

Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja

Luis E. FAUQUÉ^{1,2} y Luisa M. VILLAR^{1,3}

¹Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino
E-mail: lfauqu@secind.mecon.gov.ar

²Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas

³CONICET. E-mail: lvillar@arnet.com.ar

RESUMEN. En la Precordillera de Jagüé (provincia de la Rioja), fueron agrupados bajo la denominación de Andesita Cerro Chuscho los afloramientos de volcanitas de: Punta del Agua, Cerro Chuscho y Las Casitas. Se consideraba a estas rocas comagmáticas, constituyendo el cerro Chuscho un cono subvolcánico heterogéneo compuesto por una autobrecha de flujo, integrada por rocas calcoalcalinas correspondientes al ciclo precordillerano. En este trabajo se asigna a los afloramientos del cerro Chuscho (Formación Chuscho) como un complejo de volcanitas máficas intraordovícicas, representado por diques y filones de diabasas y por basaltos de estructura almohadillada. Conforman una facies ofiolítica asociada con las sedimentitas ordovícicas y, por lo tanto, quedarían incluidas en la Faja Ofiolítica Famatiniana, asociada a la apertura de un rift oceánico de cuenca marginal formado durante la acreción de Chileña en el Cambro-Ordovícico. Sus características parecen cambiar a lo largo del rift, pasando de N-Morb en la Cordillera Frontal a E-Morb (P-MORB) en la Precordillera de San Juan y La Rioja; estas diferentes características se deben muchas veces al cambio de elevación del rift respecto del manto. Por su parte, las Andesitas Punta del Agua (Formación Punta del Agua), son andesitas orogénicas de arco volcánico, de acuerdo a sus características geoquímicas, con edades que irían desde el Carbonífero superior al Pérmico inferior.

Palabras clave: *Formación Chuscho, Ofiolitas Famatinianas, Cambro-Ordovícico, Chileña, Precordillera riojana*

ABSTRACT. *Stratigraphical reinterpretation and petrology of the Cerro Chuscho Formation. Precordillera of La Rioja.* In the region of Precordillera of Jagüé, in La Rioja province, the Palaeozoic volcanic rocks, known as the Punta del Agua, Cerro Chuscho and Las Casitas formations, have been grouped into one unit, the "Andesita Cerro Chuscho". These rocks have been considered to be comagmatic and to form a subvolcanic complex of autoclastic breccias and calc-alkaline lava flows of the precordilleran orogenic cycle. In our study, the Cerro Chuscho Formation is reinterpreted as a mafic volcanic complex. Of Ordovician, it includes dykes, sills and pillow-lavas of basaltic composition, representing an ophiolitic facies interbedded in the sedimentary pile. The Cerro Chuscho Formation belongs to the "Famatinian Ophiolitic Belt", which is related to the opening of a marginal basin during Chileña accretion in Cambro-Ordovician times. The geochemical signature of the basaltic rocks changes along the rift, from N-MORB in the Cordillera Frontal to E-MORB in the Precordillera of San Juan and La Rioja. This variation probably reflects the changing altitude of the rift relative to the mantle. By contrast, the "Andesitas Punta del Agua", of Late Carboniferous to Early Permian age, are considered to be subduction-related andesites according to their geochemical characteristics.

Key words: *Chuscho Formation, Famatinian Ophiolite, Cambro-Ordovician, Chileña, Precordillera riojana*

Introducción y antecedentes

La Precordillera riojana fue durante mucho tiempo el sector menos estudiado de esta provincia geológica, a pesar de sus importantes secuencias sedimentarias eopaleozoicas, neopaleozoicas y mesozoicas, a las que se asocian rocas ígneas tanto intrusivas como efusivas.

Entre los primeros trabajos cabe mencionar los llevados a cabo por Cuerda (1948), Borrello (1955), varios realizados por Aceñolaza (1969, 1970, 1971), Aceñolaza y Bernasconi (1969a, 1969b) y Aceñolaza *et al.* (1971).

Los seleniuros de mercurio del Distrito Minero

Los Llantenes fueron tratados por Olsacher y Ramaccioni (1960), Guerrero (1969) y recientemente Paar *et al.* (1996).

Caminos (1972) describió dos perfiles destacando la estructura y relaciones estratigráficas de varias unidades y efectuó dataciones sobre algunos de los intrusivos aflorantes en el área.

En los últimos años se han intensificado los análisis sobre esta zona debido, fundamentalmente, a la aparición de potentes secuencias neocarboníferas poco representadas en otras regiones y que, por lo tanto, atrajeron la atención de estratígrafos, sedimentólogos y paleontólogos.

No ha sucedido lo mismo con las rocas ígneas que acompañan a estas secuencias; sobre éstas persisten aún muchas dudas, siendo un campo de investigación interesante, por su relación con secuencias muy fosilíferas. Este trabajo se refiere a las rocas ígneas aflorantes en el cerro Chuscho y su comparación con las de Punta del Agua, ambas localidades ubicadas a unos 60 km al oeste de Jagüé.

Bajo la denominación de Andesita Cerro Chuscho, Aceñolaza *et al.* (1971), englobaron los afloramientos de rocas ígneas del cerro Chuscho, Punta del Agua y Las Casitas, todos ubicados en la denominada Precordillera de Jagüé. Consideraron a estos cuerpos como comagmáticos y contemporáneos, agrupándolos en un ciclo magmático al que asignan una edad tounaisiana inferior a media. Al mismo tiempo Aceñolaza (1971), menciona a los afloramientos arriba citados como Andesita de Punta del Agua.

Posteriormente González y Bossi (1986), fueron los primeros en dar a estas rocas la denominación de Formación Punta del Agua.

Cravero *et al.* (1984), al referirse a la geología del Distrito Minero Los Llantenes, describieron la secuencia ordovícica de la Formación Río Bonete compuesta por esquistos y calizas, separando de esta unidad a sedimentos marinos de granometría variable que asignan a la Formación Quebrada Seca. Estos autores mencionaron además, que las sedimentitas están parcialmente cubiertas por efusivas básicas (lavas almohadilladas) y cortadas por sus diques asociados.

Kay *et al.* (1984) describieron las lavas almohadilladas, espilitizadas, encontradas en la boca del río Bonete y les dieron una edad ordovícica. Según estos autores integran una faja de rocas básicas emplazadas a lo largo del margen occidental de Precordillera desde Jagüé hasta el sur de Uspallata. Interpretaron a estas rocas como ofiolitas por sus características litológicas y estructurales, incluyéndolas en el complejo ofiolítico famatiniano (Haller y Ramos 1984).

Más tarde Toselli y Durand (1996), agruparon con la denominación Formación Chuscho, a los afloramientos del cerro Chuscho y a volcánitas andesíticas similares aflorantes en el cerro Las Casitas, vinculando este volcanismo al ciclo precordillerano, que ubicaron en el Neopaleozoico.

Durante el levantamiento de campo realizado con motivo de la confección de la Hoja Tinogasta a escala 1:250.000, se han advertido diferencias entre los antecedentes referidos a los afloramientos del cerro Chuscho y de Punta del Agua y nuestras observaciones. Los primeros citan a estas rocas como andesitas comagmáticas, constituyendo el afloramiento del cerro Chuscho un cono subvolcánico heterogéneo, cuya característica petroestructural más notable, es que se trata de una autobrecha de flujo compuesta por rocas calcoalcalinas, asignadas al ciclo precordillerano. Según nuestras interpretaciones, el cerro Chuscho está compuesto por basaltos espiliticos de estructura almohadi-

llada (*pillow lavas*), mientras que los afloramientos de Punta del Agua corresponden a un complejo volcánico-sedimentario, con predominio de volcánitas andesíticas, emplazado en un ambiente continental.

Debido a estas diferentes interpretaciones se hicieron estudios sobre las rocas del cerro Chuscho consistentes en cortes petrográficos, análisis químicos y geocronológicos, con el fin de definir su petrogénesis y confirmar su edad. Los análisis químicos para los elementos mayoritarios se realizaron mediante el método de espectrometría en plasma inductivamente acoplado (ICP), mientras que las trazas se analizaron por espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICP mass spectrometry).

Por lo anteriormente expuesto, preferimos usar las denominaciones de Formación Chuscho (Toselli y Durand 1996) y Formación Punta del Agua (González y Bossi 1986), en lugar de los nombres originales de Andesita Cerro Chuscho (Aceñolaza *et al.* 1971) y Andesita Punta del Agua (Aceñolaza 1971), debido a que con estos últimos se agruparon rocas pertenecientes a distintos ciclos magmáticos.

Luego de comentar el marco geológico regional, analizaremos las Formaciones Chuscho y Punta del Agua, presentando los estudios realizados sobre la primera de ellas. Éstos nos han permitido reinterpretar la ubicación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho.

Marco geológico regional

Tratando de resumir la estratigrafía de la precordillera ubicada al oeste de Jagüé, podríamos separar varias secuencias que corresponden a distintos pisos estructurales. Cada uno de ellos tiene una litología, estructura, ambiente de depositación y deformación particular y es separado del siguiente por alguna fase diastrófica. El mapa geológico de este sector de la Precordillera riojana puede observarse en la figura 1.

El basamento metamórfico constituye el piso estructural más antiguo; está representado por la Formación Espinal (Turner 1964), compuesta por gneises, esquistos, anfibolitas, calizas, milonitas y rocas ultrabásicas. Varela *et al.* (1996), obtuvieron una edad radimétrica de 1030 ± 30 Ma para rocas de esta unidad, homologando a este basamento con el del ciclo orogénico Greenville meso a neoproterozoico. Por lo tanto, se lo incluye en diferentes terrenos alóctonos que habrían colisionado con el margen gondwánico occidental durante el Paleozoico inferior (Dalla Salda *et al.* 1992; Ramos *et al.* 1986 y 1993).

