

REACTIVACIÓN DE ESTRUCTURAS CRETÁICAS DURANTE LA DEFORMACIÓN MIOCENA, FAJA PLEGADA DEL AGRIO, NEUQUÉN

Gonzalo ZAMORA VALCARCE¹, Augusto E. RAPALINI² y Cecilia M. SPAGNUOLO²

¹ Repsol YPF, Buenos Aires, Argentina E-mail: gzamorav@repsolypf.com

² INGEODAV, Departamento Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

E-mails: rapalini@gl.fcen.uba.ar, cspagnuolo@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Los trabajos más recientes llevados a cabo en la faja plegada del Agrio, han demostrado la existencia de una importante fase de deformación a fines del Cretácico temprano y una posterior reactivación durante el Mioceno, en base a dataciones radimétricas Ar-Ar la primera y a la presencia de depósitos sinorogénicos la segunda. En este trabajo se presentan evidencias paleomagnéticas y estructurales que corroboran ambas fases de deformación y demuestran que la segunda fase basculó las estructuras de la primera. Los datos paleomagnéticos tomados en los filones ígneos de edad paleocena-eocena pertenecientes al Grupo Collipilli, muestran que éstos intruyeron una secuencia deformada, con inclinaciones de unos 25° y que posteriormente habrían sido basculados hasta su posición actual. El análisis de la discordancia entre los depósitos sinorogénicos miocenos de Tralalhué y las Formaciones Agrio y Rayoso permitió comprobar la existencia de una relación angular del orden de 20° para el momento del depósito de los sedimentos sinorogénicos. Estos, que actualmente se encuentran deformados, habrían sido basculados durante el Mioceno tardío hasta la posición actual. Los resultados obtenidos de forma independiente son correlacionables y permiten interpretar que la deformación cretácica de la región habría basculado la secuencia sedimentaria 20-25°. Posteriormente, durante en el Mioceno tardío, el área habría sufrido un nuevo evento de deformación, produciendo el basculamiento hasta su posición actual.

Palabras clave: *Faja plegada del Agrio, paleomagnetismo, depósitos sinorogénicos, reactivación tectónica.*

ABSTRACT: *Reactivation of Cretaceous structures during the Miocene deformation, Agrio fold and thrust belt, Neuquén.*

The most recent studies in this area of the Andes of Neuquén have shown the existence of an important deformational event at the end of the early Cretaceous and a later reactivation during the Miocene. Recent Ar-Ar ages have constrained the first event and Miocene synorogenic deposits the second. New evidence from paleomagnetic data and structural information that corroborate both events are presented in this paper. The paleomagnetic data are from Paleocene-Eocene sills of the Collipilli group. They show that these sills were intruded in a deformed sedimentary sequence dipping about 25° and later rotated to their current position. In addition, the analysis of the discordance between the Tralalhué synorogenic conglomerate and the Agrio and Rayoso Formations has verified a 20° angular unconformity at the time of the deposition of the synorogenic deposits. Putting this evidence together demonstrates that the Cretaceous deformation tilted the sedimentary sequence 20-25° and later, in the Miocene, these structures were reactivated.

Keywords: *Agrio fold and thrust belt, paleomagnetism, synorogenic deposits, tectonic reactivation.*

INTRODUCCIÓN

Los estudios más recientes sobre la tectónica y el magmatismo de los Andes de Neuquén, reflejan que esta zona constituye uno de los mejores lugares donde se pueden observar los distintos efectos que la somerización de una losa subducida en el manto provoca en el volcanismo y el estilo de deformación en la placa superior (Kay *et al.* 2002, Ramos y Folguera 2005, Kay *et al.* 2006).

El área de estudio se encuentra en la parte noroccidental de la provincia de Neuquén, en la cuenca de piggy-back rellena por el Conglomerado Tralalhué, ubicada dentro

de la parte interna de la faja plegada del Agrio, a la latitud 37° 36' S (Fig.1). Esta zona constituyó el frente orogénico cretácico (Zamora Valcarce *et al.* 2006), que posteriormente fue reactivado durante el periodo compresivo del Mioceno medio (Zapata *et al.* 2002, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006), cuyo frente de deformación alcanzó una posición más oriental. Los efectos de los distintos eventos de somerización de la losa y su posterior empinamiento han provocado, dentro de la zona de estudio, variaciones en la posición del frente orogénico y del arco volcánico, así como periodos de colapso extensional (Zapata y Folguera 2005, Folguera *et al.* 2006,

Zamora Valcarce *et al.* 2006).

El objetivo del presente trabajo es mostrar algunas de las evidencias de la existencia de dos eventos de deformación en la faja plegada del Agrio. Para ello, se han combinado estudios paleomagnéticos en los filones ígneos de Collipilli, de edad paleocena-eocena (Zamora Valcarce *et al.* 2006, Zamora Valcarce 2007) y análisis de la discordancia observada entre el grupo Bajada del Agrio y los depósitos sinorogénicos de Tralalhué (Ramos 1998). Asimismo, se ha podido hacer una primera estimación del efecto de la deformación miocena sobre las estructuras cretácicas previas de la faja plegada del Agrio.

