

Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en la Puna Austral: nuevos datos de rotaciones tectónicas

Claudia B. PREZZI

Laboratorio de Paleomagnetismo D. Valencio, Dpto. de Cs. Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428, Buenos Aires. E-mail: prezzi@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. En los Andes Centrales del S de Bolivia, N de Chile y NO de Argentina se ha determinado paleomagnéticamente, la existencia de un patrón de rotaciones según ejes verticales en sentido horario. Estas rotaciones han sido detectadas en rocas mesozoicas y cenozoicas aflorantes en el antearco y en el retroarco andinos, y su origen es motivo de debate. Uno de los problemas que hay que enfrentar al tratar de determinar los procesos que generaron el patrón de rotaciones es la escasez de los datos paleomagnéticos disponibles para los Andes Centrales del Sur, en particular para la Puna argentina. Con el objetivo de obtener nuevos datos paleomagnéticos y de tratar de definir el carácter local o regional de las rotaciones, se obtuvieron 73 muestras orientadas en las zonas de Juncal Grande (25° 50'S - 67° 40'O) y Chorrillos (24° 12'S - 66° 35'O), Puna Austral. Se aislaron magnetizaciones remanentes, que indican la existencia de localidades rotadas en sentido horario y de localidades no rotadas. Se sugiere que las rotaciones según ejes verticales observadas son de tipo local, controladas por la cinemática de las estructuras locales.

Palabras clave: Paleomagnetismo, Cenozoico, Puna Austral, Rotaciones locales

ABSTRACT. *Palaeomagnetic study of Cenozoic rocks cropping out in the Southern Puna: new data on tectonic rotations.* In the Central Andes of southern Bolivia, northern Chile and north-western Argentina, a pattern of clockwise vertical axis rotations has been palaeomagnetically determined in Mesozoic and Cenozoic rocks cropping out in the Andean fore-arc and back-arc. The origin of these rotations is controversial. The scarcity of palaeomagnetic data available for the southern Central Andes, in particular for the Argentine Puna, is one of the problems that prevents the determination of the processes leading to the rotation pattern. With the aim of obtaining new palaeomagnetic data and trying to define the local or regional character of the rotations, 73 oriented samples were collected in the zones of Juncal Grande (25° 50'S - 67° 40'W) and Chorrillos (24° 12'S - 66° 35'W), southern Argentine Puna. Remanent magnetizations, which indicate the existence of non-rotated and clockwise rotated localities, were isolated. It is suggested that the observed vertical axis rotations are of local character, controlled by the kinematics of the local structures.

Key words: Palaeomagnetism, Cenozoic, Southern Puna, Local rotations

Introducción

A lo largo del sector de los Andes Centrales que se extiende en el sur de Bolivia, norte de Chile y noroeste de Argentina, se ha detectado la presencia sistemática de rotaciones según ejes verticales en sentido horario. Dichas rotaciones han sido determinadas a partir de estudios paleomagnéticos realizados sobre rocas mesozoicas y cenozoicas aflorantes tanto en el margen continental (antearco) como en el Altiplano-Puna (retroarco) (entre otros: MacFadden *et al.* 1990, 1995; Roperch *et al.* 1993; Butler *et al.* 1995; Aubry *et al.* 1996; Prezzi y Vilas 1998; Coutand *et al.* 1999).

Existen distintos modelos que tratan de explicar el origen de estas rotaciones, los cuales pueden diferenciarse en grandes grupos:

a) modelos que involucran una rotación rígida regional en sentido horario de este sector de los Andes Centrales, como consecuencia de un combamien-

to oroclinal durante la orogénesis (entre otros: Carey 1958). Isacks (1988) sugirió la existencia de un combamiento oroclinal de alrededor de 5-10° en sentido horario para la zona del antearco, como resultado de acortamiento diferencial a lo largo del orógeno.

b) modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques. Beck (1988) propuso que dichas rotaciones estarían controladas por cizalla dextral, la cual sería producto de la descomposición del vector convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana en componentes paralelas y perpendiculares a la línea de costa. Este vector convergencia fue oblicuo al margen continental durante el Cenozoico (Pardo Casas y Molnar 1987; Somoza 1998). Somoza *et al.* (1996) proponen una partición del vector convergencia en componentes perpendiculares y paralelas a rasgos estructurales preexistentes. Randall (1998) sugirió que el patrón observado habría sido inducido por controles paleotectónicos en el margen andino o bien por variaciones en la rigidez flexural del Escudo Brasileño;

c) modelos de tipo dominó, propuestos para explicar las rotaciones detectadas en el antearco, que involucran rotaciones locales de pequeños bloques controladas por la cinemática de estructuras locales (entre otros: Randall *et al.* 1996; Abels y Bischoff 1999) y

d) modelos que constituyen combinaciones de los anteriores (entre otros: Beck *et al.* 1994; Beck 1998).

