitas, tanto graníticas como de rocas metamórficas (Fig. 6). Además, las foliaciones S_1 - S_2 están plegadas por pliegues apretados F_3 de escala kilométrica, que tienen limbos y traza axial de rumbo variable entre E-O y ENE. A su

vez, los pliegues F_3 tienen superpuestos en forma ortogonal el anticlinal y monoclinal de Pichiñanes F_4 , de rumbo -N y escala regional. Cabe destacar que estos pliegues ortogonales superpuestos ya han sido informados en las rocas de la cobertura volcano-sedimentaria, que además exhiben una compleja relación tectono-estratigráfica, con sucesiones del Jurásico y Cretácico limitadas por discontinuidades (Allard *et al.* 2011, Giacosa *et al.* 2021b, este volumen). Los pliegues F_3 y F_4 en las rocas de basamento son comparables, al menos, con aquellos F_1 y F_2 respectivamente, en los afloramientos de rocas jurásico-cretácicas (Allard *et al.* 2011, Allard *et al.* 2021, este volumen).

Sobre la base de las relaciones estratigráficas primarias entre el basamento y su cobertura, la edad de los pliegues F_3 y F_4 queda comprendida, en sentido amplio, dentro del Mesozoico. Sin embargo, datos K-Ar y Rb-Sr roca total o mineral, variables entre 274 y 232 Ma, obtenidos tanto sobre granitos y pegmatita como en gneis y esquisto de la sierra de Pichiñanes (Tabla 1, Linares y Latorre 1969, Proserpio 1987, Linares 2007), indican edades mínimas y la apertura de estos sistemas isotópicos en las rocas de basamento en el rango Kunguriano (Pérmico)-Carniano (Triásico tardío). Estas edades podrían estar vinculadas al evento tectónico D_3 de formación de pliegues F_3 E-O y fallas/corrimientos de rumbo NO.

Complejo Metamórfico Cutancunúé

Las rocas metamórficas que están expuestas en el área de las sierras de Olte y Cutancunúé, ~25 km al este de Colán Conhué, han sido reunidas dentro de la Formación Cushamen (Figs. 1, 2; Turner 1983, Silva Nieto y Márquez 2005). Sin embargo, no comparten litologías ni grados metamórficos, como así tampoco exhiben una evolución geológica en común con aquellas expuestas en la localidad tipo de la Formación Cushamen. Como además están alojadas en una faja independiente de rocas de rumbo N, se las ha separado y denominado como Complejo Metamórfico Cutancunúé.

El complejo está compuesto por una alternancia de filita y esquisto con sericita-clorita que exhiben una deformación simple. Una foliación de plano axial S_1 penetrativa de rumbo N a NNO se formó en condiciones de metamorfismo regional M_1 de grado medio en facies esquistos verdes, grado clorita.



El plutón granítico Notao es piriforme y tiene un eje mayor de rumbo N. El cuerpo cortó la fábrica del Complejo Metamórfico Cutancunué con contactos netos discordantes, y tiene xenolitos y tabiques de esta caja ya metamorfozados y deformados dúctilmente (Fig. 1, Turner 1983, Silva Nieto y Márquez 2005). Las inclusiones y las rocas de caja cercanas al contacto dentro de la aureola térmica, fueron transformadas en hornfels por la superposición del metamórfico de contacto durante el emplazamiento del cuerpo.

Dos datos U-Pb en circones del Granito Notao de 394 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) y 390 Ma (Hervé *et al.* 2018) permiten acotar su cristalización magmática al lapso Emsiano-Eifeliano, en el límite entre el Devónico temprano y medio (Tabla 3). Además, el dato K-Ar roca total de 340 ± 20 Ma (Silva Nieto y Márquez 2005) indica un reseteo isotópico del granito ocurrido durante el Viseano, Missisippiano medio (Tabla 1). Sobre la base de los datos U-Pb de cristalización magmática del granito, y que además intruyó a su caja con carácter posorogénico, la edad máxima de sedimentación de los protolitos y el evento tectono-metamórfico D₁-M₁ del Complejo Metamórfico Cutancunué se pueden acotar al pre-Emsiano (>394 Ma).

En dirección al sur de las sierras de Olte-Cutancunué, en la sierra del Cerro Negro (Figs. 1, 2), el basamento está compuesto por el mismo Complejo Metamórfico Cutancunué, intruido por el plutón granítico Catreleo con carácter posorogénico. Aquí el complejo se compone de metaarenisca y esquisto biotítico que también tienen una deformación simple D₁ y el metamorfismo regional M₁ de grado medio en facies esquisto verde y grado biotita. La fábrica D₁ es

penetrativa y se caracteriza por una esquistosidad, probablemente de plano axial, de rumbo NNO e inclinación al ENE.

El Granito Catreleo cortó la fábrica metamórfica del complejo y tiene inclusiones de la caja transformadas en hornfels (Robbiano 1971, Nullo 1983). Luego, el cuerpo y su caja están atravesados por un set conjugado de bandas de cizalla frágil de rumbo E-O y NE con desarrollo de rocas cataclásticas (Fig. 7a-b, Allard, datos inéditos). Un dato K-Ar roca total de 250 ± 10 Ma para el Granito Catreleo (Tabla 1, Linares 2007) podría relacionarse al reseteo isotópico asociado a este cizallamiento frágil, el que habría ocurrido en el límite entre el Pérmico terminal y Triásico basal.

Los granitos Notao y Catreleo son posorogénicos respecto de la fábrica D₁-M₁ de sus rocas de caja del Complejo Metamórfico Cutancunué. Esta relación estratigráfica parece tener continuidad por ~65 km en sentido N, entre las sierras de Olte, Cutancunué y Cerro Negro (p. ej., Silva Nieto y Márquez 2005). Además, como el complejo comparte litologías y grados metamórficos, se lo puede considerar como una única escama de basamento que tiene una misma evolución tectono-metamórfica y magmática en común. En este sentido, la cristalización magmática del granito Catreleo puede ser la misma que aquella del Granito Notao, y así la sedimentación del protolito y evolución tectono-metamórfica D₁-M₁ del Complejo Metamórfico Cutancunué en la sierra del Cerro Negro, también podría ser del pre-Emsiano (>394 Ma). Esta interpretación de las edades por correlación regional es una hipótesis preliminar y debe confirmarse con datos radimétricos U-Pb en circón.

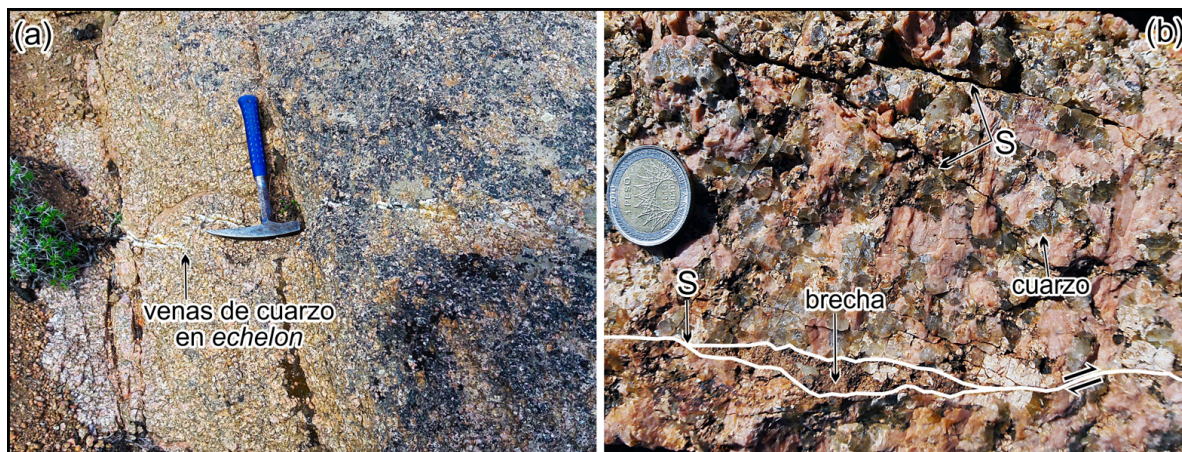


Fig. 7. Fotografías de afloramientos del Granito Catreleo en la quebrada El Córdoba, donde se aprecian las estructuras ígneas primarias y secundarias de deformación a escala de afloramiento. (a). Venas de cuarzo escalonadas. (b). Detalle de la textura porfírica del granito con fenocristales de feldespatos, cuarzo euhedral con hábito volcánico y matriz equigranular gruesa. Además, exhibe una microbrecha tectónica. Fotos cedidas por José O. Allard y Nicolás Foix.



Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres

Esta unidad de basamento ígneo-metamórfico está expuesta en una escama tectónica limitada por fallas inversas de alto ángulo de rumbo NO e inclinación al NE (Giacosa *et al.* 2021b, este volumen). La escama está interpuesta entre los bloques de basamento de la sierra del Medio en el norte y de río Chico-sierra de Huancache en el sur. Hasta el momento, el complejo fue mapeado en dos sitios; un afloramiento pequeño entre la laguna del Toro y la aguada del Pajarito, en el puesto Raúl Cáceres y alrededores, y otro de mayores dimensiones en el cañadón El Zaino, cercano al puesto Jorge Cáceres, a ~50 y 70 km al OSO de Gastre, respectivamente (Figs. 1, 2; Proserpio 1978, Volkheimer y Lage 1981).

Las rocas del complejo fueron incluidas tanto dentro de la Formación Cushamen como de la Tonalita El Platero, y luego independizadas de estas unidades y reunidas en el Complejo

Ígneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa *et al.* 2014), sobre la base de su litología y características estructurales y metamórficas, si bien el complejo comparte una evolución estructural polifásica en común con la Formación Cushamen.

En el puesto Raúl Cáceres, el Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres está constituido esencialmente por una alternancia de paragneis con cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, anfíbol y granate, y esquisto anfibólico con una asociación metamórfica semejante al paragneis, y además con abundante titanita. En menor proporción se intercalan fajas de migmatita y bancos de anfibolita biotítica. Además, un ortogneis granítico porfiroclástico denominado Granito Cáceres (Pankhurst *et al.* 2006) está intercalado entre las rocas metamórficas. Un enjambre longitudinal de diques aplopegmatíticos y láminas graníticas no deformadas, intruyen a todas las rocas con carácter posorogénico (Figs. 8 y 9a-d).

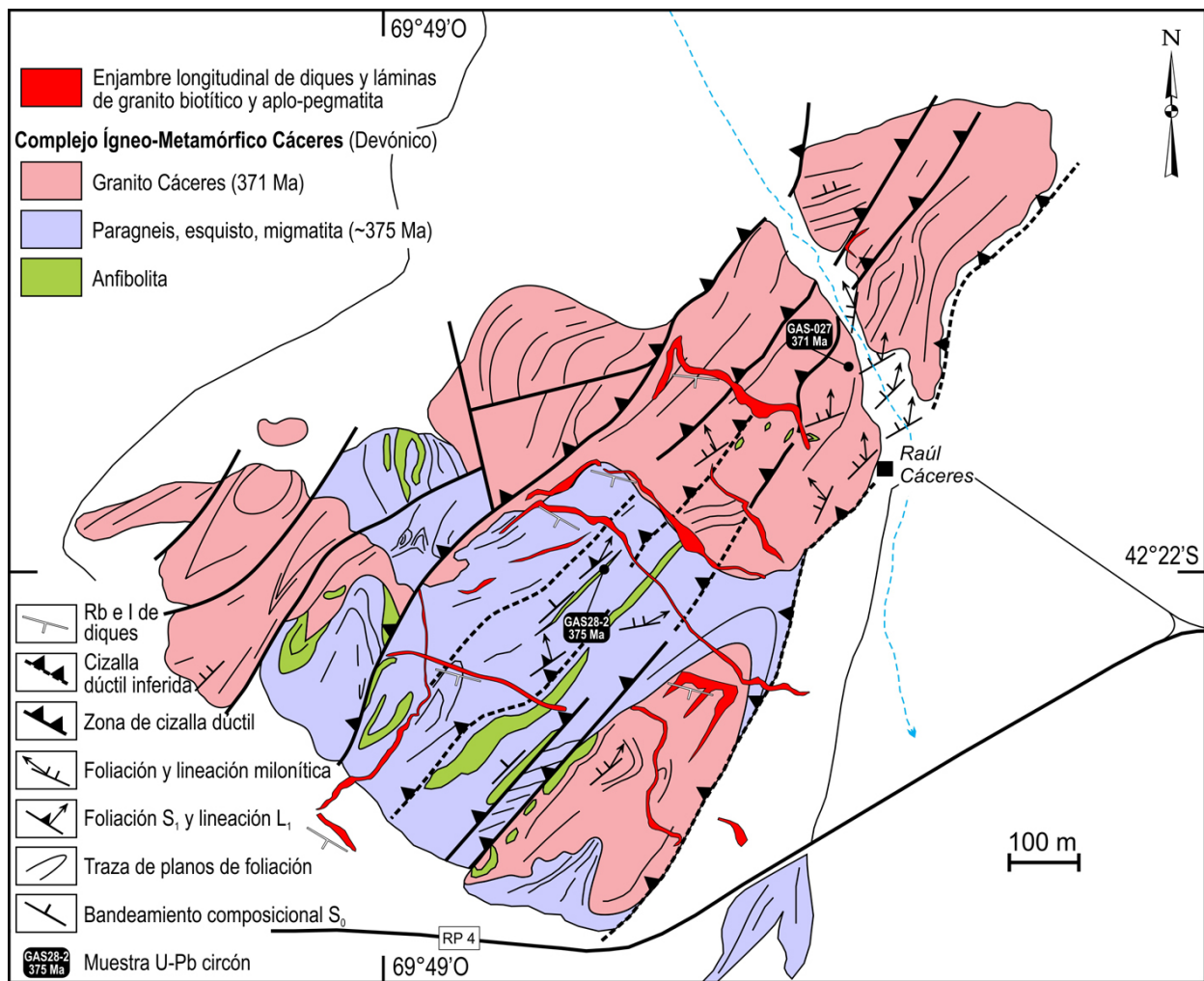


Fig. 8. Mapa geológico y estructural de las rocas que conforman el Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres en los alrededores del puesto de Raúl Cáceres, basado en trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la provincia del Chubut en la Fig. 1. La datación radiométrica GAS-027 corresponde a Pankhurst *et al.* (2006) y la GAS-28-2 a González *et al.* 2020b).



Fig. 9. Fotografías de afloramientos del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres en el puesto de Raúl Cáceres (a-d) y de Jorge Cáceres (e-h). (a). Contacto neto intrusivo, con desarrollo de un borde enfriado, del Granito Cáceres en rocas metamórficas del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres. (b). Vista hacia el noreste del afloramiento del Granito Cáceres en el mallín sobre el puesto. (c). Detalle de muestra de mano de la milonita granítica con porfiroclastos tipo sigma de feldespatos alcalinos y una matriz biotítica que marca la foliación milonítica S_1 del granito. La asimetría en los porfiroclastos indica cinemática sinistral. (d). Dique intrusivo de microgranito del enjambre posorogénico, que corta con contacto neto y discordante la fábrica milonítica del Granito Cáceres. (e). Afloramiento de paragneis con cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita. Forma parte del paleosoma de la migmatita estromatítica. (f y h). Relaciones estratigráficas primarias de campo entre las rocas de caja (hornfels) del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres que está intruido, primero por la Tonalita del Platero, y luego ambos por la Granodiorita Laguna del Toro. (g). Relación estratigráfica primaria de campo de la Granodiorita Laguna del Toro que corta la foliación tectónica de la Tonalita del Platero. Ver detalles en el texto.

El complejo está afectado por al menos dos episodios de deformación-metamorfismo. El primero D_1-M_1 está caracterizado por pliegues F_1 isoclinales y esquistosidad penetrativa S_1 de plano axial asociada, de rumbo predominante NE e inclinación $>55^\circ$ hacia el NO. Estas estructuras están acompañadas por metamorfismo regional M_1 de alto grado en facies anfibolita, con ausencia de muscovita primaria y formación de leucosomas asociada a anatexis. En este sentido, la migmatita es una metatexita estromatítica con leucosomas graníticos tabulares (0,2-0,8 cm de ancho) o lenticulares (hasta 15 cm de largo por 2-3 cm de ancho), ubicados en forma concordante con la foliación S_1 del paleosoma metamórfico.

El plutón granítico Cáceres intruyó a las rocas ya deformadas y metamorizadas regionalmente del complejo, dado que trunca la fábrica D_1-M_1 con contactos netos (Giacosa *et al.* 2014). Varios tabiques y *pendants* de las rocas metamórficas de caja yacen como inclusiones en el interior del cuerpo (Fig. 9a). El plutón se compone de un granito biotítico con textura porfírica rapakiwi y matriz granosa equigranular gruesa (Fig. 9b). Los fenocristales de microclino exhiben una corona de plagioclasa ígnea mirmequítica.

Con posterioridad, el plutón y su caja están afectados por fajas de cizalla dúctil discretas y heterogéneas, de rumbo NE e inclinación al NO y transporte tectónico al S-SE (González *et al.* 2021b). La foliación milonítica es paralela a las fajas y el metamorfismo dinámico conexo al cizallamiento dúctil es de bajo grado en facies esquistos verde. La milonita granítica está compuesta por porfiroclastos de feldespato alcalino y una matriz foliada con recristalización de cuarzo-biotita y *ribbons* de cuarzo y feldespato (Fig.

9c). En el ortogneis con poca deformación por cizalla (*striped gneiss*), están preservados los caracteres texturales ígneo primarios. Esta deformación milonítica es la primera (D_1) en el protolito granítico del ortogneis y la segunda D_2 en la caja que, por fuera de las zonas de cizalla, está asociada a pliegues apretados F_2 decamétricos, de rumbo NE y transporte tectónico asociado al cizallamiento. En esta caja, el metamorfismo M_2 asociado es retrógrado en facies esquistos verdes, grado clorita.

Datos U-Pb en circones de un paragneis del complejo indican edades de ~401 Ma y 375 Ma para la sedimentación del protolito y el evento D_1-M_1 (González *et al.* 2021b), respectivamente, que son anteriores a la intrusión del Granito Cáceres a los 371 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006). Además, el paragneis registra eventos tectono-metamórficos a los 353, 324 y 300 Ma, quizá relacionados a D_2-M_2 y posteriores.

El afloramiento de la aguada El Pajarito es pequeño y se compone de intercalaciones de esquistos con cuarzo-plagioclasa-biotita-granate y de anfibolita (Proserpio 1978, Cerredo *et al.* 2002). Además, una faja de milonitas graníticas, que contiene tabiques de las rocas metamórficas, es equivalente al ortogneis granítico porfiroclástico de Cáceres (Fig. 10a). Aquí, la evolución tectono-metamórfica y magmática es comparable con la expuesta arriba para el complejo en el puesto Raúl Cáceres y alrededores. La foliación milonítica que afecta al granito tiene rumbo E-O e inclinación moderada al sur ($182-188/54-60^\circ$) y la lineación milonítica de estiramiento tiene buzamientos de $\sim 45-48^\circ$ variable entre N130 y N154 (Fig. 10b).

El Complejo Cáceres en el cañadón del Zaino (Fig. 1) aflora en una extensión considerable.

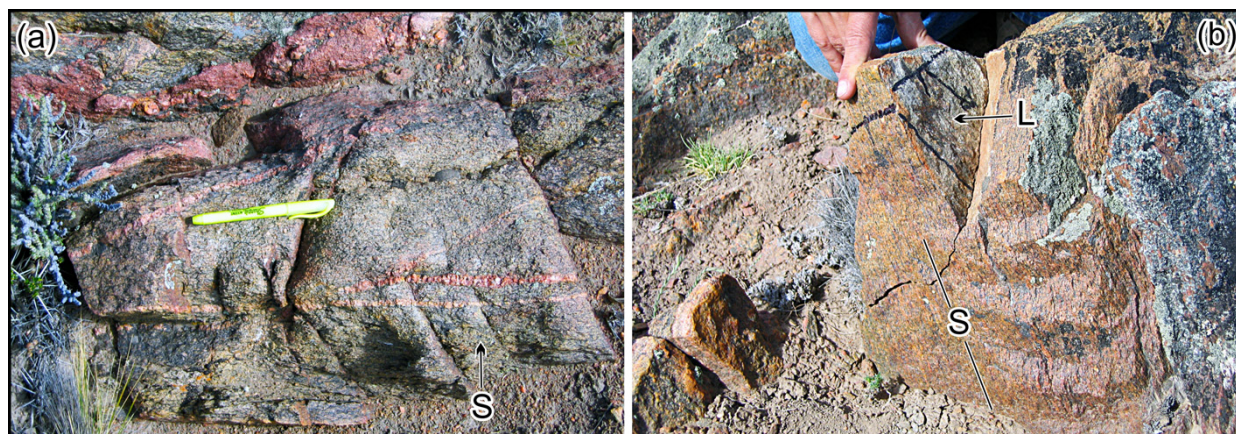


Fig. 10. (a-b). Fotografías de un afloramiento del Granito Cáceres integrante del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres en la aguada El Pajarito. En ambas fotos se pueden apreciar la foliación y lineación miloníticas del granito.



orable y no tenía cartografía previa y en parte fue incluido en la unidad Tonalita El Platero (Volkheimer y Lage 1981). Aquí el complejo está compuesto por intercalaciones de esquisto, paragneis y migmatita estromatítica (Fig. 9e). El esquisto es bandeado y exhibe una alternancia de bandas claras y oscuras, constituidas por cuarzo-sillimanita-feldespato alcalino ± plagioclasa ± biotita ± muscovita y por biotita castaño rojiza-sillimanita, respectivamente. Los minerales de esta paragénesis definen la esquistosidad de plano axial S_1 - S_2 relacionada a pliegues isoclinales y apretados, F_1 y F_2 respectivamente, de rumbo -E-O (Fig. 11). Los paragneises tienen las mismas estructuras de los esquistos y la foliación S_1 - S_2 está marcada por el alineamiento de cuarzo-plagioclasa-biotita o de cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita fibrosa (1° isograda)-granate ± muscovita. La fábrica D_1 - D_2 en las metapelitas se desarrolló en condiciones de metamorfismo regional M_1 - M_2 de alto grado en facies anfibolita alta, grado sillimanita.

El paleosoma de las estromatitas registra el metamorfismo M_1 - M_2 de mayor grado, en facies anfibolita alta a granulita baja en condiciones de presión intermedia-alta, que está indicado por la asociación de biotita castaño rojiza-rutilo-espinel opaco y pleonasto-granate-cianita-sillimanita prismática gruesa (2° isograda), en ese orden de aparición y de reemplazo textural paragenético (González *et al.* 2021b). La anatexis, con formación de leucosomas tabulares que son concordantes con S_1 - S_2 , está asociada al clímax de metamorfismo M_1 - M_2 .

La fábrica D_1 - M_1 / D_2 - M_2 de las rocas metamórficas está cortada por la intrusión de un plutón de tonalita con anfíbol-biotita a granodiorita biotítica de la Tonalita El Platero (Figs. 9f y 11), datado por U-Pb en 329 Ma (Tabla 3; Pankhurst *et al.* 2006, ver abajo). O sea, la edad de la fábrica D_1 - M_1 / D_2 - M_2 es pre-329 Ma y está de acuerdo al dato U-Th-Pb en monacita de 335 ± 5 Ma obtenido para un paragneis (Tabla 2, González *et al.* 2021b).

