

El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica

Eduardo Jorge LLAMBIÁS¹, Ana María SATO¹ y Miguel Angel S. BASEP²

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de la Plata – CONICET. Calle 1 644, 1900 La Plata.

E-mail: llambias@cig.museo.unlp.edu.ar

² Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil

RESUMEN. En el anticlinal de Chihuido al sur de Mendoza aflora el basamento de la cuenca neuquina, el cual consiste en tres unidades volcano-sedimentarias separadas por discordancias angulares. La unidad más antigua corresponde al complejo volcano-sedimentario El Fortín, constituido por brechas, coladas y domos andesíticos, conglomerados y areniscas. El último evento de esta unidad corresponde a la intrusión de un potente dique de riolita-monzogranito que fue datado por el método U-Pb convencional en 250 ± 5 Ma. Esta edad permite correlacionar al Complejo El Fortín con el Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal y del bloque de San Rafael. En discordancia angular sobre la unidad anterior se encuentra el Grupo Tronquimalal del Triásico Tardío, con un espesor de 370 metros. Está constituido por sedimentitas ricas en componentes volcánicos con intercalaciones de brechas andesíticas. Los bancos del Grupo Tronquimalal se acuñan lateralmente debido a la transitoriedad de sus depocentros y a la naturaleza catastrófica de la depositación de parte de ellos. La discordancia que separa al Grupo Tronquimalal del Complejo El Fortín es adjudicada a la fase diastrófica huárpica, de extensión regional. Por encima del Grupo Tronquimalal se apoya en discordancia angular un conjunto de conglomerados con intercalaciones de areniscas y pelitas, a los que se ha equiparado con la Formación Remoredo. Los clastos de los conglomerados son mayormente ígneos y están constituidos por volcanitas y granitoides similares a los del Complejo El Fortín, por lo cual no se puede descartar que se hayan formado por la destrucción de volcanes permo-triásicos, favorecidos por los movimientos del Triásico Tardío que causaron la discordancia mencionada. La Formación Remoredo pasa en aparente concordancia a la Formación Bardas Blancas, de edad bajociana. En la región estudiada la actividad volcánica fue continua desde el Pérmico hasta el Triásico Tardío, pero a partir de la fase huárpica disminuyó en intensidad.

Palabras clave: *Triásico, Choiyoi, Llantenes, Anticlinal Chihuido, Diastrofismo.*

ABSTRACT. *The pre-mid Jurassic basement in the Chihuido anticline, Malargüe: Magmatic and tectonic evolution.* The basement of Neuquén basin crops out in the Chihuido anticline of southern Mendoza province and comprises three volcano-sedimentary units bounded by angular unconformities. The oldest unit is El Fortín volcano-sedimentary complex, composed of andesitic breccia, lava flows and domes, as well as conglomerate and sandstone intruded by a thick rhyolitic to monzogranitic dyke dated at 250 ± 5 Ma by the conventional U-Pb zircon method. According to the radiometric age, the El Fortín Complex can be correlated with the Choiyoi Group of the Frontal Cordillera and San Rafael Block. The Tronquimalal Group (Late Triassic, 370 m thick) rests on the El Fortín Complex with an angular unconformity. It is composed of alternating sedimentary rocks with volcanogenic clasts and andesitic breccia. Beds have a wedge-shaped geometry due to the short-lived depocentres and partially to the catastrophic deposition. The angular unconformity between the Tronquimalal Group and El Fortín Complex is assigned to the widely recognized huarpic diastrophic phase. A set of inter-fingering conglomerates, sandstones and mudstones, attributed to the Remoredo Formation, overlies the Tronquimalal Group. The conglomerate clasts have igneous compositions, particularly volcanics and granitoids whose lithologies are similar to those of the El Fortín complex. Therefore we suggest that these rocks were derived from the destruction of Permo-Triassic volcanoes in a process favoured by diastrophic movements. The Remoredo Formation is conformably overlain by the Bardas Blancas Formation (Bajocian). The volcanic activity in the study area was continuous during the Permian to Late Triassic, though its intensity faded out after the huarpic phase.

Key words: *Triassic, Choiyoi, Llantenes, Chihuido anticline, Diastrophism.*

Introducción

Los ciclos de actividad ígnea en el margen activo del continente de Gondwana se sucedieron casi sin interrupción durante el lapso comprendido entre el Pérmico Temprano y el Triásico Tardío a Jurásico Temprano, y cada uno de ellos se caracterizó por su amplia distribución regional y el gran volumen del material eruptado. Por este motivo, sus relaciones estratigráficas son complejas y las correlaciones entre regio-

nes distantes son inciertas, lo cual se refleja en la intrincada nomenclatura de sus unidades y en la dispar descripción de las relaciones de concordancia-discordancia. Otro factor que dificulta las correlaciones entre las unidades radica en la amplia variedad de facies ígneas que integran estos ciclos, que varían desde plutónicas hasta piroclásticas.

Dicha incertidumbre en las correlaciones se refleja en el uso de la denominación del Grupo Choiyoi, que fue modificada de la descripción original. Groeber (1918, 1929) había destacado la

intensidad del magmatismo permo-triásico, resaltando su enorme extensión, desde la Puna hasta la Patagonia, y había agrupado a todas estas volcánicas dentro de la serie porfirítica supratriásica. Posteriormente Groeber (1946) nombró a las volcánicas supratriásicas de la Cordillera del Viento (Choiyoi Mahuida en araucano) como *choiyoyilitense*, más tarde escrito como *choiyoilitense* por este mismo autor, e incluía dentro de esta denominación a todas las volcánicas de esta inmensa región, asignándoles una misma edad.

El problema surgió cuando se estudiaron en detalle regiones diferentes, como la Cordillera Frontal, donde Groeber (1951) agrupó a las volcánicas en el *choiyoilitense*, esto es, Triásico Superior, a pesar de que había expresado con anterioridad que la mayor parte de ellas eran pérmicas a triásicas tempranas (Groeber 1929: 12). Con posterioridad se confirmó que las edades de gran parte de las volcánicas de la Cordillera Frontal se encuentran comprendidas entre el Pérmico y el Triásico Temprano, por lo cual Rolleri y Criado Roque (1970) utilizaron la denominación de Formación Choiyoi (posteriormente Grupo Choiyoi) para incluir a las volcánicas de esta edad, apartándose de la definición original de Groeber (1946). Con posterioridad, la mayoría de los investigadores que trabajaron en la Cordillera Frontal utilizaron la denominación de Rolleri y Criado Roque (1970), por lo cual poco a poco se fue generalizando hasta ser aceptada por gran parte de los autores. Sin embargo, algunos estudiosos de la cuenca neuquina en la provincia del Neuquén (*i.e.* Leanza 1990) todavía siguen usando Formación Choiyoi para describir las volcánicas supratriásicas.

En las serranías que se extienden entre los arroyos Loncoche y Tronquimalal (Fig. 1) se encuentra el núcleo del anticlinal de Chihuido (Gerth 1928, Groeber 1947), donde las unidades ígneas y sedimentarias comprendidas entre el Pérmico y el Jurásico Medio presentan excelentes exposiciones. Debido a ello, es posible reconstruir la evolución geológica de esta región y definir las relaciones entre las unidades estratigráficas de este lapso, siendo éstos los objetivos principales de la presente contribución. Para ello se estudiaron los conjuntos ígneos y sedimentarios que se encuentran entre el Grupo Choiyoi y la Formación Bardas Blancas (Gulisano 1981) del Jurásico Medio.

Los estudios realizados han permitido comprobar que entre los ciclos eruptivos y sedimentarios comprendidos entre el Pérmico y el Triásico Tardío a Jurásico Temprano existen discordancias angulares que revelan la existencia de eventos tectónicos de diversa intensidad. Se ha podido reconocer que la discordancia que separa el Triásico Inferior del Triásico Superior tiene distribución regional y abarca gran parte del margen activo del continente de Gondwana.