En el caso de la rotación regional de escala continental las rotaciones deberían ser contemporáneas y uniformes en magnitud y sentido en toda la región. En contraste, en el caso de la rotación local de bloques las rotaciones pueden ser diacrónicas, y la magnitud e incluso el sentido de las mismas puede mostrar cambios de un área a otra, pudiendo existir áreas sin rotación evidente.

Uno de los principales problemas que existen al tratar de definir los procesos que generaron las rotaciones, es el limitado número de datos paleomagnéticos disponibles, en especial para la zona de la Puna argentina. El principal objetivo de este trabajo fue la obtención de nuevos datos paleomagnéticos para la Puna austral a partir del muestreo de rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas, aflorantes en una zona de difícil acceso. Aquí se presentan los resultados finales obtenidos para las zonas de Juncal Grande ($25^{\circ}50'S-67^{\circ}40'O$ - Puna catamarqueña) y Chorrillos ($24^{\circ}12'S-66^{\circ}35'O$ - Puna salteña) a partir del estudio paleomagnético de 73 muestras orientadas.

Marco geológico

Las zonas de trabajo están ubicadas en la Puna Austral, la cual forma parte de un extenso *plateau*, con una elevación media superior a los 3.500 m sobre el nivel del mar (Isacks 1988). La Puna se subdivide en numerosas cuencas endorreicas y altos topográficos, definidos por fallas inversas y corrimientos de rumbo N-S a NNE-SSO (Marrett *et al.* 1994; Cladouhos *et al.* 1994). En las cuencas intermontanas, los sedimentos mesozoicos-cenozoicos se apoyan discordantemente sobre un basamento intensamente deformado de edad precámbrica a ordovícica. La zona de Juncal Grande forma parte de la cuenca endorreica del salar de Antofalla. Numerosos centros volcánicos miocenos a recientes, como los existentes en la zona de Chorrillos, se emplazan a lo largo de lineamientos de rumbo NO-SE (Salfity *et al.* 1984).

Juncal Grande

La zona de Juncal Grande se encuentra ubicada al E del salar de Antofalla, en las proximidades de