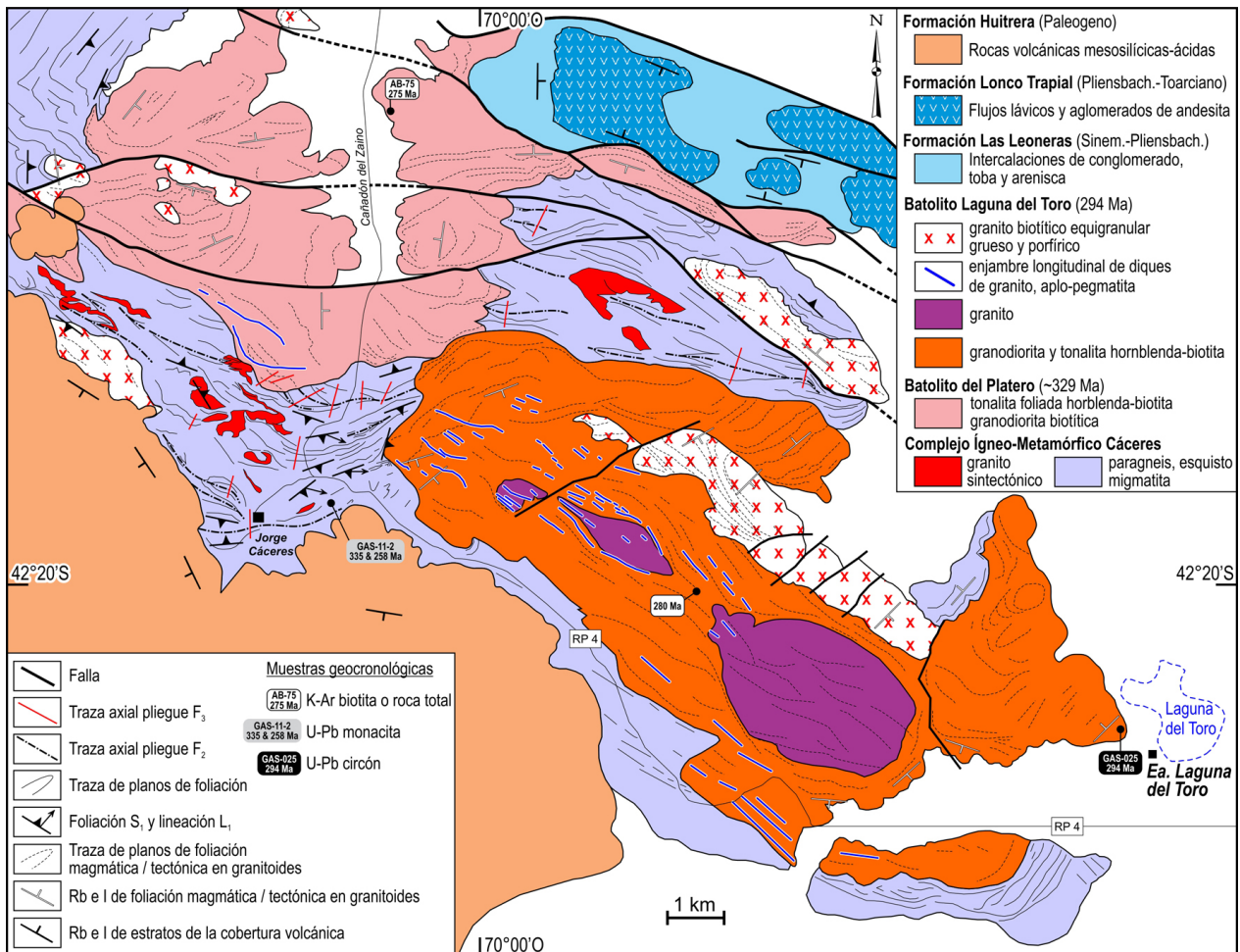


Fig. 11. Mapa geológico y estructural de la zona entre cañadón del Zaino y laguna del Toro, basado en trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la provincia del Chubut en la Fig. 1. Las referencias de las dataciones radiométricas son las siguientes: GAS-025: Pankhurst *et al.* (2006), GAS-11-2: González *et al.* (2021b), AB-75: Varela *et al.* (2005) y 280 Ma: Proserpio (1978).



Un episodio tectono-metamórfico D_3 - M_3 en el basamento metamórfico produjo la crenulación de los F_1 - F_2 en pliegues abiertos a apretados F_3 de todas las escalas, cuyos ejes tienen buzamiento de bajo ángulo hacia el S-SSO. El metamorfismo M_3 en las metapelitas es en facies esquistos verdes grado clorita-biotita y está relacionado a la formación de clorita-muscovita o biotita, respectivamente, que son paralelas a los planos axiales F_3 . Este evento D_3 - M_3 se corresponde con D_1 del plutón de la Tonalita El Platero, durante el cual se formó una foliación S_1 sub-sólida de rumbo -E-O en los granitoides. Por último, las rocas metamórficas junto con la Tonalita El Platero están intruidos por la Granodiorita Laguna del Toro con contactos netos y discordantes (Figs. 9g-h y 11). La edad de cristalización U-Pb circón de la granodiorita es de 294 Ma (Tabla 3, Pankhurst *et al.* 2006) y K-Ar roca total de 280 Ma para el enfriamiento post-cristalización (Tabla 1, Proserpio 1978). Un enjambre longitudinal de diques graníticos y aplo-pegmatíticos y cuerpos tabulares de granito biotítico porfírico, cortan la granodiorita y su caja, ubicándose en forma concordante con la fábrica regional de rumbo NO. Si bien los granitos fueron incluidos dentro de la Formación Lipetrén (Proserpio 1978, Volkheimer y Lage 1981), deben ser considerados como intrusivos póstumos de la granodiorita y asociados al magmatismo del Ciclo Eruptivo Gondwánico de la Precordillera Patagónica (ver abajo).

Otro dato U-Th-Pb en monacita de 258 ± 6 Ma obtenido para el mismo paragneis (Tabla 2, González *et al.* 2021b) está relacionado con la apertura del sistema isotópico con posterioridad a la intrusión de la Granodiorita Laguna del Toro. En este sentido, datos K-Ar roca total de 275 y 264 Ma y de 280 Ma para la Tonalita El Platero y la Granodiorita Laguna del Toro, respectivamente (Tabla 1, y sus referencias), son edades mínimas de apertura del sistema isotópico post-cristalización, y causado probablemente por un evento de deformación.

En síntesis, el protolito sedimentario de las rocas metamórficas del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres se depositó en el Emsiano, Devónico inferior. Luego, su evolución tectono-metamórfica y magmática se desarrolló, en forma global y abarcativa, entre el Frasniano y Fammeniano, Devónico superior, consolidándose como el basamento ígneo-metamórfico en el cual se intruyeron los batolitos del Ciclo Eruptivo Gondwánico, con carácter posorogénico. Con

posterioridad al emplazamiento batolítico, la fábrica devónica del complejo ha sido retrabajada durante la orogénesis del ciclo gondwánico, y aún también durante el ciclo Ándico (Fig. 11, ver abajo).

Formación Cushamen

Desde las contribuciones de Volkheimer (1964) y Volkheimer y Lage (1981), este nombre formacional ha sido utilizado tradicionalmente para identificar las rocas metamórficas de basamento del sector centro-norte de la Patagonia. La Formación Cushamen está expuesta en una cuña tectónica de basamento de rumbo general NO que está limitada por dos estructuras regionales (Figs. 1 y 2). Por el borde suroeste, el lineamiento estructural del río Ñorquinco-Fita Miche, que es interpretado como una falla inversa de rumbo NNO con transporte tectónico oriental (Giacosa *et al.* 2021b, este volumen), que coloca en contacto tectónico al basamento de la Cordillera Patagónica Septentrional con la Formación Cushamen. A lo largo del borde noreste, la prolongación septentrional de la falla del Río Chubut medio, de rumbo NO y transporte tectónico al SO, coloca en contacto tectónico al bloque de basamento que contiene al Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres con la Formación Cushamen. Esta falla termina contra el lineamiento Ñorquinco-Fita Miche y queda así definida la cuña de basamento que contiene a la Formación Cushamen alojada entre estas dos estructuras regionales.

En esta contribución, se considera como Formación Cushamen a los afloramientos de rocas metamórficas definidos originalmente por Volkheimer (1964), y que son aquellos alojados sobre ambas márgenes del río Chico, al este de la Colonia Cushamen. También se incluyen los de La Angostura de Chubut, sobre el borde norte de la sierra de Huancache, y aquellos en el extremo SO del cerro Fofó-Cahuel, en la confluencia del río Ñorquinco con el Chubut (Fig. 1). Sólo se ha excluido el pequeño asomo de migmatitas de La Rinconada, que se encuentra alojado hacia el oeste del lineamiento Ñorquinco-Fita Miche, ya en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional, y que fue incorporado dentro del Complejo Metamórfico El Maitén (ver abajo).

La descripción sucinta de las litologías y los eventos de metamorfismo-deformación que se mencionan a continuación fue tomado de Gia-



cosa *et al.* (2004). Además, se han sumado nuevos datos y observaciones propias de los autores del capítulo, y ya en parte adelantados en González *et al.* (2021b). En su localidad tipo, al este de la Colonia Cushamen, la unidad está compuesta esencialmente por una alternancia de esquisto y paragneis con biotita-muscovita-granate-sillimanita, migmatita y ortogneis granítico. En menor proporción tiene intercalaciones de bancos de cuarcita, metaconglomerado, anfibolita bandeada y mármol con diópsido-escapolita, alternancia que define el bandeamiento composicional S_0 de la sucesión (Figs. 12 y 13a-b). Localmente, un horizonte psefitico compuesto por clastos de cuarzo, cuarcita y granito, que están rodeados por una matriz de esquisto micáceo con estaurilita-granate-sillimanita, fue interpretado como una diamictita metamorfozada (Duhart *et al.* 2002).

La anfibolita está compuesta por una alternancia de bandas oscuras de >8 mm de es-

pesor y bandas claras de hasta 25 mm. Las primeras exhiben una foliación penetrativa marcada por el alineamiento de anfíbol-epidoto-titanita-apatita y plagioclasa en menor proporción. Las bandas claras están compuestas esencialmente por plagioclasa y cuarzo.

El ortogneis granítico es bandeado y foliado, con porfiroclastos simétricos de feldespatos alcalino, y fábrica concordante con la fábrica metamórfica de la caja (Fig. 13c). En sectores menos deformados alternan con *stripped gneisses*. Por su composición, textura ígnea relictica y fábrica metamórfica esta roca podría ser comparable con el Granito Cáceres.

La Formación Cushamen registra, al menos, cuatro eventos tectono-metamórficos intercalados con períodos de emplazamiento de cuerpos de rocas ígneas, características que se comparten con el basamento del borde sur-occidental del Macizo Nordpatagónico (Giacosa *et al.* 2004, von Gosen 2009). Durante los eventos

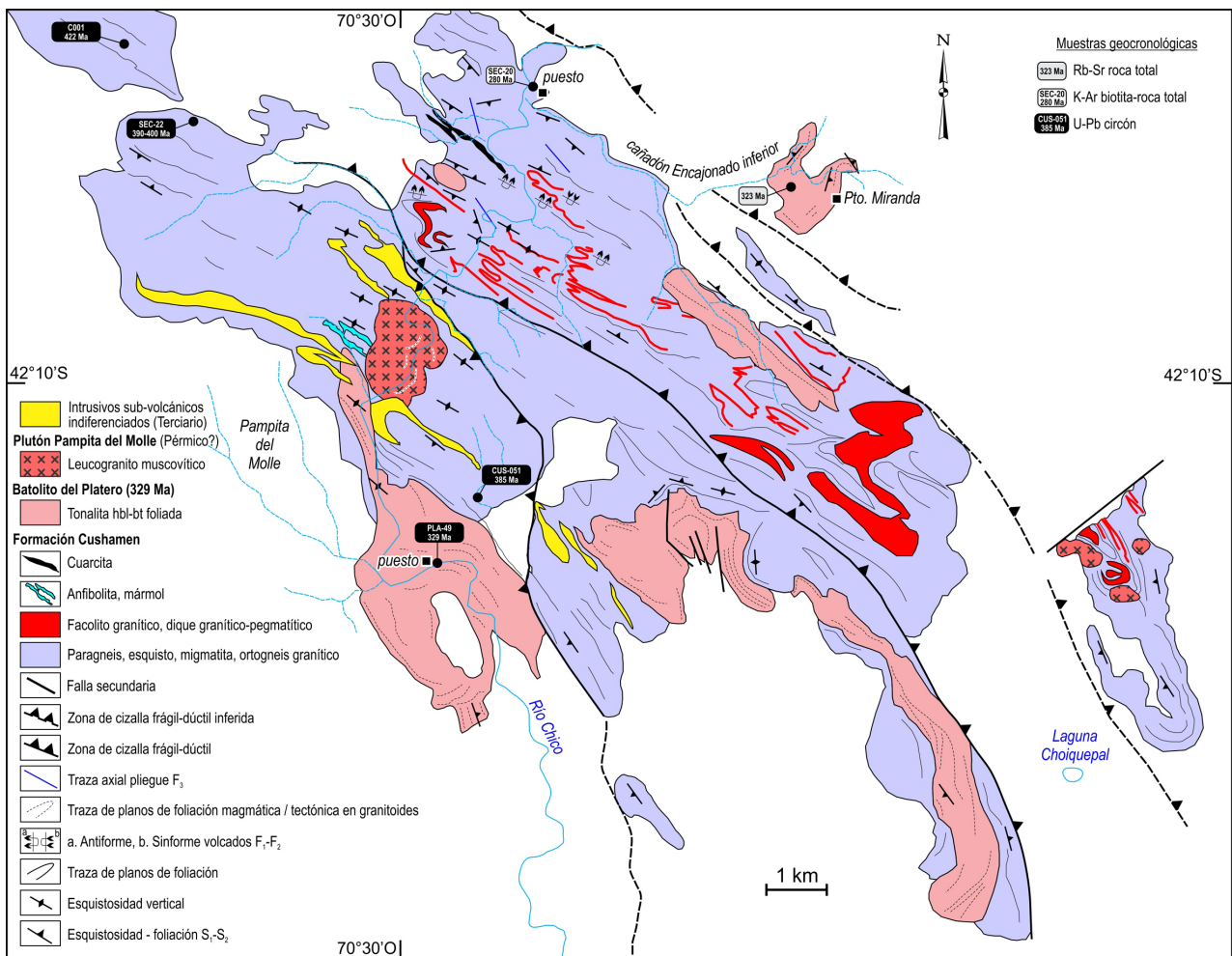


Fig. 12. Mapa geológico y estructural de la Formación Cushamen e intrusivos asociados en la zona del río chico, al este de la localidad de Colonia Cushamen, basado en Giacosa *et al.* (2004) y trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la Provincia del Chubut en la Fig. 1. Las referencias de las dataciones radiométricas son las siguientes: PLA-049: Pankhurst *et al.* (2006), CO01: González *et al.* (2021b), SEC-22: Hervé *et al.* (2005), SEC-20: Duhart *et al.* (2002), CUS-051: Hervé *et al.* (2018) y 323 Ma: López de Luchi *et al.* (2010).

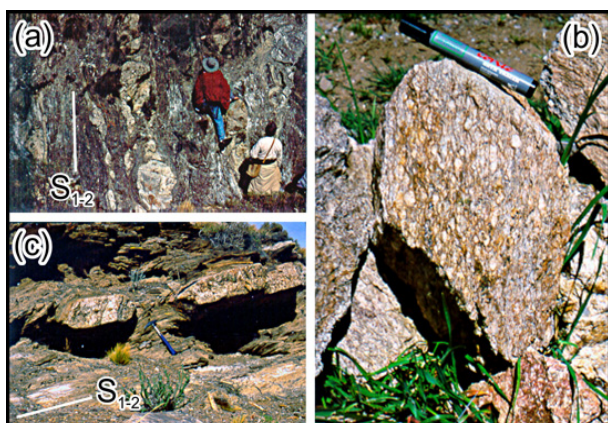


Fig. 13. Fotografías de afloramientos de la Formación Cushamen en el río Chico al este de Colonia Cushamen. (a y c). Láminas graníticas con estructuras de *boudinage* que están emplazadas en forma concordante con la fábrica S_1 - S_2 , de los paragneises de la caja. Además, las láminas se ubican en forma concordante con el leucosoma de la migmatita estromatítica. (b). Ortogneis granítico porfiróclástico intercalado entre las rocas metamórficas de la unidad. El protolito ígneo podría pertenecer al grupo Devónico (?) de intrusivos y ser equivalente al Granito Cáceres. Comparar con las fotografías de las Figs. 9c-d y 17a.

compresivos D_1 - D_2 , el bandeamiento composicional S_0 fue plegado como pliegues F_1 volcados y asociados a una esquistosidad de plano axial S_1 , ambos de vergencia al SO, y luego afectados por una esquistosidad de crenulación S_2 de rumbo concordante con S_1 (Fig. 12).

La fábrica D_1 - D_2 es penetrativa y de distribución regional y su desarrollo fue acompañado por metamorfismo regional de alto grado en facies anfíbolita alta, grados estauroлита-granate y granate-sillimanita. Por otra parte, los esquistos cuarzo-sericíticos de grano fino, que están asociados a una zona de cizalla frágil-dúctil de rumbo NO, transporte tectónico al SO y metamorfismo retrógrado en facies esquistos verde (p.ej., ver eventos D_3 - D_4 de Franzese *et al.* 1992), pueden ser correlacionados con las «micacitas, filitas cuarzosas y meta-cuarzitas» mencionadas por Volkheimer (1964), si bien no se han encontrado otras rocas metamórficas de bajo grado a lo largo de los afloramientos del río Chico (Giacosa *et al.* 2004). Por lo tanto, la Formación Cushamen en su localidad tipo está compuesta únicamente por rocas metamórficas de alto grado de protolitos variados, intercaladas con granitoides deformados y metamorfizados.

La faja de cizalla frágil-dúctil divide a la Formación Cushamen en dos bloques de basamento, uno al norte de la falla con facolitos graníticos y migmatitas y otro al sur con un ortogneis tonalítico (Fig. 12). En el bloque austral, entre la formación de S_1 y S_2 , o en forma contem-

poránea con el desarrollo de ésta última, se habría producido la intrusión del protolito de un ortogneis tonalítico (Giacosa *et al.* 2004), con formación de porfiroblastos de andalucita reemplazados pseudomórficamente por sillimanita. Esta transformación polimórfica entre silicatos de aluminio es de alta temperatura e indica que el metamorfismo de contacto dentro de la aureola del cuerpo intrusivo alcanzó la facies de hornfels hornblendífero y piroxénico. Se trata de un plutón piriforme de tonalita hornblendo-biotítica de grano grueso (=Tonalita El Platero, Volkheimer 1964) y foliación sub-vertical de rumbo ONO. Un dato U-Pb circón de 329 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006, Tabla 3, Fig. 12) proviene de este cuerpo e indica su cristalización magmática en el Mississippiano superior.

El bloque de basamento al norte de la zona de cizalla contiene facolitos granítico-pegmatíticos que están emplazados en la zona de charnela de pliegues apretados F_1 de escala hectométrica y ejes de rumbo NO, que son concordantes con la actitud de la fábrica regional. Están asociados a diques de la misma composición que junto con los facolitos representan parcelas de magma colectados desde los leucosomas de las migmatitas estromatíticas asociadas. Un dato K-Ar muscovita de 282 ± 6 Ma (Duhart *et al.* 2002, Fig. 12) para un dique granítico-pegmatítico indica una edad mínima o de enfriamiento post-cristalización de los cuerpos durante el Kunguriano, Pérmico.

La edad de la Formación Cushamen ha sido interpretada, en sentido amplio y teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas primarias con la cobertura volcánico-sedimentaria, como del intervalo Precámbrico-Paleozoico inferior (Proserpio 1978, Volkheimer y Lage 1981). Sin embargo, son abundantes los datos U-Pb en circón que se han publicado en las últimas dos décadas sobre la unidad, y que junto con datos Rb-Sr permiten acotar los procesos orogénicos que afectaron a la misma. Los datos publicados y sus referencias constan en la Tabla 2 y la ubicación de las muestras, según la ubicación GPS dada a conocer por los autores de las contribuciones, se exhiben en el mapa de la Fig. 12.

Sobre la base de los datos U-Pb en circones detríticos, la depositación de los protolitos sedimentarios de la Formación Cushamen cubre el intervalo 422-385 Ma (Pridoliano-Givetiano), o sea entre el Silúrico más tardío y el Devónico medio. La intrusión de la Tonalita El Platero a los 329 Ma (Serpukhoviano,



Mississippiano Superior) es posterior a D_1 - M_1 y quizá también a D_2 - M_2 , o, de manera alternativa, puede ser aproximadamente sincrónica con este último evento. Así, la edad de los eventos tectono-metamórficos D_1 - M_1 / D_2 - M_2 queda comprendida a tiempos post-385 y pre-329 Ma (Frasniano, Devónico superior-Viseano, Mississippiano medio). Los datos Rb-Sr isócrona roca total de 374, 371 y 362 Ma (Ostera *et al.* 2001, López de Luchi *et al.* 2010) indican una falta de re-homogeneización isotópica producida por el metamorfismo y deformación y apoyan la interpretación de la edad de estos eventos.

La moda de menor edad de los circones detríticos de la Formación Cushamen de 335 Ma (tres circones, muestra SEC-022, Hervé *et al.* 2005) ha sido interpretada como una edad mínima para la sedimentación de la Formación Cushamen. Sin embargo, las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ son muy discordantes y así los datos de los circones se apartan de la concordia, representando una pérdida de Pb reciente (véase Figura 3 en Hervé *et al.* 2005). En este sentido, la edad de 335 Ma puede re-interpretarse como de apertura del sistema isotópico relacionado a D_1 - M_1 / D_2 - M_2 , y junto con otro dato Rb-Sr isócrona roca total de 346 Ma (Linares *et al.* 1997), apoyan la falta de homogeneización isotópica de la Formación Cushamen entre el Frasniano y el Viseano.

Los episodios tectónicos D_3 - D_4 (Franzese *et al.* 1992, Giacosa *et al.* 2004) y el metamorfismo retrógrado asociado, en facies esquistos verdes, quedan acotados a tiempos posteriores al Viseano (post-329 Ma). Lo mismo ocurre con el emplazamiento del cuerpo intrusivo de leucogranito posorogénico que corta la fábrica D_1 - M_1 / D_2 - M_2 de las rocas metamórficas. Desde un punto de vista regional, la edad de D_3 - D_4 podría relacionarse con la compresión asociada al ciclo Orogénico Gondwánico del Carbonífero superior-Pérmico (ver abajo).

CORDILLERA PATAGÓNICA SEPTENTRIONAL

Complejo Metamórfico El Maitén

Entre los bordes sur y norte de los cordones de El Maitén y Leleque respectivamente, sobre las márgenes del curso superior del río Chubut, están expuestas rocas metamórficas de

alto grado y migmatitas que fueron agrupadas dentro de la Formación Cushamen (Lizúain y Viera 2010) y Tonalita El Platero, respectivamente (Volkheimer y Lage 1981), y que luego también se denominaran como Gneis El Maitén (Pankhurst *et al.* 2006). En este capítulo se propone cambiarles el nombre por el de Complejo Metamórfico El Maitén para no generar confusiones con las dos primeras unidades mencionadas, que afloran hacia el este de Colonia Cushamen y que no comparten ni litologías ni otros caracteres geológicos. Además, se adapta un nombre informal a las sugerencias del CAE (1992) y combinado con una propuesta reciente sobre el nombre de los complejos de rocas metamórficas (González 2018). Dentro del complejo se incluyen, además, los afloramientos de migmatitas del cordón Mogote y de La Rinconada, ubicados al este y noreste de la estancia Leleque, respectivamente, y varios afloramientos más pequeños sobre el valle inferior del arroyo Leleque (Figs. 1 y 2).

En los afloramientos entre los cordones de El Maitén y Leleque, zona conocida como «Las Lagunitas», el complejo está compuesto esencialmente por esquistos con cuarzo-feldespatos-muscovita-clorita-biotita, paragneises con cuarzo-plagioclasa-biotita-anfíbol y migmatitas estromatíticas, y en menor proporción por intercalaciones de anfíbolitas y ortogneises (Fig. 14a-b). La asociación metamórfica con cuarzo-plagioclasa-biotita-anfíbol y las estructuras son comparables con aquellas de los esquistos y paragneises del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres.