La secuencia ordovícica de la Formación Río Bonete constituye el siguiente piso estructural. Está representada por: metagrauvas, filitas, pizarras y calizas marinas asociadas con ofiolitas. Ha sido subdividida en dos miembros: Caliza las Damas y Esquistos Cerro Cándor.

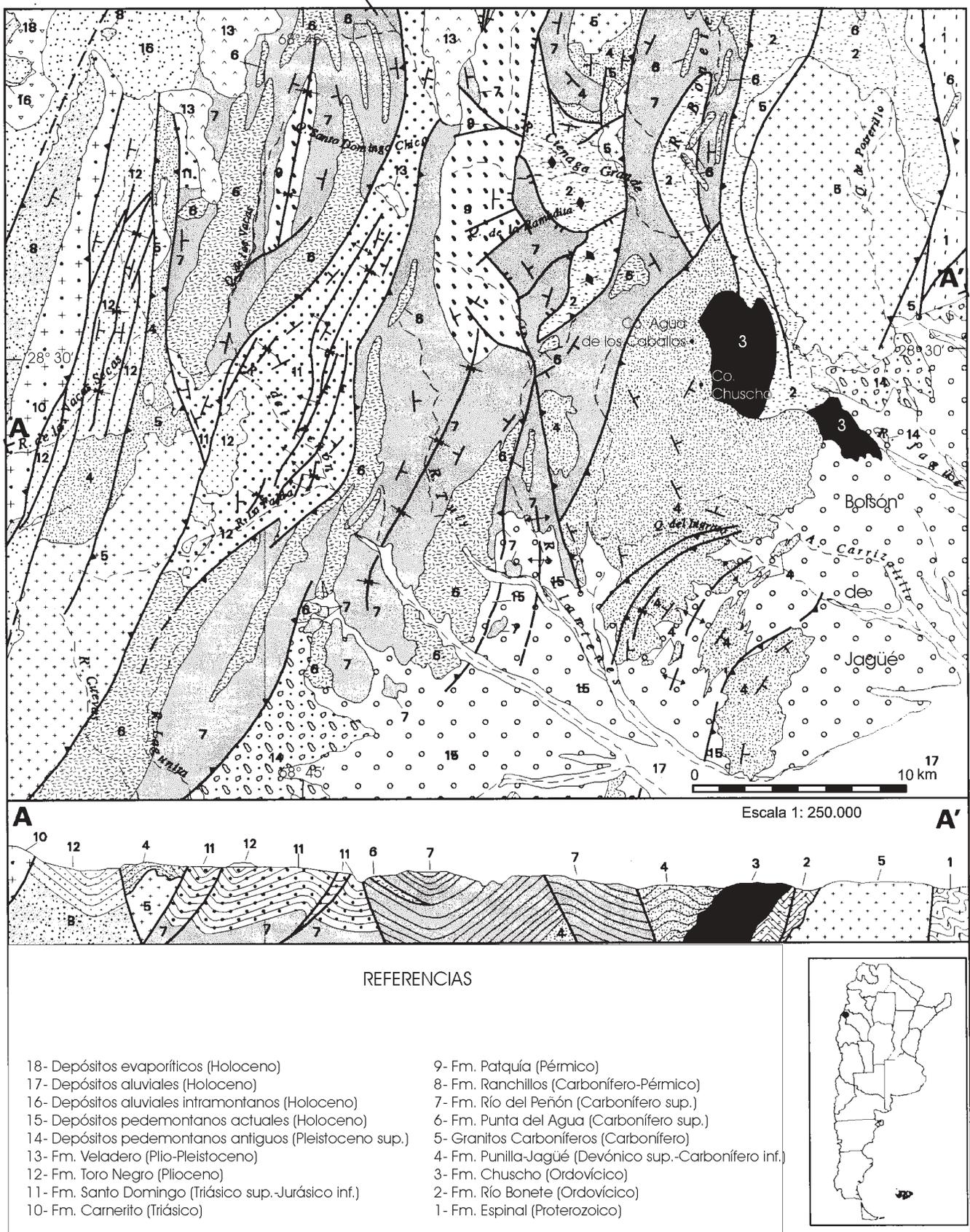


Figura 1: Mapa geológico y perfil transversal de la Precordillera riojana ubicada al oeste de la localidad de Jaguè.

Las rocas ofiolíticas asociadas, pertenecen a la Formación Chuscho motivo de este trabajo. La deformación dúctil registrada en la pila sedimentaria es intensa, con plegamiento apretado y disarmónico (Camino 1972). Esta secuencia ordovícica fue deformada por los movimientos oclóyicos, interpretados como debidos a la colisión de la Precordillera con el Terreno Pampeano (Ramos *et al.* 1986).

En la zona estudiada, la relación entre las rocas correspondientes a estos dos primeros pisos estructurales es tectónica; pero hacia el nordeste, dentro de la Hoja Cerros Cuminchango, Maisonave (1979) ha observado la base de la Formación Río Bonete, en la vertiente oriental de la quebrada de Potrerillo, al sur del cerro Yegua Pircada, donde los esquistos y calizas se asientan en discordancia sobre las rocas de la Formación Espinal.

La secuencia devónica superior-carbonífera inferior, ha sido denominada como Formación Guandacol (Aceñolaza *et al.* 1971) y Formación Jagüé (González y Bossi 1986) al oeste de la localidad homónima, en la desembocadura del río del Peñón; luego separadas como Formaciones Jagüé, Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores (González y Bossi 1987). Esta sucesión sería correlacionable con la Formación Punilla, descrita en el sector septentrional de la mencionada sierra (Camino *et al.* 1993) y más al sur con las Formaciones Malimán y Cortaderas (Limarino y Césari 1992).

Durante la depositación de esta secuencia hubo una importante actividad magmática, propia de una región orogénica, muy bien registrada en la Precordillera riojana. Está representada por pequeños plutones aislados de composiciones intermedias y rocas filonianas emplazadas en las sedimentitas.

La secuencia carbonífera superior-pérmica inferior, se inicia con el complejo volcánico-sedimentario de la Formación Punta del Agua (González y Bossi 1986), que se correlaciona con la Formación Acerillos (Furque 1972) en la zona de la quebrada Larga. Sobre la unidad anterior se dispone discordantemente la Formación Tupe (Aceñolaza *et al.* 1971), luego referida a la Formación Quebrada Larga (Scalabrini Ortiz y Arrondo 1973) y finalmente denominada como Río del Peñón (González y Bossi 1987). Los afloramientos a lo largo de este curso, en el sinclinal de Rincón Blanco son correlacionables como ya lo citara Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), con los que el primer autor define al poniente de la sierra de La Punilla. Hacia el oeste, conformando la vertiente occidental de la sierra del Peñón, aflora una potente secuencia de estratos neopaleozoicos compuestos por: areniscas, pelitas y conglomerados, que es denominada por Marcos *et al.* (1971) como Formación Ranchillos.

La secuencia pérmica ha sido referida a las Formaciones Patquia (Aceñolaza *et al.* 1971) y Ojo de Agua (Furque 1972) y mencionada también informalmente como "areniscas rojas listadas" (Camino 1972).

La secuencia triásica superior-jurásica inferior está

representada por la Formación Santo Domingo, compuesta por conglomerados, areniscas, pelitas, niveles de yeso, tobas arenosas y margas. Escasas y delgadas coladas basálticas se hallan intercaladas en la secuencia; una datación de estas rocas ha arrojado una edad de 212 Ma (Coughlin 2000). Esta sucesión se encuentra relacionada al importante régimen extensional que dominó durante el Triásico (Charrier 1979).

La actividad magmática gondwánica comenzó en la zona con rocas plutónicas carboníferas (Llambías 1999), que forman plutones aislados de composiciones intermedias (cerros Veladero, Las Tunas, Potrerillos), y con las efusiones andesíticas de la Formación Punta del Agua (González y Bossi 1986). Este magmatismo es el inicio de una importante actividad plutónica cuyo principal exponente es el batolito de Colangüil (Quartino y Zardini 1967; Puigdomenech 1987; Llambías y Sato 1995). La continuación al norte de este plutonismo se halla registrada en las rocas graníticas triásicas de la Formación Carnerito aflorantes en el área estudiada.

La secuencia terciaria está representada por depósitos de la Formación Toro Negro, compuestos por: conglomerados, areniscas, limolitas, arcilitas y tobas. Se trata de depósitos sinorogénicos asociados a la cuenca de antepaís de Vinchina (Ramos 1999). La Formación Veladero esta integrada por un complejo piroclástico-volcánico constituido por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados tufíticos, coladas basálticas, andesíticas y dacíticas, brechas andesíticas, flujos ignimbríticos y domos lávicos riolíticos. Fue definida por Marcos *et al.* (1971) quienes determinaron su litología y distribución areal.

Los sedimentos y sedimentitas cuaternarios, corresponden a depósitos aluviales pedemontanos, depósitos fluviales, coluviales y evaporíticos.

Formación Chuscho

El complejo de volcanitas máficas (lavas almohadilladas y diques diabásicos) que componen esta unidad aflora principalmente en dos sectores:

- en la margen derecha de la quebrada del río Bonete, aproximadamente desde la desembocadura del arroyo Chuscho hasta el Bolsón de Jagüé,
- en las laderas orientales de los cerros Chuscho y Agua de los Caballos,
- también hay afloramientos de rocas filonianas en diversos sectores, sobre la quebrada del Bonete y en las quebradas que descienden de los cerros antes citados.