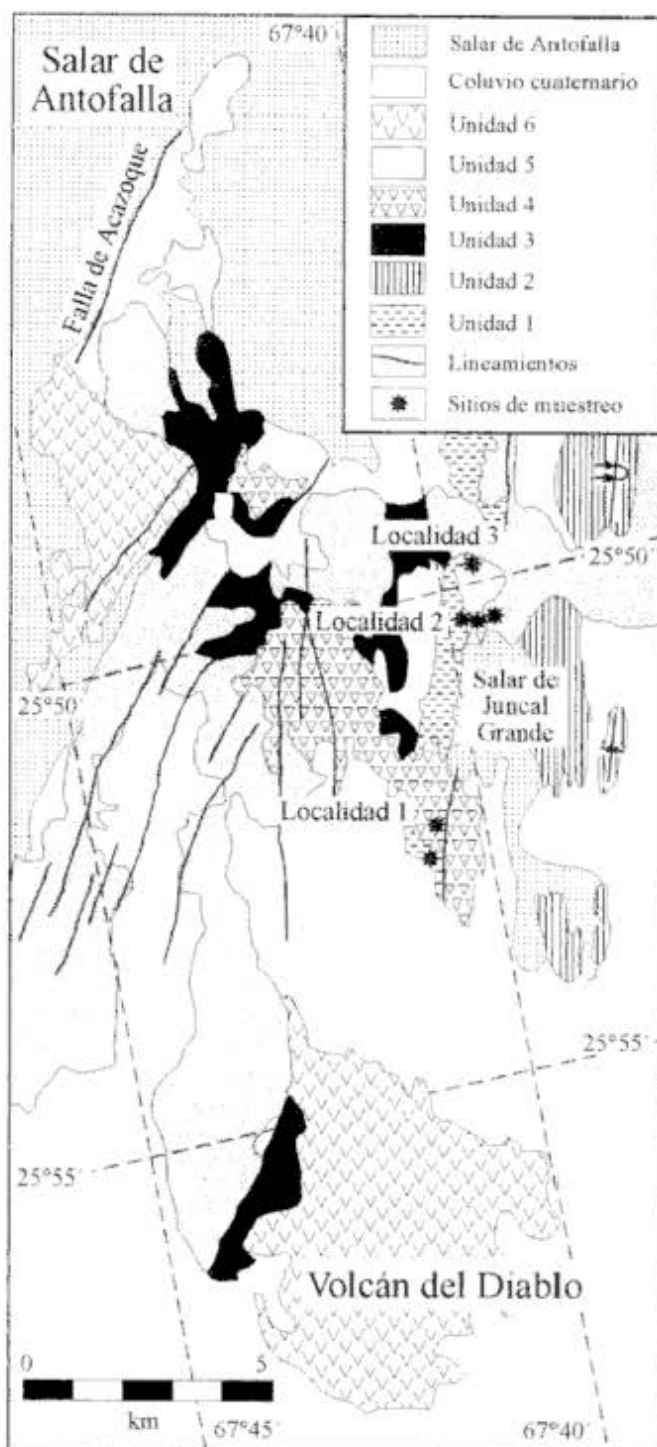


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la zona de Juncal Grande. Se indican las localidades y sitios de muestreo (modificada de Singer *et al.* 1994).

la falla de Acazoque (Fig. 1). Dicha falla, que constituye el límite NE del salar de Antofalla, ha registrado actividad durante el Cuaternario. Tiene rumbo NE y ha sufrido desplazamientos de rumbo dextrales (Marrett *et al.* 1994). La evolución tectonosedimentaria y volcánica terciaria superior de la zona del sa-

lar de Antofalla ha sido estudiada recientemente de manera detallada (Kraemer *et al.* 1999).

La descripción detallada de las distintas unidades aflorantes en esta zona está fuera de los objetivos y alcances de este trabajo. Se identificaron las siguientes unidades informales (Fig. 1):

Unidad 1: Constituye la unidad más antigua y está dada por conglomerados castaño rojizos y areniscas rojas con estratificación entrecruzada (Prezzi *et al.* 1998). El conglomerado contiene abundantes clastos de rocas ordovícicas. La estratificación entrecruzada alcanza dimensiones de 3 metros (Prezzi *et al.* 1998). Un nivel tobáceo intercalado arrojó una edad de $26,3 \pm 1,6$ Ma (Vandervoort 1993). Correspondería a la Formación Quiñoas (Kraemer *et al.* 1999) en la cual un banco de toba cerca del techo fue datado en $28,9 \pm 0,8$ Ma (Kraemer *et al.* 1999), o a la Formación Chacras (Kraemer *et al.* 1999), cuya edad máxima es de $24,2 \pm 0,9$ Ma (Kraemer *et al.* 1999). Podría correlacionarse con la secuencia de bancos rojos correspondientes a la Unidad A (Prezzi *et al.* 1996) de $23,8 \pm 0,4$ Ma (Vandervoort 1993), que afloran al O del Salar de Pocitos, y fueron asignados por Coutand *et al.* (1999) al miembro superior de la Formación Pozuelos.

Unidad 2: Está constituida por areniscas gruesas y conglomerados de color amarillento que contienen abundantes clastos andesíticos y dacíticos (Prezzi *et al.* 1998). Esta unidad podría corresponder a la Formación Potrero Grande (Voss, en Kraemer *et al.* 1999). Los bancos tobáceos más antiguos de esta formación fueron datados en $18,5 \pm 0,5$ Ma (Kraemer *et al.* 1999); mientras que ignimbritas aflorantes cerca del techo, arrojaron una edad de $9,6 \pm 0,2$ Ma (Kraemer *et al.* 1999).

Unidad 3: Constituye una sucesión portadora de evaporitas que formarían parte del «Megacuerpo salino de Antofalla», descrito por Alonso *et al.* (1991). Esta unidad podría corresponder a la Formación Juncalito (Voss, en Kraemer *et al.* 1999). Una brecha piroclástica aflorante cerca de la base de la sección fue datada en $11,2 \pm 0,3$ Ma (Kraemer *et al.* 1999), mientras que un banco tobáceo intercalado más cerca del techo arrojó una edad de $4,6 \pm 0,5$ Ma (Kraemer *et al.* 1999).

Unidad 4: Corresponde a flujos dacíticos y andesíticos fisurales que cubren discordantemente a la Unidad 1 (Fig. 1). La unidad Trece (Kay *et al.* 1997) fue datada en $5,03 \pm 0,08$ Ma (Marrett *et al.* 1994), la unidad Drill (Kay *et al.* 1997) arrojó una edad de $6,64 \pm 0,07$ Ma (Marrett *et al.* 1994). Estos flujos buzan aproximadamente 10° al este.