La fábrica metamórfica principal del complejo (D_2) está representada por una planaridad (al menos S_2) de rumbo E-O a NO desarrollada en condiciones de facies anfíbolita M_2 , que a su vez está replegada en pliegues abiertos a apretados con ejes de rumbo variable entre N y NO. La asociación metamórfica de clorita-epidoto-cuarzo-albita que reemplaza a los minerales máficos y feldespatos (Cucchi 1977), indica un metamorfismo retrógrado post- S_2 desarrollado en facies esquistos verdes.

En el cordón Mogote está expuesto un macizo migmatítico de forma falcada y concavidad hacia el este, marcadamente romo en sus extremos, de ~18 km de largo por 4 km de ancho máximo (Fig. 15). Si bien sus rocas se incluyeron dentro de la Tonalita El Platero, no comparten caracteres geológicos en común con estos cuerpos intrusivos y no deben ser consideradas parte de esta unidad.

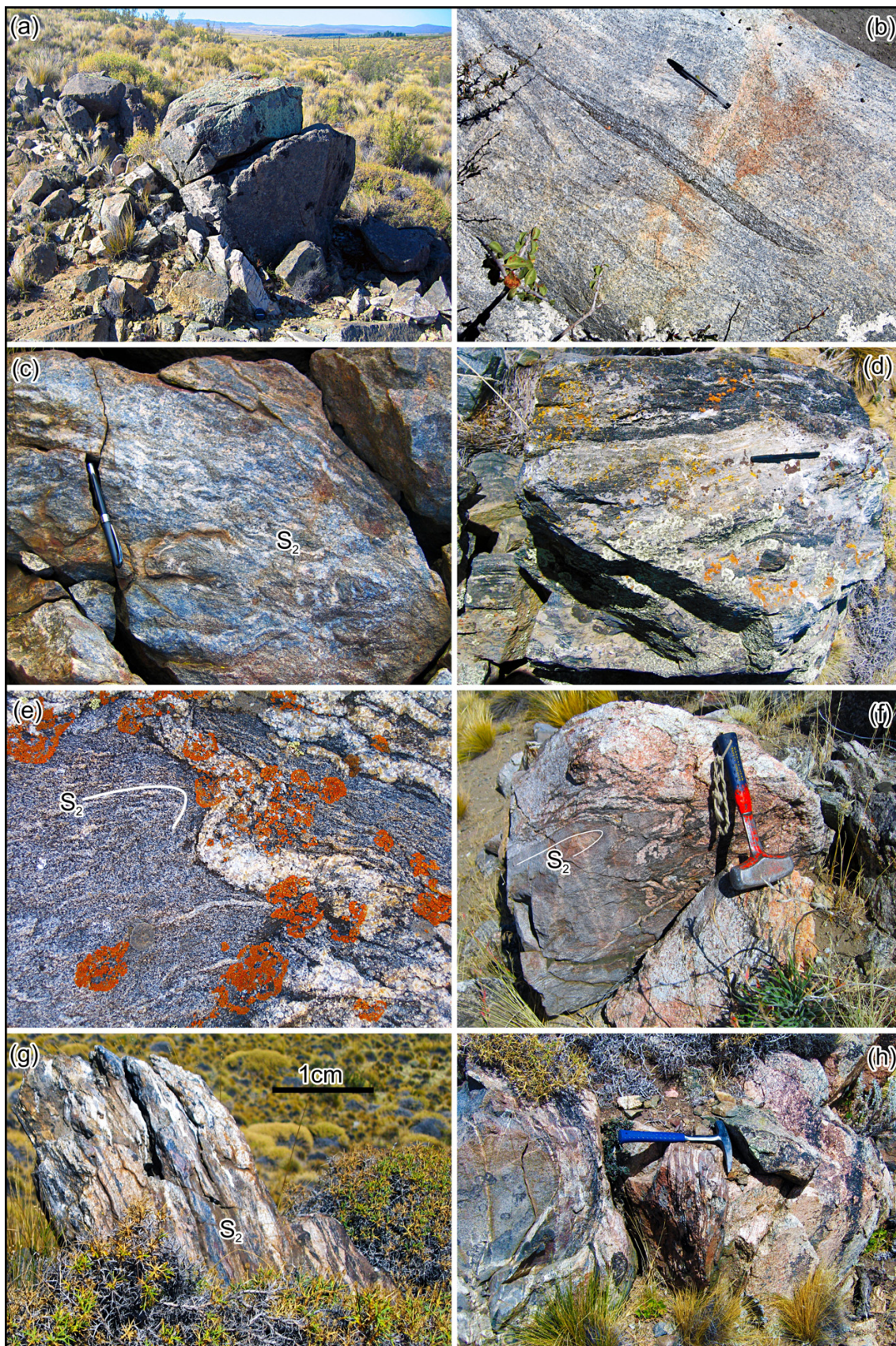


Fig. 14. Fotografías de afloramientos del Complejo Metamórfico El Maitén en las márgenes del río Chubut (a-d) y en el cordón Mogote (macizo migmatítico Mogote, e-h). (a). Lámina granítica en posición vertical o dique intercalado entre paragneis. (b). Ortogneis foliado que contiene un tabique de rocas metamórficas de caja, zona de las Lagunitas. (c). Paragneis sillimanítico que forma parte del paleosoma de la migmatita estromatítica. (d). Afloramiento de anfibolita bandeada, zona de las Lagunitas. (e). Migmatita estromatítica plegada con leucosoma granítico y paleosoma de paragneis. (f). Facolito granítico emplazado en forma concordante en una charnela F_2 de la fábrica del complejo. (g-h). Detalle de los leucosomas graníticos tabulares intercalados entre paleosoma de paragneises en migmatitas estromatíticas del complejo. Ver detalles en el texto.



El macizo migmatítico Mogote está compuesto por varios tipos de migmatitas, entre las que predominan las metatexitas estromatíticas por sobre las plegadas y ptigmáticas, cuyo paleosoma son los mismos esquistos y gneises sillimaníticos que afloran en el cordón Maitén-río Chubut. Además, entre las metapelitas se intercalan anfibolitas bandeadas (Fig. 14c-g).

Las metatexitas intercalan cuerpos de diatexitas foliadas y un facolito granítico que está ubicado en forma concordante con la fábrica del paleosoma metamórfico, y está emplazado en la charnela de un pliegue apretado F_2 asimétri-

co de escala kilométrica (Fig. 15). La anatexis con formación de magmas graníticos y subsecuente emplazamiento de las diatexitas y el facolito son probablemente sintectónicos respecto de D_2 . Como el flanco oriental es sub-vertical o inclina con ángulo moderado-alto al este y el flanco occidental está tendido al oeste con ángulos bajos, la vergencia estructural del pliegue F_2 es hacia el este.

En dirección sur de la estancia Leleque, sobre el corte de las vías del ferrocarril, están expuestas migmatitas estromatíticas y cuerpos concordantes de diatexitas, además de diques

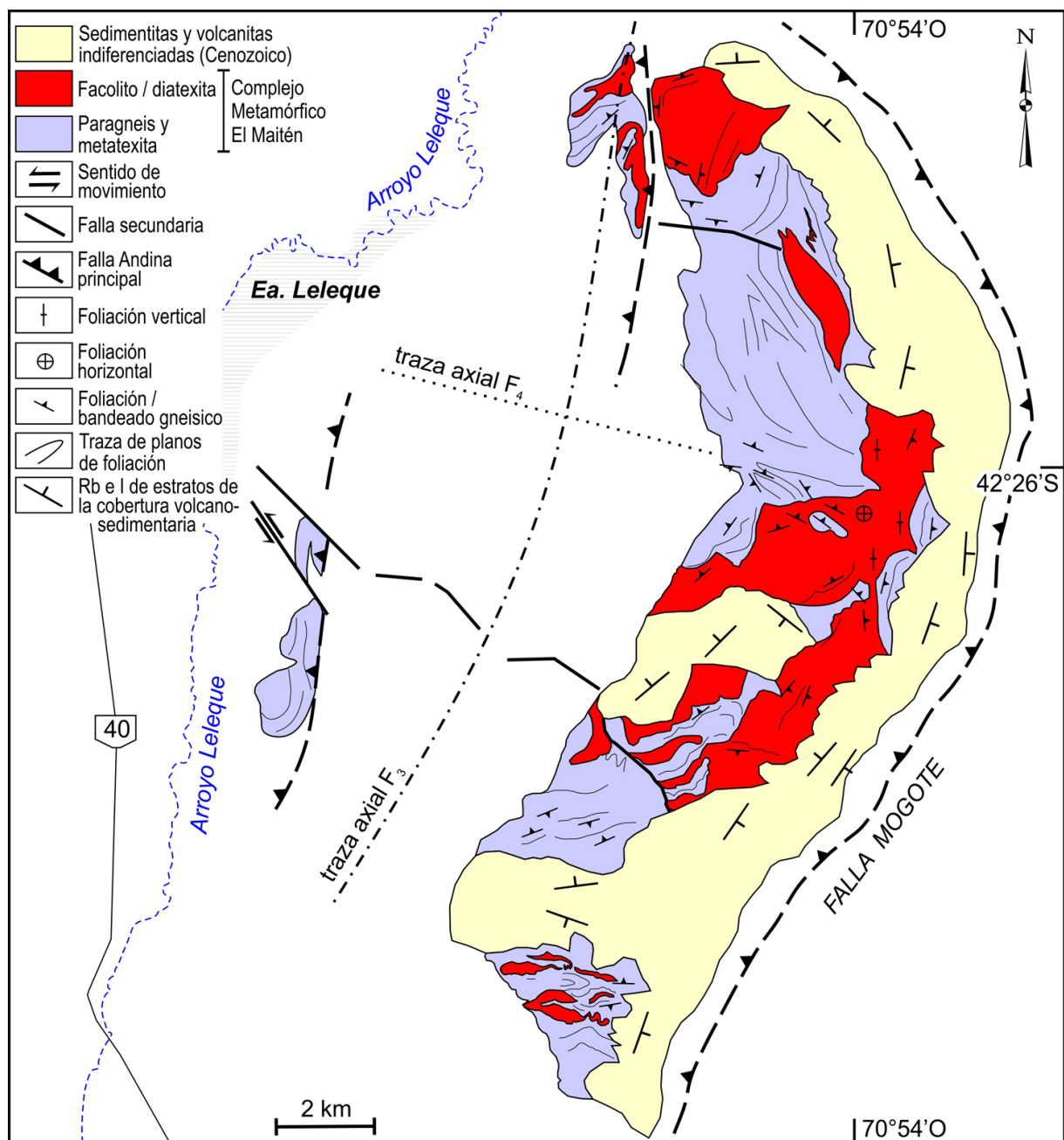


Fig. 15. Mapa geológico y estructural del macizo migmatítico Mogote en el cordón homónimo, que pertenece al Complejo Metamórfico El Maitén, basado en trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la provincia del Chubut en la Fig. 1.



graníticos que cortan la fábrica metamórfica con contactos netos (Fig. 14h). Junto con el cordón Mogote describen los flancos de un pliegue apretado F_3 de escala kilométrica cuya charnela cierra en el extremo norte del cordón (Fig. 15). El pliegue afecta a la fábrica D_2 - M_2 del complejo, su eje es de rumbo general NNE y la vergencia hacia el este. Esta tectónica (D_3) es netamente posterior a aquella de la formación de la fábrica penetrativa del basamento, el cual ya se encontraba exhumado en niveles corticales más someros respecto de D_1 - M_1 / D_2 - M_2 .

A su vez, la falla Mogote levantó el cordón homónimo durante el ciclo Andino (Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). En forma asociada a esta tectónica (D_4), la fábrica del basamento fue re-plegada en un pliegue abierto F_4 de escala regional que confiere la configuración actual curvada de la planaridad metamórfica S_2 con rumbos variables entre NO y NE. Asimismo, en forma contemporánea con la tectónica de la falla Mogote se plegó la cobertura volcano-sedimentaria cenozoica (Fig. 15).

La evolución estructural y metamórfica polifásica del Complejo Metamórfico El Maitén también se pone en evidencia por datos U-Pb en anillos metamórficos sobrecrecidos alrededor de núcleos de circones detríticos de un paragneis del cordón El Maitén (Pankhurst *et al.* 2006). Según este autor, el paragneis registra eventos metamórficos a 371, 342 y 328 Ma y la edad máxima de depositación para su protolito sedimentario se estimó en ~434 Ma (U-Pb en núcleos, dato recalculado de Pankhurst *et al.* 2006). Un dato K-Ar en biotita del mismo paragneis de $162,9 \pm 5,6$ Ma (inérito, muestra AB-72 de Varela *et al.* 2005) puede estar relacionado al reseteo isotópico del basamento provocado durante la tectónica Patagónica o Ándica (D_3 o D_4 ?).

Finalmente, dos datos U-Pb en circones (cristal único) de 405 y 392 Ma son informados para granitoides del cordón Mogote (Linares 2007). Como estos datos son inéditos y no cuentan con mayores precisiones isotópicas ni geológicas (p. ej., ubicación de las muestras), su interpretación debe ser cautelosa y acorde al contexto geológico regional del basamento.

Formaciones Esquel y Arroyo Pescado

Las rocas metamórficas de bajo grado de las formaciones Esquel (Cazau 1972) y Arroyo Pescado (Suero 1953) están expuestas en el cordón Esquel y en la estancia Ap-Iwan y alre-

dedores, respectivamente (Figs. 1 y 2). En ambos casos están cubiertas en discordancia angular por las rocas sedimentarias marinas del Carbonífero-Pérmico de la cuenca de Tepuel-Genoa (López-Gamundí y Breitreuz 1997, Limarino *et al.* 2021, este volumen). A su vez, el basamento más la cobertura neopaleozoica están cubiertas en discordancia angular por las sedimentitas y volcanitas jurásicas de la cuenca de Cañadón Asfalto (Lizuain y Viera 2010, Haller *et al.* 2010). Dado que las formaciones Esquel y Arroyo Pescado comparten litologías, grados metamórficos y caracteres estructurales, y además sus afloramientos se encuentran próximos entre sí, se las ha comparado como dos unidades litoestratigráficas que son correlacionables entre sí (Rolleri 1970).

Las formaciones Esquel y Arroyo Pescado son de bajo grado y junto con las rocas metamórficas de alto grado del Complejo Metamórfico El Maitén forman parte del basamento de la Cordillera Patagónica Septentrional. Cabe destacar que la cobertura sedimentaria neopaleozoica se depositó únicamente en forma localizada sobre las rocas de bajo grado y no lo hizo sobre las de alto grado. Como se verá más adelante en la discusión de este capítulo, esta relación estratigráfica primaria tiene incumbencia directa en la evolución geológica general del orógeno gondwánico del sector central de la Patagonia.

Las formaciones Esquel y Arroyo Pescado están compuestas por ritmos bandeados alternantes de metagrauvas/metaareniscas y pizarras con cuarzo-clorita-sericita, filitas y esquistos de grano fino (Spikermann 1977, Cucchi 1980). Las estructuras D_1 son sencillas, comparadas con la polifásica e intrincada del Complejo Metamórfico El Maitén, y consiste en pliegues apretados F_1 con ejes de rumbo -N y clivaje S_1 de plano axial asociado, que está bien desarrollado en las metapelitas (Fig. 16a-d). El grado metamórfico M_1 alcanzado durante D_1 es en facies esquistos verdes equivalente a epizona, como lo indican los datos de cristalinidad de la illita en ambas formaciones (Cucchi y Askenasy 1982). En la Formación Arroyo Pescado los pliegues F_1 tienen una vergencia hacia el este (Spikermann 1977).

Para la Formación Esquel, un dato U-Pb en circones detríticos de 421 ± 14 Ma permite acotar su edad máxima de sedimentación en el Pridoliano, Silúrico más tardío (Uriz *et al.* 2019). Asimismo, estos autores han informado un dato



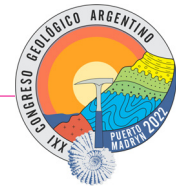
Fig. 16. Fotografías de los afloramientos de las formaciones Esquel (a-b) y Arroyo Pescado (c-d) en sus localidades tipo. (a). Charnela de sinforme F_1 apretado que exhibe la relación entre el bandeamiento composicional vaque/pelita S_0 y el clivaje de plano axial S_1 , desarrollado en forma preferente en la metapelita. (b-c). Relación entre el bandeamiento composicional vaque/pelita S_0 y el clivaje de plano axial S_1 en pizarras. En el techo de los vaques se preservan óndulas en forma relíctica, a pesar de la deformación y metamorfismo sobreimpuestos. Comparar la similitud entre las litologías, grados metamórficos y estructuras entre las dos formaciones, si bien están separadas entre sí por ~35 km. (d). Crenulación de la laminación S_0 de pelitas.

U-Pb en circones detríticos de la Formación Arroyo Pescado que indica una edad de depositación más joven que ~463 Ma (Darriwiliano, Ordovícico medio) para su protolito sedimentario. Sobre la base de estos datos U-Pb, y además teniendo en cuenta aquellos de la cobertura sedimentaria neopaleozoica, sumados a los datos bioestratigráficos aportados por sus fósiles (Taboada *et al.* 2019, 2021 este volumen), el evento tectono-metamórfico D_1 - M_1 es diacrónico a través de las dos formaciones. En la Formación Esquel D_1 - M_1 está acotado al Devónico inferior a medio, entre 421 y 372 Ma, que son las edades de depositación de su protolito y de la formación más antigua del Grupo Tepuel (=Formación Valle Chico, Taboada *et al.* 2019, Uriz *et al.* 2019, ver dato U-Pb en Hervé *et al.* 2005) respectivamente, y que la cubre en discordancia angular.

Por su parte, la edad de D_1 - M_1 en la Formación Arroyo Pescado es imprecisa y acotada entre 463 y ~335 Ma (Viseano, Mississippiano

medio), siendo esta última la edad U-Pb de la unidad más antigua del Grupo Tepuel depositada en la cuenca de Tepuel-Genoa (Griffis *et al.* 2019, recalculada en González *et al.* 2021b), y que es lateralmente equivalente a aquella que cubre a la Formación Arroyo Pescado en su localidad tipo de estancia Ap-Iwan. Una isocrona Rb-Sr roca total de 349 ± 29 Ma (Linares *et al.* 2001) permite interpretar que el evento D_1 - M_1 de la Formación Arroyo Pescado puede acotarse al Tournaisiano, Mississippiano temprano.

En síntesis, si bien las formaciones Esquel y Arroyo Pescado comparten litologías, estructuras y grados metamórficos comparables, el evento D_1 - M_1 en la primera es más antiguo que en la segunda. Durante el Tournaisiano, cuando se estaba deformando y metamorfizando la Formación Arroyo Pescado, las rocas de bajo grado de la Formación Esquel ya estaban exhumadas en superficie, y sobre ellas se estaba depositando la Formación Valle Chico del



Grupo Tepuel (ver abajo la discusión sobre la evolución geológica).

MAGMATISMO

Los cuerpos de granitoides acompañan a las rocas metamórficas dentro de la misma faja de afloramientos que, con rumbo NO, cruza transversalmente a la provincia del Chubut. Los plutones se han emplazado en distintos períodos entre el Devónico y el Pérmico, en etapas de actividad magmática que están intercaladas con los eventos de deformación y metamorfismo. Así, los intrusivos pueden ser clasificados en preorogénicos, sinorogénicos y posorogénicos respecto de un evento tectono-metamórfico determinado. Las edades U-Pb circón de cristalización magmática de los intrusivos y K-Ar y Rb-Sr más representativas de algún proceso orogénico que los afectó se exhiben en las compilaciones de las Tablas 1 y 3.

Plutonismo Devónico (394-371 Ma)

Las rocas ígneas devónicas están expuestas en forma saltuaria en la Patagonia central, no definiendo una faja continua de afloramientos. De norte a sur, están representadas por los plutones graníticos Cáceres, Notao y Catreleo, cuyas rocas de caja son los complejos metamórficos Cáceres y Cutancunué respectivamente (Fig. 8, 9a-b). Este conjunto de rocas metamórficas e ígneas son las más antiguas de la región central patagónica. Su evolución geológica se inició durante un ciclo orogénico anterior al Gondwánico, y luego han sido retrabajadas por éste. Conforman el «verdadero» basamento en el cual están intruidos los batolitos asociados al Ciclo Eruptivo Gondwánico (ver abajo). En forma preliminar, y a pesar que no se cuenta con datos radimétricos, también se incluye dentro de este grupo de cuerpos intrusivos devónicos, a los ortogneises graníticos intercalados en la Formación Cushamen en su localidad tipo (Fig. 13b-c), ya que comparten litologías y las mismas relaciones estructurales con sus rocas de caja que los plutones Cáceres y Notao-Catreleo.

Los granitoides devónicos comparten entre sí varios caracteres en común respecto a las relaciones estratigráficas primarias con sus rocas de caja, y a aquellas con la cobertura sedimentaria y volcano-sedimentaria. Por un lado, la intrusión de los plutones Cáceres y Notao-

Catreleo cortó la fábrica de los complejos metamórficos Cáceres y Cutancunué, respectivamente, con carácter posorogénico (Fig. 8, 9a-b). En general son granitos de una o dos micas, con textura porfírica y fenocristales de microclino de hasta 10 cm de largo, y también equigranulares de grano grueso a mediano. Además exhiben diques sinmagmáticos de aplita y pegmatita. Todos estos caracteres ígneos primarios, sumados a sus relaciones estructurales destacan el carácter posorogénico de los intrusivos, emplazados en una caja ya deformada, metamorfozada y exhumada parcialmente a niveles estructurales más someros.

Por otra parte, los plutones Notao y Catreleo están cubiertos en no concordancia por rocas sedimentarias del Grupo Tepuel del Carbonífero-Pérmico, y los tres cuerpos, a su vez, yacen cubiertos por distintas sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas de la cuenca Cañadón Asfalto.

Plutón granítico Cáceres. Este cuerpo intruyó a las rocas ya deformadas y metamorfozadas regionalmente en alto grado del complejo homónimo. Varios tabiques y *pendants* de rocas metamórficas yacen como inclusiones en el interior del plutón (Fig. 9a).

El plutón se compone de un granito biotítico *rapakiwi* con matriz granosa equigranular media a gruesa, con sectores milonitizados. Los fenocristales de microclino exhiben una corona de plagioclasa ígnea mirmequítica (Fig. 17a-b). Con posterioridad, el plutón y su caja fueron afectados por cizallamiento dúctil heterogéneo, y el cuerpo adquirió así su forma actual de pliegue apretado con una superficie expuesta de ~1,5 km² (Fig. 8). La edad U-Pb circón de cristalización magmática del plutón granítico Cáceres es de 371 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006). Las rocas más antiguas que lo cubren en no concordancia son aquellas de la Formación Cañadón Asfalto del Jurásico medio (Lizuain *et al.* 2019).

Plutón granítico Notao. Turner (1983) denominó como Formación Notao a este cuerpo ígneo piriforme que tiene un eje mayor de rumbo N de ~20 km de largo (Fig. 18). El plutón está expuesto a lo largo de la ladera oeste de las sierras de Cutancunué-Olte (Fig. 1) y su intrusión cortó la fábrica de las rocas metamórficas de medio grado del Complejo Metamórfico Cutancunué. Los contactos son netos y discordantes, y si bien la caja está pobremente expuesta, el cuerpo contiene abundantes xenolitos y tabiques de la misma, ya deformada



Fig. 17. Fotografías de los afloramientos de los plutones Cáceres (a-b) y Catreleo (c-d), en la localidad tipo y en la quebrada El Córdoba, respectivamente. (a). Milonita granítica porfiroclástica con porfiroclastos de feldespato alcalino simétricos y asimétricos, y foliación milonítica marcada por trenes orientados de biotita y el estiramiento de feldespatos. (b). Fenocristal euhedral de ~3,5 cm de largo por 1 cm de ancho de feldespato alcalino, que exhibe una textura intracristalina *rapakivi* y está rodeado por una matriz granítica fina, compuesta probablemente por abundante biotita recrystalizada. (c). Vista regional del afloramiento del Granito Catreleo en su localidad tipo. (d). Relación estratigráfica primaria entre la Formación Menuco Negro (Neopaleozoico?) que se apoya en no concordancia sobre el Granito Catreleo (Devónico). Las fotografías (c) y (d) fueron cedidas por José O. Allard y Nicolás Foix.

dúctilmente y metamorfizada regionalmente. Las rocas de metamorfismo regional ahora están transformadas en hornfels por el calentamiento térmico local del intrusivo (Turner 1983, Silva Nieto y Márquez 2005).