La localidad clásica para esta unidad es el cerro Chuscho, integrado por coladas de lavas almohadilladas constituidas por almohadillas redondeadas a subredondeadas, con un diámetro medio de 0,50 a 1,20 metros. Las mayores dimensiones observadas van de 3 a 4 metros en el sentido de su eje mayor. El color de estas lavas es gris verdoso a verde oscuro en fractura

fresca, presentando pátinas de alteración castaño rojizas. A simple vista su textura es aférrica. La estructura en almohadilla está muy definida en la parte media y superior de los afloramientos con líneas de fluidez bien marcadas y deformación plástica de las almohadillas debido al estado viscoso durante su apilamiento. También son muy notables los bordes rápidamente enfriados que generan una corteza de coloración verde claro y aproximadamente 5 cm de espesor compuestos por vidrio (Fig. 2).

Relaciones estratigráficas

Para describir las relaciones estratigráficas es conveniente destacar lo observado a lo largo de la quebrada del Chuscho y del Salto, tributaria de la primera y ubicada inmediatamente al sur de ésta.

En la desembocadura de la quebrada del Chuscho al río Bonete, aflora la secuencia ordovícica de la Formación Río Bonete, compuesta por filitas y rocas con menor grado de metamorfismo, representadas por pelitas y areniscas, que corresponderían a la Formación Quebrada Seca (Cravero *et al.* 1984). En estas últimas se destaca la estratificación, remarcada por bancos finos y gruesos.

Dos generaciones de diques, unos básicos y otros mesosilícicos, intruyen la secuencia ordovícica. La primera está formada principalmente por filones de diabasas y basaltos dispuestos de manera pseudo-

concordante a netamente concordantes en relación a las filitas, pelitas y areniscas. Los diques tienen bordes enfriados de 10 cm, con sistemas de fracturas perpendiculares al contacto y centros masivos de textura más gruesa con líneas de fluidez. También en ellos puede reconocerse cierto metamorfismo, representado por facies de borde de filón, caracterizadas por la presencia de esquistosidad; éstas gradan a facies de centro de filón, donde las vulcanitas mantienen su textura original. La composición similar de los filones y las lavas almohadilladas, su concordancia con el rumbo de la esquistosidad de la secuencia ordovícica y la deformación conjunta que han sufrido con esta última, induce a vincular a estos cuerpos al episodio magmático del cerro Chuscho. La segunda generación está representada por los equivalentes hipabisales de la Andesita Punta del Agua, los que forman diques de andesitas porfíricas con grandes fenocristales de plagioclasa de hasta 2-3 cm de largo, similares a las rocas que afloran en Punta del Agua. Dichos diques atraviesan discordantemente los esquistos, las sedimentitas y las lavas almohadilladas.

Aguas arriba, los basaltos almohadillados se apoyan discordantemente sobre las filitas. Esta discordancia puede representar una superficie de *detachment* de la ofiolita.

Interdigitadas en las lavas almohadilladas, aparecen intercalaciones delgadas de filitas verdosas y cuarcitas rojizas de la Formación Río Bonete, con rumbo general este-oeste y posición subvertical.

En las cabeceras de la quebrada del Salto se observó



Figura 2: Detalle del corte transversal de las lavas almohadilladas aflorantes en el cerro Chuscho (quebrada del Salto). Obsérvese la zona de borde congelado de las almohadillas, de color más claro y las zonas de carbonatos que rellenan los espacios entre las mismas.

un conglomerado basal de la Formación Jagüé, que cubre discordantemente a las lavas almohadilladas. Este contacto discordante también fue encontrado, entre las areniscas y filitas ordovícicas, en la margen derecha de la quebrada del Salto. Como puede advertirse, la superficie de discordancia se halla labrada tanto sobre las sedimentitas y filitas ordovícicas como sobre las lavas almohadilladas; el plano de discordancia se extiende por la ladera de los cerros hasta las proximidades de la cumbre del cerro Chuscho, rodeando en cubrimiento discordante al basamento predevónico.

Petrografía

Las lavas almohadilladas del cerro Chuscho son basaltos y diabasas; la textura de los basaltos es porfírica a glomeruloporfírica seriada (Mc Kenzie *et al.* 1984). Los fenocristales son: olivina idiomorfa, clinopiroxeno (augita) a veces maclado y plagioclasa subhedral tabular con distintos grados de alteración. Se ven glomérulos constituidos por agregados de clinopiroxeno (augita) o asociaciones de clinopiroxeno y plagioclasa cálcica. Las texturas de las lavas son variables. Se han observado del tipo afanítico criptocristalino, en cuyo caso están integradas por vidrios basálticos que pueden estar devitrificados y contener microlitos de plagioclasa cálcica o piroxeno; o intersetales constituidas por plagioclasa cálcica y clinopiroxeno en una mesostasis vítrea. En las pastas afaníticas, vítreas, pueden destacarse xenocristales anhedrales de espinelo de color caramelo pálido, de bordes concoides donde concentran una aglomeración de diminutos corpúsculos de minerales opacos; éstos se formaron probablemente por reacción del xenocristal con el medio magmático. Se observan amígdulas.

Los bordes de las lavas almohadilladas son de textura hipocristalina; están compuestos por vidrio devitrificado en el que predominan las fracturas concoides. En ellos aparecen zonas exclusivamente vítreas con fracturas perlíticas. Muchos de los bordes de las lavas almohadilladas muestran texturas fluidales, con cristales de plagioclasa cálcica, inmersos en vidrio y orientados según la fluidalidad.

Las alteraciones observadas son acidificación de la plagioclasa, la que presenta albitización y alteración moderada a sericita con buen desarrollo y a escasas arcillas, también pueden estar alteradas a epidoto y clorita; presentar alteración a prehnita a partir de venillas y, fracturas rellenas de serpentina.

Geoquímica de las lavas almohadilladas del cerro Chuscho

Las muestras del cerro Chuscho que figuran en la Cuadro 1 fueron analizadas en el XRAL Laboratory de Canadá.

Los contenidos de elementos mayoritarios de las lavas almohadilladas del cerro Chuscho comparados con los análisis de los basaltos ordovícicos de la Precordillera occidental (Kay *et al.* 1984) son similares, acusando los de cerro Chuscho un mayor porcentaje de SiO_2 y menor de Na_2O con respecto a los análisis de referencia (Cuadro 1). Las normas calculadas en base al programa Minpet 2.02, nos indican el carácter toleítico de las lavas almohadilladas del cerro Chuscho (Cuadros 2 y 3). Éstas presentan formación de cuarzo e hipersteno por contraposición a las lavas almohadilladas de referencia 3-12-2, 3-15-6- 3-15-1 y al dique 3-31-3, que atraviesa las sedimentitas de la sierra de Uspallata (Cuadro 1) (Kay *et al.* 1984); las últimas muestran nefelina normativa y ausencia de hipersteno por su carácter ligeramente alcalino. Este carácter puede deberse a la alteración hidrotermal oceánica. Kay y Hubbard (1978) advierten que la presencia de nefelina en basaltos oceánicos de rift puede ser espúrea como consecuencia de su espilitización incipiente (hidrotermalismo) consistente, entre otros procesos, en un aumento de Na_2O . La albitización se resuelve en la formación de feldespato sódico. Ésto influye en la composición de las plagioclasas normativas de las lavas almohadilladas que pueden ser más ácidas que las primarias.

En el diagrama AFM (Fig. 3) las lavas almohadilladas del cerro Chuscho entran en el campo toleítico, posición coincidente con la de los basaltos de la cuesta del Viento y Cortaderas (Haller y Ramos 1984).

Debido a la cantidad de muestras, los diagramas de perfiles (*spiders*) de elementos normalizados a MORB tipo E y condrito, se hallan representados por áreas. En dichos diagramas se observan tres campos: un campo rayado horizontal correspondiente al grupo de *spiders* de las lavas de cerro Chuscho, un campo rayado vertical perteneciente a las muestras de referencia de Kay *et al.*

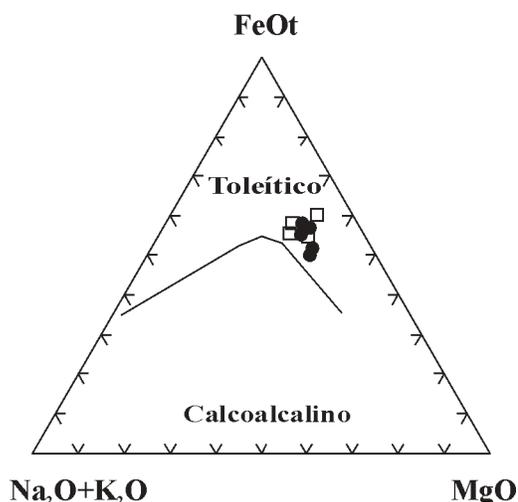


Figura 3: Diagrama AFM (Irvine y Bargar 1971), en el cual se proyectan las lavas almohadilladas del cerro Chuscho (círculos) y las muestras de la Precordillera tomadas como referencia (cuadrados).

Cuadro 1: Análisis químicos mayoritarios y de trazas de las lavas almohadilladas del cerro Chuscho y de las muestras de referencia de la Precordillera.