Unidad 5: Está dada por flujos de andesitas basálticas fisurales subhorizontales que cubren discor-

dantemente a la Unidad 4 (Fig. 1). La unidad Isla (Kay *et al.* 1997) posee una edad de $4,97 \pm 0,07$ Ma (Marrett *et al.* 1994), la unidad Perdida (Kay *et al.* 1997) fue datada en $4,3 \pm 0,2$ Ma (Marrett *et al.* 1994).

Unidad 6: Corresponde a conos negros de ceniza y flujos monogenéticos de andesitas basálticas muy jóvenes. Kay *et al.* (1997) asignaron a la unidad Diablo una edad menor a 0,5 Ma (Fig. 1). Kraemer *et al.* (1999) dataron uno de estos conos aflorante en el borde S del salar de Antofalla en $0,2 \pm 0,09$ Ma.

En cuanto a la estructura, en la zona de trabajo se observan fallas inversas y corrimientos, de rumbo NNE-SSO y vergencia hacia el O (Fig. 1) (Kraemer *et al.* 1999). Esta deformación compresiva habría estado activa entre el Mioceno medio y el Cuaternario (Kraemer *et al.* 1999). Las rocas volcánicas correspondientes a la Unidad 4 han sufrido basculamientos pero no se encuentran plegadas. En cambio, todas las rocas sedimentarias presentan pliegues apretados con ejes de rumbo NNE y vergencia variable (Prezzi *et al.* 1998). Los bancos rojos de la Unidad 1 exhiben pliegues casi recumbentes con vergencia hacia el E. Las sedimentitas pertenecientes a la Unidad 2 que afloran más al E constituyen un sinclinal volcado con vergencia hacia el O. Los pliegues son aproximadamente cilíndricos y sugieren una dirección de acortamiento horizontal ONO-ESE (Prezzi *et al.* 1998). Puede determinarse entonces, que la zona de estudio sufrió dos fases de deformación, una anterior a los 6,6 Ma y otra posterior. Estas fases son consistentes temporal y cinemáticamente con las dos fases de deformación definidas por Marrett *et al.* (1994) y Cladouhos *et al.* (1994) para la Puna, y con la historia deformacional cenozoica propuesta por Kraemer *et al.* (1999) para la zona del salar de Antofalla.

Chorrillos

La estratigrafía y la tectónica de esta zona fue detalladamente estudiada por Arias y Viera (1982) y por Goddard *et al.* (1999). La unidad aflorante más antigua corresponde a la Formación Puncoviscana de edad precámbrica-cámbrica temprana (Fig. 2). Granitos, turbiditas y depósitos volcánicos ordovícicos están en contacto entre sí y con la Formación Puncoviscana a través de fallas (Fig. 2). Depósitos terciarios inferiores - cretácicos superiores pertenecientes al Grupo Salta se apoyan discordantemente sobre las rocas más antiguas. Estratos clásticos continentales datados en $9,6 \pm 0,35$ Ma (Marrett *et al.* 1994) cubren discordantemente al Grupo Salta. Tanto los bancos del Grupo Salta, como los del Mioceno se encuentran plegados. Los ejes de los pliegues po-