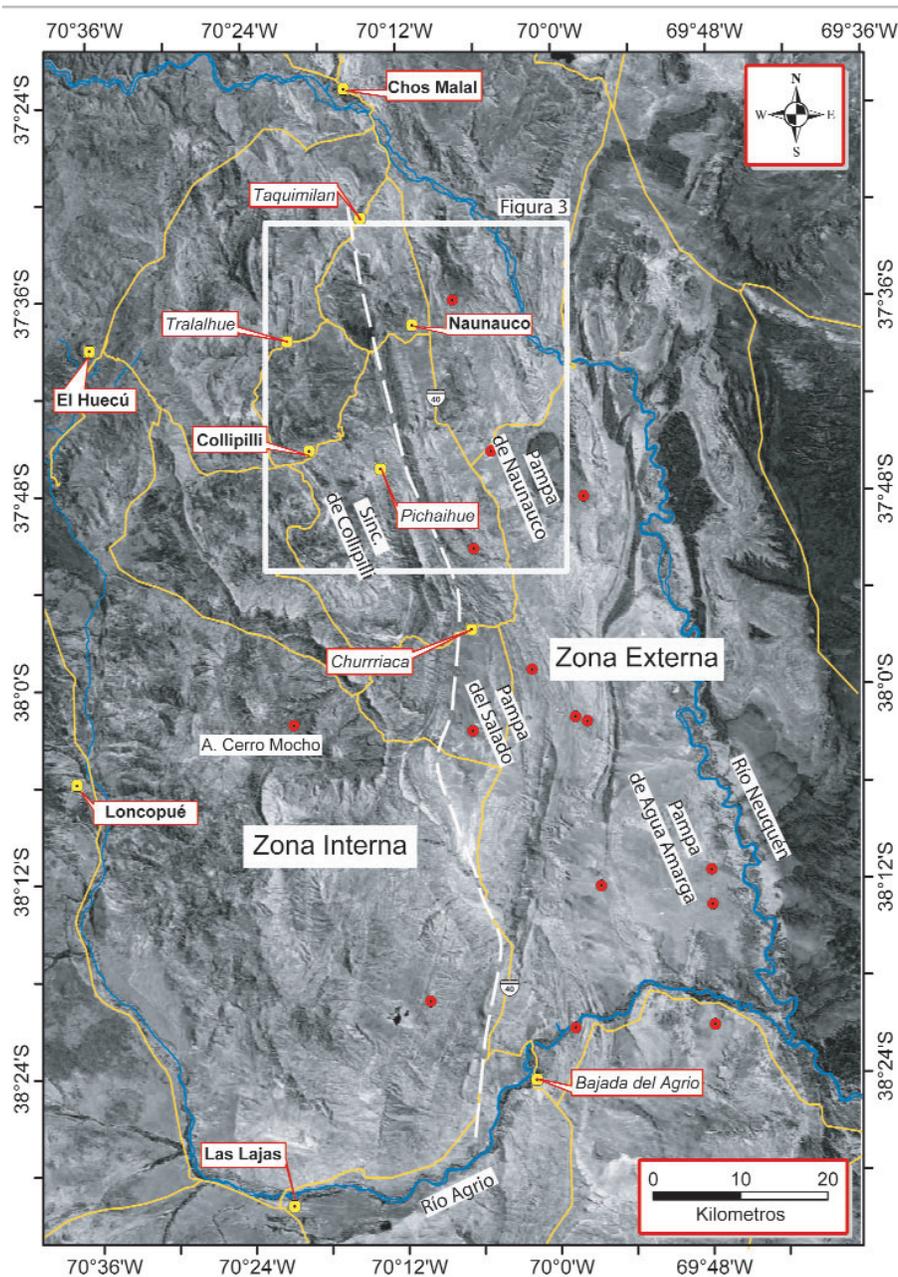


Figura 1: Mapa de ubicación de la Faja plegada del Agrio, mostrando los límites y la zona interna y externa.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

La faja plegada del Agrio, es una faja plegada fósil en la parte centro-occidental de la provincia del Neuquén (Fig. 1). En ella se han identificado dos eventos de deformación bien acotados en base a nuevas dataciones radimétricas, depósitos sinorogénicos y análisis estructural (Zapata *et al.* 2002, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et*

al. 2006, Zamora Valcarce 2007). Esta faja presenta dos zonas bien definidas (Ramos 1978, 1998), una interna en donde la estructura está controlada por grandes bloques de basamento, producto de la inversión del sistema extensional de Tres Chorros (Vergani *et al.* 1995), y una externa, controlada por grandes trenes estructurales dominados por deformación epidérmica, en donde recientemente Zapata *et al.* (2002) demostró que también el basamento se encuentra involu-

crado en la deformación. El acortamiento registrado en la zona interna es transferido hacia la zona externa en forma de piel fina a través de un despegue basal en las evaporitas de la Formación Auquilco (e.g. Zapata *et al.* 2002). Estos despegues cortan secuencia arriba, formando pliegues de propagación doblemente buzantes, de ejes orientados aproximadamente en la dirección norte-sur y noreste-suroeste, con superficies de desacople que producen pliegues de despegue, conocidos en esta zona como pliegues tipo Churriaca (Groeber en Herrero Dulong 1946). La información sísmica, los datos de las perforaciones existentes y el análisis estructural, muestran que esta zona externa ha sido afectada posteriormente por inversión tectónica de bloques de basamento (Zapata *et al.* 1999, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, Zamora Valcarce 2007).

El área abarcada por la faja plegada del Agrio constituyó uno de los principales depocentros de la cuenca Neuquina durante su formación. Actualmente, presenta un excelente nivel de exposición de las secuencias típicas y bien conocidas de la cuenca (Fig. 2). Éstas están divididas en diferentes secuencias sedimentarias que mayormente responden a ciclos eustáticos y pulsos relacionados con el alzamiento cordillerano a estas latitudes (Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995). Las rocas más antiguas aflorantes en la zona se encuentran al oeste, en el límite con la fosa de Loncopué, donde existen afloramientos del Grupo Lotena. Asimismo, en las perforaciones realizadas se ha demostrado la existencia de importantes depocentros triásico-jurásicos (Zapata *et al.* 2002, Zapata y Folguera 2005). Los afloramientos mayoritarios corresponden a las secuencias de los grupos Mendoza y Bajada del Agrio. El Grupo Neuquén, que aflora únicamente en la zona externa, se encuentra incompleto. El Grupo Malargüe, de edad mastrichtiana-paleocena y bien representado en el sur de Mendoza, se encuentra ausente en esta zona de la cuenca Neuquina. Estratigráficamente por encima, y de manera discordante, se encuentran dos unidades sinorogénicas, una en la parte frontal de la faja plegada constituida por Tobas Puesto Burgos (Leanza y Hugo 2000), datadas en base a restos de fauna y flora como de edad

Edad	Ciclo	Unidades Litoestratigráficas		Litología		
		Zona Interna	Zona Externa	Zona Interna	Zona Externa	
Terciario	Cuaternario	Cuaternario				
		Conglomerados de Tralalhué				
		Fm. Rincón Bayo				
		Fm. Puesto Burgos				
	Riograndico		Grupo MALARGÜE			
	Grupo NEUQUEN					
	Cretácico	Ándico	Grupo RAYOSO			
			Fm. RAYOSO			
			Fm. HUITRIN			
			Fm. AGRIO			
Grupo MENDOZA		Grupo Collipilli Edad: 70 Ma.				
Fm. MULICHINCO		Filones de Collipilli Edad: 56 Ma.				
Fm. QUINTUCO + VACA MUERTA		Diques Cerro Mocho Edad: 101 Ma.				
Fm. TORDILLO		?				
Jurásico	Grupo LOTENA					
	Grupo CUYO					
Pm-Trias	Fm. REMOREDO					
		Grupo CHOYOI				

Figura 2: Columna esquemática para la zona de estudio, las dataciones son de Zamora Valcarce *et al.* (2006).

miocena (Zamora Valcarce 2007). La segunda unidad sinorogénica, ubicada en la parte interna, corresponde al Conglomerado Tralalhué (Ramos 1998).