Muestra	Lavas del Cerro Chuscho						Basaltos Precordillera Occidental			
	7LF *	8LF *	9LF *	10LF *	11LF *	12LF *	3-12-2 #	3-12-6 #	3-15-1 #	3-31-3 #
SiO ₂	51,40	48,70	50,30	51,40	50,70	50,90	48,99	48,30	47,85	49,21
TiO ₂	2,70	2,26	2,02	2,92	2,16	1,99	1,78	2,28	2,38	1,78
Al ₂ O ₃	15,80	12,90	14,30	13,60	16,90	16,10	16,36	14,29	15,19	14,53
Fe ₂ O ₃	19,00	15,50								
FeOT	12,59	12,59	11,89	12,59	12,59	12,59	12,96	12,48	12,96	12,96
Fe ₂ O ₃ T	19,00	15,50	15,50	18,80	15,90	14,10				
MnO	0,22	0,19	0,18	0,23	0,18	0,18	0,21	0,20	0,21	0,24
MgO	8,43	7,03	8,39	6,51	7,08	7,10	6,58	6,59	6,19	7,74
CaO	14,20	11,90	9,88	13,60	12,10	11,80	11,29	12,89	11,39	10,66
Na ₂ O	2,66	1,85	2,86	2,12	2,72	2,12	3,19	1,35	2,95	2,86
K ₂ O	0,46	0,59	0,60	0,50	0,42	0,30	0,60	0,30	0,23	0,05
P ₂ O ₅	0,23	0,16	0,16	0,26	0,18	0,16	0,14	0,21	0,19	0,14
LOI	0,01	2,15	2,65	3,45	2,15	2,15				
Total										
Ba	42,80	62,90	211,00	98,00	119,00	56,40	126,60	143,50	61,40	52,40
Rb	1,50	2,30	5,20	4,10	3,20	2,10				
Sr	838,00	741,00	406,00	220,00	255,00	282,00				
Y	23,40	24,10	21,40	29,20	24,00	22,10				
Zr	110,00	103,00	96,20	131,00	89,00	84,70				
Nb	11,50	12,30	9,05	11,60	7,90	7,40				
Th	0,84	0,81	0,72	0,82	0,62	0,63	0,46	0,71	0,84	0,51
Pb	-5,00	-0,50	-5,00	-5,00	-5,00	-0,50				
Ga	5,20	20,00	17,00	22,00	22,00	21,00				
Zn	97,00	114,00	88,00	117,00	90,00	93,00				
Cu	153,00	162,00	132,00	188,00	145,00	135,00				
Ni	74,00	319,00	105,00	58,00	81,00	82,00				
V	287,00	373,00	330,00	349,00	308,00	266,00				
Cr	200,00	343,00	254,00	121,00	207,00	268,00				
Hf	3,20	3,30	10,80	3,90	3,00	2,60	2,83	3,58	3,87	2,96
Cs	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	0,17	0,66	0,11	0,44
Sc	42,00	36,00	39,00	40,00	39,00	33,00	42,70	39,90	39,70	44,60
Ta	0,76	0,77	0,59	0,78	0,48	0,53	0,49	1,61	0,87	
Co	42,10	44,30	43,70	42,50	38,60	35,40				
U	0,24	0,23	0,22	0,27	0,20	0,32	0,17	0,22	0,58	0,19
W	-0,20	0,30	-0,20	-0,20	-0,20	-0,20				
Sn	1,00	1,14	6,90	1,80	4,00	3,00				
Mo	1,00	1,90	1,00	0,80	0,60	0,90				
La	8,96	9,07	8,03	9,78	7,35	7,03	6,58	9,52	10,80	6,89
Ce	22,30	23,10	20,00	24,90	19,00	18,40	17,80	22,90	26,60	18,50
Pr	3,08	3,14	2,78	3,49	2,68	2,53				
Nd	16,40	16,60	14,70	18,60	14,80	13,90	11,10	15,70	19,30	11,10
Sm	4,43	4,45	3,93	5,24	3,95	3,95	3,78	4,71	5,16	3,65
Eu	1,73	1,64	1,42	1,74	1,42	1,36	1,32	1,56	1,72	1,35
Gd	5,20	5,44	4,63	6,26	5,08	4,74				
Tb	0,69	0,70	0,64	0,86	0,68	0,65	0,72	0,80	0,86	0,81
Dy	4,88	5,08	4,53	6,08	4,91	4,59				
Ho	0,88	0,89	0,89	1,08	0,86	0,84				
Er	2,66	2,66	2,39	3,22	2,70	2,51				
Tm	0,31	0,34	0,29	0,40	0,32	0,32				
Yb	2,24	2,26	2,08	2,74	2,38	2,21	2,37	2,49	2,71	2,70
Lu	0,30	0,31	0,28	0,37	0,32	0,29	0,34	0,35	0,37	0,41

* Fauqué y Villar (este trabajo)

Kay *et al.* (1984).

Cuadro 2: Normas CIPW correspondientes a las rocas del cerro Chuscho.

Muestra	12LF	11LF	10LF	9LF	8LF	7LF
Q	0	0	0	0	3,55	0
or	1,72	2,37	2,85	3,53	3,07	2,13
ab	17,36	21,89	17,27	24,03	13,76	17,61
an	32,44	31,06	25,14	24,24	22,1	23,32
lc	0	0	0	0	0	0
ne	0	0	0	0	0	0
Di(wo)	9,76	10,48	16,05	9,85	12,12	12,86
Di(en)	4,53	4,89	7,4	5,05	8,05	9,89
Di(fs)	5,13	5,48	8,5	4,53	3,17	1,58
Hy(en)	9,15	1,46	6,63	5,18	7,41	3,52
Hy(fs)	10,37	1,64	7,63	4,65	2,92	0,56
Ol(fo)	2,46	7,35	1,15	7,43	0	2,17
Ol(fa)	3,09	9,1	1,46	7,4	0	0,38
mt	0	0	0	0	19,77	21,6
he	0	0	0	0	0	0
il	3,66	3,91	5,35	3,82	3,78	4,02
ap	0,34	0,37	0,55	0,35	0,31	0,39

al.(1984) y un campo cuadrículado que implica la superposición o coincidencia de los perfiles *spiders* de las rocas del cerro Chuscho con los de las de referencia.

En el diagrama de tierras raras normalizado a E-MORB las lavas del cerro Chuscho (Fig. 4) muestran un enriquecimiento en las tierras raras intermedias comprendidas entre el Ce y el Ho. Esta característica de los basaltos permite interpretarlos como en equilibrio con una fuente rica a medianamente rica, en anfíbol o piroxeno (Rollinson 1993). En la figura 4, las áreas de las muestras de referencia y la de las lavas del cerro Chuscho tienen amplia coincidencia. Es necesario señalar en este diagrama, que en las muestras de referencia no se han determinado las siguientes tierras raras: Pr, Gd, Ho, Er, Tm y, por lo tanto, su zona de superposición entre el Eu y el Tm es recta.

En el diagrama de los elementos incompatibles normalizados a E-MORB (Fig. 5), hay una notable superposición de las áreas de los basaltos del Cerro Chuscho y los ordovícicos de la Precordillera de San Juan y Mendoza, tomados de Kay *et al* (1984). Existe un enriquecimiento en Ba consistente con un P-MORB o un E-MORB, una disminución en Th coincidente con la de los ORB (*Ocean Ridge Basalts*). Se observa un enriquecimiento pronunciado en Sr. La abundancia en Sr es característica de estas lavas almohadilladas y sus valores son muy superiores a los basaltos P-MORB (Cuadro 1); un valor representativo es de 105 ppm según Wilson (1991); los tenores de Sr son similares a algunos basal-

tos enriquecidos por metasomatismo. Las muestras del cerro Chuscho que contienen hasta 840 ppm de Sr (Cuadro 1) tienen pastas afaníticas vítreas; dado el enriquecimiento general que presentan del Sr, puede suponerse un enriquecimiento de este elemento en la fuente. Cabe señalar que algunos basaltos se encuentran enriquecidos en Sr por hidrotermalismo oceánico; los altos valores de Sr parecen ser comunes en los magmas basálticos de la Cordillera Frontal (relativamente ricos en plagioclasa) y Precordillera, formando parte de la ofiolita que demarca la sutura de edad ordovícica media ubicada entre Cuyania y Chilenia (Ramos *et al.* 2000). Los basaltos de la cuesta del Viento y de la sierra del Tigre son también ricos en Sr (Haller y Ramos 1984). En los gabros de Los Gateados en la Cordillera Frontal, el Sr llega a un máximo de 1030 ppm; en estas rocas se observa neoformación de plagioclasa (Villar 1998). El pico de enriquecimiento en Hf, que es errático (10,8 ppm), corresponde exclusivamente a la muestra 9LF del grupo de rocas analizadas del cerro Chuscho. Puede presentar este enriquecimiento a causa de la existencia de componentes alcalinos en la roca debido al hidrotermalismo oceánico. No se considera que obedezca a contaminación cortical o enriquecimiento de este elemento en la fuente, porque el valor de Hf es homogéneo en el resto de los análisis y varía entre 2,6 y 3,9 ppm. En basaltos de plateau se advierten también enriquecimientos variables en Hf (Wilson 1991).