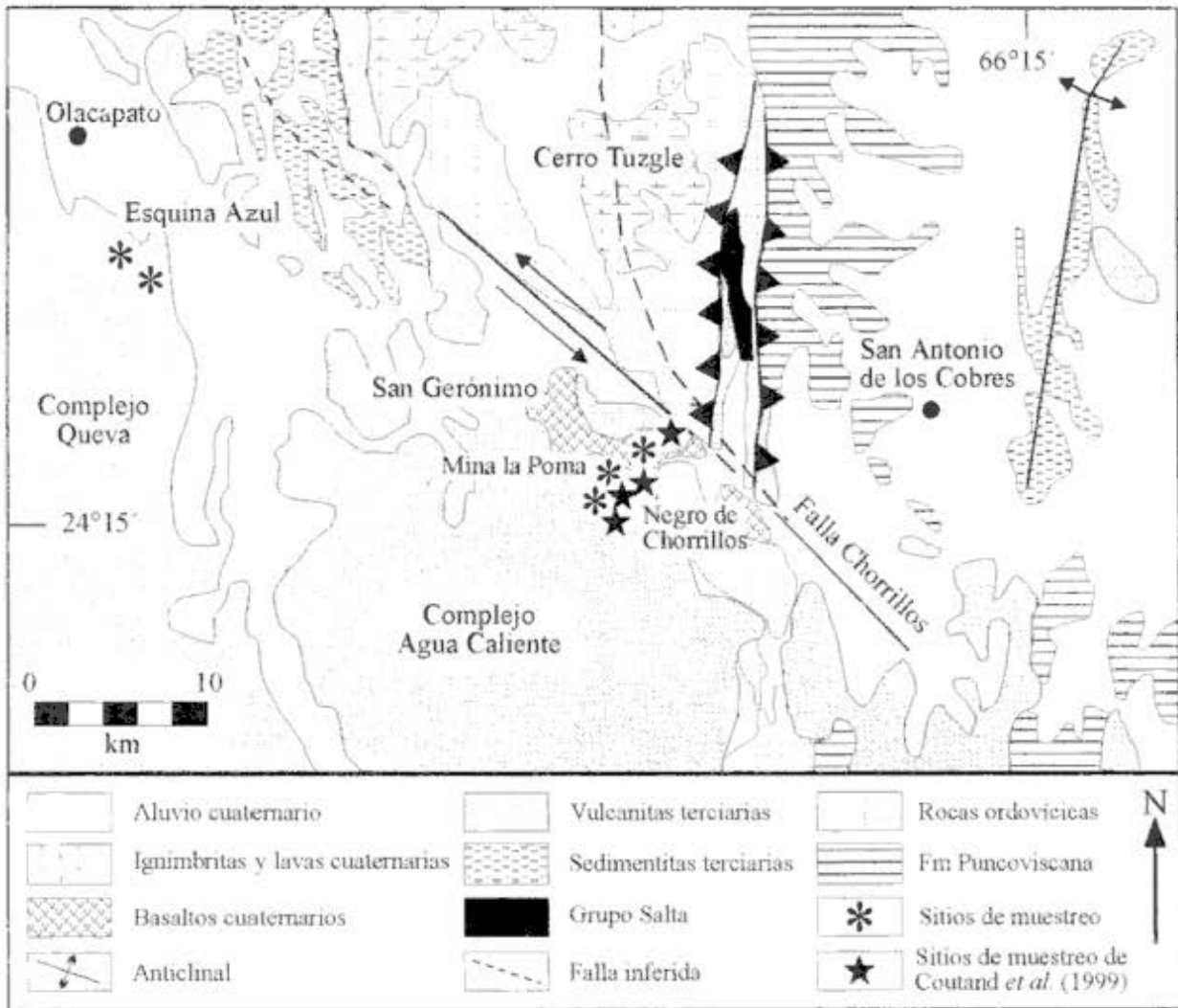


Figura 2: Mapa geológico simplificado de la zona de Chorrillos. Se indican los sitios de muestreo (modificada de Arias y Viera 1982; Marrett *et al.* 1994; Coira y Kay 1993b).

seen rumbo NNE-SSO, sugiriendo una dirección de acortamiento ONO-ESE (Marrett *et al.* 1994). En esta zona se emplaza el complejo volcánico Queva - Agua Caliente (Fig. 2), que ha tenido actividad durante un lapso muy prolongado. Se trata de centros lávicos dacíticos a andesíticos con los que se asocian cuerpos subvolcánicos afectados por intenso hidrotermalismo (Coira y Paris 1981). En el cerro Agua Caliente, a los $17,2 \pm 0,5$ Ma tuvo lugar la emisión de la ignimbrita Agua Caliente (Olson y Gilzean 1986). Ésta fue sucedida por una manifestación de mayor magnitud (Ignimbrita Tajamar) datada en $10,6 \pm 0,4$ Ma (Olson y Gilzean 1986), a la que sucedió la ignimbrita Abra del Gallo (Coira y Paris 1981) con una edad de $10,1 \pm 0,5$ Ma (Olson y Gilzean 1986). En el área del Queva afloran rocas piroclásticas andesíticas de $10,3 \pm 0,5$ Ma (Ignimbrita Olacapato), lavas andesíticas de $10,1 \pm 0,5$ Ma (Andesita Esquina Azul) y lavas y domos dacíticos a riolíticos de $8,6 \pm 0,5$ Ma (Olson y Gilzean 1986). Durante el

Cuaternario se registraron las emisiones de ignimbritas y lavas provenientes del cerro Tuzgle ($0,5$ Ma Reciente) (Arias y Viera 1982; Coira y Kay 1993a) y la construcción de dos conos de cenizas basálticos-andesíticos de características shoshoníticas: San Gerónimo ($0,78 \pm 0,1$ Ma) y Negro de Chorrillos ($0,2 \pm 0,08$ Ma; Aquater 1980) (Fig. 2).