Geología

En el anticlinal Chihuido afloran las rocas más antiguas de la cuenca neuquina del sur de Mendoza (Fig. 2). En el núcleo está expuesta una secuencia volcano-sedimentaria intruida por diques y domos andesíticos y por un potente dique de riolita que en varios lugares desarrolla facies granosas que corresponden a un monzogranito, descrito como granito y pórfido

del Chihuido por Dessanti (1973). Todo este conjunto será descrito en este trabajo en forma informal como complejo volcano-sedimentario El Fortín, que de acuerdo con la edad que hemos obtenido integra el Grupo Choiyoi *sensu* Rolleri y Criado Roque (1970). En discordancia angular sobre este complejo se apoya un conjunto de conglomerados y brechas volcánicas, areniscas y pelitas que han sido descriptos como Formaciones Chihuido y Llantenes (Stipanovic 1949), integrantes del Grupo Tronquimalal (Stipanovic 1979). En discordancia angular sobre la Formación Llantenes yace la Formación Remoredo (Gulisano y Gutiérrez Pleiming 1994), definida por Groeber y Stipanovic (1953), y en aparente concordancia (véase discusión) sobre esta formación se apoya la Formación Bardas Blancas.

Complejo volcano-sedimentario El Fortín (nombre informal)

El complejo volcano-sedimentario El Fortín está constituido por una secuencia volcano-sedimentaria estratificada, por domos andesíticos y por diques riolíticos-graníticos.

Secuencia estratificada

Constituye la mayor parte de los afloramientos del complejo volcano-sedimentario El Fortín entre los arroyos Tronquimalal y Loncoche. Está compuesta por bancos con diferentes espesores, con frecuencia lenticulares, cuyas rocas predominantes son brechas andesíticas, conglomerados, areniscas y escasos bancos de limolitas oscuras. Entre ellos se intercalan lavas andesíticas masivas a amigdaloides.

Los bancos de brechas andesíticas son los más abundantes y sus espesores son variables, habiéndose reconocido bancos de hasta 22 m de espesor. Los clastos son de andesita gris verdosa, con textura porfirica con fenocristales de plagioclasa alterados en epidoto y calcita y de anfíbol alterado en clorita y epidoto. Algunos clastos de andesita poseen textura amigdaloides. Las pastas son pilotáxicas fluidales con fuerte alteración. La matriz de estas brechas es también andesítica y está más alterada que los clastos. En algunos bancos los clastos son subredondeados mientras que en otros son angulosos, posiblemente debido a diferentes orígenes de estas brechas.

Los conglomerados (Fig. 3) poseen colores grises claros, los clastos están compuestos mayormente por rocas volcánicas, siendo los más abundantes los de riolitas, revelando la existencia de un volcanismo ácido previo. El tamaño de los clastos es variable, hasta 30 cm de diámetro. Estos clastos provienen de cuerpos riolíticos no reconocidos en la región estudiada, ya que las riolitas que afloran intruyen a la secuencia estratificada. Los clastos de andesita son similares a los de las brechas andesíticas, aunque este criterio no es suficiente para establecer su procedencia.

Los bancos de areniscas son grises claros y se lenticularizan rápidamente. En uno de estos bancos (35°36'01''S; 69°34'30''O), constituido por una arenisca fina con buena laminación, se han encontrado restos de flora mal conservada. La depositación de estos bancos es más antigua

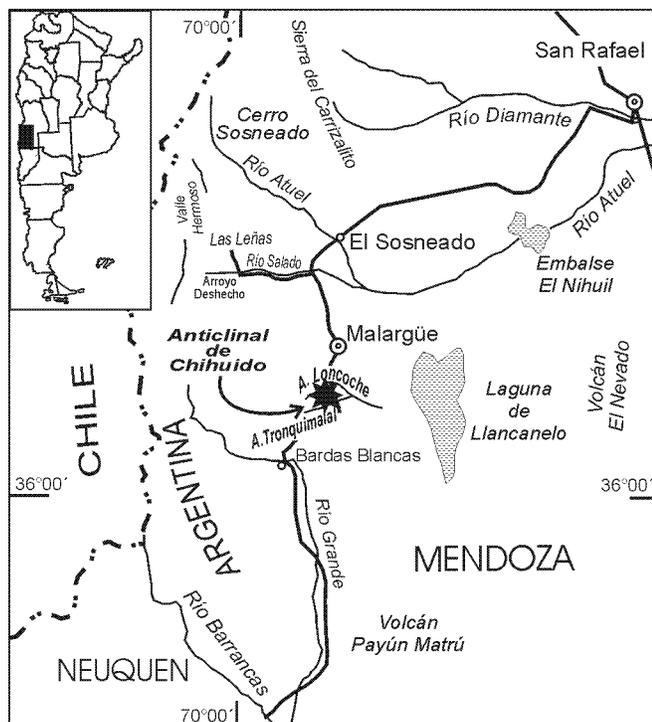


Figura 1: Mapa de ubicación del anticlinal de Chihuido.

que la intrusión del dique de riolita-granito (véase edad más adelante) y en consecuencia no son correlacionables con los que contienen la flora de Llantenes (Fig. 4a).

Al norte del arroyo Tronquimalal aparecen intercaladas lavas andesíticas oscuras masivas, en parte amigdaloides, con fenocristales de plagioclasa de hábito tabular largo, piroxeno y anfíbol. También en este sector se encuentran diques y filones capa andesíticos con anfíbol y tonalidades grisáceas asignados al Cenozoico (Stipanovic 1949) por lo cual no serán descritos en este trabajo. La composición de estas lavas es similar a la de los domos andesíticos anteriores al dique de riolita.

Domos y diques de andesita

En el sector central de la zona estudiada (Fig. 2) se encuentran pequeños cuerpos de andesita que intruyen la secuencia estratificada. Son cuerpos de escasos centenares de metros de longitud y cerca de cien metros de ancho, alargados en sentido N-S. Tienen estructura foliada muy marcada, característica de flujos viscosos con rápido enfriamiento.

Las rocas tienen textura porfírica con pasta rica en tablillas de plagioclasa. Los fenocristales son de andesina (5 mm), débilmente zonal y con textura en panal de abeja. Los fenocristales de anfíbol, de similar tamaño, fueron reemplazados por un agregado de epidoto y calcita.

Dique de riolita-granito

El dique de riolita es la característica topográfica y geológica más destacable del Complejo El Fortín. Es sub-

vertical y su rumbo dominante es norte, a pesar de estar atravesado por fallas subverticales que lo desplazan hacia el este (Fig. 2). La textura de las rocas varía desde porfírica hasta microgranosa. Las rocas porfíricas tienen pastas que varían desde felsíticas hasta microgranosas, estas últimas con aspecto aplítico y parcialmente silicificadas. Las texturas granosas, que permiten clasificar a estas rocas como monzogranitos de grano fino se encuentran en el interior del dique en aquellos lugares en que el dique es más potente. El espesor varía desde casi 1 km, al norte del arroyo Tronquimalal, hasta 0,2 km. En el arroyo Loncoche, donde se obtuvo la muestra para datar, el espesor del dique es de 500 m, ocupando el monzogranito aproximadamente 200 m de la parte central de dique, hacia los bordes del dique pasa en transición a riolita, que cerca del contacto con la caja tiene pasta felsítica.

El dique contiene bloques de brechas andesíticas similares a las que afloran en la caja. El carácter intrusivo del dique en las brechas andesíticas ya había sido mencionado por Dessanti (1973: 22).

Composición química

Se analizaron cinco muestras del complejo volcano-sedimentario El Fortín y tres muestras de las riolitas del arroyo Deshecho (Gerth 1928), que se correlacionan con las riolitas de El Fortín. La fuerte alteración de las andesitas se refleja en los altos valores de LOI (Cuadro 1), por lo cual se excluye el análisis de los elementos mayoritarios. Solamente se incluye el diagrama TAS (Fig. 5) para indicar la composición de las rocas.

En la figura 6a se observa el diagrama de Winchester y Floyd (1977) basado en elementos inmóviles, que muestra que las rocas analizadas son subalcalinas. Esta característica marca una diferencia con las muestras del Grupo Choiyoi del antepaís de la provincia de La Pampa (Llambías *et al.* 2003) que son transicionales hacia las series alcalinas.