El pico negativo en el Rb es consistente con los contenidos de este elemento en E-MORB (P-MORB), que fluctúa alrededor de 4,5. La naturaleza sódica de estos basaltos (algunos afectados por un hidrotermalismo de tipo espilítico), está asociada con la ausencia de potasio característica de los ORB, similares a las que muestran las rocas basálticas de Los Gateados en la

Cuadro 3: Normas CIPW correspondientes a las rocas de Precordillera occidental de Mendoza y San Juan (Kay *et al.* 1984)

Muestra	3.12.02	3.12.6	3.15.1	3.31.3
Q	0,00	0,12	0,00	0,00
or	3,58	1,79	1,37	0,30
ab	24,31	11,54	24,37	24,61
an	28,76	32,37	27,62	27,11
lc	0,00	0,00	0,00	0,00
ne	1,56	0,00	0,37	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00
ac	0,00	0,00	0,00	0,00
ns	0,00	0,00	0,00	0,00
Di (wo)	11,24	12,97	11,71	0,00
Di (en)	5,61	5,90	5,07	5,51
Di (fs)	5,39	6,98	6,63	5,04

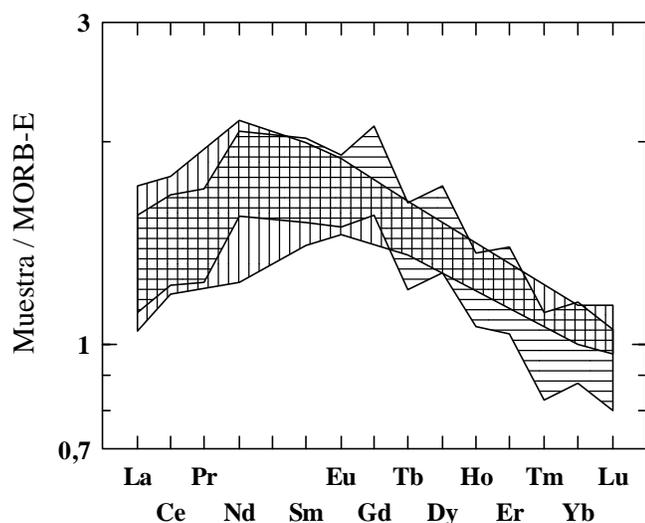


Figura 4: Perfiles del diagrama de las tierras raras normalizadas a E-MORB. Valores de normalización: La-6,30; Ce-15; Pr-2,05; Nd-9; Sm-2,60; Eu-0,91; Gd-2,970; Tb-0,530; Dy-3,550; Ho-0,790; Er-2,31; Tm-0,356; Yb-2,37; Lu-0,354. Lavas almohadilladas del cerro Chuscho (rayado horizontal), muestras de Precordillera tomadas como referencia (rayado vertical), zona de superposición (cuadrícula).

Cordillera Frontal (Villar 1998). Son notables las disminuciones de Ni y Cu respecto de los basaltos E-MORB.

En el diagrama de elementos incompatibles normalizados a condrito (Fig. 6), las áreas que contienen los perfiles o *spiders* de las lavas del cerro Chuscho y muestras de referencia, se superponen perfectamente en una zona recta horizontal indicando su carácter petrotectónico MORB. Es necesario señalar que en las muestras de referencia no se han determinado, Rb, Cu, Nb, Sr, Nd, Sm, Zr, Ni, Y, Tm y, por lo tanto, el área que corresponde a las mismas aparece como una recta continua entre el Ba y el Ta y entre el Hf y el Tb (Cuadro 1). Este diagrama muestra nuevamente la anomalía negativa de Rb consistente con la ausencia de potasio y la anomalía positiva de estroncio. Se destacan las anomalías negativas de níquel y cobre; éstas pueden estar vinculadas con la separación temprana de un líquido sulfurado en relación directa con la existencia de cuerpos podiformes de sulfuros de cobre y níquel. Esto se observa en la faja ultramáfica de la Cordillera Frontal; allí el Cu y el Ni pueden provenir de magmas madres similares a aquéllos que generaron la asociación magmática peridotita-gabro de Los Gateados (Villar y Donnari 1989).

La relación La/Sm de las lavas del cerro Chuscho fluctúa entre 1,77 y 2,04 y se asemejan a los de las lavas almohadillas de Calingasta, Bonete y sierra del Tigre (Kay *et al.* 1984) que presentan relaciones La/Sm entre 1,56 y 2,09; también se asemejan a los diques y filones capa de la sierra de Uspallata que se encuentran menos enriquecidos en tierras raras livianas; las lavas almohadilladas del cerro Chuscho muestran un enrique-

cimiento en tierras raras livianas levemente inhomogéneo. La relación La/Sm >1 es propia de magmas E-MORB (P-MORB). La similitud de los magmas madres de todas estas rocas es obvia y predicen un origen tectonomagmático similar. La relación La/Ce en el diagrama Ce en función de La es idéntica a la de los basaltos de Walves Ridge (Humpris y Thompson 1983) que constituyen una dorsal atlántica asísmica. Ello es consistente con el empobrecimiento en níquel que tienen los ORB (Kay y Hubbard 1978), visible en los diagramas de abundancias de metales de transición. Tales diagramas están normalizados al basalto olivínico Middle Atlantic Ridge DR4 303, ubicado a los 36° de latitud norte. Las anomalías negativas de elementos tales como Ni en las lavas almohadilladas y Cr en este tipo de basaltos en general, se deben a que el Fe, Cr, Ni y Co están particionados en el manto residual (Kay y Hubbard 1978); esto es paralelo a lo expresado por Wilson (1991) cuando señala que Ni y Co se particionan en la olivina durante fusión parcial o durante la cristalización fraccionada, mientras que el Sc, Cr y V entran en el clinopiroxeno. En el caso de las rocas del cerro Chuscho, las anomalías negativas de níquel están confirmando la teoría de su partición en las partes basales de la ofiolita correspondientes al manto, que afloran en la Precordillera y en la Cordillera de Mendoza (tectonitas y gabros estratificados).

El Cu está generalmente empobrecido en los ORB por ser uno de los metales de transición más volátiles; su remoción se debe a hidrotermalismo.

Las relaciones La/Yb típicas para clasificar los ORB son coincidentes con los *ocean ridge basalts* (ORB). Las relaciones Zr/Nb fluctúan alrededor de 10 u 11 y

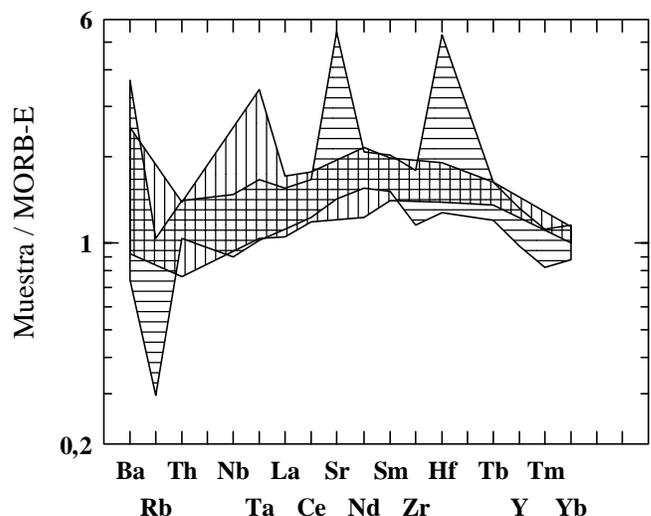


Figura 5: Perfiles de los elementos incompatibles normalizados a E-MORB. Valores de normalización: Rb-5,04; Ba-57; Th-0,60; Nb-8,30; Ta-0,47; La-6,30; Ce-15; Sr-155; Nd-9,00; Sm-2,60; Zr-73; Hf-2,03; Tb-0,530; Y-22; Tm-0,356; Yb-2,37; Lu-0,354. Lavas almohadilladas del cerro Chuscho (rayado horizontal), muestras de referencia de la Precordillera de San Juan y Mendoza (rayado vertical), zona de superposición (cuadrícula).

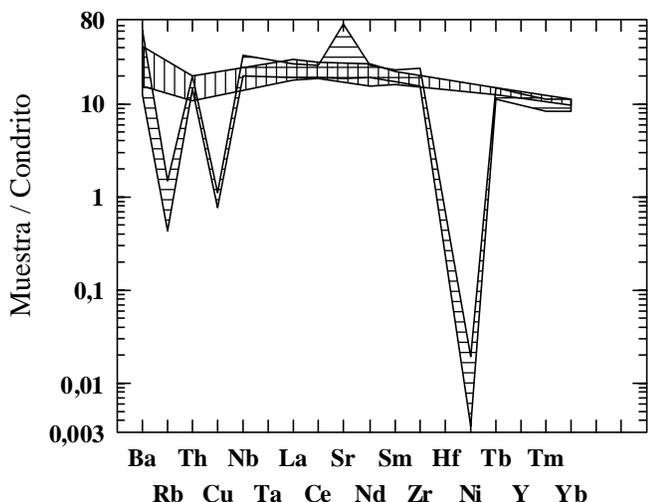


Figura 6: Perfiles de los elementos incompatibles normalizados a condrito, valores de normalización: Ba-3,41; Rb-3,45; Th-0,0425; Cu-168; Nb-0,375; La-0,367; Ce-0,957; Sr-11,9; Nd-0,711; Sm-0,231; Zr-5,54; Ni-9500; Tb-0,069; Y-2,25; Tm-0,0366; Yb-0,248. Lavas almohadilladas del cerro Chuscho (rayado horizontal), muestras de referencia de la Precordillera de San Juan y Mendoza (rayado vertical), zona de superposición (cuadrículado).

señalan un magma primario tipo E- MORB (P-MORB), lo que es consistente con el enriquecimiento en tierras raras livianas respecto del N-MORB ya que esta relación $es < 1$. Esto destaca la presencia de una dorsal oceánica anómala según la teoría esbozada por Kay *et al.* (1984) asociada con la acreción de Chileña.