CONGLOMERADO TRALALHUÉ

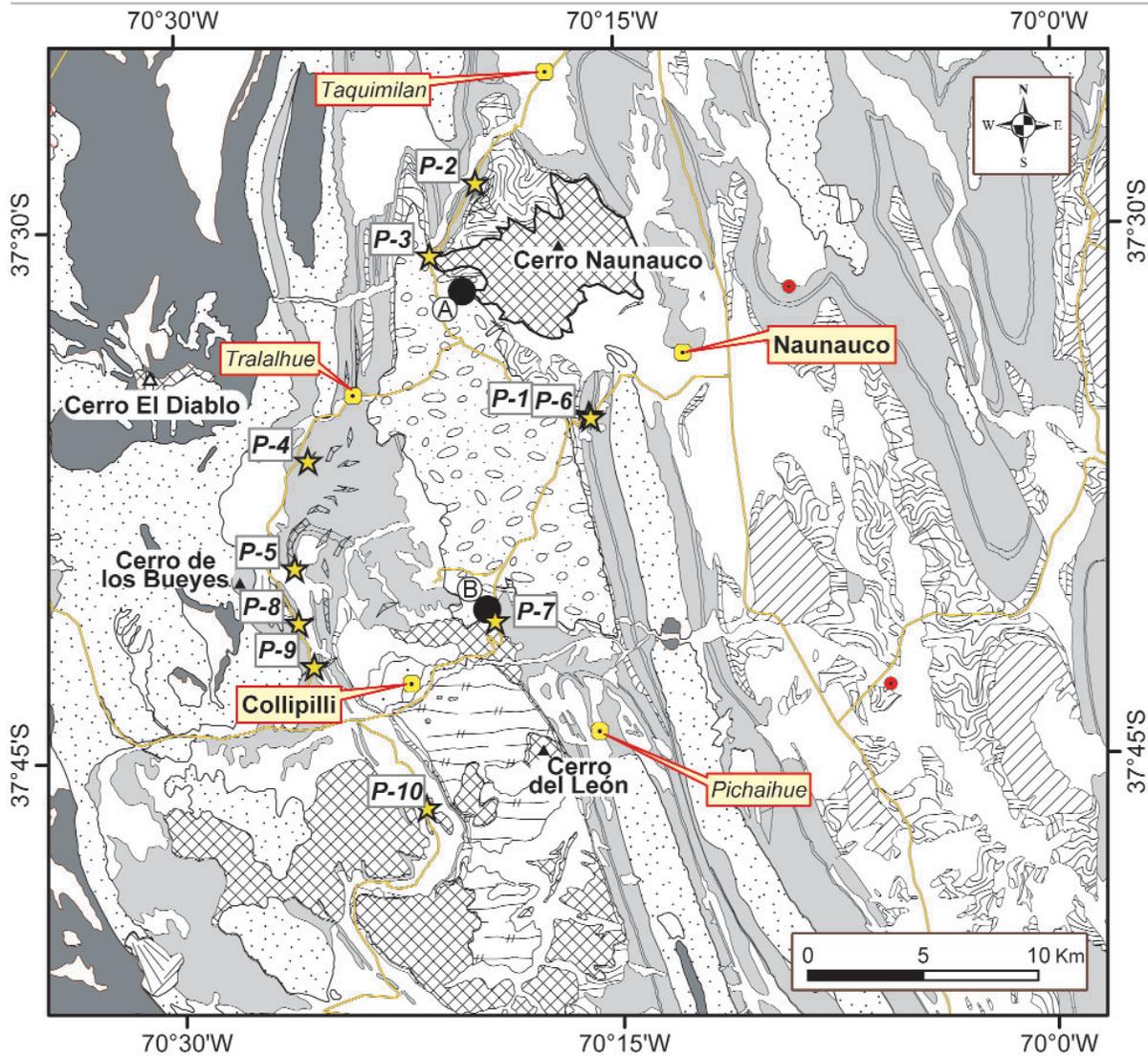
Estos conglomerados fueron definidos por primera vez por Ramos (1998), para identificar unos depósitos que aparecen en el flanco occidental del cerro Naunauco, los cuales, Repol *et al.* (2002) dataron como del Mioceno medio en base a restos de un notongulado. La figura 3 muestra la distribución de estos depósitos dentro de la zona de estudio y el área donde se midieron las relaciones de discordancia. Los conglomerados se depositaron en una pequeña cuen-

ca intermontana con unas dimensiones aproximadas de 19 por 7 kilómetros. El relleno sedimentario se compone de un conglomerado polimítico, donde predominan los clastos de andesitas anfibólicas, areniscas y calizas, probablemente provenientes del cerro Naunauco los primeros y de la Formación Agrio los segundos. Internamente, esta formación está conformada por una serie de ciclos sedimentarios de uno a dos metros de espesor, que pueden ser tanto estratocrecientes como estratodecipientes, pero siempre granodecipientes. Estos ciclos, constituyen rellenos de canales con bases erosivas, que erosionan los ciclos previos. El arreglo interno generalmente comienza con un conglomerado clasto-sopor-

conglomerado mas fino, con mayor contenido de matriz, para finalizar con niveles de arena media a gruesa (Fig. 4).

Esta sucesión conglomerádica se dispone de manera discordante bien, sobre la serie intrusiva de Naunauco, o sobre las Formaciones Rayoso y Agrio. En un corte oeste-este por la parte norte (Fig. 4), se observa que estos depósitos presentan buzamientos de unos 70-80° al este. En la parte central de la cuenca, los buzamientos son más suaves, con valores de 10-12° al este (Fig. 4), mientras que en el flanco oriental, donde se ha focalizado parte de este estudio, la secuencia conglomerádica se dispone mediante una relación de traslape sobre la Formación Rayoso con buzamientos suaves al sudoeste. Sobre este flanco, se tomaron medidas de rumbo y buzamiento tanto sobre la secuencia sinorogénica, como sobre la Formación Rayoso, con el fin de caracterizar la discordancia y estimar las inclinaciones existentes antes de la deformación miocena y el basculamiento sufrido durante la deformación. Así, los datos de rumbo y buzamiento medidos sobre los conglomerados, muestran inclinaciones de 15° a 18° al sudoeste (Figs. 4 y 5a, cuadro 1), mientras que los valores medidos en la Formación Rayoso muestran inclinaciones de 30 a 35° al sur (Figs. 4 y 5a, Cuadro 1), lo que le confiere una angularidad a la discordancia de 15 a 20° (Fig. 5a). En el límite sur de la cuenca, donde estos conglomerados apoyan de manera discordante sobre la Formación Agrio (Fig. 3), inclinan 12 a 16° al suroeste, mientras que las pelitas correspondientes al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, inclina 20 a 25° al noroeste (Fig. 5b). En este caso, la angularidad de la discordancia es menor, variando según los valores promedios observados en el campo entre 8° y 12°.

Partiendo de la premisa que el depósito de los conglomerados de Tralalhué debió ser horizontal o subhorizontal, se puede realizar una rotación de toda la secuencia sedimentaria hasta ubicar los datos tomados en los conglomerados en esa posición. Se obtiene así la disposición estructural de la secuencia sedimentaria mesozoica previa a su depósito. Esto permite comprobar que tanto la Formación Rayoso como la Formación Agrio se encontraban estructuradas



FORMACION

 Grupo Neuquen	 Cong. Tralalhué	 Muestra (paleomagnetismo)
 Grupo Rayoso	 Colipilli Extrusivo	 Medición de discordancia
 Fm. Agrio	 Colipilli Intrusivo	 Pozo Exploratorio
 Mulichinco	 Terciario Intrusivo	
 Vaca Muerta		

Figura 3: Mapa geológico del área de estudio mostrando la distribución de los depósitos sinorogénicos de Tralalhue y la distribución del muestreo paleomagnético y las relaciones de discordancia entre el Conglomerado de Tralalhue y las Formaciones Rayoso y Agrio.

previamente con inclinaciones de 18-20° al sureste, para la Formación Rayoso en la parte norte, y de 10 a 12° al noroeste para la Formación Agrio en la parte sur (Fig. 5a y b).