La estructura de mayor importancia en esta zona está dada por la falla Chorrillos (Fig. 2), la cual presenta numerosas escarpas que indican actividad pleistocena (Marrett *et al.* 1994). Esta falla define un segmento del lineamiento Olacapato-Toro (Mon 1979), que se extiende desde el antepaís en el SE hasta el borde oriental del actual arco volcánico en el NO. La falla Chorrillos separa afloramientos del Grupo Salta, determinándose desplazamientos de rumbo sinistral de alrededor de 10 - 20 km (Allmendinger *et al.* 1983). Es posible que parte de este desplazamiento haya tenido lugar durante el Terciario (Marrett *et al.* 1994). Goddard *et al.* (1999) ob-

servaron fallas de rumbo sinistral de alto ángulo paralelas al lineamiento Olacapato-Toro localizadas al N y al S del complejo volcánico. La actividad de las fallas ubicadas al N del complejo es mucho más reciente que la actividad de las ubicadas al S (Goddard *et al.* 1999). Estas fallas produjeron por tracción fallas normales de rumbo NNE-SSO. Las intersecciones de las fallas de rumbo sinistral paralelas al lineamiento Olacapato-Toro con las fallas normales de rumbo NNE-SSO, controlan la posición de los centros volcánicos (Agua Caliente, Queva), su migración y las zonas de alteración y mineralización epitermal de Ag, Pb, Zn, Sb y Cu (Coira y Paris 1981; Goddard *et al.* 1999). Las andesitas basálticas cuaternarias están temporalmente relacionadas con el movimiento extensional de la falla Chorrillos (Coira y Paris 1981).

Trabajo de campo

Juncal Grande

Se muestrearon para su estudio paleomagnético tres unidades diferentes en tres localidades distintas:

En la localidad 1 (Fig. 1) aflora la Unidad 1, cuya actitud promedio es rumbo: 0°, inclinación: 43°E. Estas sedimentitas están cubiertas en discordancia angular por un flujo andesítico correspondiente a la Unidad 4, que buza aproximadamente 10° al E. Se obtuvieron 14 muestras de la Unidad 1 y 8 muestras de la Unidad 4.

En la localidad 2 (Fig. 1) se extrajeron 5 muestras de la Unidad 1. La actitud promedio de los bancos muestreados es rumbo: 43°, inclinación: 70°E. Esta Unidad se encuentra plegada; el eje del pliegue buza alrededor de 15° hacia la dirección 45°. La Unidad 1 está cubierta en discordancia angular por un flujo andesítico perteneciente a la Unidad 4 que buza aproximadamente 10° al E. Sobre este flujo yace una colada basáltica subhorizontal perteneciente a la Unidad 5. Se recolectaron 4 muestras de cada flujo.

En la localidad 3 (Fig. 1) se consiguieron 17 muestras de la Unidad 1, donde esta Unidad se encuentra plegada en una estructura *kink band* casi recumbente (Singer *et al.* 1994). La actitud promedio de los bancos muestreados es rumbo: 5°, inclinación: 73°E. El eje del sinclinal buza alrededor de 15° hacia la dirección 5° (Allmendinger, com. pers. 1994).

Chorrillos

En la zona de Chorrillos, en Esquina Azul al E de Olacapato (Fig. 2) se obtuvieron 5 muestras de la ignimbrita Olacapato ($10,3 \pm 0,5$ Ma) y 4 muestras de la andesita Esquina Azul ($10,1 \pm 0,5$ Ma)

que suprayace a la ignimbrita Olacapato. En Mina La Poma al E de San Gerónimo (Fig. 2) se extrajeron 4 muestras correspondientes a la ignimbrita Agua Caliente ($17,2 \pm 0,5$ Ma), 4 muestras pertenecientes a la ignimbrita Abra del Gallo ($10,1 \pm 0,5$ Ma) y 4 muestras de la colada basáltica San Gerónimo ($0,78 \pm 0,1$ Ma). La actitud de los flujos muestreados es subhorizontal.

Trabajo de laboratorio

Para medir las magnetizaciones en cada etapa de trabajo se utilizaron, un magnetómetro DIGICO modificado y un magnetómetro criogénico 2G.

Los especímenes se desmagnetizaron por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y por altas temperaturas. En el primer caso se utilizó el equipo desmagnetizante desarrollado por Vilas (1966), y el equipo desmagnetizante incorporado al magnetómetro criogénico 2G. Se realizaron hasta 20 etapas de desmagnetización, alcanzando campos de 140 mT, intensidad a la cual se interrumpió la desmagnetización, debido a que se alcanzó el límite operativo del equipo.

En el caso de la desmagnetización por altas temperaturas fue utilizado un horno marca Schonstedt, modelo TSD-1, apto para alcanzar temperaturas de hasta 790°C. Entre las sucesivas etapas de desmagnetización se midió la susceptibilidad magnética de los especímenes con un susceptibilímetro construido en el TATA Institute (India) a efectos de valorar posibles alteraciones en la mineralogía. A los especímenes sometidos a esta técnica, se les realizaron hasta 13 etapas de desmagnetización, alcanzando temperaturas de 700° C. Con el objetivo de identificar la mineralogía magnética de las muestras de sedimentitas fueron observados cortes delgados.