En los diagramas de discriminación Zr /Zr-Y (Pearce y Norry 1979) las lavas almohadilladas del cerro Chuscho se encuentran en el campo E-MORB (Fig. 7). En los diagramas Th-Hf/3-Nb/16 (Fig. 8) y Th-Hf/3-Ta (Fig. 9), (Wood 1980) el grueso de las lavas almohadilladas entran en el campo E-MORB. Estos gráficos (según Rollinson 1993) son los principales discriminantes para los basaltos de dorsal oceánica. En los diagramas Th-Hf/3-Nb/16 y Zr/Zr-Y, no se han proyectado los análisis de referencia ya que en ellos faltan los datos de Nb e Y.

Geocronología

Con el objetivo de acotar la edad definida por la geología de campo y la correlación geoquímica, se realizaron análisis geocronológicos en Geospec Consultant Limited dentro del marco del Proyecto Pasma N° Arg/96/013, Argentina.

Una muestra del cerro Chuscho fue estudiada por geocronología isotópica de U/ Pb sobre circones. Fue procesada por molienda standard. Luego se procedió al aislamiento de minerales portadores de uranio como el circón, mediante líquidos pesados y separación magnética, finalizando con binocular.

Las composiciones de U / Pb fueron determinadas con

un espectrómetro de masa con fuente sólida de ionización térmica.

Se separaron doce circones casi todos euhedrales y subhedrales, sugiriendo los analistas, que algunos de ellos pueden corresponder a xenocristales.

Las edades fueron determinadas con las siguientes constantes de decaimiento: $^{238}\text{U} - 1,55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, y $^{235}\text{U} - 9,8485 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las incertidumbres están reportadas como 2σ ; los resultados que figuran en el Cuadro 4 están volcados en un diagrama concordia standard realizado por Cospec Consultant Ltd. (Fig. 10).

La relación Pb 207/Pb 206 se encuentra al lado de cada elipse. Los resultados son casi concordantes con 2% de discordancia. El circón 2 corta la curva concordia a los 1026 Ma; es un xenocristal cuya edad greenvilliana está de acuerdo con la del basamento (Formación Espinal) sobre el que se apoya la secuencia ordovícica.

El circón 1 primario, corta la curva concordia a los 454 Ma, reflejando la edad ordovícica de cristalización de las *pillow lavas* que afloran en el cerro Chuscho.

El circón 3 corta la curva concordia a los 47 Ma; corresponde, según los analistas de Geospec, a un circón de origen metamórfico con baja relación Th/U, el que habría sufrido recalentamiento a esa edad. Este dato puede ser consistente con el calentamiento ocasionado en las cercanías, por el episodio magmático asociado a la Formación Tobas del Valle del Cura, constituida por tobas intercaladas con traquiandesitas, andesitas, e ignimbritas de composición riolítica y riocácitica. La edad K/Ar de esa formación permite referir la unidad al Eoceno con $45 \pm 2,44; 2,36$ (Malizia *et al.* 1998).

El circón 4 corta la curva concordia a los 186 Ma y,

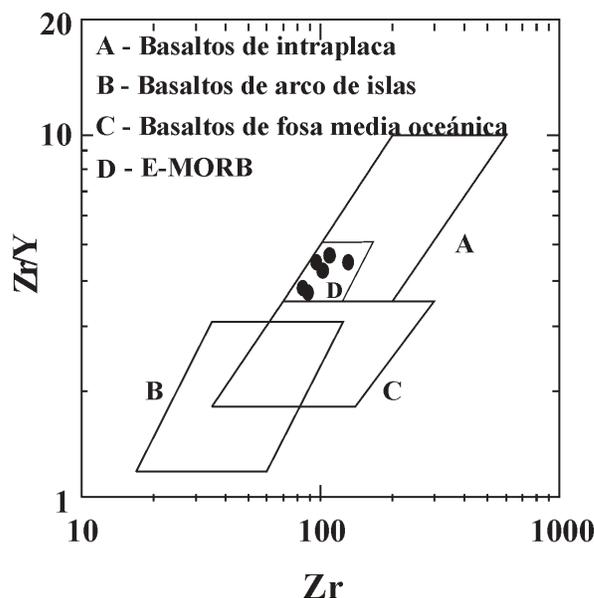


Figura 7: Diagrama de discriminación Zr-Zr/Y (Pearce y Norry 1979). Las muestras del cerro Chuscho (círculos) entran en el campo D correspondiente a los basaltos E-MORB.

Cuadro 4: Resultados finales de los análisis geocronológicos por U/Pb realizados por Geospec.

Muestra	Peso (μ g)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	TCPb (pg)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Disc
1		52	47	6	0,90	9	165	0,0714 \pm 2	0,551 \pm 9	0,0561 \pm 9	444 \pm 1	446 \pm 6	454 \pm 35	2,3
2	3	156	44	29	0,28	10	491	0,1682 \pm 4	1,703 \pm 8	0,0734 \pm 3	1002 \pm 3	1010 \pm 3	1026 \pm 8	2,5
3	1	81	4	9	0,05	7	22	0,0074 \pm 5	0,056 \pm 50	0,0548 \pm 480	47 \pm 3	55 \pm 47	405 \pm 100	88,6
4	1	934	221	25	0,24	2	416	0,0275 \pm 2	0,189 \pm 5	0,0498 \pm 13	175 \pm 1	176 \pm 4	186 \pm 60	6,1

probablemente, corresponda a un calentamiento vinculado al emplazamiento de cuerpos hipabisales andesíticos, alojados en la secuencia carbonífera superior aflorante en las proximidades del puesto Chepical (Pampa de Panacán), Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión (Fauqué *et al.* 2002).

Geospec y los autores de este trabajo consideran que los datos presentados son pocos y que se necesitan más análisis para confirmar lo expuesto anteriormente considerándose, por lo tanto, como preliminares. No obstante, las relaciones de campo y las equiparaciones geoquímicas aseveran que las deducciones hechas sobre los primeros datos son correctas.

Correlaciones

Estas rocas se correlacionan con el resto de los basaltos de rift oceánico, aflorantes hacia el sur, en el margen occidental de Precordillera. Es decir con aquellos ubicados en: Uspallata, Calingasta, sierra del Tigre, río Jáchal (cuesta del Viento). También pueden correlacionarse, hacia el norte, con los afloramientos de lavas almohadilladas de la Puna.

Formación Punta del Agua

Esta unidad se encuentra formada por un complejo volcánico-sedimentario, en el que dominan las volcanitas andesíticas, si bien también participan representantes hipabisales.

Se ha preferido utilizar la denominación de Formación Punta del Agua (González y Bossi 1986), en primer lugar, porque se han usado indistintamente los nombres de Andesita Punta del Agua y Andesita Cerro Chuscho para los afloramientos del cerro Chuscho, Punta del Agua y Las Casitas y, en segundo lugar, porque hoy sabemos que estas rocas no pertenecen a un mismo ciclo magmático.

La Andesita Las Casitas, considerada comagmática de las de Punta del Agua (Aceñolaza *et al.* 1971), no ha sido aún observada durante los trabajos de campo. De acuerdo a la descripción original de los autores antes mencionados, desarrolló una estructura de brecha con bloques de gran tamaño, similar a la descrita para el cerro Chuscho, por lo cual consideramos que podría ser homologable con los afloramientos de este último.

Distribución

La unidad toma el nombre del puesto homónimo, ubicado sobre el río del Peñón, en cuyas inmediaciones hay amplios afloramientos de andesitas. Ésta puede ser considerada la localidad tipo. Allí el río corta el sinclinal de Rincón Blanco exponiendo excelentes perfiles sobre ambos flancos del pliegue.

La contemporaneidad de los episodios magmático y sedimentario neocarboníferos, determina la interdigitación de ambas secuencias y, por lo tanto, una asociación en los afloramientos de las Formaciones Punta del Agua y Río del Peñón. Esta asociación de vulcanitas y sedimentitas es una característica de los afloramientos carboníferos pertenecientes a la Cuenca del Río Blanco, expuestos en la Precordillera riojana.

Litología

La composición litológica de esta unidad es bastante variada: incluye rocas intrusivas, efusivas y sedimentarias intercaladas entre estas últimas.

La facies efusiva forma amplios afloramientos en la

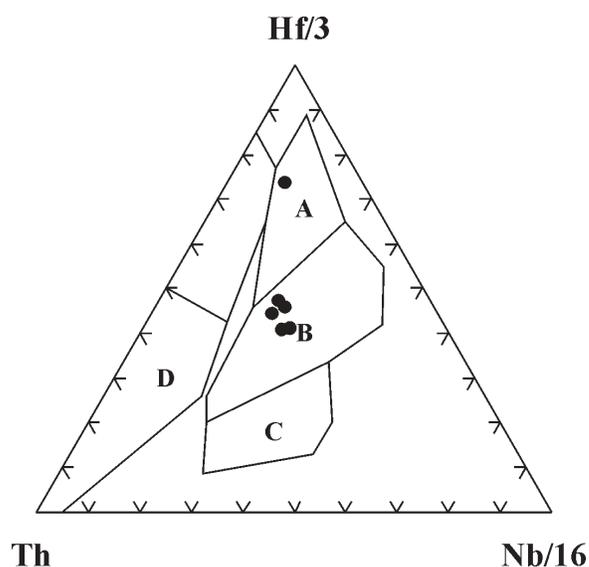


Figura 8: Diagrama de discriminación Th-Hf/3-Nb/16. Las lavas almohadilladas del cerro Chuscho entran en el campo A) MORB-N y en el campo B) E-MORB. El campo C corresponde a basaltos de intraplaca y el campo D a basaltos de retroarco.

parte baja de ambos flancos del Sinclinal del Rincón Blanco, donde potentes mantos de andesitas y basaltos se intercalan entre los conglomerados y las sabulitas pertenecientes a la Facies sedimentaria de la unidad. También integran este complejo algunos productos más ácidos: mantos de riodacitas, brechas volcánicas autoclásticas y aglomerados volcánicos, observados en la quebrada del río Tuli (Fauqué *et al.* 1991).