En el diagrama Zr–Ga/Al (Fig. 6b) de Whalen *et al.* (1987) las muestras se ubican en el área de arco volcánico (Granitos-I), mientras que las de La Pampa tienen atributos de intraplaca (granitos-A). El diagrama extendido de elementos traza (Fig. 7a) indica pequeños enriquecimientos en elementos LIL y de HFS, en particular Nb, lo cual es una característica de los arcos volcánicos. Para comparación con la serie transicional alcalina del antepaís de la Pampa se ha incluido una muestra de las rocas shoshoníticas del cerro Centinela (Llambías *et al.* 2003).

En el diagrama de tierras raras (Fig. 7b) solamente las riolitas muestran la depresión de Eu, posiblemente debido a un proceso de cristalización fraccionada, ya que las andesitas presentan un gráfico similar, con excepción de la depresión de Eu. Las shoshonitas del cerro Centinela muestran mayor relación La/Yb.

Edad

Se analizaron los circones de una muestra de la facies granítica del dique de riolita granito en el arroyo Loncoche (35°34'08''S; 69°35'33''O). La preparación de la muestra y metodología de trabajo se indica en el apéndice. En el cuadro

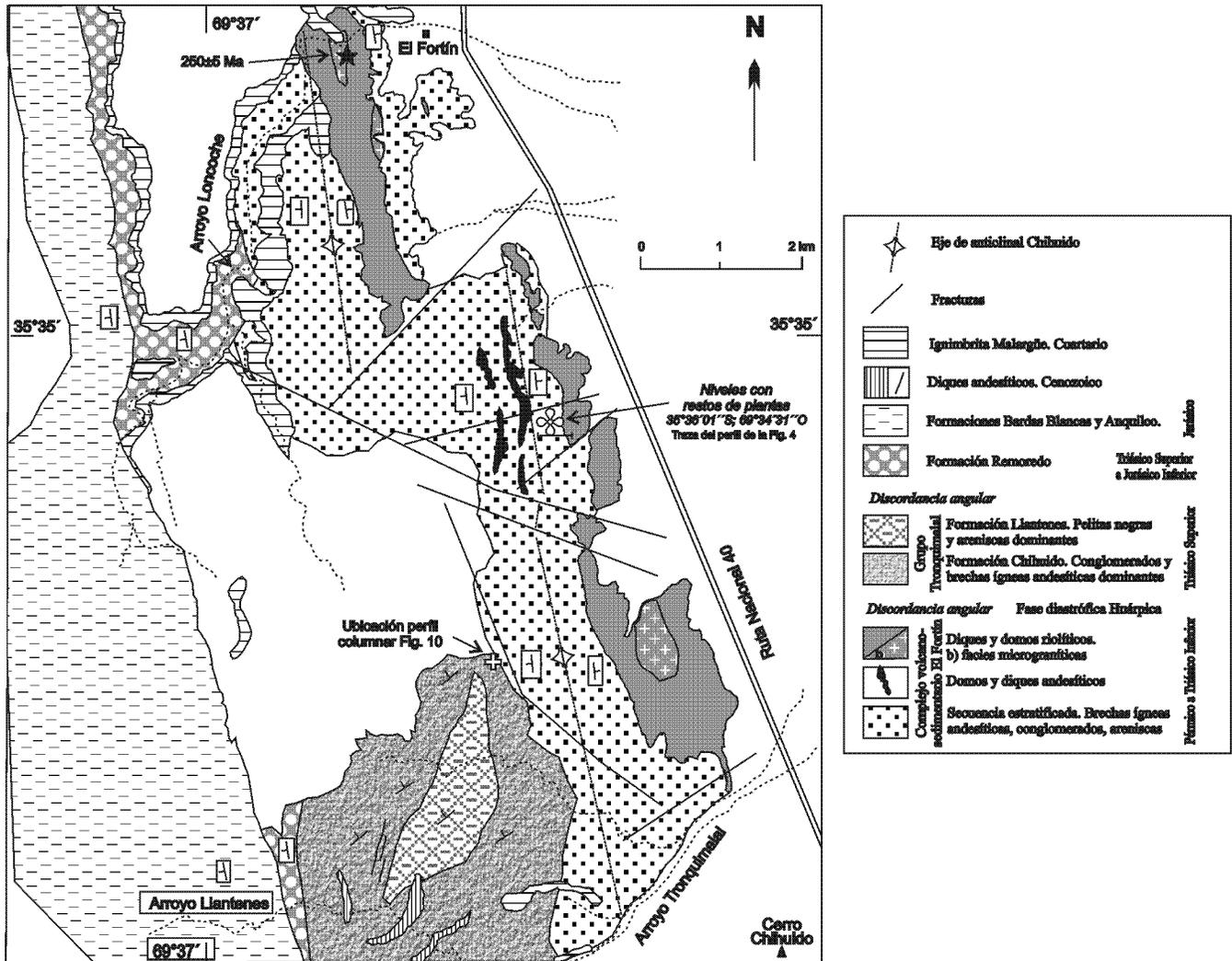


Figura 2: Mapa geológico de las serranías que integran el anticlinal de Chihuido.

2 figuran los resultados analíticos de cuatro fracciones analizadas y en la figura 8 se ha graficado el diagrama de concordia Tera-Wasserburg.

Debido a que se trata de un emplazamiento relativamente joven, la interpretación basada en la media ponderada de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es la que presenta mayor confiabilidad. Por ello, la mejor edad es la calculada en $250 \pm 5 \text{ Ma}$ (2σ), con MSWD 10. La tipología cristalina de los circones (Fig. 9) propia de cristalización magmática, sumada a la ausencia de deformación o metamorfismo en la roca datada, son argumentos que permiten interpretar a la edad obtenida como la correspondiente a la cristalización magmática del dique.

Grupo Tronquimalal

La denominación de Grupo Tronquimalal fue empleada por Stipanovic (1979: 733) para reunir las series de Chihuido y Llantenes descritas por Boehm (1937), Stipanovic (1949), Menéndez (1951) y más recientemente por Spalletti y Morel (1992), Spalletti (1997) y Artabe *et al.* (1998) entre otros.

Formación Chihuido

La Formación Chihuido aflora entre los arroyos Llantenes y Tronquimalal y es en el primer arroyo donde el Grupo Tronquimalal posee los mayores espesores. En el arroyo Loncoche este grupo está ausente y la Formación Remoredo se apoya sobre el Complejo El Fortín. Esta unidad está constituida principalmente por conglomerados, brechas volcánicas, lentes de areniscas y escasas lentes de pelitas negras. Se asienta en discordancia angular sobre la secuencia estratificada de El Fortín, como puede observarse al norte del arroyo Llantenes. El rumbo predominante de los bancos es N70°E con inclinaciones de 18° hacia el noroeste. Perfiles litológicos detallados de esta formación han sido levantados por Stipanovic (1949), Spalletti y Morel (1992) y Volkheimer y Papú (1993). Los espesores asignados son de 320, 190 y 140 metros respectivamente.

La base de la Formación Chihuido poco al norte del arroyo Llantenes contiene lentes de pelitas negras de hasta 1,5 m de espesor (Fig. 10) similares a los de la Formación Llantenes. Esta característica permite inferir que también en la Formación



Figura 3: Conglomerado con clastos volcánicos, mayormente riolíticos, intercalado en las sedimentitas del complejo volcano-sedimentario El Fortín.

Chihuido se acumularon pelitas negras, atribuidas, al igual que en Llantenes, a un ambiente lacustre (Hauschke 1991, Spalletti y Morel 1992, Spalletti 1997, Jenchen y Rosenfeld 2002), sugiriendo una cierta continuidad en el ambiente sedimentario de ambas formaciones.

Los bancos de conglomerados son masivos, resistentes a la erosión. Los clastos son en su mayoría de andesita y en menor proporción de riolitas. Son poco frecuentes otras litologías. Los clastos de andesitas varían desde frescos hasta alterados y desde masivos hasta bandeados por flujo. Las alteraciones principales consisten en minerales arcillosos, calcedonia y celadonita. Este tipo de alteración es común en las andesitas y brechas andesíticas del Complejo El Fortín, por lo cual no se descarta que el origen de los conglomerados esté relacionado con esta unidad.