El plutón consiste esencialmente de un granito biotítico porfírico y cataclastizado. Los fenocristales son de feldespato de hasta 5 cm de largo y la matriz es granosa equigranular, de grano medio-grueso (Turner 1983). El enjambre longitudinal de diques de rumbo N, paralelo al eje mayor del plutón, está compuesto de aplita muscovítica y corta el contacto entre el cuerpo y su caja metamórfica (Fig. 18). Con posterioridad, el plutón y su caja fueron afectados por cizallamiento frágil-dúctil heterogéneo, con formación de cataclasitas. Turner (1983) también menciona fajas discretas de milonitas.

Dos datos U-Pb en circones del Granito Notao de 394 ± 4 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) y 390 ± 2 Ma (Hervé *et al.* 2018) indican que su

cristalización magmática ocurrió entre el Emsiano y Eifeliano, en el límite entre el Devónico temprano y medio (Tabla 2). Además, un dato K-Ar roca total de 340 ± 20 Ma (Silva Nieto y Márquez 2005) podría relacionarse con el reseteo isotópico del granito ocurrido durante el cizallamiento frágil-dúctil en el Viseano, Mississippiano medio (Tabla 1).

Las rocas de cobertura sedimentaria más antiguas que se apoyan en no concordancia sobre el Granito Notao han sido asignadas al Grupo Tepuel del Carbonífero (Turner 1983), si bien con reservas dado que no se cuenta en este sector con controles temporales de las mismas, tales como fósiles o datos de circones detríticos. La sucesión que se apoya sobre el granito en la ladera oriental de la sierra de Olte (Fig. 18) comienza con un conglomerado basal arcósico y feldespático, seguido de bancos de areniscas conglomerádicas y areniscas arcósicas. La composición petrográfica de estas rocas, esencial-

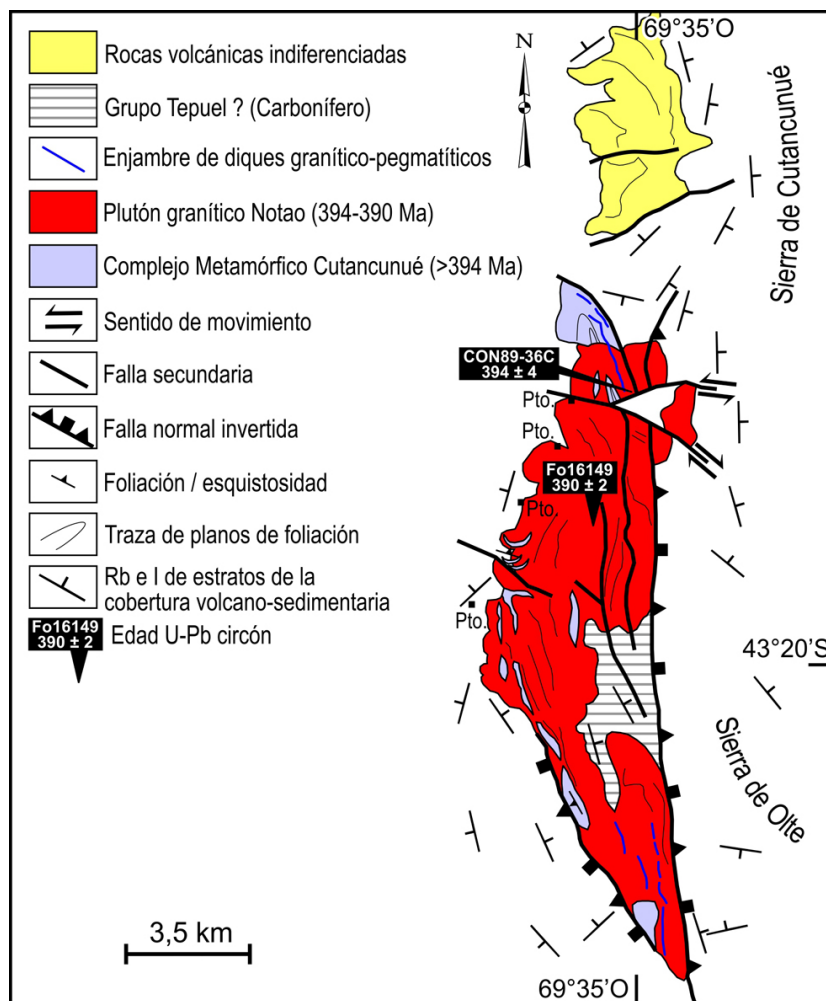


Fig. 18. Mapa geológico y estructural del basamento ígneo-metamórfico en las sierras de Olte y Cutancunú, basado en trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la provincia del Chubut en la Fig. 1. Las referencias de las dataciones radimétricas son las siguientes: CON89-36C: Pankhurst *et al.* (2006) y Fo16149: Hervé *et al.* (2018).

mente feldespática, sugiere que los clastos pueden derivar del granito infrayacente, aunque esta interpretación es meramente especulativa.

Plutón granítico Catreleo. Está expuesto al sur de la meseta basáltica Catreleo, en la sierra del Cerro Negro, en sectores restringidos de la quebrada de El Córdoba y en el cañadón Culero, siendo la primera su localidad tipo (Fig. 1; Robbiano 1971, González *et al.* 1972, Nullo 1983). El cuerpo posee la misma relación de intrusividad primaria que el Plutón Notao, ya que corta la fábrica de medio grado del Complejo Metamórfico Cutancunú en forma posorogénica. El Plutón Catreleo también contiene abundantes xenolitos y tabiques de estas rocas metamórficas (Nullo 1983).

En su localidad tipo, el Granito Catreleo es biotítico-muscovítico (Fig. 17c). La facies porfirica tiene fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 cm de largo (Nullo 1983) y el cuarzo ahumado es euedral con formas volcánicas de

aristas redondeadas. Ambos caracteres texturales primarios son típicos de cuerpos ígneos emplazados en niveles estructurales someros, con alto contraste térmico y reológico (Fig. 7b).

La edad de cristalización magmática del granito no se conoce y el dato K-Ar roca total de 250 ± 10 Ma (Tabla 1, Linares 2007) puede estar relacionado con la deformación por cizallamiento frágil y formación de cataclasitas graníticas que tiene sobrepuesta (Fig. 7). Por su litología, relación de intrusividad primaria posorogénica con la caja y el nivel somero de emplazamiento podría ser comparable regionalmente con el Granito Notao, y así sería posible reunir a ambos cuerpos, dentro del mismo grupo de granitoides del Devónico.

Por otra parte, se puede especular la edad de cristalización magmática del Granito Catreleo sobre la base de la edad de la cobertura sedimentaria del Grupo Tepuel. En la localidad tipo de la quebrada de El Córdoba, el Granito



Catreleo está cubierto en no concordancia por la sucesión de rocas sedimentarias de la Formación Menuco Negro (Fig. 17d, Robbiano 1971; ver también figuras 11 y 13A de Foix *et al.* 2021, este volumen). Sobre el granito se apoya un conglomerado de base que contiene abundantes clastos graníticos provenientes de éste, y también de volcanitas, esquistos micáceos, esquistos cuarcíticos, cuarcitas y filitas de las rocas de caja (Nullo 1983, figura 13B-D de Foix *et al.* 2021, este volumen) del Complejo Metamórfico Cutancunúé. El granito y su caja son anteriores a la Formación Menuco Negro, la cual ha sido correlacionada tanto con rocas neopaleozoicas del Grupo Tepuel (Robbiano 1971), como jurásicas de la Formación Osta Arena (Foix *et al.* 2021, este volumen), aunque en ambos casos sin evidencias bioestratigráficas o geocronológicas. La edad ambigua de esta cobertura sedimentaria impide estimar en forma relativa la edad del granito. Sin embargo, las fangolitas con clastos de granitos descriptas hacia el techo de la Formación Menuco Negro (Robbiano 1971) pueden

corresponder a algún nivel de diamictitas que forman parte de la sucesión del Grupo Tepuel.

El otro afloramiento del Granito Catreleo en el cañadón Culero (González *et al.* 1972), o también denominado como quebrada «sin nombre» (*sensu* Nullo 1983), es pequeño y está ubicado a -4,3 km al SSE de los afloramientos de la quebrada El Córdoba (Fig. 19). Aquí el granito también está cubierto en no concordancia por una sucesión de rocas sedimentarias que comienza con un conglomerado basal, compuesto por clastos de granodiorita provenientes del cuerpo ígneo infrayacente, y también por cuarcita, pizarra y cuarzo. Además este banco es portador de una fauna de invertebrados marinos del Westfaliano, Carbonífero superior, según González *et al.* (1972). Luego, hacia arriba, la sucesión tiene intercalaciones de areniscas y limolitas que son portadores de una flora asignada al límite entre el Carbonífero y el Pérmico por estos mismos autores. Sobre la base de la posición estratigráfica de esta sucesión que yace apoyada sobre el Granito Catreleo y a su vez

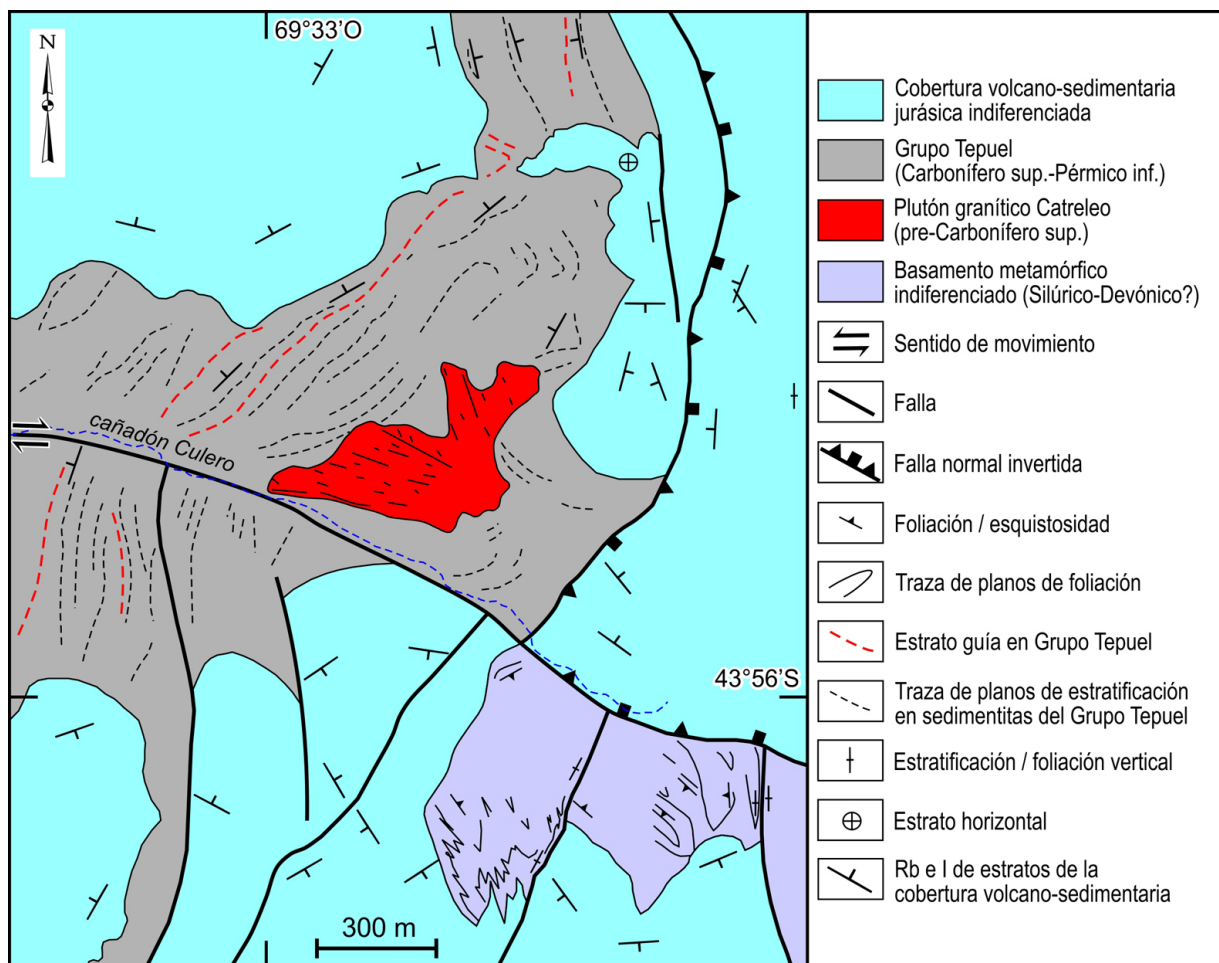
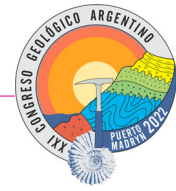


Fig. 19. Mapa geológico y estructural del basamento ígneo-metamórfico y de la cobertura sedimentaria del Grupo Tepuel en el cañadón Culero, basado en trabajos propios. Ver la ubicación de la zona en la provincia del Chubut en la Fig. 1. Ver los detalles en el texto.



cubierta por rocas jurásicas, sus litologías y los fósiles, la unidad fue asignada al Grupo Tepuel y su edad al intervalo Carbonífero superior-Pérmico inferior (González *et al.* 1972). Así, la edad del granito Catreleo infrayacente debe ser anterior al Westfaliano, cuya base comienza ~318 Ma y comprende la parte terminal del Bashkiriano y casi todo el Moscoviano (Pennsylvaniano inferior a medio, Cohen *et al.* 2013), o sea la cristalización magmática del Granito Catreleo es pre-318 Ma.

Magmatismo Paleozoico superior del Ciclo Eruptivo Gondwánico

Los afloramientos neopaleozoicos de la «Provincia Magmática Choiyoi», cuya evolución se produjo durante el Ciclo Eruptivo Gondwánico y que originalmente fue llamada provincia magmática «Cuyano Nordpatagónica» (Rapela y Llambías 1985) y luego referida como «Provincia Choiyoi» (Kay *et al.* 1989), se distribuyen a lo largo de un cinturón magmático en el margen continental activo del Gondwana (p. ej., véase Figura 1 de Llambías y Sato 2011 o de Sato *et al.* 2015). Se desarrolla en Chile y Argentina, y en ésta última forma parte de varias provincias geológicas, entre ellas la Cordillera Frontal donde los afloramientos tienen su máxima expresión, los bloques de San Rafael, Las Matras y Chadileuvú, la Cordillera Principal, la cuenca Neuquina y el Macizo Nordpatagónico. Los afloramientos de rocas magmáticas neopaleozoicas del Macizo del Deseado y del subsuelo de la cuenca de Magallanes están desconectados del resto y se desconoce si forman parte de la misma provincia (Llambías y Sato 2011).

En Patagonia, la actividad magmática durante el Ciclo Gondwánico tuvo singular importancia en la región norte y central, por su extraordinario volumen y amplia distribución geográfica y temporal (Llambías *et al.* 1984a, Varela *et al.* 2005, 2015, Pankhurst *et al.* 2006, 2014, von Gosen 2009, Llambías y Sato 2011, Chernicoff *et al.* 2013, García *et al.* 2014, Gregori *et al.* 2020, entre tantos otros). La actividad comenzó en el Carbonífero medio, se extendió y alcanzó el clímax durante el Pérmico y culminó en el Triásico medio, abarcando tanto asociaciones volcánicas como batolitos orogénicos, que en conjunto han tenido una evolución magmática en común.

Con respecto a los afloramientos magmáticos neopaleozoicos distribuidos entre el Maci-

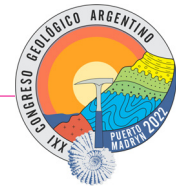
zo Nordpatagónico y la Precordillera Patagónica de Chubut, el análisis global de (1) el tipo de emplazamiento y caracteres primarios de los cuerpos ígneos ocurrido con anterioridad, durante, o con posterioridad a la deformación, y (2) los datos U-Pb circón de cristalización magmática compilados en la Tabla 3 (ver allí sus referencias), permiten identificar tres períodos de actividad magmática durante el Ciclo Eruptivo Gondwánico. Estos períodos magmáticos son: (1) Preorogénico, distribuido entre el Mississippiano superior y el Pennsylvaniano inferior (329-314 Ma), (2) Tardío a posorogénico del Pérmico (294-253 Ma) y (3) Netamente posorogénico del Triásico medio (~245 Ma).

El magmatismo del Carbonífero se caracteriza por asociaciones de plutones orogénicos de granitoides que están deformados dúctilmente. Durante el Pérmico se suceden batolitos tardíos a posorogénicos, con granitoides tanto deformados como sin deformación, para los más antiguos y modernos respectivamente, y que están intruidos en los anteriores. Finalmente, en el Triásico medio se registran sucesiones volcánicas con intercalaciones sedimentarias que están asociadas a tectónica extensional y colapso orogénico. Este último es previo al inicio de la extensión generalizada de la corteza durante el Triásico superior terminal a Jurásico inferior, y que conllevó la fragmentación del continente de Gondwana y la efusión del *plateau* ignimbrítico riolítico de la provincia ígnea gigante de Chon-Aike.

Magmatismo preorogénico (329-314 Ma)

Dentro de este grupo se incluyen a los cuerpos ígneos de la Formación El Platero y del Complejo Plutónico Paso del Sapo, que forman asociaciones batolíticas, y a los cuerpos leucograníticos, pequeños y aislados, de la Sierra de los Pichiñanes que pertenecen a la evolución geológica del Complejo Igneo-Metamórfico Lagunita Salada (Fig. 1). Los dos primeros se intruyeron con anterioridad a una deformación, mientras que el último se intruyó durante una deformación. El rango de edades de cristalización magmática de estas rocas está comprendido enteramente dentro del magmatismo orogénico pre-Choiyoi (Tabla 3).

Batolito del Platero. Se propone agrupar con este nombre a un conjunto de varios plutones asociados en el espacio y en el tiempo, que tienen diferentes composiciones y niveles de ero-



sión, y que originalmente fueron denominados como *Tonalita del Platero* (Volkheimer 1964) o *Formación El Platero* (Volkheimer y Lage 1981).

El Batolito del Platero debe mapearse en forma separada de la Formación Mamil Choique (Ravazzoli and Sesana 1977), ya que sus plutones son más antiguos que los cuerpos ígneos de aquella unidad y se pueden representar en forma independiente, en un mapa a escala adecuada. Además, el batolito se aloja en el interior de dos fajas de rocas metamórficas distintas, que si bien también son de rumbo NO, están ubicadas al suroeste del corredor de las sierras Mamil Choique-Jalalabat, donde está expuesta la Formación Mamil Choique (ver abajo).

Los afloramientos principales del Batolito del Platero están en las localidades ya mencionadas por Volkheimer (1964, ver su figura 2; Figs. 1, 2, esta contribución) y que son la localidad tipo de la bajada del Platero, el cañadón Encajonado inferior, márgenes del río Chico, oeste de la laguna Choiquepal y los cañadones del Guanaco, Loco y El Zaino (Figs. 11, 12). Se excluyen del batolito a las migmatitas mencionadas por Volkheimer (1964), dado que no son rocas ígneas y además forman parte de la caja del mismo, y que ya fueron reubicadas en los párrafos precedentes, dentro de distintos complejos metamórficos.

El eje del Batolito del Platero tiene rumbo NO y es paralelo a las estructuras regionales dominantes (Fig. 2). Está compuesto esencialmente por plutones tonalíticos, con anfíbol y biotita y sus variedades de alguno de estos mafitos, y una facies de granodiorita subordinada. Además, tiene diques y apófisis graníticas y aplítico-pegmatíticas (*Granito Aplítico Rosado* de Volkheimer 1964) asociados. Estos cuerpos ígneos tardíos son intrusivos en las facies tonalítica y granodiorítica esenciales, están relacionados a la evolución magmática propia del batolito y no deben ser considerados como parte de la Formación Lipetrén (Volkheimer y Lage 1981). Esta última pertenece a un ciclo magmático más joven, del Triásico superior-Jurásico inferior (ver Lagorio *et al.* 2021, este volumen), y aflora únicamente en un corredor NO-SE conformado por las sierras de Lipetrén-Calcatapul-Gastre.

El batolito tiene contactos netos discordantes con las rocas de caja metamórficas del Devónico. A su vez, el batolito más la caja están deformados dúctilmente y los granitoides exhiben una foliación tectónica sub-sólida de rum-

bo paralelo al eje del mismo (Figs. 2, 9f). El plutón que aflora en las márgenes del curso inferior del río Chico, el este de Colonia Cushamen (Fig. 12), es piriforme y se compone esencialmente de una tonalita hornblendo-biotítica con foliación sub-vertical de rumbo O-NO (Giacosa *et al.* 2004). La intrusión preorogénica del cuerpo se produjo en el Mississippiano superior (U-Pb circón 329 ± 2 Ma, cristalización magmática, Pankhurst *et al.* 2006, Tabla 3) y es anterior a su deformación dúctil durante el ciclo gondwánico. En este mismo sentido, el pequeño cuerpo de tonalita biotítica que aflora en el cañadón Encajonado inferior en los alrededores del puesto Miranda, tiene la misma composición y relaciones estructurales con la roca de caja que aquel del río Chico (Fig. 12). Su foliación está plegada y además un dato Rb-Sr isócrona roca total es de 323 ± 26 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0,71079$ y MSWD 2,0; López de Luchi *et al.* 2010, Tabla 1). Si bien la R_i es asumida ($< 0,710$ para 370 o 330 Ma), y además la isócrona incluye una roca que no pertenece a este afloramiento, el dato sugiere que la cristalización magmática de este cuerpo podría estar en el entorno de ~ 323 Ma, y así ser contemporánea con el plutón tonalítico del río Chico de 329 Ma. Esta interpretación y correlación deberá ser confirmada con análisis U-Pb de circones.

En el cañadón de El Zaino, aflora un plutón ovoide de rumbo -E-O. Está compuesto esencialmente por una tonalita hornblendo-biotítica con foliación concordante con la forma del cuerpo, y en menor proporción por granodiorita biotítica (Fig. 9f-g). Su edad de cristalización magmática está comprendida entre 335 y 294 Ma, que son las edades U-Pb de cristalización metamórfica (monacita) de la caja (Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres) que intruye, y de cristalización ígnea (circón) de la granodiorita Laguna del Toro, respectivamente, ésta última a su vez que intruye a la tonalita con carácter posorogénico (Tablas 2, 3, Fig. 11). Así, la edad de emplazamiento del plutón tonalítico del cañadón del Zaino corresponde al intervalo Mississippiano superior (Serphukoviano)-Asseliano.

Complejo Plutónico Paso del Sapo. La descripción que se brinda a continuación proviene de Renda *et al.* (2020). La localidad tipo del complejo está ubicada en la sierra de Taquetrén, sobre la margen norte del río Chubut, al frente del poblado de Paso del Sapo (Figs. 1, 2). Se trata de un batolito compuesto, conformado por al menos tres plutones lenticulares con



ejes mayores de rumbo NO y que son concordantes con la fábrica regional de la caja del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada (véase figura 2 de Renda *et al.* 2020). Durante la intrusión, el batolito incorporó abundantes inclusiones en forma de xenolitos y tabiques de esta caja, ya deformada dúctilmente y metamorfizada regionalmente.