Aceñolaza *et al.* (1971), describen a las andesitas como de color verde oscuro, textura afanítica y localmente fanerítica. La plagioclasa más frecuente es andesina seguida por oligoclasa, los ferromagnesianos son indistintamente hornblenda, augita o biotita; como minerales accesorios hay calcita, vidrio y cuarzo.

La facies intrusiva está representada por cuerpos hipabisales de composición básica a intermedia (Aceñolaza *et al.* 1971); estos cuerpos intruyen al Carbonífero inferior (Formación Punilla) y a los niveles conglomerádicos de la parte baja del Carbonífero superior (Formación Punta del Agua). El stock del cerro Cándido (un ejemplo de ellos), emplazado en el Eo-Carbonífero en la zona de Agua de Carlos, está compuesto por un pórfido diorítico grisáceo. Sus principales constituyentes son andesina media (67%) y hornblenda verde con apatita como mineral accesorio (Fauqué *et al.* 1991); de él parten filones andesíticos.

Dentro del ámbito de la Hoja Cerros Cuminchango, Maisonave (1979) cita abundantes filones de pórfidos andesíticos, pertenecientes a este ciclo magmático, que intruyen a las sedimentitas carboníferas, al cuerpo granítico del río Potrerillos, a las leptometamorfitas ordovícicas y a las ectinitas precámbricas. También menciona otro potente filón andesítico en el cerro de La

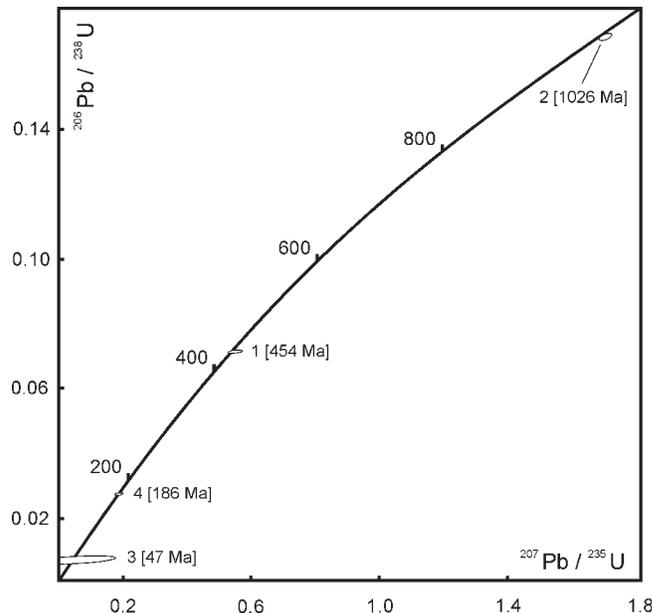


Figura 10: Diagrama concordia de las muestras investigadas por el método U/Pb.

Escarcha, que intruye al conglomerado basal y a las areniscas arcóscas blanquecinas del Carbonífero. El mismo autor destaca una variación composicional de este magmatismo por la presencia de un potente filón de pórfidos sienodioríticos en las cabeceras del río Tendal.

Espesor

El espesor que ha podido estimarse en los distintos afloramientos es muy variable, situación normal en secuencias con estas características. El mayor espesor medido corresponde al perfil de la quebrada de Tuli, donde la secuencia volcano-sedimentaria alcanza los 1000 metros.

Consideraciones petrogenéticas

La secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Punta del Agua corresponde a un episodio volcánico contemporáneo con el relleno de la cuenca neocarbo-nífera. Los eventos de este tipo son frecuentes en las cuencas neopaleozoicas, y pueden vincularse de acuerdo a Llambías (1999) a momentos de gran inestabilidad de la corteza, característica de regiones orogénicas y favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. Precisamente, las vulcanitas de la Formación Punta del Agua han sido analizadas geoquímicamente, indicando los diagramas de discriminación que se trata de andesitas orogénicas de arco volcánico (Remesal *et al.* 2003).

La gran inestabilidad de la corteza citada por Llambías (1999) se refleja en la zona por la discordan-

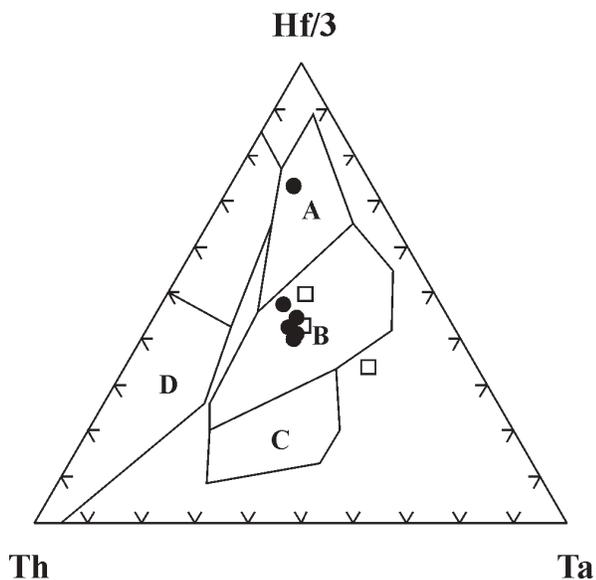


Figura 9: Diagrama de discriminación Th-Hf/3-Ta. Las lavas almohadilladas del cerro Chuscho (círculos) y las muestras de referencia de la Precordillera (cuadrados), caen en los campos A) N-MORB y principalmente en el B) E-MORB. El campo C corresponde a basaltos de intraplaca y el campo D a basaltos de retroarco.

cia intracarbonífera de la fase tectónica Río Blanco (Fauqué y Limarino 1991).

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas de esta unidad han sido citadas por varios autores, pero en algunos casos no hay coincidencia en las observaciones.

En el sinclinal de Rincón Blanco, Aceñolaza *et al.* (1971) mencionan que la base de la secuencia sedimentaria plegada se halla intruida por las vulcanitas. Por su parte, Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), refiriéndose a la misma relación, citan una discordancia angular entre ambas secuencias. Por otro lado, González y Bossi (1986) consideran que la Formación Río del Peñón suprayace a la Formación Punta del Agua en forma normal, en este mismo sector.

En la Hoja Cerros Cuminchango, Maisonave (1979) destaca que las coladas y los aglomerados andesíticos se asocian a focos eruptivos discontinuos, alineados en forma submeridiana, que habrían extruido sus materiales a través y sobre las sedimentitas carboníferas. Según el mismo autor, el nivel de emplazamiento estratigráfico de los aglomerados y las coladas se ubica entre el techo del Carbonífero y la base del Pérmico.

Las observaciones realizadas durante el levantamiento de campo en el sinclinal de Rincón Blanco, en el sinclinal de la quebrada de Las Vacas, en la quebrada de El Ingrato, quebrada de Los Llantenes y en la zona de Agua de Carlos, permiten afirmar que la facies hipabisal intruye a la secuencia devónica superior-carbonífera inferior y al miembro inferior del neocarbonífero. Por otro lado, coincidiendo con Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), la Formación Punta del Agua es cubierta por la Formación Río del Peñón mediante suave discordancia angular.

Edad y correlaciones

Aceñolaza y Bernasconi (1969a) asignan a las rocas que nos ocupan, una edad carbonífera inferior a media, basándose en criterios estratigráficos. Posteriormente, Aceñolaza *et al.* (1971), en base a los mismos criterios, les dan una edad tournaisiana inferior a media. Maisonave (1979), las ubica "entre el techo del Carbonífero y la base del Pérmico".

En el presente trabajo asignamos a esta unidad una edad carbonífera tardía-pérmica temprana. Para ello nos basamos en: a) datos radimétricos que arrojaron una edad de 287 ± 16 Ma para las vulcanitas aflorantes en la quebrada de Tuli (ala oriental del sinclinal de Rincón Blanco); y b) la flora correspondiente a la Zona NGB (Carbonífero tardío) hallada en las sedimentitas intercaladas con las vulcanitas que fue coleccionada por Carrizo y Azcuy (1995) al sudeste del pesto Las Chacritas (Precordillera de Jagüé).

Con respecto a su correlación regional, la secuencia magmática aquí descrita podría ser correlacionable con la actividad magmática mesovarísica citada por Polanski (1966) en la Cordillera Frontal de Mendoza.

Conclusiones

Desde el punto de vista estratigráfico se estima conveniente redefinir a la Formación Chuscho, como compuesta por un complejo de volcanitas máficas intra-ordovícicas, representado por diques y filones de diabasas y basaltos de estructura almohadillada (*pillow lavas*). Conforman una facies ofiolítica asociada con las sedimentitas ordovícicas y, por lo tanto, quedarían incluidas en la Faja Ofiolítica Famatiniana de la Precordillera Occidental.

Por su parte, las rocas de la Formación Punta del Agua son andesitas orogénicas de arco volcánico, de acuerdo a sus características geoquímicas, con edades que irían desde el Carbonífero superior al Pérmico inferior.