El tamaño de los clastos varía hasta un máximo de 0,8 m de diámetro. Se encuentran flotando en una matriz arenosa, constituida principalmente por feldespato y en menor proporción por cuarzo, lo cual sugiere que se formaron en una cadena volcánica andesítica a dacítica, y que durante su trayecto no incorporaron clastos con otras composiciones que no sean las volcánicas. Las volcanitas del Complejo El Fortín, por su similitud, son las candidatas más cercanas para proporcionar el material de estos conglomerados.

La edad de esta formación ha sido estimada por Volkheimer y Papú (1993) triásica tardía sobre la base del estudio de una microflora con buen estado de preservación.

Formación Llantenes

La Formación Chihuido pasa gradualmente hacia la Formación Llantenes, no pudiéndose reconocer un límite preciso entre ambas. El rasgo más característico de la Formación Llantenes es la presencia de espesos bancos de pelitas negras, estudiados en detalle por diversos autores debido a la flora que albergan. Estos bancos se acuan lateralmente en corta distancia, por lo cual su espesor es máximo en la quebrada de Llantenes y disminuye hacia el sur hasta casi des-

aparecer en el arroyo Tronquimalal (Fig. 2). Hacia el norte está cubierta por sedimentos modernos y en el arroyo Loncoche está ausente, al igual que la Formación Chihuido.

Hacia arriba la Formación Llantenes pasa a la Formación Remoredo, cuyos bancos tienen diferente rumbo e inclinación, reflejando una discordancia angular. Asimismo, se observa un cambio brusco en la sedimentación, que en Remoredo es mayormente conglomerádica.

En los niveles inferiores de la Formación Llantenes predominan capas arenosas con composición andesítica (plagioclasa

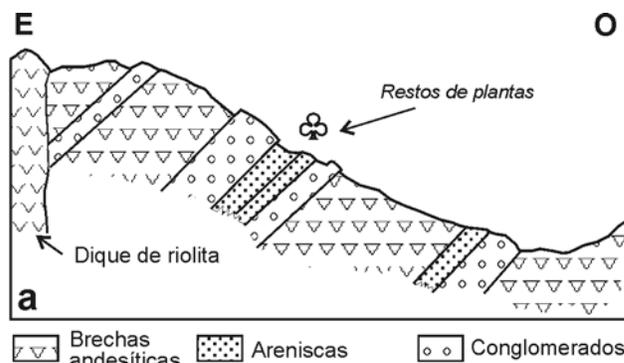


Figura 4: Detalle de la ubicación de los restos vegetales hallados. **a)** Perfil esquemático con la ubicación donde se encuentran restos vegetales mal conservados. El perfil está dibujado mirando hacia el sur para que coincida con la fotografía. **b)** Ubicación del lugar donde se encuentran los restos vegetales. **c)** Detalle del banco de arenisca donde se encuentran los restos de plantas.

Cuadro 1: Análisis químicos de muestras del anticlinal de Chihuido y del arroyo Deshecho.

	Anticlinal Chihuido					Arroyo Deshecho		
	MH-1	MH-2	MH-3	MH-5	MH-42	MH-6	MH-7	MH-8
SiO ₂	50,29	50,95	83,07	73,1	48,03	63,36	75,67	68,01
TiO ₂	1,83	1,83	0,08	0,25	1,442	0,6	0,11	0,35
Al ₂ O ₃	17,03	16,37	8,58	13,28	17,76	15,89	12,82	14,67
Fe ₂ O ₃	9,95	10,14	0,73	1,46	9,46	4,59	1,19	2,7
MnO	0,16	0,19	0,01	0,04	0,153	0,07	0,01	0,05
MgO	4,33	4,13	0,05	0,41	6,03	1,84	0,05	0,84
CaO	6,92	6,58	0,2	1,17	8,39	2,83	0,18	2,16
Na ₂ O	5,15	5,78	3,58	4,29	3,89	3,7	4,31	5,42
K ₂ O	0,68	0,28	2,16	4,38	0,26	3,31	4,23	2,65
P ₂ O ₅	0,35	0,35	0,02	0,07	0,32	0,16	0,05	0,1
LOI	2,9	3,02	0,55	1,57	3,67	3,46	0,57	2,96
TOTAL	99,59	99,62	99,03	100,02	99,40	99,81	99,19	99,91
Elementos traza, ppm								
Cs	0,6	0,4	0,8	1,5	<0,1	10,3	33,8	6,4
Rb	7	4	60	126	1	136	164	110
Ba	1290	626	184	927	209	806	959	506
Th	0,69	0,69	9,97	11,20	1,06	9,85	12,20	11,40
U	0,24	0,25	1,55	2,18	0,30	2,51	3,44	3,12
Nb	7,1	7,2	13,3	12,5	6,1	10,2	10,6	8,9
Sr	931	1340	31	119	450	277	47	91
Hf	4,2	4,3	2,8	4,4	3,5	5,2	3,6	4,6
Zr	180	182	67	147	137	191	99	157
Y	31,2	31,4	19,8	25,0	20,4	25,3	27,8	26,7
V	239	257	<5	13	171	85	<5	42
Cr	77	78	<20	<20	143	22	37	22
Co	32	32	44	50	27	23	31	16
Ni	27	<20	23	<20	78	<20	<20	<20
Ga	17	17	9	15	18	20	13	19
Tl	0,06	0,06	0,34	0,49	<0,05	0,63	0,94	0,40
Pb	<5	6	<5	9	<5	23	13	10
Sc	29	30	2	1	25	13	7	9
Ta	0,69	0,65	3,83	4,05	0,51	1,67	2,99	1,37
Tierras raras ppm								
La	13,1	13,8	7,7	42,8	14,4	28,9	22,2	30,2
Ce	32,8	33,8	19,1	88,4	34,7	59,8	49,5	62,1
Pr	4,49	4,67	2,55	10,3	4,15	6,99	5,69	7,25
Nd	20,9	21,6	9,84	38,7	18,8	27,2	21,8	27,9
Sm	5,11	5,31	2,98	7,01	4,61	5,44	5,11	5,60
Eu	2,00	2,08	0,28	0,84	1,58	1,26	0,57	0,95
Gd	5,28	5,53	2,84	5,00	4,34	4,78	4,93	4,87
Tb	0,98	1,03	0,63	0,81	0,73	0,84	0,92	0,84
Dy	5,66	5,78	3,71	4,38	4,07	4,57	5,17	4,70
Ho	1,13	1,15	0,73	0,85	0,81	0,87	1,02	0,92
Er	3,24	3,30	2,26	2,57	2,42	2,55	3,05	2,70
Tm	0,486	0,493	0,408	0,439	0,353	0,393	0,473	0,413
Yb	2,90	2,89	2,53	2,64	2,09	2,36	2,96	2,49
Lu	0,406	0,409	0,371	0,405	0,307	0,327	0,436	0,334

>> cuarzo), con restos de troncos fósiles rodados de más de un metro de longitud. Entre estas areniscas se intercalan bancos de brechas andesíticas y conglomerados con clastos y matriz mayormente andesíticos.

En el nivel medio de la Formación Llantenés se encuentran intercalados entre los bancos de pelitas negras bancos de

conglomerados masivos, de areniscas y de brechas andesíticas. Uno de los bancos de conglomerados se destaca por su espesor de 10 m y por contener abundantes clastos redondeados de chert silíceo con laminación milimétrica, constituidos por calcedonia y agregados de cuarzo en drusas o paralelos a la laminación. Calcita tardía invade en microfisuras. Los bancos de brechas andesíticas están constituidos por clastos de andesita de diversos tamaños inmersos en una matriz arenosa de composición andesítica. Los clastos son angulosos a subredondeados y están moderadamente alterados en clorita, calcita y epidoto. Este banco es el resultado de un flujo denso que por su composición exclusivamente volcánica monolitológica podría corresponder a un lahar similar a los descriptos por Spalletti (1997).