El complejo plutónico está compuesto esencialmente por tonalita a granodiorita con anfíbol y biotita y en menor proporción por diorita y granito porfírico. Las foliaciones magmática y sub-magmática de los cuerpos son penetrativas y están bien preservadas en los sectores menos deformados de los cuerpos. Una deformación dúctil sobreimpuesta a los cuerpos formó la foliación milonítica de rumbo también NO, y que es concordante a todo el tren estructural de la sierra.

Dos datos U-Pb circón, precisos e indistinguibles entre sí, de 314 ± 2 Ma sobre las dos facies preponderantes, ubican la cristalización magmática del complejo en el Moscoviano, Pennsylvaniano medio (Tabla 3, Pankhurst *et al.* 2006, Renda *et al.* 2020). Estos datos son posteriores y consistentes con las edades U-Th-Pb en monacita de un paragneis de la caja (Tabla 2, ver arriba), que registra una evolución tectono-metamórfica previa al emplazamiento del complejo intrusivo.

El Complejo Plutónico Paso del Sapo podría también estar expuesto en la sierra de Los Pichiñanes. Son ortogneises granodioríticos con biotita o de dos micas, equigranulares a foliados, que están intercalados dentro del mismo Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada de la sierra de Taquetrén. Un dato Rb-Sr roca total de 313 Ma (Tabla 1, Halpern *et al.* 1970) para un granito expuesto al este de cerro Cóndor, aguas arriba de la mina de Baritina (Proserpio 1987, Fig. 6), está próximo a la edad de cristalización magmática del Complejo Paso del Sapo de la sierra de Taquetrén (314 Ma, Tabla 3), si bien la Ri del dato fue asumida y el error analítico de la edad es grande. Teniendo en cuenta esto último, la edad de 313 Ma puede no tener un significado geológico, a pesar que los ortogneises de Pichiñanes comparten caracteres geológicos en común con el Complejo Plutónico Paso del Sapo de la sierra de Taquetrén.

Granito Pichiñanes. Está expuesto en la sierra de los Pichiñanes, el este de cerro Cóndor, a lo largo del flanco oriental del anticlinal Pichiñanes (Figs. 1, 2). Cabe destacar que no se

trata de un único plutón, sino de un conjunto de cuerpos ígneos tabulares a lenticulares y pequeños, de superficie expuesta $<0,5$ km². Están intercalados en las rocas metamórficas de alto grado del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada (Fig. 6), y forman parte de la evolución geológica de este complejo, dado que su emplazamiento fue sin-tectónico respecto del evento de deformación principal del mismo.

Los cuerpos están compuestos por leucogranito con muscovita, biotita y granate y pegmatita. Se agrupan en un enjambre de láminas graníticas decamétricas, y también de menor escala, de rumbo NE que están intruidas en forma concordante con la foliación S_1 - S_2 de las rocas metamórficas y también son paralelas a los leucosomas de las estromatitas (Fig. 5c-d). En muchos casos, las láminas y los leucosomas están conectados por diques transversales a la foliación S_1 - S_2 del paleosoma (véase figura 2 de Giacosa *et al.* 2021b, este volumen).

El emplazamiento del enjambre y la migmatización son groseramente contemporáneos entre sí y con el clímax tectono-metamórfico D_2 - M_2 de la caja. Un leucogranito biotítico-granatífero fue datado por U-Pb circón en 318 ± 2 Ma (=Granito Pichiñanes, Pankhurst *et al.* 2006), y por lo tanto su cristalización magmática se ubica en el Pennsylvaniano inferior (Bashkiriano).

Magmatismo tardío a posorogénico (294-253 Ma)

A este grupo de rocas corresponden los plutones de granitoides de la Granodiorita Laguna del Toro, la Formación Mamil Choique, el Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén y varios cuerpos menores, de afloramientos aislados y distribuidos por el borde sur del Macizo Nordpatagónico (Fig. 2). En los casos donde se ha podido mapear las rocas de caja, los contactos netos indican que son cuerpos tardíos a posorogénicos que intruyen en forma discordante la fábrica de las rocas metamórficas. O sea, los cuerpos se emplazaron con posterioridad a un episodio de deformación y metamorfismo regional. El rango de edades de estas rocas está comprendido dentro del magmatismo Choiyoi, si bien las edades de cristalización magmática de los primeros plutones son ligeramente anteriores a los cuerpos más antiguos de la Cordillera Frontal (Tabla 3).

Batolito Laguna del Toro. Se trata de un afloramiento continuo de varios plutones anida-

dos que se pueden agrupar en un batolito que tiene un eje NO-SE y está desarrollado entre la laguna del Toro y el cañadón de El Zaino, al sudeste y noroeste respectivamente (Figs. 1, 2). El batolito consiste esencialmente en dos facies principales de granodiorita y tonalita hornblendo-biotítica (Fig. 20a-b), ubicadas contra las paredes en los márgenes del cuerpo, y otra subordinada de granito de dos micas que intruye a las anteriores y está ubicada en el sector central (Fig. 11). Este granito contiene inclusiones y tabiques de granodiorita y tonalita de la caja. Además, el batolito incluye stocks tabulares de granito biotítico equigranular grueso y porfírico y un enjambre longitudinal de diques de granito y aplo-pegmatita, que en ambos casos están intruidos en todas las facies anteriores en forma concordante con el eje del batolito.

El emplazamiento del Batolito Laguna del Toro es posorogénico dado que intruye a las rocas ya deformadas y metamorizadas del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres y de la Tonalita

El Platero con contactos netos y discordantes (Figs. 9f-g-h y 11). La edad U-Pb circón de cristalización de una granodiorita en la estancia Laguna del Toro es de 294 ± 2 Ma (Fig. 11, Tabla 3, Pankhurst *et al.* 2006). El dato K-Ar roca total de 280 ± 10 Ma informado por Proserpio (1978; Tabla 1, ver ubicación de la muestra en el mapa de la Fig. 11) está cercano a la cristalización y se interpreta como una edad mínima de enfriamiento post-cristalización de la granodiorita. Otros datos K-Ar biotita de $274,7 \pm 5,6$ Ma y $270 \pm 7,2$ Ma son informados para la facies de granodiorita biotítico-hornbléndica y biotítica, respectivamente (Tabla 1, Lagorio *et al.* 2021, este volumen).

Por otra parte, la isócrona Rb-Sr roca total de 346 ± 35 Ma (cinco muestras de ortogneis granodiorítico con biotita y foliado; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0,7067$ y MSWD 6,8; Rapela *et al.* 1992, Tabla 1), es mucho más antigua que la cristalización y podría indicar la edad de la fuente de los granitoides, dado que se encuentra dentro del



Fig. 20. Fotografías de los afloramientos de los batolitos Laguna del Toro (a-b) y Sierra del Medio (c-d). (a). Granodiorita Laguna del Toro en su localidad tipo, al oeste de la laguna y sobre la estancia homónima (ver la ubicación de los mismos en el mapa de la Fig. 11). La granodiorita exhibe enclaves micro-granulares máficos. (b). Detalle de la textura granosa equigranular de una muestra de mano de granodiorita hornblendo-biotítica. (c). Dique (derecha) de leucomicrogranito que intruye con contacto neto discordante a la foliación magmática/sub-magmática de una granodiorita de la caja. (d). Granodiorita foliada que está intruida con contactos netos por un enjambre de láminas graníticas sub-horizontales y diques que las conectan.



rango del metamorfismo regional Carbonífero de sus rocas de caja (ver Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres). Por último, los xenocristales de circones con datos U-Pb de 286 a 283 Ma obtenidos de una toba jurásica que cubre en no concordancia a granitoides del batolito (Fig. 11), han sido interpretados como herencias y pueden proceder de los granitoides subyacentes (Cúneo *et al.* 2013).

El enjambre longitudinal NO-SE de diques y los stocks tabulares han sido incluidos dentro de la Formación Lipetrén del Permo-Triásico (Proserpio 1978, Volkheimer y Lage 1981). Sin embargo, no pertenecen a esta unidad y deberían ser considerados como intrusivos póstumos asociados al Batolito Laguna del Toro.

Plutón Pampita del Molle. Se trata de un stock sub-circular de ~2,5 km² de superficie expuesta, sobre ambas márgenes del río Chico. Se compone de leucogranito muscovítico sin estructuras de deformación dúctil penetrativa (Fig. 12). El granito exhibe foliación magmática marcada por la orientación de las laminillas de muscovita y ubicada en forma paralela a los contactos del cuerpo (Giacosa *et al.* 2004). El plutón corta con un ángulo bajo la foliación metamórfica regional S₁-S₂ de las rocas de caja de la Formación Cushamen, aunque regionalmente es sub-concordante con la misma.

El emplazamiento del cuerpo produjo el domamiento de la caja en la zona de la cúpula, formando un antiforame en las rocas ya deformadas y metamorfizadas regionalmente (Giacosa *et al.* 2004). Sobre la base de sus relaciones estructurales y caracteres ígneos primarios, el cuerpo es post-orogénico y la intrusión se produjo después de los eventos tectono-metamórficos D₁-M₁/D₂-M₂ de la caja de la Formación Cushamen. En este sentido, podría corresponder a un equivalente temporal de la Granodiorita Laguna del Toro del paraje homónimo, si bien su composición leucogranítica es más evolucionada que aquella. O quizá sería algo más joven, y en este caso pertenecer a la etapa magmática posterior, que tiene carácter netamente posorogénico en el Ciclo Eruptivo Gondwánico.

Formación Mamil Choique. Su localidad tipo es el poblado de Mamuel Choique, antigua estación del ferrocarril Roca ubicada, a la vera de la R. N. Nro. 242, sobre el borde noreste de la sierra homónima en la provincia de Río Negro (Fig. 2). Ravazzoli y Sesana (1977, p. 18) definieron, en su trabajo original, a esta unidad como un *batolito* compuesto por una facies principal

de granodiorita biotítica y otra subordinada de tonalita con el mismo mafito. Además, describieron diques y stocks de granito, pórfido granítico, aplita y pegmatita que son intrusivos en las anteriores, pero que, sin embargo, forman parte de la misma evolución magmática del batolito. La granodiorita y tonalita parecen tener relaciones de intrusividad mutuas que destacan su carácter co-magmático y los pasajes transicionales entre ambas facies (González *et al.* 1999).

Como ocurre con las rocas metamórficas, las características de los cuerpos ígneos tampoco permiten el empleo de la nomenclatura estratigráfica clásica, elaborada para las rocas sedimentarias. No es recomendable para el mapeo de las rocas ígneas la utilización de una nomenclatura estratigráfica rígida, separada en formaciones y grupos, adaptándose en cada caso a los objetivos del mismo (Llambías 2015, p. 163). En este capítulo, y para evitar confusiones innecesarias dado que la unidad ha recibido una amplia gama de nombres y ha sido usada para agrupar a conjuntos de rocas disímiles, se usa el nombre *Formación Mamil Choique* o *Batolito Mamil Choique* en el sentido original propuesto por Ravazzoli y Sesana (1977). Este nombre debería usarse únicamente para los afloramientos de granitoides de la localidad tipo y alrededores.

Así definida, la Formación Mamil Choique está compuesta por conjuntos de cuerpos ígneos asociados entre sí en el espacio y en el tiempo, que están alojados dentro de un sector determinado de la corteza y además, están intruidos con carácter posorogénico en rocas metamórficas de alto grado, ya deformadas y metamorfizadas previamente. Los afloramientos se disponen en una faja magmática de rumbo NO desarrollada entre la sierra de Mamil Choique (Río Negro) por el norte, pasando por la sierra del Medio y culminando en la sierra de Jalalabat en el sur, éstas dos últimas en la provincia del Chubut. En las tres sierras, las rocas de caja de los cuerpos ígneos no tienen afloramientos importantes. Se las conoce en forma indirecta a través de los xenolitos, tabiques y *pendants* de rocas metamórficas de alto grado en facies anfíbolita que, como inclusiones, yacen dentro de los cuerpos ígneos.

Batolito Mamil Choique. Es aquel de la localidad tipo en la provincia de Río Negro y que ha recibido mayor atención y cuenta con abundantes antecedentes de sus rocas, estructuras,



petrografía, geoquímica y geocronología (Dalla Salda *et al.* 1994, Cerredo y Lopez de Luchi 1998, González *et al.* 1999, Varela *et al.* 2005, 2015, Pankhurst *et al.* 2006, von Gosen 2009, entre muchos otros y las referencias citadas en estos trabajos).

Dos datos U-Pb en circones de 281 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) y 272 ± 2 Ma (Varela *et al.* 2005) indican la cristalización magmática principal del batolito en el Kunguriano, Cisuraliano superior, que es contemporánea con los granitoides más antiguos de la sierra del Medio (ver abajo). Por otra parte, se han informado una gran cantidad de datos Rb-Sr y K-Ar que se distribuyen en un rango amplio entre el Paleozoico inferior y superior, y algunos también precámbricos sin significado geológico. Si bien la interpretación geológica de estos datos ha sido disímil, debería estar sustentada con mapeos prolijos de los granitoides, que exhiban las relaciones ígneas primarias entre ellos y con sus rocas de caja.

Batolito Sierra del Medio. La descripción detallada de las relaciones de campo de los plutones, la petrografía y geoquímica y la geocronología de los distintos granitoides se exhiben en la síntesis actualizada de Lagorio *et al.* (2021, este volumen). En las tablas 1 y 3 se exponen los datos radimétricos disponibles de la unidad.

La facies predominante del batolito es una granodiorita biotítica con estructuras de flujo magmático y sub-magmático, como foliaciones, pliegues y zonas de cizalla intra-magmática, que está intruida por diques y stocks de leucogranitos, aplitas y pegmatitas que pertenecen al mismo batolito (Fig. 20c-d). Además, se han mapeado diques de riolita, dacita, micro-diorita y lamprofíricos, cortando a las rocas del batolito (Llambías *et al.* 1984b).

Las rocas de caja son colgajos donde se han identificado intercalaciones de esquistos con asociaciones metamórficas variadas, entre las que se destacan con cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita-sillimanita-cianita (Llambías *et al.* 1984a, b), con anfíbol-biotita (semejante a aquellas de los complejos Cáceres y El Maitén), sólo biotíticos o con sillimanita-cordierita (Lagorio *et al.* 2014), entre otras. Sobre la margen sur de la sierra de Calcatapul, se mencionan esquistos biotítico-anfibólicos, anfíbolitas, esquistos bandedados con cuarzo-plagioclasa-microclino-biotita y esquistos-gneises biotíticos con variedades sillimanítica y granatífera, aunque como la roca de caja del Batolito de la Patagonia Central y

sin relación directa con los granitoides gondwánicos (Zaffarana *et al.* 2012).

Dos datos U-Pb SHRIMP en circones de 276 ± 6 Ma y 253 ± 2 Ma (Lagorio *et al.* 2014, 2021 este volumen, Tabla 3) indican la cristalización magmática principal del batolito en el rango Cisuraliano superior (Kunguriano) y Lopingiano superior. Por otra parte, la isócrona Rb-Sr roca total en muestras de granodiorita de 269 ± 27 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7068$ y MSWD 1,3; Rappela *et al.* 1992, Tabla 1) está dentro del rango de cristalización magmática y se interpreta como una edad mínima del enfriamiento post-cristalización de la granodiorita.

Además, se ha informado un dato U-Th-Sm/He en apatita para un granito del extremo sur de la sierra de Calcatapul (sudoeste de Gastre) de $282,3 \pm 25,4$ Ma (Tabla 3, Savignano 2016). Si bien este dato está relacionado a la historia térmica de enfriamiento del granito, desarrollada entre su cristalización y subsecuente exhumación, es indicativo que el magmatismo Pérmico asociado al Ciclo Eruptivo Gondwánico también está presente en la sierra de Calcatapul. En este sentido, von Gosen y Loske (2004) informaron el dato U-Pb circón de $261 \pm 16/-17$ Ma para el Granito Yancamil ubicado en la misma sierra.

Batolito Jalalabat. Es un afloramiento granitoide muy amplio en superficie expuesta, de ~ 1125 km². Se ubica a lo largo de la sierra de Jalalabat (cerro Plancunre y alrededores) aunque está escasamente estudiado y sus rocas han sido mencionadas sólo en sentido amplio (Ardolino *et al.* 2003a).

Es un batolito granítico ovoide de rumbo NO, con ~ 45 km de largo por ~ 25 km de ancho (Figs. 1, 2). Está compuesto por un granito equigranular de dos micas y granate, y un enjambre longitudinal de diques aplítico-graníticos y pegmatíticos, intruidos en forma concordante con el eje del batolito. También tiene asociado otro enjambre radial de diques de composición félsica. Las rocas volcano-sedimentarias de cobertura jurásica de la Formación Cañadón Asfalto se apoyan en no concordancia sobre el batolito.

Las rocas de caja del batolito no están expuestas en la región y sólo se conocen a través de inclusiones de *pendants* en el granito. Estos se componen de paragneis con biotita-sillimanita-granate y de migmatita estromatítica y diatexítica foliada. Localmente, las inclusiones están transformadas en hornfels por el efecto térmico del contacto.



No se dispone de datos radimétricos del Batolito Jalalabat. Sin embargo, la cristalización magmática del mismo podría ser tan antigua como del Pérmico. En este sentido, un dato U-Pb en circones de $281,3 \pm 8,7$ Ma que provienen de una lava de la Formación Cañadón Asfalto del distrito minero Navidad, ubicado a ~20 km al norte del batolito, ha sido interpretado como la edad de xenocristales derivados desde el basamento Pérmico que forma parte de la corteza de la región (Bouhier *et al.* 2017). Así, la procedencia ígnea de los xenocristales podría ser por la erosión del batolito que es el sustrato regional de la unidad.

Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén.

La descripción geológica de esta unidad proviene enteramente de Renda *et al.* (2020). Está expuesto en el sector central de la sierra de Taquetrén, a ~50 km al oeste del Batolito de Jalalabat (Figs. 1, 2). Se trata de un batolito de forma groseramente ovoide de ~225 km² de superficie expuesta, con una relación axial ~semejante, que intruye a los complejos Lagunita Salado y Paso del Sapo con contactos netos, discordantes, e incluye abundantes pendants de estas rocas de caja transformados en hornfels.

El batolito está compuesto esencialmente por granodiorita biotítico-epidótica y granito de dos micas (véase figura 2 de Renda *et al.* 2020). Un enjambre longitudinal de diques graníticos y pegmatíticos corta a las dos facies y se aloja principalmente en las paredes del cuerpo en contacto con la caja, siguiendo la forma de sus márgenes o ubicándose concordante con la foliación de la caja. Los granitoides son equigranulares, con una variedad porfírica, y no exhiben foliación tectónica. Una incipiente foliación magmática está también ubicada contra las paredes del cuerpo y marcada por la orientación de fenocristales y enclaves microgranulares máficos (Fig. 5b).

El emplazamiento del Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén es posorogénico respecto de la deformación y metamorfismo regional de sus rocas de caja. El último episodio tectono-metamórfico que las afectó fue datado por U-Pb circón en 303 ± 2 Ma (Renda *et al.* 2020). Este dato permite interpretar que la intrusión posorogénica del complejo es posterior al Pennsylvaniano más tardío, habiendo ocurrido probablemente durante tiempos pérmicos. Asimismo, el emplazamiento es anterior al Jurásico inferior, que es la edad de las rocas volcano-sedimentarias de cobertura que se apoyan en dis-

cordancia angular sobre todas las rocas de basamento de la sierra de Taquetrén (Fígari *et al.* 2015).

Otros cuerpos menores, aislados. En el sector austral del Macizo Nordpatagónico, el magmatismo Paleozoico superior del Ciclo Erup-tivo Gondwánico está representado por cuerpos pequeños, pobremente expuestos y aislados entre sí. A este grupo pertenecen los plutones de granitoides La Potranca, Boca de la Zanja, Puesto Álvarez, La Rueda y Sierra Mora (Figs. 1, 2). Los afloramientos de todos estos cuerpos son exiguos y sus contactos con las rocas de caja están cubiertos por unidades más jóvenes.

Los cuerpos no se agrupan formando un batolito o faja magmática. Sin embargo, los plutones Boca de la Zanja y Puesto Álvarez se podrían agrupar junto con la Diorita Méndez y el Granito La Irene (Tabla 1) en una faja granitoide de rumbo NNE alojada a lo largo del borde atlántico emergido del Macizo Nordpatagónico (p. ej., Ardolino *et al.* 2003b).

Plutón La Potranca. Está expuesto en los alrededores del puesto homónimo, que actualmente recibe el nombre de puesto Viuda de Oviedo (Fig. 4). El cuerpo se compone esencialmente de granito de dos micas y granate y diques aplíticos, y en menor proporción de granodiorita y tonalita (Anselmi *et al.* 2004b). Sus rocas de caja son gneises y migmatitas del Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca (ver arriba).

Un dato U-Pb circón sobre un leucogranito de 289 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) ubica la cristalización magmática del plutón La Potranca en el Pérmico inferior, Cisuraliano (Tabla 3). Datos Rb-Sr y K-Ar roca total del granito varían entre 280 y 275 Ma (Tabla 1; Halpern 1972, Halpern *et al.* 1970), y como están próximas a la cristalización, indican edades mínimas de enfriamiento del cuerpo. Como el granito está afectado por fajas de cizalla frágil con cataclasis (Chebli 1973), estas edades también se pueden interpretar como de apertura del sistema isotópico del cuerpo producido durante la deformación.

Plutón Boca de la Zanja. Está expuesto sobre el valle del río Chubut, al sudoeste de Dolavon (Ichazo 2001) y no tiene rocas de caja expuestas. Se compone de una granodiorita equigranular, con hornblenda y biotita reemplazados por clorita, y diques de aplita. Una deformación frágil post-cristalización se distribuye a través de bandas de cizalla discretas con for-



mación de cataclasitas y brechas (Lema 1981). Un dato U-Pb circón de la granodiorita de 257 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) ubica su cristalización magmática en el Pérmico superior, Lopingiano (Tabla 3).

Plutón Puesto Álvarez. Está pobremente expuesto sobre las márgenes del río Chico, a ~35 km al NO de la planta compresora de gas Garayalde (Ardolino *et al.* 2003b). El cuerpo está compuesto por un granito-leucogranito muscovítico equigranular y aplitas, sin deformación. Los datos K-Ar roca total disponibles (Tabla 1) indican edades mínimas, de reseteo isotópico del cuerpo en el Triásico superior (Carniano-Noriano).

Granito La Rueda. La faja de cizalla dúctil Gondwánica La Rueda está expuesta en los alrededores de la estancia de nombre homónimo, en el límite entre las cuencas de Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge (Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). Está desarrollada sobre un leucogranito muscovítico-biotítico que exhibe un fábrica S-L pervasiva, y por lo tanto se lo puede considerar como una milonita granítica. Además del leucogranito, exhibe variedades de granito porfírico y diques de aplita milonitizados.

Las milonitas y su cobertura volcano-sedimentaria del Jurásico-Cretácico están plegadas por la tectónica del Mesozoico, lo que produjo la modificación de las orientaciones de la foliación y lineación miloníticas, y la cinemática asociadas al cizallamiento gondwánico (Fig. 3 de Giacosa *et al.* 2021a, este volumen). El conjunto de micro-estructuras de las milonitas indican que el metamorfismo dinámico vinculado al cizallamiento dúctil de la faja de La Rueda es transicional entre facies esquisto verde alta y anfibolita (Márquez 2005, Giacosa *et al.* 2008). Como no se dispone de datos radimétricos, la edad del granito milonítico La Rueda fue estimada como prejurásica en sentido amplio, sobre la base de las rocas volcánicas de esa edad que lo cubren en discordancia angular (Márquez 2005).

Granito Sierra Mora. Aflora en la sierra homónima, donde se encuentra cubierto en no concordancia por rocas volcánicas jurásicas (Cortés 1986, Anselmi *et al.* 2004b). Se compone de monzogranito y sienogranito muscovítico afectados por cizallamiento frágil pervasivo, con formación de brechas y cataclasitas graníticas. La deformación frágil puede ser contemporánea con el cizallamiento dúctil de la faja milonítica La Rueda, y por lo tanto podría asignarse, en sentido amplio, al ciclo Gondwánico teniendo en

cuenta que ambos granitos comparten una misma relación estratigráfica primaria con las rocas jurásicas. El dato Rb-Sr isócrona roca total de 230 ± 40 Ma del Granito Sierra Mora (Tabla 1, Halpern *et al.* 1970) indica una edad mínima de reseteo isotópico del Triásico superior (Carniano).