MUESTREO Y RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Se analizaron un total de diez sitios (Fig. 3),

de donde se recolectaron 76 muestras orientadas (65 con perforadora portátil y 11 manuales, Cuadro 2) de los filones ígneos correspondientes al Grupo Naunauco, que intruyen a la Formación Agrio. En el campo se midió la orientación de las muestras con brújula solar y magnética, posteriormente se comprobó que la diferencia entre ambas mediciones generalmente no superaba los 2°. Asimismo se midió la disposición

estructural de los filones y de la roca encajante, comprobándose el carácter concordante con la estratificación, a excepción de dos localidades (P8 y P9). Las muestras, de 2,54 cm de diámetro, fueron rebanadas, obteniéndose de 1 a 3 especímenes de 2,2 cm de altura por cada una de ellas. Éstos fueron sometidos a los procesos de desmagnetización térmica y por campos alternos usuales en los estudios paleomagnéticos (Butler

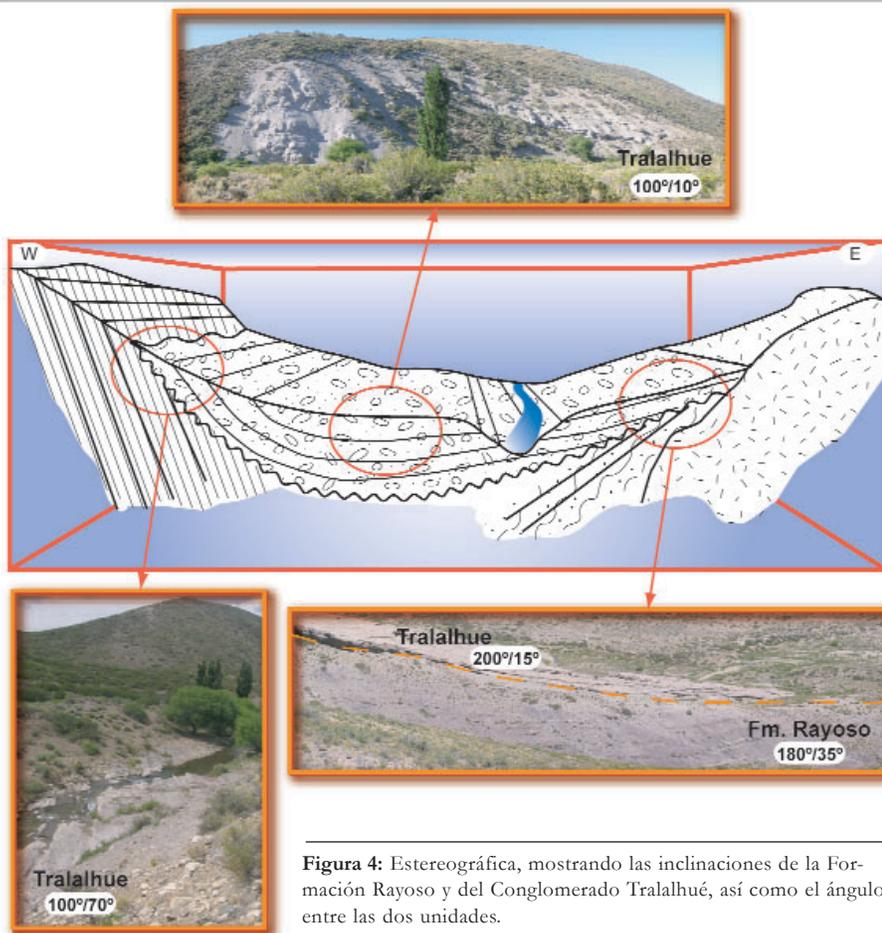


Figura 4: Estereográfica, mostrando las inclinaciones de la Formación Rayoso y del Conglomerado Tralalhue, así como el ángulo entre las dos unidades.

CUADRO 1: Datos de buzamiento de las Formaciones Agrio, Rayoso y Conglomerado de Tralalhue

Inclinación	Dirección de máxima inclinación	Unidad
Posición A		
31°	180	Fm. Rayoso
34°	198°	Fm. Rayoso
20°	178°	Fm. Rayoso
32°	185	Fm. Rayoso
32°	200°	Fm. Rayoso
35°	180	Fm. Rayoso
26°	195°	Fm. Rayoso
15°	225°	Tralalhue
18°	232°	Tralalhue
16°	248°	Tralalhue
15°	240°	Tralalhue
18°	235°	Tralalhue
15°	228°	Tralalhue
20°	220°	Tralalhue
14°	225°	Tralalhue
Posición B		
26	287	Fm. Agrio
25	281	Fm. Agrio
20	292	Fm. Agrio
22	280	Fm. Agrio
20	275	Fm. Agrio
25	280	Fm. Agrio
20	285	Fm. Agrio
16	260	Tralalhue
17	255	Tralalhue
12	265	Tralalhue
15	260	Tralalhue
16	260	Tralalhue
14	258	Tralalhue
13	255	Tralalhue

Posiciones A y B en figura 3.

del intrusivo es primaria. Se observaron direcciones de remanencia idénticas en ambos sitios sugiriendo un test del contacto ígneo positivo y por lo tanto una remanencia térmica primaria en P1. Debido a esto se consideraron en conjunto las direcciones correspondientes a P1 y P6. El sitio P3 presentó magnetizaciones erráticas con fuerzas coercitivas muy bajas ($H_c < 12$ mT), intensidad de magnetización remanente natural muy superior a la de los restantes sitios y amplios espectros de temperaturas de desbloqueo, lo que impidió obtener direcciones características en el mismo. Los sitios P4 y P10 presentaron un comportamiento heterogéneo, con muestras de bajas H_c y direcciones erráticas, mientras que algunas otras muestras presentaron fuerzas coerciti-

1992). Tras hacer una prueba piloto sobre seis especímenes correspondientes a tres muestras independientes por cada sitio (dos por muestra), sometidas a procesos de desmagnetización por campos alternos (AF) de 3, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 70, 80, 90 y 100 mT y por altas temperaturas, con calentamientos de 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550 y 600°C, se decidió el procesamiento del resto de la colección mediante lavados AF, pues demostraron ser más aptos para definir con precisión las componentes magnéticas presentes.

Rapalini y Spagnuolo (2005) analizaron los resultados mediante la inspección visual del gráfico de Zijdeveld, curva de desmagnetización y proyección estereográfica de cada espécimen. La determinación de las componentes magnéticas fue realizada mediante la aplicación de la técnica de análisis de componente principal (PCA, Kirschvink 1980), aceptando solo aquellas componentes cuyos ángulos de desviación máxima

(MAD) fueran inferiores a 15°. Las direcciones aisladas fueron tratadas estadísticamente mediante el método de Fisher (1953), con lo que se obtuvieron direcciones medias por sitio. El peso estadístico de cada dirección media está cuantificado por los parámetros fisherianos k y α_{95} (véase cuadro 2).