La fracción pelítica en el tramo superior de Llantenés disminuye y predominan delgados bancos conglomerádicos de tonalidades grisáceas amarillentas con frecuentes intercalaciones de bancos arenosos.

La edad de la Formación Llantenés es triásica superior (Stipanovic 1949, Menéndez 1951, Stipanovic y Bonetti 1969 y Artabe *et al.* 1998). Estos últimos autores asignan a la Formación Llantenés una edad neotriásica alta e incluyen en esta edad también a la Formación Chihuido, confirmando el pasaje transicional entre ambas formaciones.

Formación Remoredo

Las características de la Formación Remoredo (Groeber y Stipanovic 1953) en los arroyos Loncoche y Tronquimalal fueron resumidas por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994). Los afloramientos más extensos se encuentran en el arroyo Loncoche, donde los conglomerados se asientan en discordancia angular sobre las brechas andesíticas del Complejo El Fortín, faltando las Formaciones Chihuido y Llantenés. En los arroyos Llantenés y Tronquimalal la Formación Remoredo se distingue de la infrayacente Llantenés por el brusco cambio en la abundancia y naturaleza de los bancos conglomerádicos y en el cambio de actitud de las capas (Fig. 2). El rumbo e inclinación de los bancos de areniscas de la Formación Remoredo es N10° O e inclinación 16° O, similar al de las areniscas y lentes conglomerádicas de la base de la Formación Bardas Blancas.

En el arroyo Loncoche la Formación Remoredo es conglomerádica, aunque en la sección media del perfil expuesto en este arroyo se intercalan bancos de areniscas finas y limolitas moradas, que están parcialmente cubiertas por su escasa resistencia a la erosión. Los clastos de los conglomerados son de rocas ígneas, entre las cuales predominan las andesitas sobre riolitas y dacitas. También hay clastos de chert y de granitos. Algunos clastos son de brechas andesíticas con alteración en celadonita, similar a la que se encuentra en las brechas andesíticas del Complejo El Fortín, por lo cual no se descarta una proveniencia a partir de unidades volcánicas similares a este complejo. En menor proporción se encuentran clastos de areniscas, que están constituidos, a su vez, por clastos líticos volcánicos y menos frecuentemente plutónicos, plagioclasa y escaso cuarzo. Posiblemente estos clastos de areniscas provengan de la erosión de rocas del Grupo Tronquimalal.

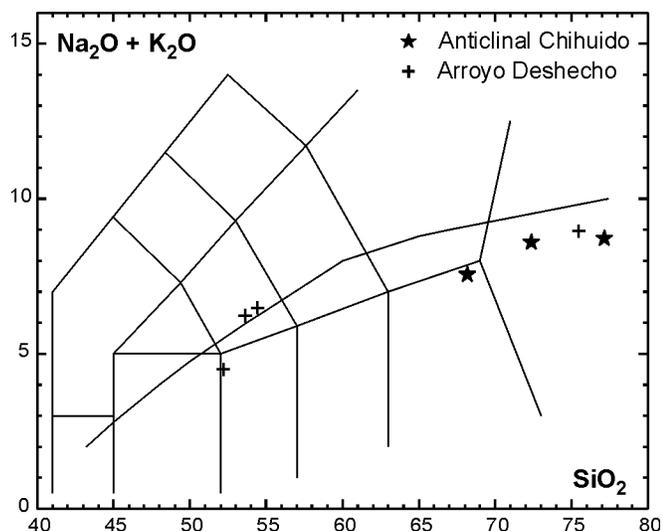


Figura 5: Diagrama álcalis total versus sílice en base anhidra que muestra la clasificación de las volcanitas del complejo volcano-sedimentario El Fortín del anticlinal del Chihuido y del arroyo Deshecho en el anticlinal de Las Leñas, valle del río Salado.

Discusión

Las tres unidades volcano sedimentarias que afloran en la sierra de Chihuido están separadas por discordancias angulares. Esto significa un ambiente tectónico activo durante el período que se extiende desde el Pérmico, representado por el complejo volcano-sedimentario El Fortín, hasta el Jurásico Medio, cuando se depositó la Formación Bardas Blancas.

La edad de 250 ± 5 Ma del último episodio ígneo del Complejo El Fortín permite correlacionarlo con el Grupo Choiyoi *sensu* Rolleri y Criado Roque (1970), expuesto ampliamente en el bloque de San Rafael y en la Cordillera Frontal. Por la composición silíceo de este dique y por su edad en el límite entre el Pérmico y el Triásico forma parte del Choiyoi superior (Llambías *et al.* 1993), mientras que las andesitas, que constituyen la caja, podrían ser equivalentes al Choiyoi inferior.

El rumbo norte y la subverticalidad encontrados tanto en los diques andesíticos como en el dique de riolita-granito del Complejo El Fortín permiten inferir un esfuerzo mínimo horizontal en dirección E-O para el momento de su emplazamiento, correspondiente al campo de esfuerzos extensional. Esta orientación de los diques fue preservada hasta la actualidad, aún a pesar de la compresión cenozoica, que produjo corrimientos y plegamientos (Ploszkiewicz 1987), aparte de fallas de rumbo conjugadas que desplazaron al dique de riolita-granito hacia el este (Fig. 2) pero sin rotarlo.

La orientación de la extensión E-O, cuyo pico se produjo a los 250 ± 5 Ma durante la intrusión del dique de riolita-granito, coincide con la que originó el hemigraben Atuel Valenciana descrito por Manceda y Figueroa (1995), cuya edad ha sido atribuida al Noriano-Sinemuriano temprano (Vergani *et al.* 1995, Lanés 2004). Aparentemente el campo de esfuerzos extensional E-O se habría mantenido hasta el Jurásico Temprano, controlando los depocentros de la cuenca neuquina en el sur de Mendoza.

La otra inferencia importante que se puede extraer del Complejo El Fortín es que la presencia de los cuerpos intrusivos indica la existencia en esta región de un centro volcánico activo. La abundancia de depósitos caóticos de brechas, con intercalaciones conglomerádicas y lávicas sugiere que el edi-

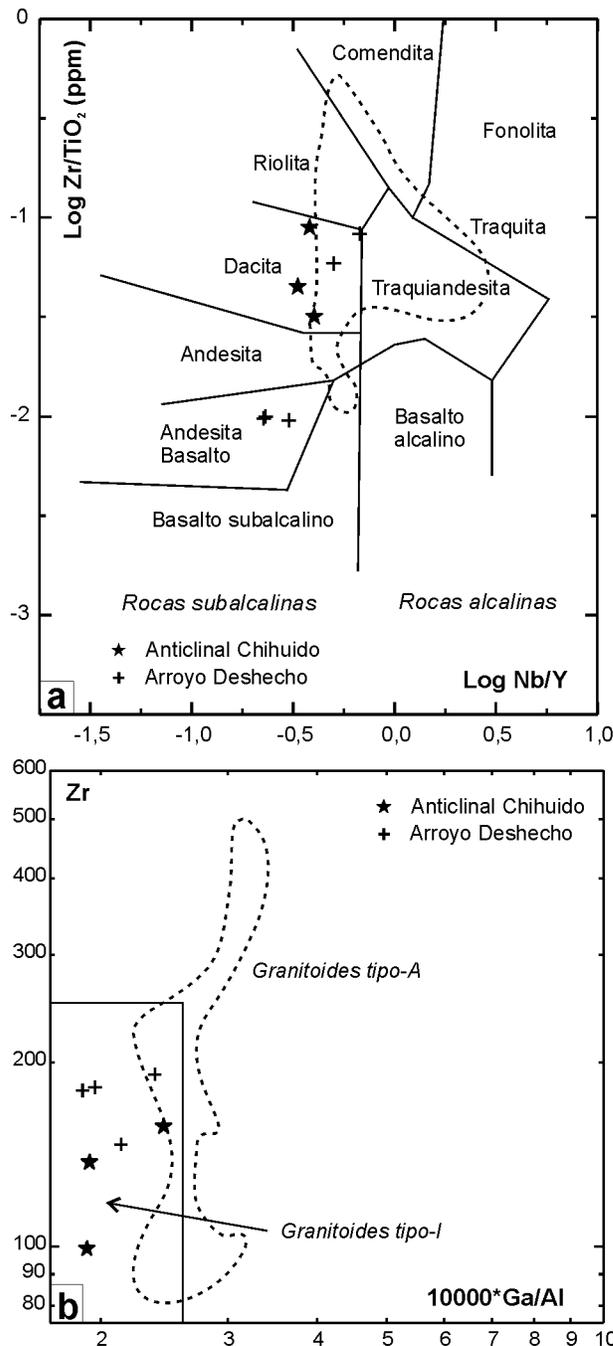


Figura 6: Diagramas que permiten reconocer atributos subcalinos y de arco volcánico de las muestras estudiadas. Para comparación se marca en línea de puntos el campo de distribución de las volcanitas de similar edad en el antepaís, provincia de La Pampa según datos de Llambías *et al.* (2003). **a)** diagrama de Winchester y Floyd (1977); **b)** diagrama de Whalen *et al.* (1987) que muestra que las muestras analizadas grafican en el campo de los granitoides tipo-I.