Teniendo en cuenta el contexto geológico regional donde están emplazados los cuerpos graníticos de Puesto Álvarez, La Rueda y Sierra Mora, sus relaciones estratigráficas con las rocas jurásicas de la cuenca de Cañadón Asfalto y sus datos radimétricos no concluyentes, se los agrupa en forma preliminar dentro del plutonismo Paleozoico Superior del Ciclo Eruptivo Gondwánico. Si bien sus edades podrían estar comprendidas dentro del rango de cristalización del Granito La Potranca y la Granodiorita Boca de la Zanja (Cisuraliano-Lopingiano, Pérmico), no se puede descartar por completo que pertenezcan al Carbonífero o, aún, a un ciclo magmático precedente del Paleozoico inferior o medio.

Magmatismo netamente posorogénico (~245 Ma)

Formación Calcatapul. Los afloramientos de esta unidad son pocos y pequeños en superficie expuesta (Figs. 1, 2). Están ubicados en una faja estructural de rumbo NO localizada a lo largo del borde sudoeste de las sierras de Calcatapul y Lipetrén, en los alrededores de los puestos Yancamil y Uribe, respectivamente.

De acuerdo con Proserpio (1978) y Nullo (1978), la Formación Calcatapul (Volkheimer 1965) está compuesta esencialmente por una alternancia de rocas volcánicas efusivas y explosivas meso-silíceas a ácidas y metamorfozadas. En menor proporción tiene intercalaciones de filita y metaconglomerado (von Gosen y Loske 2004). Su evolución estructural polifásica y metamorfismo de bajo grado en facies esquisto verde han sido considerados, en sentido amplio, del Paleozoico inferior a medio (Proserpio 1978, Nullo 1978, von Gosen y Loske 2004), dado que además se las ha mencionado como las rocas de caja del magmatismo Permo-Triásico. Sin embargo, mapeos recientes de sus relaciones estratigráficas primarias, sumados a nuevos análisis metamórfico-estructurales y los primeros datos radimétricos U-Pb circón, permiten confirmar que la Formación Calcatapul ha resultado ser mucho más joven que el basamento Pa-



leozoico de Chubut. Por este motivo ha sido separada del mismo y ubicada como parte de la cobertura volcano-sedimentaria del Triásico medio (González *et al.* 2021a).

El esquema de la evolución estructural de la Formación Calcatapul se brinda en Giacosa *et al.* (2021b, este volumen). La unidad está compuesta por una secuencia volcano-sedimentaria de sinrift, que se ha depositado en discordancia angular sobre el Granito Yancamil del Pérmico. Está afectada por metamorfismo local dinámico de medio-alto grado, relacionado a la actividad tectónica de la falla Yancamil, que alcanzó la facies anfibolita. Edades U-Pb en circones de metaignimbritas de $245,1 \pm 2,8$, $244,8 \pm 4,1$ Ma y $226,7 \pm 4,4$ Ma (Tabla 3) han sido interpretadas como la cristalización magmática y de deformación-metamorfismo, para las dos primeras y para la última, respectivamente. La Formación Calcatapul se depositó en cuencas tipo hemi-graben que están asociadas al colapso extensional del orógeno gondwánico en Patagonia (González *et al.* 2021a).

El basamento granítico prerift del Plutón Yancamil, representa la fase magmática tardía a posorogénica del Pérmico de la Provincia Magmática Choiyoi en Patagonia, así como la Formación Calcatapul corresponde al estadio magmático netamente posorogénico, de colapso extensional, o magmatismo post-Choiyoi en el sentido de Sato *et al.* (2015).

La deformación y el metamorfismo dinámico de la sucesión volcano-sedimentaria acaecidos hacia los ~ 226 Ma son anteriores a la extensión generalizada de la corteza durante el Jurásico, que conllevó a la formación en este sector, de la cuenca de Cañadón Asfalto y a la depositación de sus sucesiones volcano-sedimentarias de sinrift.

En síntesis, la Formación Calcatapul no forma parte del basamento ígneo-metamórfico de la Patagonia central en la provincia del Chubut, si bien se encuentra afectada por deformación y metamorfismo que son de carácter local, este último de tipo dinámico y asociado a una falla. Se trata de una unidad de la cobertura volcano-sedimentaria del Ciclo Eruptivo Gondwánico, y está asociada en forma temporal y espacial con la fase magmática post-Choiyoi del Triásico medio. Esta fase es de distribución regional continental a lo largo del borde sudoeste de Gondwana, para el sector centro-oeste de Argentina, y caracteriza los estadios magmáticos finales del Orógeno Gondwánico.

El alto del Río Chico: basamento en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge

El *alto del río Chico* es un bloque estructural elevado de rocas de basamento ígneo-metamórfico, que con rumbo general $\sim N$ está ubicado en el subsuelo del flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge (Cortiñas 1996). Sobre la base del análisis de líneas sísmicas, el alto está ubicado en una posición intra-cuenca, y las rocas sedimentarias de cobertura más antiguas que lo cubren son del Jurásico (Foix *et al.* 2020). El alto afectado por inversión tectónica positiva durante el Cretácico (Allard *et al.* 2020).

Según datos de informes de pozo perforados por la industria petrolera, el alto de basamento está compuesto esencialmente por rocas ígneas, y en menor proporción por metamórficas (Ferello y Lesta 1973, Lesta *et al.* 1980, Cortiñas 1996, Sylwan 2001). En la Tabla 4 se exhibe una compilación de las rocas de basamento (coronas y recortes de *cutting*), y los datos radiométricos disponibles de las rocas ígneas, informados originalmente en los trabajos de Ferello y Lesta (1973) y Lesta *et al.* (1980). Dado que son datos K-Ar y Rb-Sr, su interpretación geológica más conservadora es que representan edades mínimas, de enfriamiento de los granitoides y/o de reseteo isotópico producido durante algún/os episodio/s de deformación y metamorfismo post-cristalización. En este último sentido, varias de las rocas datadas están descritas como granitoides cataclastizados.

Las edades de las rocas ígneas del alto del río Chico varían entre 340 Ma (Viseano, Missisipiano medio) y 263 Ma (Capitaniano, Guadalupiano), rango general que corresponde a la evolución geológica de los estadios magmáticos preorogénico y tardío a posorogénico del Ciclo Eruptivo Gondwánico, definidos para la Precordillera Patagónica y el Macizo Nordpatagónico. En forma adicional, dos datos corresponden al Triásico superior.

Por otra parte, en el alto también se han identificado rocas metamórficas de medio a alto grado, en facies esquisto verde a anfibolita. Según el informe de pozo LA-1 (Figura 14B de Allard *et al.* 2020) que está ubicado cerca del pozo YPF.Ch.LA.x-2 (granito datado por K-Ar biotita en 263 ± 10 Ma, Tabla 4, Lesta *et al.* 1980), dentro del mismo yacimiento Laguna Palacios, el basamento está compuesto por esquisto con cuarzo-muscovita-biotita, del cual no se dispone de da-



tos radimétricos. El metamorfismo y la deformación de esta roca podría relacionarse al sector del basamento donde está emplazado el granito del pozo YPF.Ch.LA.x-2 (Figura 14A de Allard *et al.* 2020). En el mismo sentido, en los pozos YPF.Ch.EMo.x-1 e YPF.Ch.PGS.x-1, se han registrado gneis cuarzo-muscovítico a los -3030 m b.b.p. y un granitoide a los -1732 m b.b.p., respectivamente. Estas rocas en el subsuelo han sido comparadas con aquellas de afloramiento del Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca y el Granito Sierra Mora, respectivamente (Foix *et al.* 2020).

En síntesis, el basamento del alto del Río Chico en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge podría compartir una evolución geológica en común con los afloramientos de rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera Patagónica y el Macizo Nordpatagónico (p. ej., ver Lesta *et al.* 1980, Ramos 2008, Foix *et al.* 2020). Sin embargo, la correlación regional entre las unidades litoestratigráficas de subsuelo y superficie, y la interpretación geológica integral de los eventos tectono-metamórficos y magmáticos debe practicarse junto con el apoyo de datos U-Pb en circones, que aporten precisiones robustas sobre las edades de los distintos procesos orogénicos en las rocas del subsuelo.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA: SÍNTESIS ESTRUCTURAL, METAMÓRFICA Y MAGMÁTICA

El análisis integral de toda la información estructural, metamórfica y magmática descripta

en los párrafos precedentes, sumado a los datos radimétricos K-Ar, Rb-Sr y U-Pb disponibles (Tablas 1-4), permite distinguir una evolución geológica en común para la corteza continental Patagónica de Chubut durante el Paleozoico, agrupada en *tres ciclos orogénicos*. Cada *ciclo orogénico* está vinculado a una sucesión de eventos geológicos que condujeron a la formación y posterior desmantelamiento de una montaña u orógeno. Cada uno comprende una etapa inicial de sedimentación, seguida de la etapa orogénica de construcción de la montaña, dividida en eventos tectónico-metamórficos intercalados con períodos de actividad magmática, y finalmente una fase erosiva de colapso orogénico. La base de cada ciclo está marcada por una discordancia mayor entre las rocas del sustrato subyacente y la cobertura sedimentaria que se apoya sobre el mismo.

Los ciclos orogénicos identificados en Chubut a través de la correlación regional entre las áreas de basamento ígneo-metamórfico más representativas son (1) *Ciclo Orogénico Transpatagónico* (Cámbrico-Ordovícico), (2) *Ciclo Orogénico Intrapatagónico* (Silúrico-Devónico) y (3) *Ciclo Orogénico Gondwánico* (Carbonífero-Triásico medio). La Fig. 21 exhibe la síntesis de la sucesión de eventos de deformación, metamorfismo y magmatismo, distribuidos según cada ciclo, la acotación temporal de los mismos y su correlación regional a través de las distintas áreas de afloramiento de basamento.

De los tres ciclos, el más conocido y estudiado ha sido el Gondwánico, mientras que el Transpatagónico ha sido definido recientemente (González *et al.* 2020), en tanto que el Intra-

Pozo	Nombre	Profundidad (m.b.b.p)	Litología	Método / material	Edad (Ma)
YPF.Ch.BDD.es-1	Bajada del Diablo	-2241	granito cataclástico	K-Ar rt	215 ± 5 ⁽¹⁾
YPF.Ch.LPa.es-1	Laguna Palacios	-2976	granodiorita cataclástica	K-Ar rt	218 ± 10 ⁽¹⁾
YPF.Ch.LA.x-2	Los Alazanes	-1264	granito	K-Ar biotita	263 ± 10 ⁽¹⁾
LA-1	Los Alazanes	-1650	esquistos ⁽³⁾		
YPF.Ch.EMo.x-1		-3030	gneis ⁽⁴⁾		
YPF.Ch.PGS.x-1		-1732	granitoide ⁽⁴⁾		
YPF.Ch.LPa.es-1	Laguna Palacios	-2113	microdiorita	K-Ar rt	272 ± 10 ⁽²⁾
YPF.Ch.CBa.x-1	Cerro Bagual	sin datos	basalto (¿?)	K-Ar rt	296 ± 15 ⁽¹⁾
YPF.Ch.PG.x-1	Pampa de los Guanacos	-1189	microgranito	K-Ar rt	334 ± 15 ⁽¹⁾
YPF.Ch.PO.x-2	Pico Oneto	-1625	granitoide	Rb-Sr rt*	334 ± 15 ⁽¹⁾
YPF.Ch.PO.x-2	Pico Oneto		granitoide	Rb-Sr rt*	340 ± 10 ⁽¹⁾

Tabla 4. Datos radimétricos del basamento ígneo-metamórfico del alto de Río Chico, en el subsuelo del flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge. * Ri asumida; rt: roca total. Referencias: ⁽¹⁾ Lesta *et al.* (1980), ⁽²⁾ Ferello y Lesta (1973), ⁽³⁾ Allard *et al.* (2020), ⁽⁴⁾ Foix *et al.* (2020). Ver la ubicación de los pozos y profundidades del basamento en Cortiñas (1996) y Sylwan (2001).



patagónico representa una propuesta original en este capítulo.

Ciclo Orogénico Transpatagónico (Cámbrico-Ordovícico)

Este ciclo orogénico comienza con la depositación de los protolitos sedimentarios y volcánicos de la Formación El Jagüelito, en el rango de 533-510 Ma, que se apoyarían sobre un basamento metaígneo de alto grado, no aflorante en la región y cuya edad ha sido interpretada como del Mesoproterozoico (González *et al.* 2018). La deformación compresiva y el metamorfismo regional en facies esquisto verde (D_1 - M_1) sobreimpuestos han sido acotados al intervalo 493-474 Ma (González *et al.* 2020). Luego, las intrusiones posorogénicas de los cuerpos ígneos La Irene y Méndez podrían ser tan antiguas como Ordovícico (post-474 Ma), y en este caso formar parte del Complejo Plutónico Pun-

ta Sierra, o incluso ser más jóvenes del Pérmico y comparables en edad y composición a los complejos Pailemán y Navarrete de la zona de Sierra Grande y Valcheta de Río Negro, respectivamente. Sobre este basamento se apoya en discordancia angular la sucesión sedimentaria de la Formación Sierra Grande (ver abajo).

No se dispone de datos radimétricos de la Formación El Jagüelito en la provincia del Chubut. Sin embargo, las litologías, grados metamórficos, estructuras y relaciones estratigráficas primarias con los cuerpos ígneos intrusivos y la cobertura sedimentaria indican que las rocas de esta unidad pertenecen al orógeno Transpatagónico del Paleozoico inferior, que con rumbo NO se desarrolla desde Valcheta, pasa por Mina Gonzalito y Sierra Grande, y culmina en la región de El Refugio-La Irene (Fig. 22; ver también figura 16 de González *et al.* 2020).

El orógeno Transpatagónico del norte de la Patagonia está desarrollado hacia el sur del

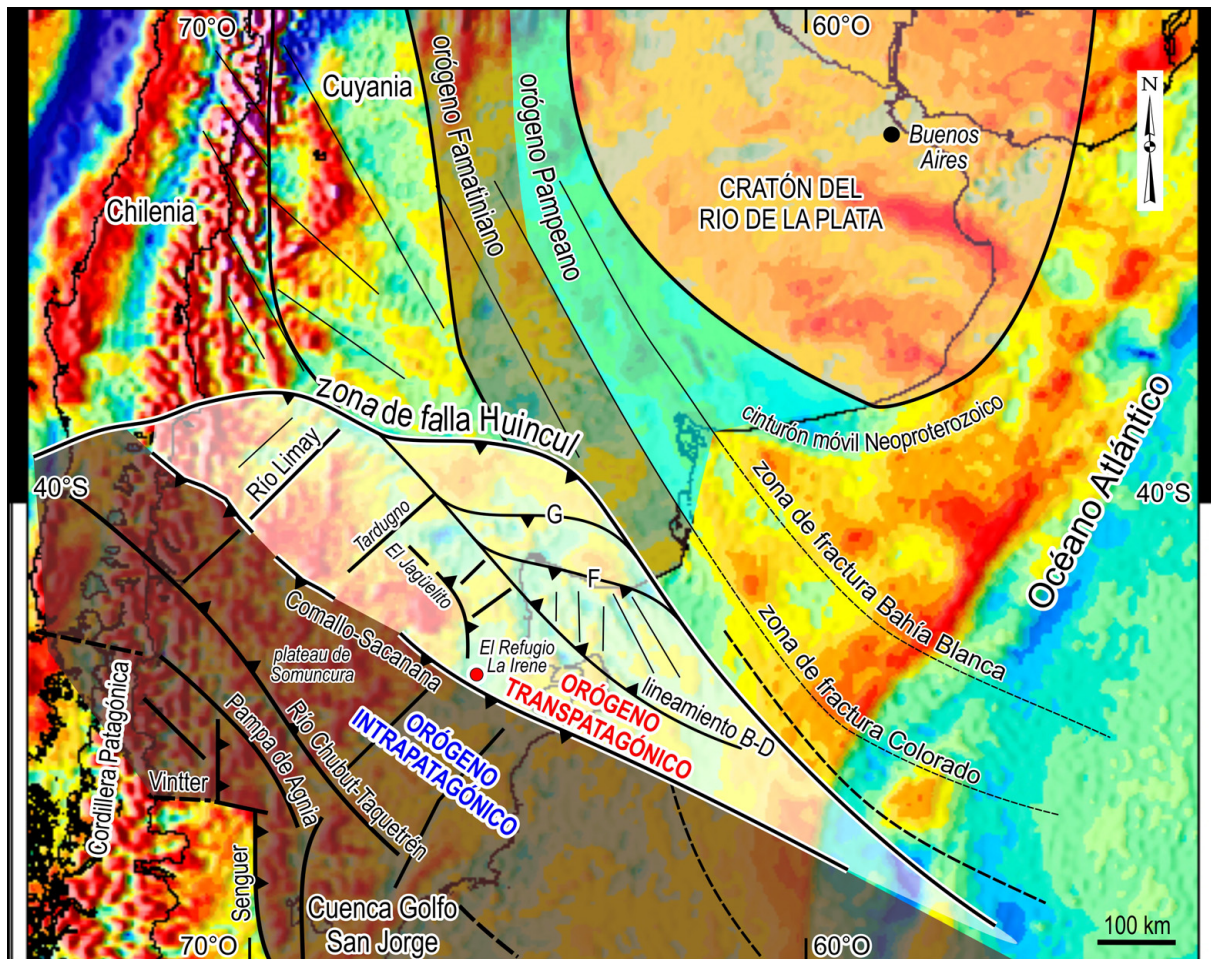


Fig. 22. Ubicación de los orógenos Transpatagónico e Intrapatagónico en el borde sur de Gondwana, en relación a los terrenos colisionados en Sudamérica hacia el oeste del cratón del Río de la Plata y a la ubicación de los orógenos Pampeano y Famatiniano. Modificado de González *et al.* (2020). La zona de Falla Huincul según Ramos *et al.* (2004) y los lineamientos Comallo-Sacanana, Río Chubut-Taquetrén y Pampa de Agnia como en Renda *et al.* (2019). El mapa de base es una imagen en color del modelo geofísico de aire libre, descargado en forma gratuita desde el *International Centre for Global Earth Models* (Barthelmes y Köhler 2016, Ince *et al.* 2019; web site: <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>).



borde sudoeste de Gondwana, abarcando casi toda la provincia de Río Negro y el sector noeste de Chubut. Está comprendido por el norte y sur respectivamente, entre la zona de falla Huinacul y el lineamiento Comallo-Gastre-Sacanana, definido por Gregori *et al.* (2013) y Renda *et al.* (2019), y que en este trabajo y a los efectos de evitar confusiones con la ubicación mas al sur de la región de Gastre, lo referiremos como lineamiento Comallo-Sacanana. Las rocas de la Formación El Jagüelito en Chubut están recostadas sobre el borde SE de la faja orogénica y limitadas hacia el sur por el lineamiento Comallo-Sacanana que las separa de las rocas de basamento Silúrico-Devónico (Fig. 22).

El Ciclo orogénico Transpatagónico del norte de la Patagonia es equivalente temporal de aquellos ciclos del Paleozoico inferior del borde continental de Gondwana, desarrollados al oeste del cratón del Río de la Plata. En Patagonia, la etapa de sedimentación cámbrica ocurrió en tiempos comparables al ciclo Pampeano (Neoproterozoico tardío-Cámbrico) de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero, pero en una posición paleogeográfica distinta, no el borde de Gondwana adyacente al cratón, sino en la Antártida oriental (González *et al.* 2018, 2020). La deformación, metamorfismo y magmatismo del Ordovícico son contemporáneos con el ciclo Famatiniano, de amplio desarrollo en el resto de las Sierras Pampeanas del centro-oeste de Argentina (Fig. 22).

Ciclo orogénico Intrapatagónico (Silúrico-Devónico)

Definición, límites y partes del orógeno.

Las rocas de basamento silúrico-devónicas se pueden agrupar en una faja o cinturón orogénico de rumbo NO, que se desarrolla entre la Cordillera Norpatagónica neuquina y la plataforma continental del mar Argentino. Una gran parte de la faja yace cubierta por el *plateau* basáltico Cenozoico de la Meseta del Somuncurá.

El margen NE del cinturón orogénico está limitado por el lineamiento Comallo-Sacanana, que yuxtapone en contacto tectónico el orógeno Intrapatagónico con las rocas cambro-ordovícicas Transpatagónicas. Hacia el SO, el orógeno está limitado por los lineamientos Lago Vintter-Gobernador Costa, de rumbo E-O, y Río Senguerr de rumbo NNO, que también representan discontinuidades corticales de primer orden similares al lineamiento Comallo-Sacanana

(p. ej., ver Renda *et al.* 2019). Así definido, el orógeno Intrapatagónico tiene un eje NO de ~800 km de largo por ~400 km de ancho (Fig. 22).

Los lineamientos estructurales de Río Chubut-Taquetrén y Piedra Parada-Pampa de Agnia (Renda *et al.* 2019) desacoplan internamente distintos segmentos corticales del orógeno, colocando en contacto tectónico a rocas de variado grado metamórfico y los cuerpos ígneos asociados. Sobre la base de la distribución regional de los complejos ígneo-metamórficos, el orógeno está compuesto por un *sector interno* con rocas metamórficas de alto grado, anatexis y magmatismo asociado, y un *sector externo* con rocas de bajo grado y ausencia de magmatismo. La parte interna de alto grado corresponde a la zona axial, con los complejos El Maitén, Cáceres y Lagunita Salada y la Formación Cushamen, y está adosada tectónicamente contra el orógeno cambro-ordovícico. La parte externa o periférica con rocas de bajo grado está ubicada hacia el sudoeste y representada por las formaciones Esquel y Arroyo Pescado. Entre ambas fajas de grado metamórfico contrastante, se alojan las rocas metamórficas de medio grado del Complejo Metamórfico Cutancunú (Fig. 2).

Distribución de los afloramientos. Desde el punto de vista geológico regional, los primeros afloramientos del orógeno podrían comenzar en Chile, muy retrabajados por la combinación de las orogénesis Gondwánica y Andica (p. ej., Heredia *et al.* 2018), y penetrar en territorio argentino en la región de San Martín de los Andes, Neuquén. Aquí la depositación de los protolitos del Complejo Colohuincul está distribuida entre el Miaolingiano, Cámbrico (501 ± 14 Ma, Serra-Varela *et al.* 2019) y el Pridoliano, Silúrico tardío (< 420 Ma, Hervé *et al.* 2018), según dos datos U-Pb en circones detríticos. La deformación y metamórfico asociado a anatexis regional habría comenzado en el Llandoveryano tardío, Silúrico (U-Pb circón de un leucogranito sincinemático de $434,1 \pm 4,5$ Ma, Serra-Varela *et al.* 2019), y continuado durante el Devónico (380-368 Ma, Lucassen *et al.* 2004). Si bien el magmatismo tonalítico asociado es posorogénico y ha sido datado por U-Pb en circones entre 400-390 Ma, Devónico inferior (Varela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006, Hervé *et al.* 2018); luego los cuerpos ígneos han sido deformados y afectados por metamorfismo regional de bajo grado.

Hacia el sur, el orógeno continua entre la zona de Bariloche y el cordón Serrucho (com-



plejos Bariloche y Colohuincul, Oriolo *et al.* 2019 y sus referencias), pasando a la provincia del Chubut en los afloramientos de basamento de alto y bajo grado de los cordones Maitén-Leleque-Mogote y Esquel-Ap Iwan, respectivamente. Luego siguen todos los afloramientos de alto grado de la Precordillera Patagónica y la región centro-sur del Macizo Nordpatagónico que se suman a los de medio grado de la sierra del Cerro Negro (Figs. 1, 2). Desde aquí, por un lado, se hunden debajo de la espesa cobertura sedimentaria meso-cenozoica de la Meseta Patagónica Norte, para continuar probablemente en la plataforma continental del mar Argentino. Y, por otra parte, tendrían continuidad en el alto de Río Chico del subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge, pudiendo alcanzar por el sur el basamento del Complejo Río Deseado en el NE de la Región del Deseado (Fig. 22).