Resultados obtenidos

El 30% de los especímenes de rocas sedimentarias fueron descartados debido a su comportamiento aleatorio frente a las distintas técnicas de desmagnetización. La susceptibilidad magnética de todos los especímenes se mantuvo casi constante a través de las distintas etapas de desmagnetización térmica. Los especímenes presentaron diferentes comportamientos frente a la desmagnetización, pudiéndose diferenciar dos grandes grupos:

Grupo A: La magnetización remanente de estas muestras posee altas temperaturas de desbloqueo y fuerzas coercitivas. A partir de los diagramas de Zijderveld (1967) puede determinarse la existencia de

especímenes mono (Figs. 3a, 4a) y bicomponentes (Fig. 3b). Luego de las primeras etapas de desmagnetización se logran eliminar las componentes secundarias y se observa una caída aproximadamente lineal de las magnetizaciones hacia el origen de coordenadas. El 62% de los especímenes de rocas volcánicas y el 20% de los de rocas sedimentarias presentaron este comportamiento.

Grupo B: Las proyecciones de los sucesivos vectores de magnetización residual describen caminos en la red estereográfica (Figs. 3c, 4b). A partir de los diagramas de Zijdeveld (1967) correspondientes se observa una trayectoria curva de los vectores de magnetismo remanente residual, lo cual indica la existencia de por lo menos dos componentes con espectros de temperaturas de desbloqueo y fuerzas

coercitivas superpuestos (Figs. 3d, 4c). La mayoría de los especímenes de rocas sedimentarias presentaban un comportamiento aleatorio al ser sometidos a temperaturas de lavado mayores a los 600-620°C. El 38% de los especímenes de rocas volcánicas y el 50% de los de rocas sedimentarias presentaron este comportamiento.

A partir de la observación de cortes delgados de algunas muestras correspondientes a las rocas sedimentarias, se determinó la presencia de titanomagnetita de origen detrítico. En algunos casos la titanomagnetita se dispone en láminas, constituyendo menos del 1% de la roca. Se observó también la presencia de abundante hematita como cemento. En estas rocas los minerales portadores de la magnetización corresponderían a titanomagnetita y hematita. Considerando las temperaturas de desbloqueo y las