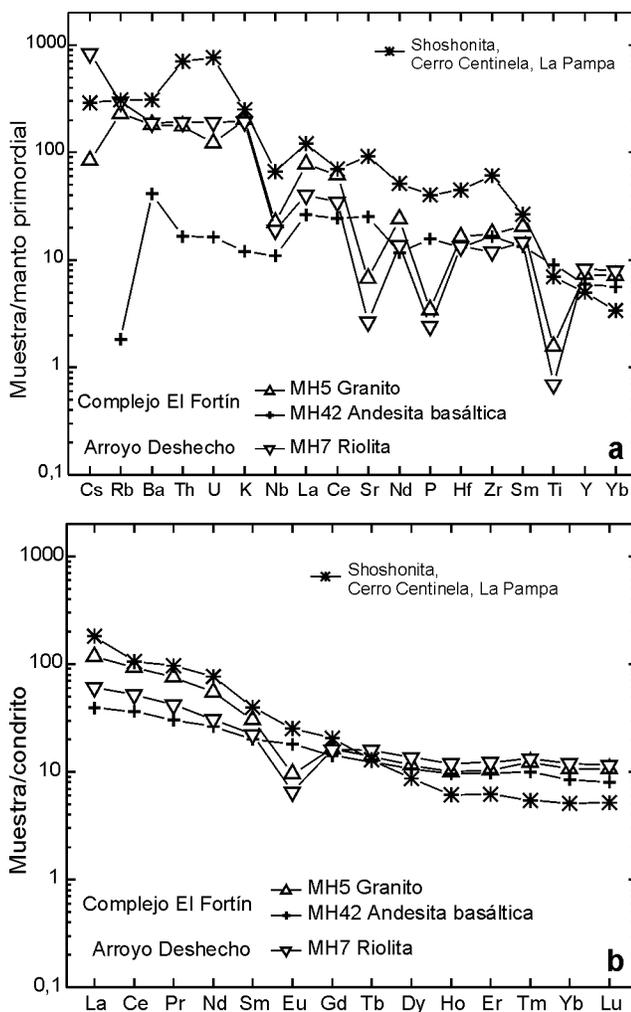


Figura 7: Diagramas expandidos de elementos trazas normalizados a manto primordial (a) y elementos de tierras raras normalizados a condrito (b), ambos según datos de Taylor y Mc Lennan (1985).

ficio volcánico tenía las características de un estratovolcán, cuya composición evolucionó desde términos intermedios andesíticos hasta silícicos. Al tiempo de la depositación de la Formación Chihuido este estratovolcán se encontraba parcialmente desmantelado, por lo cual es posible que haya suministrado el material sedimentario del Grupo Tronquimalal. Las características químicas indican una filiación magmática de arco volcánico, por lo cual no se descarta una relación pos-orogénica respecto a la fase orogénica San Rafael, como ocurre en la Cordillera de Colangüil, San Juan y en el Bloque de San Rafael (Llambías y Sato 1995, Llambías *et al.* 1993).

La discordancia angular entre el Grupo Tronquimalal y el Complejo El Fortín se evidencia por el brusco cambio de rumbo de los bancos y por la abundancia de niveles conglomerádicos en la base de la Formación Chihuido. Mientras que las rocas del Complejo El Fortín tienen rumbo norte con suave inclinación hacia el oeste, en el Grupo Tronquimalal el rumbo es NE, también con suave inclinación hacia el noroeste. Los conglomerados con clastos del Complejo El Fortín de la base de la Formación Chihuido y la inter-

calación de lentes pelíticas de corta extensión lateral indican un relieve agresivo resultante de los movimientos diastróficos.

La discordancia entre el Grupo Tronquimalal y el Complejo El Fortín se puede correlacionar con la fase diastrófica huárpica (Turner y Méndez 1975), tentativamente ubicada entre 230 y 220 Ma en la Cordillera Frontal (Caminos 1985, Azcuy y Caminos 1987), aunque no se puede descartar que sea diacrónica. Es esta fase diastrófica la que separa la serie supratríaica (= choiyoilite = Formación Choyoi *sensu* Groeber 1946) de las granodioritas y volcanitas pérmicas (= Grupo Choyoi *sensu* Roller y Criado Roque 1970) en la Cordillera del Viento (Llambías 1986) y en el cerro Chachil (Leanza 1990). Esta discordancia es posiblemente equivalente a la fase diastrófica supratríaica descrita por Gulisano *et al.* (1984) quienes le adjudicaron un desarrollo regional en la cuenca neuquina. Además, es de hacer notar que la distribución de esta discordancia se encuentra en varias provincias geológicas, como en el bloque de San Rafael donde la Formación Puesto Viejo (Triásico Medio a Tardío) descansa en discordancia angular sobre las volcanitas del Triásico Temprano (González Díaz 1972). Una situación similar ocurre en la Cordillera Frontal donde la Formación Rancho de Lata (Triásico Tardío) se apoya en discordancia angular sobre las volcanitas permotriásicas (Alvarez *et al.* 1995). Sobre la base de estas correlaciones no quedan dudas que la fase diastrófica huárpica abarcó una gran extensión a lo largo del margen activo del continente de Gondwana, evidenciado así su importancia regional. Otro proceso geológico significativo relacionado con esta fase diastrófica es el comienzo del desarrollo de las estructuras tipo hemigrabens descrito por Uliana *et al.* 1989) que albergaron gran parte de la sedimentación del Triásico Medio y Tardío. Por este motivo la fase diastrófica huárpica indica el comienzo de una extensión generalizada, de magnitud litosférica y que en varias localidades permitió que los magmas máficos alcanzaran la superficie.

Los bancos conglomerádicos y sus intercalaciones lenticulares pelíticas en la base de la Formación Chihuido (Fig. 10) indican un régimen de sedimentación no muy diferente al de la Formación Llantenes, excepto que en esta última formación los espesores de los bancos de pelitas son mayores, aunque subsisten sus formas lenticulares. La composición volcánica dominante de los clastos de los conglomerados y la intercalación de depósitos laháricos (Spalletti 1997) indican la existencia de volcanes activos con relieve pronunciado en las cercanías. Con respecto a la posición de los centros volcánicos, al ser las facies volcánicas distales, no se ha podido determinar la ubicación de los mismos. En este ambiente volcánico no puede descartarse la formación de depocentros transitorios que resultan de la propia actividad volcánica, generadora de un fuerte relieve y de la depositación catastrófica de unidades psefiticas, como ha sido propuesto por Lanés y Salani (1998) para la Formación Remoredo al oeste de Malargüe. Los delgados espesores (< 90 m) de las unidades pelíticas y su corta extensión lateral (3 km), así como también el delgado espesor del Grupo Tronquimalal (370 m, Kokogian *et al.* 2001) confirman la precariedad de los depocentros. Sin embargo, no se puede descartar que este grupo se correlacione con otras unidades depositadas a lo largo de estructuras de *riffts* de orden regional, como fuera postulado en

Cuadro 2: Datos analíticos isotópicos de la muestra MH-5, facies granítica del dique de riolita- granito, arroyo Loncoche.