Sedimentación. En el borde atlántico del Macizo Nordpatagónico (Fig. 1), la respuesta estratigráfica de la exhumación seguida del colapso del orógeno Transpatagónico fue la deposición de la Formación Sierra Grande. En forma inicial durante el Ordovícico superior, la sedimentación fue sin-orogénica, asociada al alzamiento del orógeno Transpatagónico a través de su faja plegada y corrida (Fig. 21; González *et al.* 2020 y referencias allí citadas), y luego siguió con una etapa molásica del Silúrico-Devónico, ya vinculada a los estadios iniciales de la orogénesis Intrapatagónica.

Los patrones de circones detríticos de la Formación Sierra Grande tienen picos en el Cámbrico y Ordovícico (Uriz *et al.* 2011, Naipauer *et al.* 2011), lo cual confirma el aporte clástico local, aunque sustancial, desde rocas transpatagónicas de esta edad. Dada la posición geográfica de la unidad que está recostada hacia el antepaís, respecto del frente orogénico más joven ubicado hacia el sudoeste, fue recién involucrada en una deformación compresiva a partir del ciclo orogénico gondwánico (Busteros *et al.* 1998, Japas 2001, von Gosen 2002, 2003, entre otros).

En la Precordillera Norpatagónica y región centro-sur del Macizo Nordpatagónico, la sedimentación asociada al ciclo Intrapatagónico se ha iniciado en forma concomitante con la Formación Sierra Grande (Fig. 21). La deposición de los protolitos sedimentarios de todos los complejos metamórficos de bajo a alto grado se produjo en el lapso 440-390 Ma (Llandoveriano-Eifeliano), según los análisis U-Pb de los circones detríticos (Hervé *et al.* 2005, 2018,

Pankhurst *et al.* 2006, Uriz *et al.* 2019, González *et al.* 2020). Además, la procedencia sedimentaria es, en forma preponderante, desde las rocas cambro-ordovícicas que estaban siendo desmanteladas desde la montaña Transpatagónica erguida hacia el NE (González *et al.* 2020, 2021b). Sobre la base de las edades de depositación y además teniendo en cuenta los datos de procedencia sedimentaria, los protolitos sedimentarios de los complejos El Maitén, La Potranca, Lagunita Salada y Cáceres y de la Formación Cushamen, son los equivalentes metamórficos de alto grado de aquellos de las formaciones Esquel y Arroyo Pescado de bajo grado, y del Complejo Cutancunú de medio grado.

Deformación y metamorfismo. La orogénesis que condujo a la formación del orógeno Intrapatagónico tiene distribución regional en la provincia del Chubut y comparte caracteres geológicos y geocronológicos con la Precordillera Patagónica del sector rionegrino (p. ej., Ostera *et al.* 2001, von Gosen 2009, López de Luchi *et al.* 2010, entre otros). La sucesión de eventos geológicos asociados exhibe una evolución continua entre el Silúrico y el Devónico, pero es diacrónica a través de las distintas escamas de basamento involucradas (Fig. 21).

Por un lado, los complejos metamórficos de alto grado (El Maitén, La Potranca, Lagunita Salada, Cáceres y Cushamen) exhiben estructuras complejas por deformación polifásica, asociadas a metamorfismo regional con clímax en facies anfíbolita alta, y distribuidas en, al menos, dos episodios tectono-metamórficos desarrollados entre 434 y 371 Ma (datos U-Pb; Llandoveriano-Fameniano, Silúrico inferior a Devónico superior, Fig. 21 y sus referencias). La fábrica penetrativa es de rumbo NO y las escamas de basamento tienen transporte tectónico hacia el S-SO. Los datos K-Ar y Rb-Sr cubren el rango anterior de edades e incluso son algo más jóvenes, alcanzando los 362 Ma (Tablas 1, 2).

Por otra parte, las rocas de bajo grado de las formaciones Esquel y Arroyo Pescado y de medio grado del Complejo Cutancunú, tienen estructuras más simples por deformación monofásica, y están asociadas a metamorfismo regional orogénico de bajo a medio grado. La fábrica penetrativa es de rumbo variable entre NNO y NNE y el transporte tectónico es hacia el este. Las escamas han sido exhumadas tempranamente durante la evolución del orógeno, y por ello han constituido el sustrato sobre el cual se



apoyaron las rocas sedimentarias del Grupo Tepuel. Los controles temporales de los fósiles y circones detríticos de esta cobertura sedimentaria sirven para acotar en forma relativa la edad de los eventos tectónico-metamórficos en las rocas de bajo grado.

La primera escama en exhumarse fue aquella de la Formación Esquel, antes de los 372 Ma. Luego le siguió la que contiene a la Formación Arroyo Pescado, antes de los 335 Ma, corroborado por el metamorfismo y deformación a los c. 349 Ma, y finalmente el complejo Cutancunú, después de los 390 Ma y antes de 318 Ma (~340 Ma). Esta exhumación diacrónica indica una migración general del frente orogénico Intrapatagónico desde el oeste hacia el este, entre el Silúrico y el Devónico (Fig. 21).

En forma contemporánea, los complejos metamórficos de alto grado no fueron exhumados hasta el Pérmico, y por ello no fueron cubiertos en discordancia angular por las rocas sedimentarias del Grupo Tepuel. Tuvieron una evolución continua dentro de la corteza desde su soterramiento en el Silúrico, alcanzando incluso la anatexis durante el Carbonífero-Pérmico (Fig. 21).

El Ciclo orogénico Intrapatagónico de la región central-norte de la Patagonia tiene sus equivalentes temporales en las fajas orogénicas desarrolladas al oeste del cratón del Río de la Plata, en la región centro-oeste de Argentina. Así es contemporáneo con la etapa tardía a posorogénica (Silúrico-Carbonífero inferior) del ciclo *Famatiniano* de las Sierras Pampeanas orientales de San Luis (Sato *et al.* 2003). Dichos movimientos tardíos de las Sierras Pampeanas también fueron paralelizados (Ramos 1999) con la fase orogénica o tectónica *Chañica* del Devónico tardío del Noroeste Argentino (*sensu* Turner y Mendez 1975), si bien en Córdoba fueron denominados como *orogenia Achaliana* (Sims *et al.* 1998). El ciclo Intrapatagónico también es sincrónico con la *Fase Chiriguana* o *Eohercínica* en Bolivia (Tawackoli *et al.* 1996, Moya 2015), a la cual se le atribuye el plegamiento de las sucesiones paleozoicas precarboníferas y la formación de un orógeno que, para algunos autores, tuvo envergadura continental e incluso, intercontinental (Ramos 1988, Suárez Soruco 2000). Como se puede apreciar, esta orogenia Siluro-Devónica tiene distribución continental a lo largo del borde oeste de Gondwana, si bien ha sido denominada localmente de distintas maneras.

Magmatismo. El magmatismo devónico está escasamente representado en las escamas de basamento metamórfico de medio y alto grado. Los plutones graníticos Notao (394 y 390 Ma, Tabla 3), Catreleo y Cáceres (371 Ma) representan el magmatismo posorogénico desarrollado con posterioridad a la formación de las estructuras NO y el metamorfismo asociado del Silúrico-Devónico inferior. Marcan el cierre del ciclo Intrapatagónico para el sector interno y profundo del orógeno. Al mismo tiempo de su emplazamiento dentro de la corteza, en la superficie ya comenzó la depositación de las unidades basales del Grupo Tepuel (Fig. 21). El sector externo del orógeno, con las rocas metamórficas de bajo grado de las formaciones Esquel y Arroyo Pescado, no tiene asociados intrusivos graníticos del Devónico, dado la exhumación temprana de estas dos unidades.

Desde el punto de vista geológico-regional, los granitoides devónicos forman parte de una faja magmática NO-SE desarrollada entre Chile, la Cordillera Patagónica en San Martín de los Andes y la Precordillera Patagónica de Río Negro y Chubut (Varela *et al.* 2005, 2015, Pankhurst *et al.* 2006, Hervé *et al.* 2018). En esta última, las rocas graníticas no han sido aún estudiada por geoquímica. Sin embargo, en el segmento rionegrino y en Chile los granitoides son sub-alcálicos, de tendencia calcoalcalina normal, preferentemente per-aluminosos y de tipo I. Han sido relacionados a subducción en un arco magmático desarrollado sobre el margen continental oeste del Gondwana (Varela *et al.* 2005, 2015).

Ciclo orogénico Gondwánico (Carbonífero-Triásico Medio)

En la Patagonia, este ciclo orogénico es conocido y sus rocas, estructuras y procesos orogénicos han sido estudiados profusamente. Serían necesarias varias páginas de este capítulo para mencionar los antecedentes publicados desde la síntesis de Lesta *et al.* (1980) que, sin embargo, se pueden consultar a través de los distintos capítulos de este volumen del Relatorio de Chubut.

Sedimentación. El ciclo sedimentario gondwánico en Chubut (p. ej., Limarino *et al.* 2021, este volumen, Taboada *et al.* 2021, este volumen) está representado por la sucesión de rocas del Grupo Tepuel y equivalentes, que se apoyan en discordancia angular sobre las pizarras y filitas



siluro-devónicas de las formaciones Esquel y Arroyo Pescado, y sobre los esquistos del Complejo Metamórfico Cutancunú. De oeste a este, la deposición de la unidad es diacrónica y más joven en esta dirección (Fig. 21), comenzando en forma temprana en el Devónico Superior (Hervé *et al.* 2005) con la Formación Valle Chico, unidad más occidental de la base del grupo (Limarino *et al.* 2021, este volumen). La deposición diacrónica del Grupo Tepuel podría estar relacionada con la dinámica tecto-sedimentaria de una cuenca de antepaís (López-Gamundí y Breitzkreuz 1997) y, como se verá a continuación, quizá estar vinculada a una faja plegada y corrida Gondwánica (Márquez y Giacosa 2000, Ramos 2008). No hay rocas sedimentarias gondwánicas que hayan sido informadas hasta ahora, apoyadas en discordancia sobre el basamento en las escamas de alto grado, dado que no estaban exhumadas al momento de la deposición en superficie del Grupo Tepuel (Fig. 21).

Una nueva etapa de deposición de rocas sedimentarias intercalada con volcanitas, con carácter tardío a post-orogénico del ciclo gondwánico, está relacionada al colapso orogénico en el Triásico medio y será interpretada a continuación.

Deformación y metamorfismo. El orógeno gondwánico en la Patagonia central se implantó en las rocas ya deformadas y metamorfiizadas del Paleozoico inferior a medio. Los niveles estructurales asociados a la deformación y metamorfismo gondwánico son disímiles, ya que cambia el estilo de las estructuras y el grado metamórfico con la profundidad. Por un lado, el Grupo Tepuel estuvo involucrado en niveles estructurales someros durante la evolución de una faja plegada y corrida, en parte con sedimentación sin-orogénica asociada y transporte tectónico hacia el este. En este sentido, las rocas del grupo están afectadas por pliegues y fallas inversas de bajo ángulo, sin metamorfismo asociado en el sector oriental de la cuenca (Márquez y Giacosa 2000, Giacosa *et al.* 2021b, este volumen), mientras que la unidad basal más antigua de la parte occidental, representada por la Formación Valle Chico, ha sido afectada por metamorfismo regional en grado anquizona (Cucchi y Askenasy 1982). Asimismo, en la región de Comallo, ubicada ~220 km al NE de Esquel/Ap-Iwan de Chubut, en el sector rionegrino de la Precordillera Patagónica, afloran rocas metamórficas de basamento cuyo protolito ha sido correlacionado como el equi-

valente de alto grado de la sucesión de rocas del Grupo Tepuel (Marcos *et al.* 2018, 2020). Como se puede apreciar, la migración del frente orogénico gondwánico en Patagonia parece ser oriental-nororiental, si bien aún son escasos los estudios y no puede establecerse con certeza una dirección preponderante. Asimismo, el análisis tecto-sedimentario y estructural de la faja plegada y corrida Gondwánica que afecta al Grupo Tepuel en Chubut es aún motivo de estudio.

Por otra parte, están involucrados niveles estructurales profundos, con deformación dúctil, metamorfismo regional de alto grado y magmatismo asociado, cuyo rango de edades es contemporáneo con aquel de la sedimentación del Grupo Tepuel (Fig. 21). Durante el Carbonífero y Pérmico, los eventos tectono-metamórficos alternan con períodos de intrusión de cuerpos ígneos plutónicos (p. ej., Renda *et al.* 2020). Si bien la recurrencia de los eventos orogénicos es diacrónica a través de las distintas escamas de basamento, en líneas generales las mismas exhiben un evento de deformación dúctil y metamorfismo asociado en común, comprendido entre los 342 y 323 Ma, previo a las intrusiones del Batolito del Platero, Granito Pichiñanes y Complejo Plutónico Paso del Sapo (Fig. 21). La fábrica Gondwánica en las escamas de basamento de alto grado tiene el mismo rumbo NO y vergencia estructural al SO de aquella devónica, si bien en la región de Cáceres son ortogonales, hacia el NE. Dada la superposición térmica y tectónica de este evento, no se puede distinguir claramente cuando el transporte tectónico hacia el SO corresponde a los efectos orogénicos del Ciclo Intrapatagónico o al Gondwánico.

Con posterioridad, los eventos tectónico-metamórficos son marcadamente diacrónicos y no se puede establecer una correlación regional concisa de los mismos entre las escamas de basamento, ya que cada una tiene su propia evolución geológica relacionada a los niveles estructurales involucrados. Así, el basamento registra eventos tectónico-metamórficos a ~303 Ma, 280-262 y aún entre 258-250 Ma, cerca del límite Permo-Triásico (Fig. 21). Por último, también hay edades comprendidas entre 243 y 240 Ma, que podrían interpretarse como de enfriamiento durante la exhumación vinculada al colapso orogénico, el cual además ha sido contemporáneo con la deposición de la Formación Calcatapul y equivalentes (ver abajo). Los pe-



riodos de quiescencia en los intrusivos están vinculados a etapas de construcción del orógeno donde se registra una mayor actividad de la deformación dúctil y el metamorfismo regional asociado (Fig. 21).

Magmatismo. Los afloramientos de rocas ígneas del Ciclo Eruptivo Gondwánico (Neopaleozoico-Triásico medio) distribuidos entre el Macizo Nordpatagónico centro-sur y la Precordillera Patagónica de Chubut han sido agrupados en los párrafos previos como (1) *Pre-orogénico*, comprendido entre el Mississippiano superior y el Pennsylvaniano inferior (329-314 Ma), (2) *Tardío a posorogénico* del Pérmico (294-253 Ma) y (3) *Netamente posorogénico* del Triásico medio (~245 Ma). Los granitoides han sido investigados por geoquímica y son sub-alcalinos y calcoalcalinos, meta- a peraluminosos y de tipo I, relacionados a subducción en un arco magmático desarrollado sobre el margen continental oeste del Gondwana (Varela *et al.* 2005, 2015, Pankhurst *et al.* 2006, 2014).

El análisis integral de las relaciones primarias de campo y la disposición y ubicación geográfica de los intrusivos, permite interpretar que la faja magmática Gondwánica tiene rumbo NO (p. ej., Varela *et al.* 2005, 2015, Pankhurst *et al.* 2006). Los batolitos de granitoides preorogénicos están alojados en el sector SO de la faja, y los tardío- a posorogénicos, que intruyen a los anteriores, están recostados en el opuesto. Esto sugiere una migración temporal del magmatismo gondwánico desde el SO hacia el NE, entre el Carbonífero y el Pérmico. En este mismo sentido, la sucesión de sinrift de rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Calcatapul está ubicada hacia el NE, y se apoya en no concordancia sobre los plutones pre- a posorogénicos conexos que conformaron el basamento prerift (González *et al.* 2021a). Cabe destacar que el rejuvenecimiento del magmatismo gondwánico hacia el NE, con las facies subvolcánicas y volcánicas más jóvenes ubicadas en este sector, ha sido también reconocido en dirección al norte a lo largo del orógeno, a la latitud del río Limay-Piedra del Águila-Mencué por Gregori *et al.* (2020). Como puede observarse, se trata de un carácter geológico para el magmatismo gondwánico que tiene distribución regional entre la Precordillera Patagónica de Chubut y el margen occidental del Macizo Nordpatagónico rionegrino.

El agrupamiento en tres períodos de actividad para el magmatismo gondwánico de Chu-

but, es análogo a los estadios definidos para la evolución tectono-magmática del «*magmatismo Choiyoi*» hacia el norte del río Colorado, entre los 22° y 39° de latitud Sur, separado en (1) magmatismo orogénico pre-Choiyoi, (2) magmatismo Choiyoi y (3) magmatismo post-Choiyoi (Sato *et al.* 2015). Si bien las edades de cristalización de los granitoides deformados y sin deformación de Chubut cubren en forma integral los intervalos del magmatismo Choiyoi, y además los cuerpos ígneos comparten niveles de emplazamiento y los ciclos están separados por fases de deformación, las etapas magmáticas y de deformación en Chubut exhiben un diacronismo leve, de unos pocos millones de años, respecto de aquellas reconocidas en el eje orogénico Gondwánico de la Cordillera Frontal.

Este carácter en común, que es recurrente y compartido a lo largo de ~1.500 km del margen continental activo de Gondwana, entre la Cordillera Frontal y Patagonia, permite proponer que el magmatismo neopaleozoico de Chubut forma parte de la misma *Provincia Magmática Choiyoi*. Además, invita a extender la provincia ígnea hacia el sur del Macizo Nordpatagónico rionegrino, ubicando sus afloramientos más australes dentro de la Precordillera Patagónica. Finalmente, el magmatismo Choiyoi podría continuar en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge, en el alto de basamento del río Chico (Cortiñas 1996, Lesta *et al.* 1980, Ramos 2008).

IMPLICANCIAS GEODINÁMICAS

La evolución tectono-metamórfica y magmática regional del basamento de la Patagonia central ha sido analizada en forma integral por su vinculación con el crecimiento y desarrollo del margen proto-Andino de Gondwana durante los ciclos orogénicos Transpatagónico e Intrapatagónico, que son contemporáneos con el Pampeano-Famatiniano (Cámbrico-Ordovícico) y con la fase Chánica (Silúrico-Devónico), respectivamente, desarrollados hacia el oeste del cratón del Río de la Plata en la región centro-oeste de Argentina. Si bien se dispone de una cantidad considerable de datos de campo, estructurales y radimétricos, todavía es motivo de estudio la definición concisa de los distintos eventos estructurales, metamórficos y magmáticos y su acotación temporal precisa. La evaluación integral de los mismos y su comparación con lo que ocurre,



al mismo tiempo, al oeste del cratón, indica que la evolución geotectónica de Patagonia durante el Paleozoico inferior a medio presenta algunas diferencias sustanciales. No ocurre lo mismo con la orogénesis neopaleozoica del ciclo Gondwánico, que parece tener varios caracteres geológicos en común con el resto del margen continental de Gondwana.

Para la región norte y central de la Patagonia, la corteza continental ha crecido lateralmente en dirección al SO entre el Cámbrico y el Devónico, con la incorporación de las rocas de los ciclos Transpatagónico e Intrapatagónico (Fig. 22). La sedimentación ha sido en cuencas periorogénicas que luego fueron incorporadas por acreción al margen de Gondwana en forma progresiva, superponiéndose en el espacio y en el tiempo (p. ej., Suárez *et al.* 2019).

El *Orógeno Transpatagónico* del Cámbrico-Ordovícico ha sido incluido como una de las dos fajas de un sistema de cinturón metamórfico apareado (González *et al.* 2020). El cinturón tiene una faja de rocas de baja-P/alta-T externa (terreno Patagonia septentrional, ubicado hacia el SO del margen de Gondwana, González *et al.* 2018) y otra faja paralela, de tipo Barroviense de P y T medias, desarrollada a lo largo del borde sur del Bloque del Chadileuvú, que representaba el margen SO de Gondwana para el Paleozoico inferior, y corresponde a la extensión austral del *Orógeno Famatiniano* de las Sierras Pampeanas. Las fajas son de metamorfismo contrastante pero de la misma edad cambro-ordovícica, y están yuxtapuestas en contacto tectónico a lo largo de la Zona de Falla Huincul, que es la sutura entre el margen SO de Gondwana, al norte, y el terreno Patagonia septentrional, al sur (Fig. 22). Así, el *Orógeno Transpatagónico* es de tipo acrecionario producido por la subducción temprana de una placa oceánica debajo del borde continental de Gondwana, y la acreción final del terreno Patagonia norte contra dicho margen (González *et al.* 2020).

El *Orógeno Intrapatagónico* del Silúrico-Devónico está yuxtapuesto tectónicamente al anterior por el sudoeste, a través del lineamiento Comallo-Sacanana que representa una discontinuidad cortical de primer orden. Las rocas ígneo-metamórficas cambro-ordovícicas podrían formar parte del basamento sobre el cual se depositaron en discordancia los protolitos sedimentarios siluro-devónicos, cuyo aporte detrítico mayor son las rocas desmanteladas desde el orógeno precedente, que está elevado por el

norte y noreste. A partir del Devónico medio, la cuenca es invertida tectónicamente por compresión y afectada por metamorfismo regional y magmatismo intrusivo, al implantarse una nueva subducción y arco magmático por el oeste. La parte interna del orógeno Intrapatagónico está adosado al margen sur del Transpatagónico, donde por un efecto contrafuerte, cercano a la zona de yuxtaposición, se han registrado los efectos orogénicos máximos, con deformación dúctil y metamorfismo de alto grado en facies anfífolita. La zona externa quedó hacia el sudoeste, también vinculada a deformación compresiva pero asociada a un grado metamórfico bajo y sin magmatismo. Además, la escasez de magmatismo Devónico en la Patagonia central se debería a que, desde el punto de vista geográfico, es una zona alejada del eje del arco magmático de esta edad que ha sido registrado hacia el oeste y noroeste, en actual territorio de Chile (Hervé *et al.* 2016, 2018 y las numerosas referencias allí citadas).

Desde el punto de vista geotectónico, la cuenca siluro-devónica puede clasificarse como de antepaís, y quizá de tipo periférica, desarrollada entre dos fajas orogénicas. La estructura cortical de primer orden que la afectó pudo ser una faja plegada y corrida con dos vergencias opuestas. La migración temprana de las escamas de basamento habría sido desde el SO-OSO hacia el NE-ENE, durante el cual fueron exhumadas las rocas de bajo grado de las formaciones Esquel y Arroyo Pescado, hasta que el frente orogénico encontró el contrafuerte rígido del basamento Transpatagónico. Luego, la faja empezó a cortar en sentido opuesto, con transporte tectónico hacia el S y SO, tiempo durante el cual habría comenzado la exhumación de las escamas de basamento de alto grado de los complejos El Maitén, Cushamen, Cáceres, Lagunita Salada y La Potranca, a niveles corticales más someros. La exposición final en superficie de las rocas de alto grado se habría completado en el Pérmico, aunque ya asociada al colapso extensional del orógeno Gondwánico.