Las muestras analizadas tuvieron resultados variables, así los sitios P1, P2, P6 y P7, presentaron fuerzas coercitivas moderadas a altas y destrucción de la mayor parte de la magnetización entre 400 y 600°C (Fig.6). Por encima de esta temperatura se verificaron importantes cambios químicos y mineralógicos expresados en un abrupto aumento de la susceptibilidad magnética. En algunos casos (P2) estos cambios impidieron determinar la componente magnética característica mediante el método térmico. El sitio P-6, localizado en pelitas intruidas por el filón P1, fue destinado a realizar un test en el contacto con el intrusivo que pudiera permitir evaluar si la remanencia magnética

CUADRO 2: Resultados paleomagnéticos obtenidos en los filones capa del Grupo Collpilli

Sitio	Ubicación	Comp.	N	Dec (°)	Inc (°)	k, a95	R., Bz.	Dec*(°)	Inc*(°)	k, a95
P1-6	37.652°S 70.228°W	B	18	305.7	-24.2	37, 5.9°	188.5°, 79.0°	39.2	-61.0	37, 5.9°
P2	37.560°S 70.282°W	A	3	0.3	-65.4	38, 20.3°	30.0°, 23.0°	333.8	-49.0	38, 20.3°
P2	idem	B	8	180.8	43.4	43, 8.5°	30.0°, 23.0°	167.0	29.5	43, 8.5°
P4	37.668°S 70.367°W	B	6	15.7	-35.1	29, 12.7°	57.0°, 24.0°	7.2	-17.8	29, 12.7°
P5	37.710°S 70.374°W	A	8	291.4	-31.5	11, 12.4°	21.0°, 53.5°	291.4	22.0	11, 12.4°
P5	Idem	B	12	321.7	-48.6	13, 12.6°	21.0°, 53.5°	310.7	0.6	13, 12.6°
P7	37.732°S 70.275°W	B	7	349.9	-60.8	127, 5.4°	194.0°, 9.0°	6.7	-66.3	127, 5.4°
P8	37.732°S 70.372°W	B	8	8.1	-60.7	10, 18.2°	0.0°, 0.0°	8.1	-60.7	10, 18.2°
P9	37.749°S 70.365°W	B	10	10.2	-52.4	32, 8.6°	0.0°, 0.0°	10.2	-52.4	32, 8.6°
P10	37.804°S 70.311°W	B	4	175.0	69.8	47, 13.6°	335.5°, 15.0°	133.5	69.4	47, 13.6°

Comp: componente magnética; N: número de muestras utilizadas para calcular la dirección media; Dec: declinación; Inc: inclinación; k, a95: parámetros estadísticos de Fisher (1953); Dec*, Inc*: declinación e inclinación corregidas por actitud estructural.

Promedio general de sitios de la componente B in situ:

Dec: 350.1°, Inc: -52.5°, N: 8 sitios, 95: 16.4°, k: 12

Promedio general de sitios de la componente B corregido por actitud estructural:

Dec: 354.1°, Inc: -48.3°, N: 8 sitios, 95: 23.7°, k: 6.

Promedio general de sitios de la componente B in situ (excepto sitio P1-P6 que ha sido corregido)

Dec: 3.6°, Inc: -55.9°, N: 8 sitios, 95: 12.1°, k: 22

vas mayores y temperaturas de desbloqueo discretas que permitieron aislar la dirección característica. Por último, los sitios P5, P8, P9 y P10 presentaron dos componentes, una con fuerzas coercitivas bajas y otra con mayores fuerzas coercitivas de la que se pu-

do obtener una dirección de remanencia con razonable precisión. En general las direcciones de bajas Hc o temperaturas fueron dispersas, a excepción de los sitios P2 y P5, en los que se aislaron dos componentes consistentes (A: bajas Hc y T, B: mayores

Hc y T). Las características de los resultados de la desmagnetización sugieren que el mineral portador de las remanencias características aisladas es magnetita (véase Fig. 6). En el cuadro 2 y la figura 7, se muestran las direcciones medias de remanencia obtenidas para cada uno de los sitios. Estos datos se presentan con los valores obtenidos *in situ* (Fig. 7a) y los valores obtenidos una vez rotados a la horizontal los bancos que alojan a los filones concordantes (Fig. 7b). Esta corrección no ha sido aplicada a las muestras de los sitios 8 y 9 por tratarse de diques claramente discordantes con la estratificación y subverticales sin que pudiesen detectarse directa o indirectamente evidencias de haber sufrido basculamientos posteriores a su intrusión. Puede observarse que los sitios P2 y P10 presentan direcciones de inclinación positiva y apuntando al sur, mientras que los restantes presentan inclinación negativa y apuntando aproximadamente al norte. Esto indica el registro de ambas polaridades del campo magnético terrestre por los cuerpos ígneos estudiados. La extensión areal y temporal del muestreo sugiere que la variación paleosecular del campo magnético terrestre debe haber sido mayormente promediada si se considera la totalidad de las direcciones obtenidas. Las características de desmagnetización, la presencia de componentes secundarias y un test de contacto ígneo positivo, sugieren que las unidades muestreadas son probablemente portadoras de la remanencia magné-

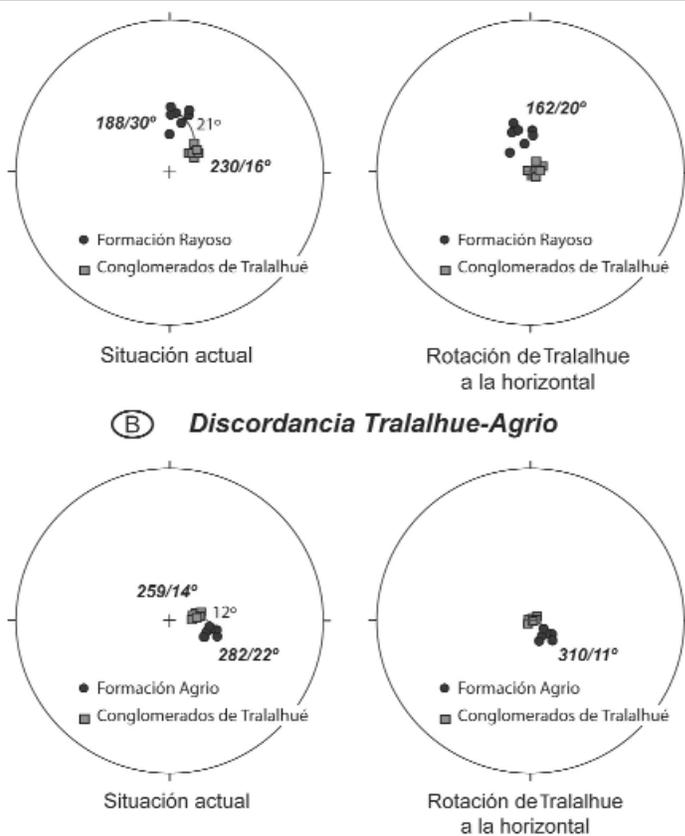


Figura 5: Estereo-gráfica, mostrando las inclinaciones de la Formación Rayoso y del Conglomerado Tralalhue, así como el ángulo entre las dos unidades.