SPU	Fracción magnética (1)	Peso (mg)	U (ppm) (2)	Pb (ppm) (2)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb observado (3)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (4)	Error (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (4)	Error (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (4)	Error (%)	Edad (5)		
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
2607	A	0,053	211,9	9,8	297,1	0,038882	2,52	0,295253	2,59	0,055074	0,53	246	263	415
2608	B	0,045	197,7	8,8	745,1	0,038698	0,92	0,282525	0,99	0,052950	0,37	245	253	327
2598	C	0,050	162,1	7,3	1937,0	0,039865	0,58	0,283709	0,61	0,051616	0,18	252	254	268
2600	E	0,050	170,7	7,5	1952,7	0,039496	0,60	0,280646	0,63	0,051535	0,17	250	251	265

SPU: Número de laboratorio.

(1) Fracciones separadas a partir de la población magnética a -2° de ángulo de inclinación en el separador Frantz, a 1,5 amp.

(2) U y Pb totales, corregido por blanco analítico.

(3) No corregido por blanco ni Pb radigénico.

(4) Pb radigénico corregido por blanco y Pb inicial; U corregido por blanco.

(5) Edades en Ma, calculadas mediante Ludwig (2001). Constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

forma general por Uliana *et al.* (1989) para gran parte de la sedimentación neotriásica y en particular para Malargüe por Spalletti (1997) quien relacionó la Formación Chihuido con una etapa de *sinrift* temprano, y a la Formación Llantenos con una etapa *sinrift* tardío a *posrift* temprano. Sin embargo, los afloramientos triásicos del anticlinal Chihuido corresponden al borde de la cuenca, cuyo escenario está dominado principalmente por el relieve volcánico y no por la subsidencia de la cuenca.

Los conglomerados de la Formación Remoredo, que yacen por encima de la Formación Llantenos, carecen de intercalaciones de depósitos laháricos y de otras manifestaciones de origen volcánico, marcando una diferencia litológica importante con esta formación. No obstante la predominancia de clastos volcánicos todavía continúa en la Formación Remoredo, indicando que el paisaje volcánico jugaba un papel importante. Las intercalaciones de ignimbritas intercaladas en la Formación Remoredo, al oeste de Malargüe (Lanés y Salani 1998) confirman la actividad volcánica contemporánea con esta formación.

La discordancia angular entre la Formación Remoredo y el Grupo Tronquimalal implica un acomodamiento tectónico de tipo extensional cuya edad no puede precisarse por la carencia de fósiles en Remoredo. Posiblemente los movimientos tectónicos fueron los responsables de la finalización de la sedimentación del Grupo Tronquimalal, por lo cual la discordancia podría ser triásica tardía. No puede descartarse que los movimientos durante el Triásico Medio a Tardío hayan tenido una frecuencia repetitiva en el tiempo (Braccini 1945, Kokogian *et al.* 1993), extendiendo los movimientos intratriásicos hasta el límite de la Formación Cacheuta con Potrerillos. Probablemente este tipo de discordancias se deba a cambios en la tasa de extensión, controlando de esta manera los ambientes sedimentarios, como ocurre en los procesos continuos de rifting.

El rumbo norte de la Formación Remoredo es similar al de la Formación Bardas Blancas y el cambio litológico es transicional, indicando que no hubo un cambio tectónico importante. Sin embargo, Gulisano *et al.* (1984) describieron una discordancia entre las Formaciones Bardas Blancas y

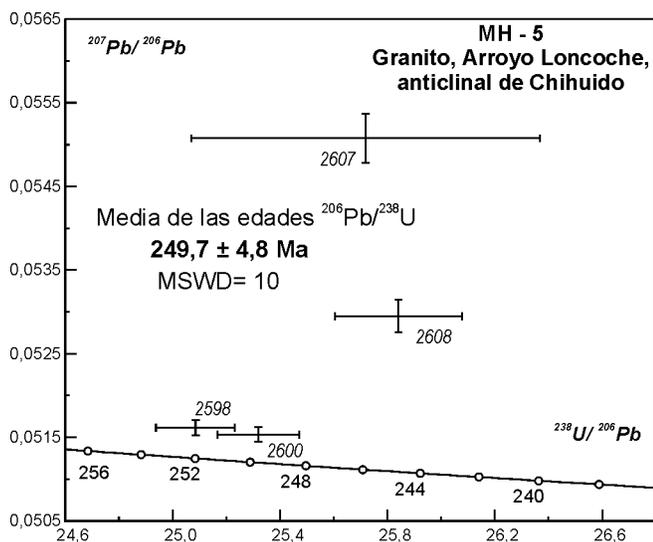


Figura 8: Diagrama de concordia U-Pb Tera-Wasserburg de la muestra de granito MH5 del dique de riolita-granito del Complejo volcanosedimentario El Fortín en el arroyo Loncoche.

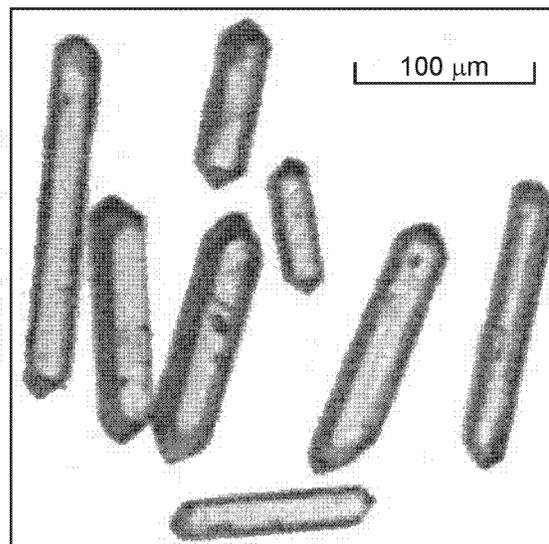


Figura 9: Morfología de los cristales de circón correspondientes a la fracción 2607.

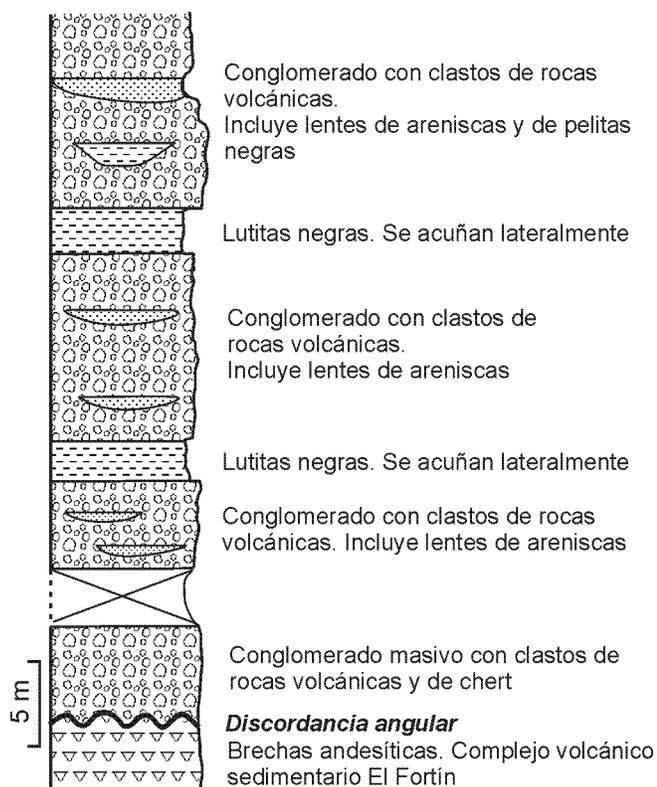


Figura 10: Perfil columnar de la base de la Formación Chihuido para mostrar las lentes de pelitas negras similares a las de la Formación Llantenés. Para la ubicación del perfil véase figura 2.

Remoredo por lo cual no se puede descartar que los movimientos en la región estudiada hayan sido menos intensos que en otras regiones.