El *Orógeno Gondwánico* del Carbonífero-Pérmico está sobreimpuesto en las rocas ígneo-metamórficas de los basamentos Transpatagónico e Intrapatagónico, sin límites tectónicos precisos, y vinculado a subducción de litósfera oceánica por el oeste, con un nuevo arco magmático asociado (Fig. 21). Así implantado, el orógeno tiene continuidad a lo largo del margen sur de Gondwana desde la Patagonia cen-



tral hasta la región centro-oeste de Argentina, donde sus rocas están bien representadas en la Cordillera Frontal. Durante el ciclo gondwánico en Patagonia se registra el engrosamiento cortical vertical del borde continental causado por el apilamiento tectónico de escamas de basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico inferior-medio, sumado a la cobertura sedimentaria neopaleozoica del Grupo Tepuel y la adición del profuso magmatismo del Ciclo Eruptivo Gondwánico. La deformación compresiva y el metamorfismo regional asociado han producido la reactivación tectónica y térmica de las estructuras y rocas de los ciclos previos. En este sentido, la inversión tectónica positiva o negativa de los lineamientos estructurales antiguos de rumbo NO, han tenido un rol fundamental en la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca del Grupo Tepuel (Márquez y Giacosa 2000), así como también fue esencial su dinámica en las cuencas sedimentarias mesozoicas y en la depositación de sus sucesiones volcano-sedimentarias (Giacosa 2020, Giacosa *et al.* 2021b, este volumen).

Se han propuesto varios esquemas para la evolución geotectónica del basamento ígneo-metamórfico de la Patagonia, que ha sido analizada por su vinculación con la colisión de los terrenos Chilenia, Chaitenia y Patagonia contra el margen de Gondwana, en distintos tiempos durante el Paleozoico y con variados mecanismos de acople (Ramos 1984, 2008, Pankhurst *et al.* 2006, 2014, Gregori *et al.* 2008, von Gosen 2009, Hervé *et al.* 2018, Heredia *et al.* 2018, Rapela y Pankhurst 2020, Ramos *et al.* 2020, entre otros). Una idea subyacente común en la mayoría de los esquemas propuestos, es que la Patagonia no era del todo exótica para el sudoeste de Gondwana en los tiempos del Paleozoico temprano, como lo sugieren patrones similares de circones detríticos de metasedimentitas y el reconocimiento del arco magmático del Ordovícico con edades modelo T_{DM} similares, que podrían representar una extensión sur de los orógenos Pampeano y Famatiniano de las Sierras Pampeanas. Sin embargo, los orógenos Transpatagónico e Intrapatagónico no tienen continuidad geográfica con los anteriores y están separados de éstos por discontinuidades estructurales corticales de primer orden (Fig. 22). Además, durante todo el lapso abarcado por el Paleozoico inferior y medio, las orogénesis Transpatagónica e Intrapatagónica estuvieron activas y fueron continuas en el tiempo. La finalización de cada ciclo no terminó con una colisión

continental y fueron seguidas en forma concomitante por la orogenia Gondwánica (Fig. 21). Este esquema de recurrencia casi ininterrumpida de ciclos orogénicos es característico de un *orógeno acrecional*, caracterizado por una convergencia continua de placas y subducción activa de litósfera oceánica. La misma está en funcionamiento por un prolongado tiempo durante el cual se produce la acreción de terrenos para autóctonos, insulares o cuencas sedimentarias periféricas, contra el margen continental (p. ej., González *et al.* 2018, 2020, Oriolo *et al.* 2019, 2021, Marcos *et al.* 2018, 2020). El progreso y superposición de los eventos tectónico-metamórficos puntuados por episodios de intrusión de cuerpos ígneos está vinculado a cambios en la velocidad de convergencia, traducido en un comportamiento disímil del orógeno con sectores en avance (compresivos) y en retroceso (extensionales), según la competencia entre la tracción hacia abajo de la losa oceánica y la expansión lateral en las dorsales oceánicas. Otras causas de tal recurrencia están también asociadas a cambios en el ángulo de subducción *-slab roll-back-* que, a su vez, producen la modificación de la distancia entre la trinchera, el arco magmático y el frente orogénico que migra hacia el antepaís, entre otros (p. ej, Collins 2002, Cawood 2005, Cawood *et al.* 2009, Brown 2010).

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro sincero agradecimiento a Ma. Cecilia Cábana, José O. Allard y Nicolás Foix por la participación activa durante la redacción de este capítulo con fructíferos comentarios y sugerencias sobre la geología de basamento de Chubut. Además, M. C. Cábana preparó las imágenes satelitales de base para el mapeo de las unidades ígneo-metamórficas exhibidas en las figuras, y J.O. Allard y N. Foix cedieron gentilmente y en forma desinteresada, varias fotografías de campo incluidas en las figuras, cuyos créditos respectivos están en el epígrafe de las mismas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Allard, J., Giacosa, R. y Paredes, J. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de



- la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 998-999, Neuquén.
- Allard, J., Foix, N., Bueti, S., Sánchez, F. y Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102405.
- Anselmi, G., Gamba, M.T. y Panza, J. 2004a. Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 313, 98 pp. Buenos Aires.
- Anselmi, G., Panza, J., Cortés, J.M., Ragona, D. y Genini, A. 2004b. Hoja Geológica 4569-II, El Sombrero. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 271, 70 pp. Buenos Aires.
- Ardolino, A., Lizuain, A., Salani, F. y Pezzuchi, H. 2003a. Hoja Geológica 4369-II, Gan Gan, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito), Buenos Aires.
- Ardolino, A., Panza, J., Ylláñez, E. y Parisi, C. 2003b. Hoja Geológica 4566-I, Garayalde, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 264, 84 pp. Buenos Aires.
- Barthelmes, F. y Köhler, W. 2016. International Centre for Global Earth Models (ICGEM). En: Drewes H. *et al.* (Eds.), *The Geodesist's Handbook 2016*. *Journal of Geodesy* 90: 907-1205.
- Bouhier, V., Franchini, M., Caffè, P., Maydagán, L., Rapela, C. y Paolini, M. 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag-Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120.
- Brown, M. 2010. Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research* 18: 46-59.
- Busteros, A., Lema, H., Giacosa, R. y Zubia, M. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 241, 85 pp., Buenos Aires.
- Comité Argentino de Estratigrafía (CAE) 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 20. 64 pp. Buenos Aires.
- Cawood, P. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69: 249-279.
- Cawood, P., Kröner, A., Collins, W., Kusky, T., Mooney, W. y Windley, B. 2009. Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society of London, Special Publication* 318: 1-36.
- Cazau, L. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 727-740. Córdoba.
- Cerrodo, M. E. y López de Luchi, M. G. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (5): 499-515.
- Cerrodo, M. E., Párica, C. y Remesal, M. 2002. Facies de alto grado de la Formación Cushamen en Aguada del Pajarito, Macizo Nordpatagónico. Chubut. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 85-88, Buenos Aires.
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P. y Fan, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Collins, W. 2002. Nature of extensional accretionary orogens. *Tectonics* 21 (4), 1024: 1-12.
- Cortés, J. M. 1986. Estratigrafía y tectónica de la región central de la Provincia del Chubut, República Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral inédita N° 1975, 242 pp.
- Cortés, J. M. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 202, 95 pp. Buenos Aires.
- Cortés, J. M. 1988. Descripción Geológica de la Hoja 46d, Meseta del Canquel, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, inédito, 179 pp. Buenos Aires.
- Cortiñas, J. 1996. La cuenca de Somuncurá-cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 147-163, Buenos Aires.
- Cucchi, R.J. 1977. Petrografía de distintos Sectores de la Hoja 42a-b El Maitén, Cerro Plataforma y Cordón de Leleque. Ministerio de Economía. Secretaría de Estado de Minería, Informe inédito, 11 pp. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J. 1980. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 167-173.
- Cucchi, R.J. y Askenasy, T. 1982. Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico. Análisis de cristalinidad de la illita. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 362-365.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. y Bowring, S. 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research* 24: 1267-1275.
- Chebli, G. 1973. Provincia del Chubut: Geología y estratigrafía de la Región Central del Chubut, al



- Sur del Río homónimo, entre Sa. de Cañadón Grande, Sa. Cuadrada, Sa. del Guanaco e inmediaciones de la Sierra Negra (Departamento de Paso de Indios). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral inédita N° 1493, 152 pp.
- Chernicoff, J., Zappettini, E., Santos, J., McNaughton, N. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminue Complex, Río Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4: 37-56.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3-4): 377-386.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, Provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 97-100, El Calafate.
- Ferello, R. y Lesta, P. 1973. Acerca de la existencia de una dorsal interior en el sector central de la serranía de San Bernardo (Chubut). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 19-26, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1949. Descripción de la Geología de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Tomo I 334 pp., Buenos Aires.
- Figari, E., Scasso, R., Cúneo, R. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (2): 135-169.
- Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L. y Atencio, M., 2020. Spatio-temporal variations in the Mesozoic sedimentary record, Golfo San Jorge basin (Patagonia, Argentina): Andean vs. cratonic sources. *Journal of South American Earth Science* 98, 102464.
- Franzese, J., Días, G. y Dalla Salda, L. 1992. Las estructuras de las Metamorfitas Cushamen, Provincia del Chubut. 6° Reunión de Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Monografías 8: 27-30.
- García, V., González, S., Colombo Tassinari, C., Sato, K., Sato, A.M., González, P. y Varela, R. 2014. Geoquímica y geocronología del plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, T8-18, Córdoba.
- Giacosa, R. 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102407.
- Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J. y Sciutto, J. 2004. Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, (Cushamen, Chubut, Argentina; 42°10´S-70°30´O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 569-577.
- Giacosa, R., Márquez, M. y Fernández, M. I. 2008. Estructura e interpretación tectónica del granito milonítico La Rueda: región central del Chubut. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas, 835-836, S.S. Jujuy.
- Giacosa, R., González, P., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Rossi, A. 2014. Complejo ígneo-metamórfico Cáceres: una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). 19° Congreso Geológico Argentino, Actas S21-19: 1450-1451, Córdoba.
- González, P., 2018. Mapeo de Rocas Metamórficas. En: Echeveste, H. (Ed.), Manual de Levantamiento Geológico. Una introducción a la Geología de Campo. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP), Colección Libros de Cátedra. Capítulo 14, 25 pp. La Plata, Buenos Aires.
- González, P.D., Dalponte, M., Coluccia, A., Franchi, M. y Caba, R. 1999. Hoja Geológica 4169-III, Ingeniero Jacobacci. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 311 (preliminar), 200 pp. Buenos Aires.
- González, P.D., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., Llambías, E., Chemale, F. y Castro Dorado, A. 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research* 63: 186-225.
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M. Varela, R., Basei, M., Cábana, M.C., Vlach, S., Arce, M. y Parada, M. 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01939-0>
- González, P.D., Giacosa, R., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cábana, M.C., Basei, M., Busteros, A. y Silva Nieto, D. 2021a. U-Pb geochronology of the meta-volcanic rocks from Sierra de Calcatapul: implications for the Middle Triassic syn-rift volcanism and tectonic evolution of northern extra-Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 103170.
- González, P.D., Giacosa, R., Oriolo, S., Schulz, B., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cábana, M.C., Basei, M., Krause, J., Busteros, A. y Silva Nieto, D. 2021b. U-Th-Pb petrochronology and Paleozoic tectonic-metamorphic evolution of Central Patagonia revisited. *Earth-Science Reviews*. Enviado a publicar y aún no aceptado.



- González, C., Musacchio, E. y Amos, A. J. 1972. Hallazgo de una fauna y una flora del Paleozoico Superior en la Sierra de Agnia, Chubut. *Ameghiniana*, 9 (4): 298-304.
- Gregori, D., Kostadinoff, J. y Strazzere, L. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Gregori, D., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martínez, J.C. y Barros, M. 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers* 4 (6): 693-708.
- Grégori, D., Strazzere, L., Barros, M., Benedini, L., Marcos, P. y Kostadinoff, J. 2020. The Mengué Batholith: Permian episodic arc-related magmatism in the western North Patagonian Massif, Argentina. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2019.1710865
- Griffis, N.P., Montañez, I.P., Fedorchuk, N., Isbell, J., Mundil, R., Vesely, F., Weinshultz, L., Iannuzzi, R., Gulbranson, E., Taboada, A., Pagani, A., Sanborn, M.P., Huyskens, M., Wimpenny, J., Linol, B. y Qing-Zhu Yin. 2019. Isotopes to ice: Constraining provenance of glacial deposits and ice centers in west-central Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 531 Part B: 108745.
- Haller, M. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43h, Puerto Madryn, Provincia del Chubut (1:200.000). Servicio Geológico Nacional, Boletín 184, 49 pp. Buenos Aires.
- Haller, M., Meister, C., Monti, A. y Weiler, N. 2005. Hoja Geológica 4366-II, Puerto Madryn. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 289, 39 pp. Buenos Aires.
- Haller, M., Lech, R., Martínez, O., Meister, C., Poma, S. y Viera, R. 2010. Hoja Geológica 4372-III-IV, Trevelin. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 322, 86 pp. Buenos Aires.
- Halpern, M. 1972. Geochronologic Evolution of Southern South America. Simposio Internacional Sistemas Carbonífero e Permiano America do Sul. *Academia Brasileira Ciências*. 44 (Supl.): 149-160. San Pablo, Brasil.
- Halpern, M., Umpierre Urquhart M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. *Actas Conferencia Problemas sobre la Tierra Sólida (Buenos Aires)*. II: 345-356. Buenos Aires, Argentina.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J., Alonso, J., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez Fernández, L., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro, R., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R. y Ramos, V. 2018. The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. En Folguera, A. *et al.* (Eds.), *The evolution of the Chilean and Argentinean Andes*: 111-132. Springer-Verlag.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. Shrimp U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. *16° Congreso Geológico Argentino Actas 2*: 97-100, La Plata.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Pankhurst, R., Fuentes, F., Rapela, C., Correa, J., Quezada, P. y Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society* 173: 587-602.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45 (3): 301-317.
- Ichazo, G. 2001. Carta de Peligrosidad Geológica 4366-IV, Rawson, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 304, 108 pp. Buenos Aires.
- Ince, E., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F. y Schuh, H. 2019. ICGEM-15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. *Earth System Science Data* 11: 647-674.
- Japas, S. 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 91-121.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D. y Giacosa, R. 2014. Granitoides del Pérmico superior de la Sierra del Medio, Chubut: nuevos datos petrológicos y geocronológicos. *19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD S21-26*, Córdoba.
- Lema, H. 1981. Estudio petrográfico correspondiente a muestras de las Hojas 44h Rawson, Provincia del Chubut. Secretaría de Estado de Minería. Informe inédito, 7 pp. Buenos Aires.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut Extra-Andino. En Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*. Academia Nacional Ciencias Córdoba, Tomo II: 1307-1387. Córdoba.
- Linares, E. 2007. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. Años 1957-2005. Asociación Geológica Argentina, Serie «F»: Publicaciones en CD N° 2.
- Linares, E. y Latorre, C. 1969. Datación por el método potasio-argón de algunas rocas ígneas argentinas. Informe Comisión Nacional Energía Atómica (Inédito). Buenos Aires.



- Linares, E., Haller, M., Ostera, H., Cagnoni, M. y Galante, G. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Ñorquinco department, Río Negro province, Argentina. 1st South-American Symposium on Isotope Geology, Expanded Abstracts: 170-173. Campos de Jordao, San Pablo, Brasil.
- Linares, E., Haller, M., Ostera, H. y Page, S. 2001. Preliminary radiometric ages for the Arroyo Pescado Formation. 2^o Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes: 16. Trelew.
- Lizuain, A. y Viera, R. 2010. Hoja Geológica 4372 I-II, Esquel. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 369, 72 pp. Buenos Aires.
- Lizuaín, A., Silva Nieto, D., Márquez, M. y Parisi, C. 2019. Hoja 4369-I, Gastre. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (inédita), Buenos Aires.
- López de Luchi, M. G., Cerrado, M. E. y Martínez Dopico, C. 2010. Lithology and age of the Cushamen Formation. Devonian magmatism in the western North Patagonian Massif. Argentina. Bolletino di Geofisica teorica ed applicata, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale. 51: 71-73.
- López Gamundí, O. y Breitzkreuz, C. 1997. Carboniferous to Triassic evolution of the Panthalassan margin, southern South America. En Dickins, J., Zunyi, Y., Hongfu, Y., Lucas, S. y Acharyya, S. /Eds.), Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their Global Correlation, 10: 8-19. Cambridge University Press.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: The Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). Journal of South American Earth Sciences 17 (2): 103-119.
- Llambías, E. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, 237 pp. Buenos Aires.
- Llambías, E. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén. En Leanza, H. *et al.* (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino 6: 53-76.
- Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C. 1984a. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino I-4: 85-117.
- Llambías, E., Llano, J., Rossa, N., Castro, C. y Puigdomenech H. 1984b. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio. Departamento Cushamen. Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 554-587, S. C. de Bariloche.
- Marcos, P., Gregori, D., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L. y Pavon Pivetta, C. 2018. Pennsylvanian glacial marine sedimentation in the Cushamen Formation, western North Patagonian Massif. Geoscience Frontiers 9 (2): 485-504.
- Marcos, P., Pavón Pivetta, C., Benedini, L., Gregori, D., Geraldés, M., Scivetti, N., Barros, M., Varela, M. y Costa dos Santos, A. 2020. Late Paleozoic geodynamic evolution of the western North Patagonian Massif and its tectonic context along the southwestern Gondwana margin. Lithos 376-377, 105801.
- Márquez, M. 2005. Las milonitas del Granito La Rueda; sus connotaciones geológicas y tectónicas. 16° Congreso Geológico Argentino Actas 1: 367-368, La Plata.
- Márquez, M. y Giacosa, R. 2000. Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 398-402.
- Moya, C. 2015. La «Fase Oclóyica» (Ordovícico Superior) en el noroeste argentino. Interpretación histórica y evidencias en contrario. Serie Correlación Geológica 31 (1): 73-110.
- Murra, J., Baldo, E., Verdecchia, S. y Galindo, C. 2017. Los mármoles cálcicos de El Escorial (Formación Cushamen), Macizo Nord Patagónico: caracterización isotópica de ⁸⁷Sr-⁸⁶Sr y probable edad de sedimentación. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas CD Simposio 15: 82-84, San Miguel de Tucumán.
- Naipauer, M., González, P.D., Varela, R., Sato, A., Chemale, Jr. F., Llambías, E. y Greco, G. 2011. Edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos del Miembro Polke, Formación Sierra Grande, Río Negro: ¿Una nueva unidad Cambro-Ordovícica? 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 113-114, Neuquén.
- Nakayama, C. 1973. Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 269-278, Córdoba.
- Nullo, F. 1983. Hoja geológica 45c, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 199, 94 pp. Buenos Aires.
- Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E.M. y Vizán, H. 2019. The late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the north Patagonian Cordillera (Argentina). Tectonics 38: 2378-2400.
- Oriolo, S., Schulz, B., Geuna, S., González, P.D., Otamendi, J., Slama, S., Druguet, E. y Siegesmund, S. 2021. Early Paleozoic accretionary orogens along the Western



- Gondwana margin. *Geoscience Frontiers* 12: 109-130.
- Ostera, H., Linares, E., Haller, M., Cagnoni, M. y López de Luchi, M. 2001. A widespread Devonian metamorphic episode in Northern Patagonia, Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology Actas CD, Comunicaciones 52, 161, Santiago.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76, 235- 257.
- Pankhurst, R., Rapela, C., López de Luchi, M., Rapalini, A., Fanning, C. y Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 171: 313-328.
- Proserpio, C. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200.000). Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 159, 76 pp., Buenos Aires.
- Proserpio, C. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo (1:200.000), Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 201, 102 pp. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿un continente Paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, S. C. de Bariloche.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y Burchfiel, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos, E. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (3): 41-96.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ramos, V.A, Riccardi, A. y Rolleri, E. 2004. Límites naturales del norte de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 785-786.
- Ramos, V.A., Lovecchio, J., Naipauer, M. y Pángaro, P. 2020. The collision of Patagonia: geological facts and speculative interpretations. *Ameghiniana* 57 (5): 464-479.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 4-25.
- Rapela, C. y Pankhurst, R. 2020. The continental crust of Northeastern Patagonia. *Ameghiniana* 57 (5): 480-498.
- Rapela, C., Pankhurst, R. y Harrison, S. 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 291-304.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 148, 82 pp. Buenos Aires.
- Renda, E., Álvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S. y Vizán, H. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: A case study in Central Patagonia, Argentina. *Tectonophysics* 772, 228232.
- Renda, E., González, P.D., Vizán, H., Oriolo, S., Prezzi, C., Ruiz González, V., Schulz, B., Krause, J. y Basei, M. 2020. Igneous-metamorphic basement of Taquetrén Range, Patagonia, Argentina: A key locality for the reconstruction of the Paleozoic evolution of Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, aceptado para publicar con modificaciones menores.
- Robbiano, J.A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (1): 41-56.
- Rolleri, E. 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 273-278*, Buenos Aires.
- Sato A.M., González P.D. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 487-504.
- Sato, A.M., Llambías, E., Basei, M. y Castro, C. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Savignano, E. 2016. Apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry in the Northern Patagonian Andes: New insights into the exhumation history of the thrust belt foreland sector. *Università degli Studi di Padova, Department of Geosciences. Tesis Doctoral inédita*, 125 pp. Padova, Italia.
- Serra-Varela, S., González, P.D., Giacosa, R.E., Heredia, N., Pedreira, D., Martín-González, F. y Sato, A.M. 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the North Patagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): petrology, age and correlations. *Andean Geology* 46 (1), 102-130.
- Sesana, F. 1975. Estudio petrográfico de la Hoja 43h, Puerto Madryn. Secretaría de Estado de Minería. Informe inédito IB-0423, 29 pp. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D. y Márquez, M. 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 267, 64 pp. Buenos Aires.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró,



- R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 259-281.
- Spiegelman, A. 1979. Estudio petrográfico de muestras de la Hoja 42h, Puerto Lobos, Provincia del Chubut. Ministerio de Economía. Secretaría de Estado de Minería, Informe inédito N° IB-0570, 25 pp. Buenos Aires.
- Spikermann, J.P. 1977. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extra-andina del Chubut: Geología de los alrededores de la estancia arroyo Pescado; del Granito de la Sierra de Tepuel - quebrada arroyo Montesino-; de la Granodiorita de José de San Martín y de la Granodiorita de la tapera de Burgos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral inédita N° 1500, 210 pp.
- Suárez, R., González, P.D. y Ghiglione, M. 2019. A review on the tectonic evolution of the Paleozoic-Triassic basins from Patagonia: record of protracted westward migration of the pre-Jurassic subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 95, 102256.
- Suárez Soruco, R. 2000. Compendio de Geología de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 18 (1-2): 1-144.
- Suero, T. 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extra-andina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8 (1): 37-53.
- Sylwan, C.A. 2001. Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 123-157.
- Taboada, A.C., Pagani, M. A., Pinilla, M. K., Tortello, M. F. y Taboada, C.A. 2019. Carboniferous deposits of northern Sierra de Tecka, central-western Patagonia, Argentina: paleontology, biostratigraphy and correlations. *Andean Geology* 46 (3): 629-669.
- Tawackoli, S., Kley, J. y Jacobshagen, V. 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Oriental del sur de Bolivia. 12° Congreso Geológico de Bolivia Memorias 1: 91-96. Tarija.
- Turner, J.C.M. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 51 (1-2): 11-24.
- Uriz, N., Cingolani, C., Chemale, F. Jr., Macambira, M. y Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100: 571-589.
- Uriz, N., Cingolani, C. y Taboada, A. 2019. Procedencia sedimentaria del pre-Carbonífero silicoclástico del Noroeste de la Patagonia. 9° Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes: 265-269. Trinidad.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga, O., Jr. y Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes Nordpatagónicos en Argentina: Geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- Varela, R., Grégori, D.A., González, P.D. y Basei, M. 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco Devónico y Carbonífero-Pérmico en el Noroeste de Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 419-432.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W. y Lage, J. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 181, 71 pp. Buenos Aires.
- Von Gosen, W. 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.
- Von Gosen, W. 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonian plate. *Tectonics* 22, 1005.
- Von Gosen, W. 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine* 146 (1): 48-71.
- Von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the «Gastre Fault System». *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73-88.
- Zaffarana, C., Montenegro, T. y Somoza, R. 2012. The host rock of the Central Patagonian Batholith in Gastre: further insights on the Late Triassic to Early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 106-126.