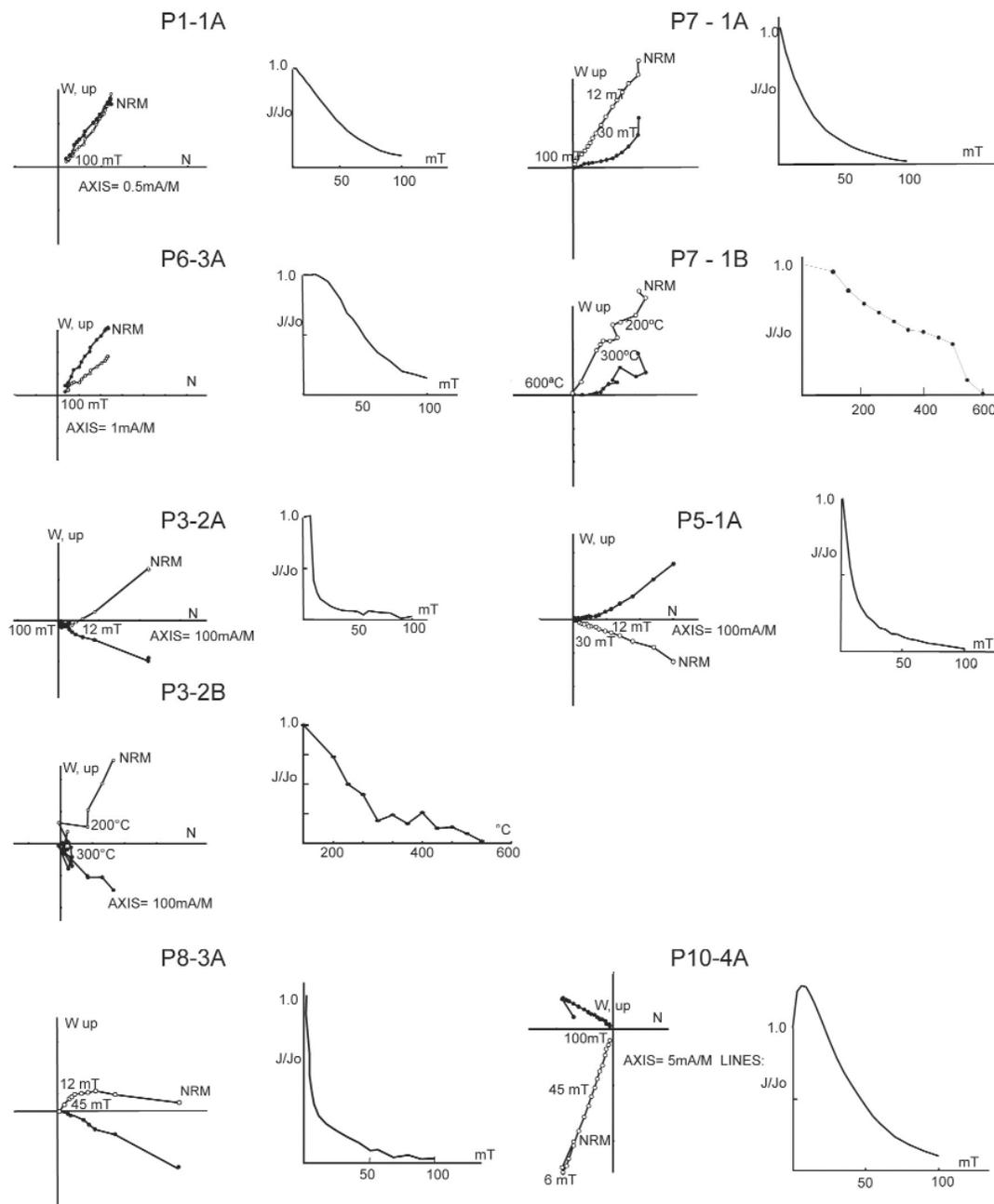


Figura 6: Comportamientos magnéticos representativos de muestras de diferentes sitios estudiados en este trabajo. En los gráficos de Zijderveld, símbolos abiertos (cerrados) corresponden a proyecciones en el plano vertical (horizontal). Las curvas de desmagnetización muestran la remanencia residual luego de cada etapa normalizada a la remanencia original. Más referencias en el texto.

tica primaria.

Somoza (2005) ha publicado recientemente el polo paleomagnético de referencia del Eoceno para América del Sur que ha sido utilizado en este trabajo. La dirección de referencia para el Eoceno en la región de estudio es **Dec: 350.8°, Inc: -61.8°**. Las direcciones medias *in situ* muestran un buen agrupamiento en torno a la posición de esta dirección de referencia (**Dec: 350.1°, Inc: -52.5°, N: 8 sitios, α_{95} : 16.4°, K: 12**, Fig. 7a). Este agrupamiento empeora luego de rotarlas hasta la horizontal (**Dec: 354.1°,**

Inc: -48.3°, N: 8 sitios, α_{95} : 23.7°, K: 6, Fig. 7b) observándose que varios sitios se alejan de la dirección de referencia. Por ello, asumiendo que las magnetizaciones son primarias en todos los sitios, tal como lo sugieren los atributos mencionados anteriormente, se puede concluir que los filones capa se emplazaron, en una secuencia sedimentaria deformada con buzamientos del orden de los 24 a 30°. Dentro de este conjunto se destaca el filón-capa correspondiente al sitio P1. Este filón se presenta con un buzamiento significativamente mayor,

de 70-80° (Fig. 8b, Cuadro 2). El análisis radimétrico arrojó una edad de $56,64 \pm 0,44$ Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006). En particular, el sitio compuesto P1-P6 (localizado en el flanco occidental del anticlinal de Naunauco), presenta una remanencia primaria in situ, que difiere significativamente de la población general (Figs. 7a y 8). Una vez realizada la corrección estructural hasta la horizontal (Fig. 8a), la dirección P1-P6 se acerca significativamente a la población general, sugiriendo, a diferencia de los casos anteriores, un importante basculamiento