Conclusiones

En la sierra de Chihuido, al sur de Malargüe, se reconocen tres unidades volcano-sedimentarias separadas por una discordancia angular de carácter regional.

La unidad más antigua, el complejo volcano-sedimentario El Fortín, es mayormente ígnea y el último episodio intrusivo ha sido datado en 250 ± 5 Ma. Los afloramientos corresponden a un estratovolcán desmantelado. La orientación norte de los intrusivos indica una extensión E-O. Las características químicas de las andesitas se correlacionan con las de un arco volcánico.

La unidad que le sucede, el Grupo Tronquimalal, es predominantemente sedimentaria pero contiene depósitos laháricos provenientes de volcanes activos cercanos. En esta unidad, las areniscas y pelitas negras que contienen los restos de polen y flora del Triásico Tardío (Volkheimer y Papu 1993, Artabe *et al.* 1998) se acuñan lateralmente y se acumularon en depocentros de efímera duración originados por la intensa actividad volcániclastica. La discordancia angular con el Complejo El Fortín se atribuye a la fase diastrófica huárpica del Triásico Medio. Se considera que esta fase es el comienzo

de la formación de los *rifts* que albergarán las cuencas sedimentarias triásicas.

La unidad más joven, Formación Remoredo, se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Tronquimalal, es predominantemente conglomerádica y la ausencia de intercalaciones de origen volcánico indica la declinación de la actividad volcánica en las cercanías. La proveniencia de las sedimentitas se atribuye a la erosión del Grupo Chioyoi.

Agradecimientos

Los autores agradecen la valiosa colaboración de Carlos Cingolani y Pablo González (UNLP) durante los trabajos de campo realizados en la primera campaña. Nuestro agradecimiento al Dr. E. M. Morel (UNLP) por el asesoramiento sobre los restos de vegetales hallados. También queremos agradecer la colaboración prestada en la logística del trabajo de campo al geólogo A. Zambinelli. La detallada revisión del manuscrito y los atinados comentarios de Silvia Lanés y Edgardo Roller han permitido mejorar sustancialmente la claridad y organización de este trabajo. Fue financiado por un subsidio del CONICET PIP 2095.

Apéndice

Métodos de análisis químicos

El análisis químico fue realizado por Actlab. Los elementos mayores fueron analizados por fusión-ICP y los elementos traza y tierras raras por fusión-ICPMS.

Preparación de las muestras para datación

La separación de cristales de circones involucró trituración y tamizado de aproximadamente 8 kg de roca total, elutriación hidráulica, separación magnética y utilización de líquidos pesados. La selección de los cristales de circones se realizó bajo microscopio, y se separaron fracciones de alrededor de 50 microgramos cada una. Los cristales presentan todos la misma tipología, siendo prismas elongados (relaciones axiales entre 6 y 3 a 1), con caras y aristas bien desarrolladas, y caras piramidales de escaso desarrollo si bien con terminaciones marcadas. Son incoloras y transparentes, con frecuentes inclusiones irregulares, globosas y aciculares de colores claros a incoloras.

El ataque químico con agregado de trazador $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y la separación de U y Pb en columnas de intercambio iónico fue realizado según metodología detallada en Basei *et al.* (1995). Las relaciones isotópicas fueron medidas en espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Durante el período de análisis las medias de las razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenidas en los análisis del patrón internacional NBS983 fueron respectivamente de $0,000368 \pm 0,000010$, $0,013617 \pm 0,000035$ y $0,071212 \pm 0,00009$, valores que se condicen con los recomendados (Sato y Kawashita, 2002). Para los cálculos de las concentraciones de U y Pb y de las razones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fue utilizado el software PBDAT, con

las edades y la representación gráfica obtenidas mediante programa Isoplot/Ex (Ludwig 2001).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alvarez, P. P., Benoit, S.V. y Ottone, E. G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 123-142.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 239-251, Córdoba.
- Artabe, A. E., Morel, E. M., Spalletti, L. A. y Brea, M. 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 526-548.
- Basei, M. A. S., Siga Junior, O., Sato, K. y Sproesser, W. M. 1995. A instalação da metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais Academia Brasileira Ciências* 67(2): 221-237.
- Boehm, E. K. 1937. Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Liásico en el sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras* 14(151): 21-31, Buenos Aires.
- Braccacini, O. 1945. Acerca de los movimientos intertriásicos en Mendoza Norte. Instituto Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Primera Reunión de Comunicaciones: 26-34, Buenos Aires.
- Caminos, R. 1985. El magmatismo neopaleozoico en la Argentina. Síntesis y principales problemas. Anual Meeting Proyecto 211, Comunicaciones: 1-15.
- Dessanti, R. N. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.
- Gerth, E. 1928. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* 10(2): 125-172, Córdoba.
- González Diaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico Boletín: 132: 1-127, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 18, Serie B (Geología): 1-81, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58: 1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 117-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hojas Barda Blanca y Los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(4): 409-433.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas*, 1(5): 235-352, Buenos Aires.
- Groeber, P. y Stipanovic, P. N. 1953. Triásico. En Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. R. G. *Mesozoico* (eds.). *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2(1): 1-347.
- Gulisano, C. A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pleimling, A. R. 1995. The Jurassic of the Neuquen basin. b) Mendoza province, Field Guide. *Asociación Geológica Argentina Serie E, Publicación Especial*, 3: 1-103.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Hauschke, N. 1991. Durchwurzelt sedimentfolgen in der Trias des Cuyo Beckens, W-Argentinien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 183(1-3): 307-328.
- Jenchen, U y Rosenfeld, U. 2002. Continental Triassic in Argentina: response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 461-479.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 65-78, Mendoza.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L. A., Morel, E. M., Artabe, A. E., Martínez, N. R., Alcober, O. A., Milana, J. P., Zavattieri, A. M. 2001. Estratigrafía del Triásico Argentino. En Morel, E. M. y Zamuner, A. B. (eds.): *El Sistema Triásico en Argentina* (Fundación Museo de La Plata Francisco Pascasio Moreno): 23-54, La Plata.
- Lanés, S. 2004. Late Triassic/Early Jurassic tectosedimentary evolution of the first transgression in northern Neuquén basin, Argentina. *Geologica Acta*, en prensa.
- Lanés, S. y Salani, F. M. 1988. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclásticas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W). *Revista Geológica de Chile* 25(2): 141-152.
- Leanza, H. A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 272-299.
- Llambías, E. J. 1986. Los intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 22-32.
- Llambías, 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.
- Llambías, E. J., Kleiman L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo Gondwánico. En Ramos, V. A. (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64, Mendoza.
- Llambías, E. J., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 243-257.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A. J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.): *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Menéndez, C. A. 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes (provincia de Mendoza). *Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales (Ciencias Botánicas)* 2(3): 147-261, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V. 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la cuenca neuquina Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 177-180, San Miguel de Tucumán.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Mendoza.
- Sato, K. y Kawashita, K. 2002. Espectrometría de masas em Geologia Isotópica. *Revista do Instituto de Geociências-USP, Geologia USP Série Científica*, 2: 57-77.
- Spalletti, L. A. 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 49: 109-124.
- Spalletti, L. A. y Morel, E. M. 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuiu (Triásico), sur

- de Mendoza (Argentina). 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 159-166, La Plata.
- Stipanovic, P. N. 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4(3): 218-234.
- Stipanovic, P. N. 1979. El Triásico de Valle del río de Los Patos (provincia de San Juan). En Turner, J. C. M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 695-744, Córdoba.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos Argentinos. 1° International Gondwana Symposium, UNESCO, Actas: 1081-1119, Paris.
- Taylor, S. R. y Mc Lennan, S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p. Nueva York.
- 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* 51(1-2): 11-24, Córdoba.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J. Belotti, H. J. y Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the neuquén basin, Argentina. En Tankard, A. J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.): *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Volkheimer, W y Papú, O. H. 1993. Una microflora del Triásico Superior de la cuenca de Malargüe, Localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 30(1): 93-100.
- Whalen, J.B., Curie, K. L. y Chappel, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 13 de octubre, 2004

Aceptado: 13 de julio, 2005