Los basaltos almohadillados de cerro Chuscho son similares a los que afloran en la Cordillera Frontal y en la Precordillera Occidental y pertenecen a la Ofiolita de la Precordillera Occidental según Ramos *et al.* (2000); se asocian a la apertura de un rift oceánico de cuenca marginal formado durante la acreción de Chileña en el Cambro-Ordovícico (Kay *et al.* 1984; Ramos *et al.* 1984; Villar 1998; Villar y Escayola 1999). Ramos *et al.* (2000) señalan la sutura que separaría los terrenos de Chileña y Cuyania. Sus características tectono-magmáticas parecen variar a lo largo del rift oceánico cambro-ordovícico: de N-MORB en la Cordillera Frontal, pasan a E-MORB (P-MORB) en la Precordillera de La Rioja. La variación de estas características se debe muchas veces al cambio de elevación del rift inicial respecto del manto (Wilson 1991).

La geoquímica de las lavas almohadilladas del cerro Chuscho confirma su coincidencia con los basaltos de referencia tomados de la Precordillera de San Juan y Mendoza, y las edades ordovícicas postuladas repetidas veces para las ofiolitas se confirman con las evaluaciones geocronológicas realizadas por el método U-Pb. Sus características también coinciden con los basaltos de Los Gateados en Cordillera Frontal (Villar 1998).

Agradecimientos

Se agradece a la Lic. Mariela Etcheverría (SEGEMAR), que realizó la primera descripción de los cortes delgados correspondientes a las muestras del cerro Chuscho. A la Dra. Marta Godeas (SEGEMAR) por la revisión microscópica de la alteración de las lavas almohadilladas. Al Dr. Héctor Ostera (INGEIS) por su asesoramiento en la parte geocronológica de este trabajo y a la Dra. Adriana Ramos (INGEIS) por las sugerencias.

cias respecto de este mismo tema. Se agradece a la Dra. Patricia Sruoga, por los comentarios aportados sobre algunos aspectos tratados en el trabajo. Finalmente se agradece a la Dra. Stella Page, por su valiosa colaboración en la realización del trabajo

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1969. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. 4 Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 1-13.
- Aceñolaza, F. G., 1970. Nota sobre la presencia de *Orchesteropus atavus* Freng. en capas carboníferas de la región de Jagüé, provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(3): 61-62, San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, departamento de Gral. Lamadrid, La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 11(7): 125-150, San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F. G. y Bernasconi, A., 1969a. Sobre la edad de los intrusivos que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: área del río Bonete. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 61-67. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G. y Bernasconi, A., 1969b. Acerca del primer hallazgo de una fauna ordovícica en el sector norte de la Precordillera riojana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (2): 79-84, Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. y Bernasconi, A., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. Acta Geológica Lilloana, 11 (14): 257-290, San Miguel de Tucumán.
- Borrello, A., 1955. Los conglomerados del cerro Punta Negra al oeste de Jagüé. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10 (1): 46-53, Buenos Aires.
- Caminos, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y los 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27 (1): 71-83, Buenos Aires.
- Caminos, R., Fauqué, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de la Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 31-41, Mendoza.
- Carrizo, H. A. y Azcuy, C. L., 1995. La Zona NBG (Carbonífero tardío) en las inmediaciones del río Agua de Carlos, La Rioja, Argentina. Ameghiniana 32 (3): 271-278. Buenos Aires.
- Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones 26: 1-37, Santiago.
- Coughlin, T. J., 2000. Linked orogen-oblique fault zones in the central Argentine Andes: the basis of a new model for Andean orogenesis and metallogenesis. Tesis Doctoral, Universidad de Queensland, 207 pags. (Inédito)
- Cravero, O.V., Rios Gomez, J.A. y Prieri, A.E., 1984. Geología del distrito minero Los Llantenes Precordillera de La Rioja. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 142-153, Bariloche.
- Cuerda, A. J., 1948. Nota sobre un perfil geológico de la Alta Cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3 (4): 258-260. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. El orógeno colisional paleozoico en la Argentina. Serie Correlación Geológica, 9: 165-178, San Miguel de Tucumán.
- Furque, G., 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En A.F. Leanza (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 237-287, Córdoba.
- Fauqué, L. E. y Limarino, C. O., 1991. El carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 103-114. Buenos Aires
- Fauqué, L. E., Caminos, R., Limarino, C. y Carullo, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera riojana, República Argentina. VI Congreso Geológico Chileno, 552-556, Viña del Mar.
- Fauqué, L. E., Limarino, C. O., Vujovich, G. I., Cegarra, M. y Escosteguy, L., 2002. Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino (Inédito). Buenos Aires.
- González, C. R. y Bossi, G. E., 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel, La Rioja. 4 Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 231-236, Mendoza.
- González, C. R. y Bossi, G. E. 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. 4 Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 713-724, Santa Cruz de La Sierra.
- Guerrero, M., 1969. Distrito minero Los Llantenes. Informe inédito. Servicio Minero Nacional, Plan La Rioja.
- Haller, M. A. y Ramos, V. A., 1984. Las Ofiolitas Famatinianas de las Provincias de San Juan y Mendoza 9° Congreso Geológico Argentino Actas 2: 66-83. San Carlos de Bariloche.
- Humphris, W. L. and Thompson, G. 1983. Geochemistry of rare earth elements in basalts from Walvis Ridge implication of its origin and evolution Earth Planet Science Letters 66: 223-242.
- Kay, W. R. and Hubbard, N. J., 1978. Trace elements in ocean ridge basalts. Earth and Planetary Science Letters 38: 95-116.
- Kay, S. M., Ramos V. A. y Kay R. W., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, San Carlos de Bariloche.
- Limarino, C. O. y Cesari, S. N., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 61-72, Buenos Aires.
- Llambias, E. J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (14): 349- 376, Buenos Aires.
- Llambias, E. J. y Sato, A. M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 111-131. Buenos Aires.
- Maisonave, H. M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14c – Cerros Cuminchango, provincias de La Rioja y Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 162: 86 p. Buenos Aires.
- Malizia, D., Limarino, C. O., Sosa Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F. E. y Gutierrez, P. R., 1998. Hoja Geológica Cordillera del Sancarrón 3169 - 26 y 25. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Marcos, O., Faroux R., Alderete M., Guerrero M. A. y Zolezzi R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. 1° Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 305-318. San Juan.
- McKenzie, W. S., Donaldson, C. H. and Guilford, C. 1984. Atlas of Igneous rocks and their textures. Longman 148 p.
- Olsacher, J. y Ramaccioni, D., 1960. Los seleniuros de mercurio de la Cuesta de Los Llantenes. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, San Juan, Actas 3: 295-305.
- Paar, W. H., Sureda, R. J. y Brodtkorb, M. K., 1996. Mineralogía de los yacimientos de selenio en La Rioja, Argentina. Krutaita, tyrellita y trogtalita de Los Llantenes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (4): 304-312. Buenos Aires
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions of Mineralogy Petrology. 69: 33-47.
- Polanski, J., 1966. Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrófismo variscico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21 (1): 5-19. Buenos Aires.

- Puigdomenech, H. H., 1987. Geología del granito Los Puentes-El Salado. Batolito de Colangüil, San Juan, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Symposium on Circumpacific and Phanerozoic Granites, Actas 4: 132-134. San Miguel de Tucumán.
- Quartino, B. J. y Zardini, R., 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo y metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (1): 5-53, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R.L. (Ed.): Geología Argentina, Anales 29: 651-682, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E. Allmendinger, W. R. Kay, S. M. Cortés J. M. Palma, M. A. 1984. Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 84-106. Buenos Aires
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés J. M. and Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5 (6): 855-880. Washington.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Kay, S. M. y Mc Donough, M. R. 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al Supercontinente Proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357, Mendoza.
- Ramos, V. A., Escayola, M., Mutti, D. I. and Vujovich, G. I. 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South América. Geological Society of América Special Paper 349: 331-349.
- Remesal, M., Fauqué, L. E. y Limarino, C. O., 2003. Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero tardío-Pérmico temprano), Precordillera de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina (presentado para su publicación).
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. Jhon Willey and Sons, New York U.S.A. 352 p.
- Scalabrini Ortiz, J. y Arrondo, O. G. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico en los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). Revista del Museo de La Plata (n.s.), 8 (Geología 68): 257-279.
- Toselli, A. J. y Durand, F. R. 1996. Volcanismo del ciclo precordillerano. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (eds.) Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19: 293-295, Alemania.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c – Vinchina, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 100: 81p. Buenos Aires.
- Varela, R., Lopez de Lucchi, M., Cingolani C. y Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicaciones tectónicas. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 519-528, Buenos Aires.
- Villar L. M. 1998 Los gabros de fondo oceánico de la ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza. Actas del 10 Congreso Latinoamericano de Geología y 6 Congreso Nacional de Geología Económica Vol 2: 405-410. IGCP 376. Laurentia Gondwana Connections Before Pangea.
- Villar, L. M. y Donnari, E. I., 1989. La asociación peridotita gabro estratificado, de la sección septentrional de la faja ultrabásica de la Cordillera Frontal de Mendoza. Reunión de geotranssectas de América del Sur, 45-59. Mar del Plata.
- Villar L. M. y Escayola, M. 1999. Las rocas máficas MORB asociadas a la faja ultramáfica del Cordón del Portillo. Cordillera Frontal de Mendoza. 14 Congreso Geológico Argentino. 2: 147-149.
- Wilson, M., 1991. Igneous Petrogénesis. Harper Collins Academic 466p.
- Wood, D. A. 1980. The applications of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of Tertiary Basaltic Lavas of the British tertiary Volcanic province. Earth and Planetary Science Letters. 50: 11-30

Recibido: 4 de febrero, 2001

Aceptado: 14 de abril, 2003