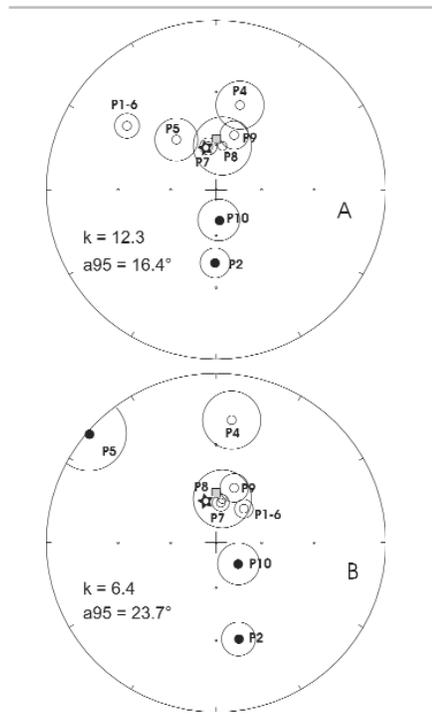


Figura 7: Direcciones de remanencia característica media por sitio, in situ (A) y tras la corrección estructural hasta la horizontal de los filones capa (B). Símbolos abiertos (llenos) representan direcciones negativas (positivas). Estrella: dirección de referencia para el área de muestreo para el Eoceno (Somoza 2005). Cuadrado gris: dirección del campo dipolar actual (ambos correspondientes al hemisferio superior). Los círculos grandes indican la proyección de los conos del 95% de confianza (Fisher 1953), k y α_{95} corresponden a los parámetros estadísticos del promedio general de sitios.

posterior a la intrusión del filón. El promedio direccional de los sitios presenta ahora un mejor agrupamiento (**Dec: 3.6°, Inc: -55.9°, N: 8, k: 22, α_{95} : 12.1°**). No obstante, la posición corregida de P1-P6 parece sobrepasarse de la población de direcciones obtenidas y en particular de la dirección de referencia (Fig. 8a). La evidencia paleomagnética sugiere una magnetización remanente térmica para este sitio, lo que significa un registro cuasi-instantáneo del campo magnético terrestre. Esto indica que la posición "sobrepasada" de P1-P6 podría deberse exclusivamente a variación paleosecular del campo magnético terrestre. Sin embargo, considerando que los resultados paleomagnéticos de los restantes sitios sugieren una estructuración previa y que una corrección estructural parcial produce un ajuste mejor

de la dirección P1-P6 con la de referencia, se ha evaluado la posibilidad alternativa que la remanencia no hubiese sido adquirida en la posición horizontal sino tras un basculamiento parcial de la sucesión sedimentaria. En base a esta premisa, se procedió a realizar una corrección estructural parcial de modo que la dirección paleomagnética del filón coincidiese con la de referencia, resultando en una corrección estructural del 66% (Fig. 8a). Cabe hacer notar aquí que la coincidencia se obtiene corrigiendo parcialmente el basculamiento actual según el rumbo de la sucesión, es decir sin necesidad de invocar una estructuración compleja. Siguiendo este razonamiento hipotético resulta un emplazamiento del filón P1 durante el Eoceno concordante con una sucesión sedimentaria que presenta una actitud aproximada de rumbo norte y buzando 27° hacia el oeste. Esta inclinación es perfectamente equiparable a las observadas para el resto de filones analizados en el área. Realizando esta corrección parcial a la dirección de remanencia del sitio P1-P6, se obtiene el mejor agrupamiento de direcciones (**Dec: 358.1°, Inc: -55.6°, N: 8, k: 26, α_{95} : 11.1°**). Si bien la indeterminación de la variación paleosecular no permite asignarle a la interpretación del dato paleomagnético más que un carácter hipotético, esta hipótesis sugiere que el dato paleomagnético es compatible con que el filón intruyó una secuencia deformada habiendo sufrido una rotación posterior a su emplazamiento, del orden de los 50°.

Por otro lado, los diques subverticales y claramente discordantes, muestreados en los puntos 8 y 9, presentan características geoquímicas similares a las de los filones capa (Zamora Valcarce 2007), lo que permite especular con que tienen una edad similar. La excelente coincidencia de la dirección paleomagnética de estos diques con la dirección de referencia (Fig. 7), permite asumir que fueron intruidos en esta posición y que no habrían sufrido basculamientos posteriores importantes.

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

La información relevada en el flanco occidental del cerro Naunauco y del cordón del

Salado, muestra la existencia de una discordancia entre los depósitos sinorogénicos de Tralalhué y las sedimentitas de las Formaciones Rayoso y Agrio, con una angularidad que varía entre 12 y 20° (Figs. 4 y 5). Esta discordancia estaría indicando una estructuración previa al Mioceno medio que habría basculado la secuencia mesozoica y una reactivación posterior que estructuró la secuencia sinorogénica hasta su posición actual.

Esta información correlaciona con los resultados obtenidos en el análisis paleomagnético que muestra que los filones capa de la Formación Collipilli se habrían intruido en una secuencia deformada con inclinaciones del orden de 20-25°. Esta estructuración habría sido previa a los 56 Ma que es la edad obtenida en las dataciones radimétricas de los intrusivos (Zamora Valcarce *et al.* 2006). Posteriormente, los filones ubicados en el área del sinclinal, no habrían sufrido basculamientos importantes, mientras que los ubicados en la zona de los flancos de las grandes estructuras, podrían haber sufrido un basculamiento, que en algunos casos pudo llegar a ser de 50° (sitio P1-P6; Fig. 8).

CONCLUSIONES

Los últimos estudios realizados en la faja plegada del Agrio, que han involucrado el análisis de las principales estructuras, los depósitos sinorogénicos y las secuencias volcánicas, han permitido postular y demostrar la existencia de dos pulsos de deformación (Zapata *et al.* 2002, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, Zamora Valcarce 2007). Uno de ellos en el Cretácico medio a superior, previo a la instauración del arco volcánico cretácico-paleoceno en el área de Collipilli, y un segundo evento en el Mioceno superior, durante el cual se deformó la secuencia conglomerática de edad miocena media.

En este estudio, la aplicación de dos técnicas diferentes ha permitido obtener resultados similares. Así, mediante la determinación de las relaciones angulares entre la secuencia sinorogénica y su infrayacente, y el estudio paleomagnético de los filones de la Formación Collipilli, se han podido identificar los dos eventos de deformación propuestos para el área por autores previos

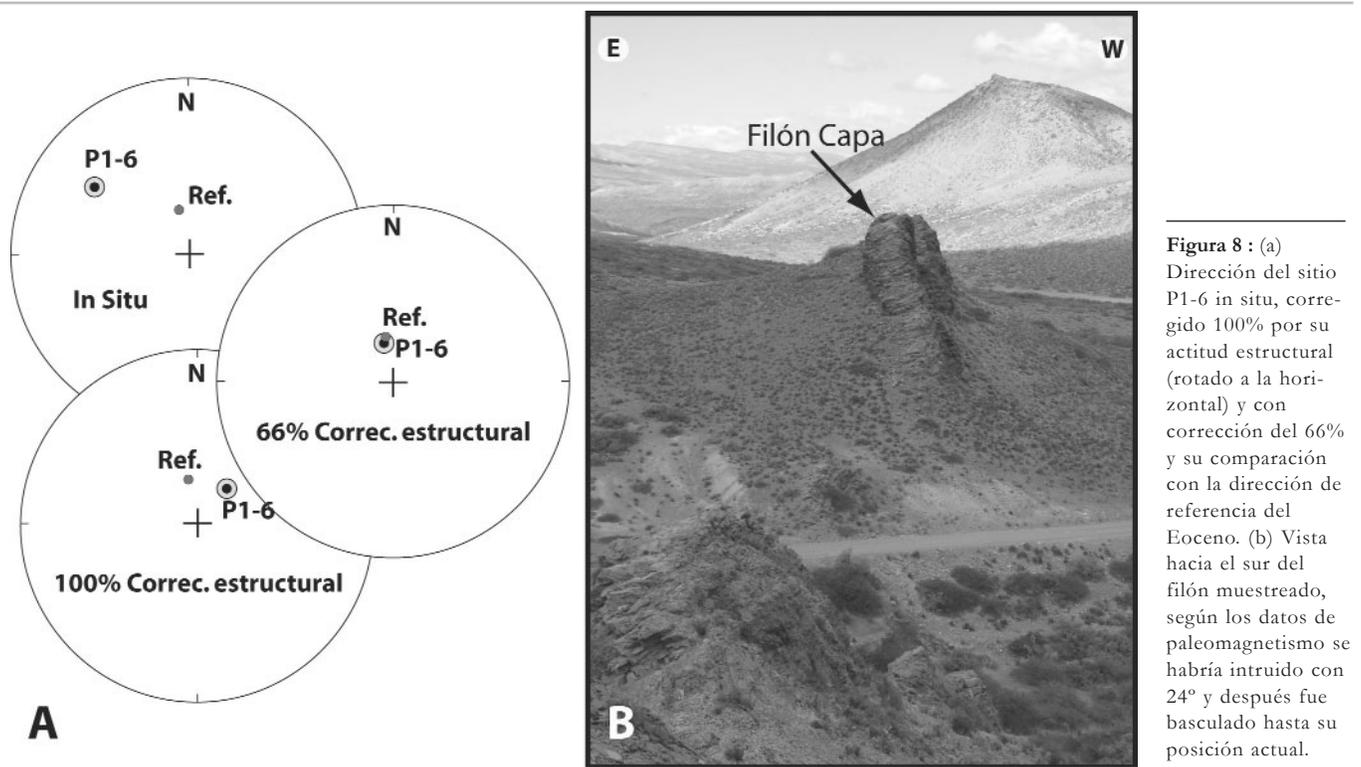


Figura 8 : (a) Dirección del sitio P1-6 in situ, corregido 100% por su actitud estructural (rotado a la horizontal) y con corrección del 66% y su comparación con la dirección de referencia del Eoceno. (b) Vista hacia el sur del filón muestreado, según los datos de paleomagnetismo se habría intruido con 24° y después fue basculado hasta su posición actual.

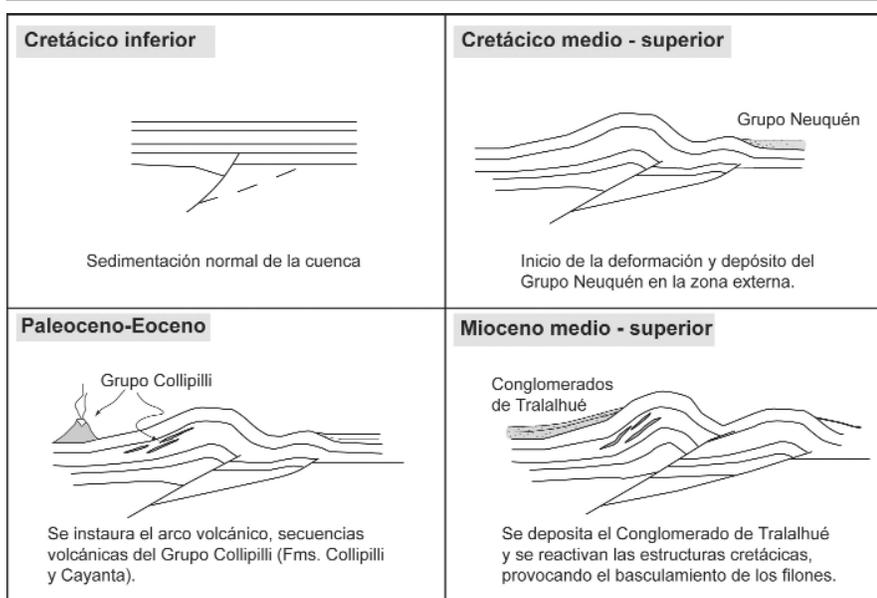


Figura 9 : Esquema de la evolución de la deformación mostrando las evidencias existentes de los dos pulsos de deformación que afectaron a la faja plegada del Agrio.

(Zapata *et al.* 2002, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006). El primero de ellos habría sido previo a los 56 Ma, probablemente durante el Cretácico medio en base a dataciones radimétricas sobre una serie de diques discordantes al sur de la zona de estudio (Zamora Valcarce *et al.* 2006, Za-

mora Valcarce 2007). El ascenso orogénico de la zona interna de la faja plegada del Agrio habría generado un alto estructural en el Cretácico tardío, explicando así la falta de depósitos correspondientes a los Grupos Neuquén y Malargüe, y el carácter sinorogénico del primero en su sección más

occidental (Ramos y Folguera 2005). Este primer evento habría ocasionado el basculamiento de la secuencia sedimentaria unos 20 a 25° (Fig. 9). Durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, y con la secuencia ya deformada, se emplazaron los filones capa de la Formación Collipilli, algunos de los cuales durante el Mioceno medio a tardío habrían sufrido un basculamiento hasta su posición actual, deformando en este tiempo el Conglomerado de Tralalhue (Fig. 9).

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a Repsol YPF por permitir la publicación de la información presentada. Tomás Zapata impulsó y facilitó la realización de este estudio. Asimismo, se agradece a Julián Fantín y Oscar Zambrano por su colaboración en las tareas de campo. Los comentarios de Víctor Ramos, Andrés Folguera y Rubén Somoza han sido de gran ayuda para mejorar la versión del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Butler, R.F. 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell

- Scientific Publications, 319 p., Boston.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society, A*(217): 295-306, London.
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic Extension and the Evolution of the Neuquén Andes. En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 267-286.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23(226): 1-39, Buenos Aires.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P.C. y Mancilla, O. 2006. Late Cretaceous to Recent magmatism over the Neuquén basin: Evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysics Journal Royal Astronomical Society* 62: 699-718.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Yrigoyen M.R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 105-110.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Rapalini A. E. y Spagnuolo, C. M. 2005. Estudio paleomagnético de filones y diques cretácicos y paleógenos de la región del Agrio, provincia del Neuquén. Repsol YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Repol, D., Leanza, H. A., Suruoga, P. y Hugo, C. A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 200-205, El Calafate.
- Somoza, R. 2005. Polo paleomagnético eoceno de América del Sur: movimiento hacia el norte en el Cenozoico, apertura del pasaje de Drake y convergencia en el Caribe. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 407-410.
- Zapata, T. R., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 16(60): 112-121.
- Zapata, T. R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, Mar del Plata.
- Zapata, T. R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 37-56, London.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145, doi:10.1130/2006.2407(06).
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral (inédita) 304 p., Buenos Aires.

Recibido: 20 de marzo, 2006

Aceptado: 15 de diciembre, 2006