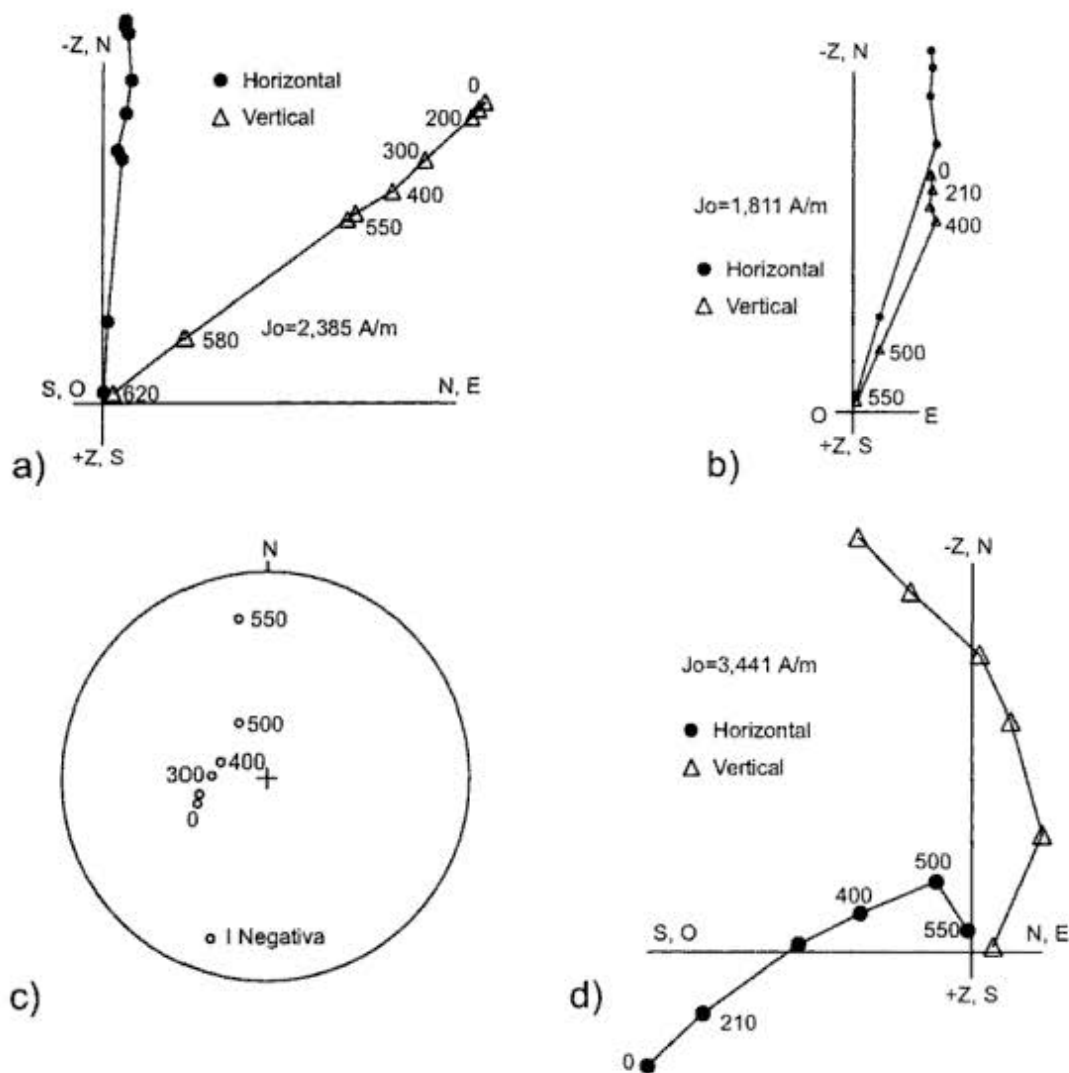


Figura 3: a, diagrama de Zijdeveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen EA00111 (ignimbrita Olacapato). b, diagrama de Zijdeveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen LP01011 (andesita basáltica San Gerónimo). c y d, resultados obtenidos a partir de la desmagnetización térmica del espécimen J00311 (Unidad 5 muestreada en la localidad I de Juncal Grande): c, representación estereográfica de cada vector de magnetización remanente residual, d, diagrama de Zijdeveld.

fuerzas coercitivas, el principal mineral portador de la magnetización en las rocas volcánicas sería titanomagnetita.

Análisis de los resultados obtenidos

Los especímenes fueron analizados utilizando los programas de computación MAG88 (Oviedo 1989), IAPD (Torsvik 1990) y CIRDI (Mena, inédito). Las componentes de magnetización se determinaron mediante análisis de componentes principales (Kirschvink 1980) aplicando ajustes de línea anclada cuando se observó que las trayectorias definidas por los vectores de magnetización residual iban hacia el origen de coordenadas (Grupo A) (Figs. 3a, b, 4a). En los casos en que se identificaron trayectorias curvas se obtuvieron círculos de desmagnetización (Grupo B) (Figs. 3d, 4c).

En los cálculos siguientes sólo se consideraron componentes cuya desviación angular máxima fuese menor a 15° y círculos de desmagnetización cuyo parámetro estadístico λ (Oviedo 1989) fuese menor a 0,05. Se calcularon direcciones medias finales (DMFs) para cada unidad muestreada en cada una de las localidades estudiadas (Cuadro 1). En el caso de unidades cuyos especímenes presentaban exclusivamente comportamientos pertenecientes al Grupo A, para calcular la DMF correspondiente se aplicó la estadística de Fisher (1953). En el caso de unidades cuyos especímenes (todos o algunos) exhibían comportamientos pertenecientes al Grupo B, se aplicó el análisis de McFadden y McElhinny (1988).

Juncal Grande

Cada una de las componentes y de los círculos de desmagnetización aislados fueron corregidos por estructura, según la actitud de los bancos muestreados y el buzamiento del eje del plegamiento cuando correspondía. El aumento del parámetro de precisión K de cada una de las DMFs de la Unidad 1 luego de practicar las correspondientes correcciones estructurales (Cuadro 1) sugiere un origen pretectónico para las magnetizaciones aisladas, aunque la prueba del plegamiento de McElhinny (1964) resultó estadísticamente indeterminada al 95% de confianza en todos los casos.

En la figura 5 se presentan las DMFs corregidas por estructura determinadas para la zona de Juncal Grande. Puede observarse que mientras las DMFs correspondientes a la Unidad 1 en las localidades 1 y 3 son indistinguibles de la posición dipolar reversa para la zona de estudio (Dec. = 180°, Inc. = 44°, $\alpha_{95} = 5^\circ$), no ocurre lo mismo con la DMF de la Unidad 1 en la localidad 2. Por otra parte, las DMFs

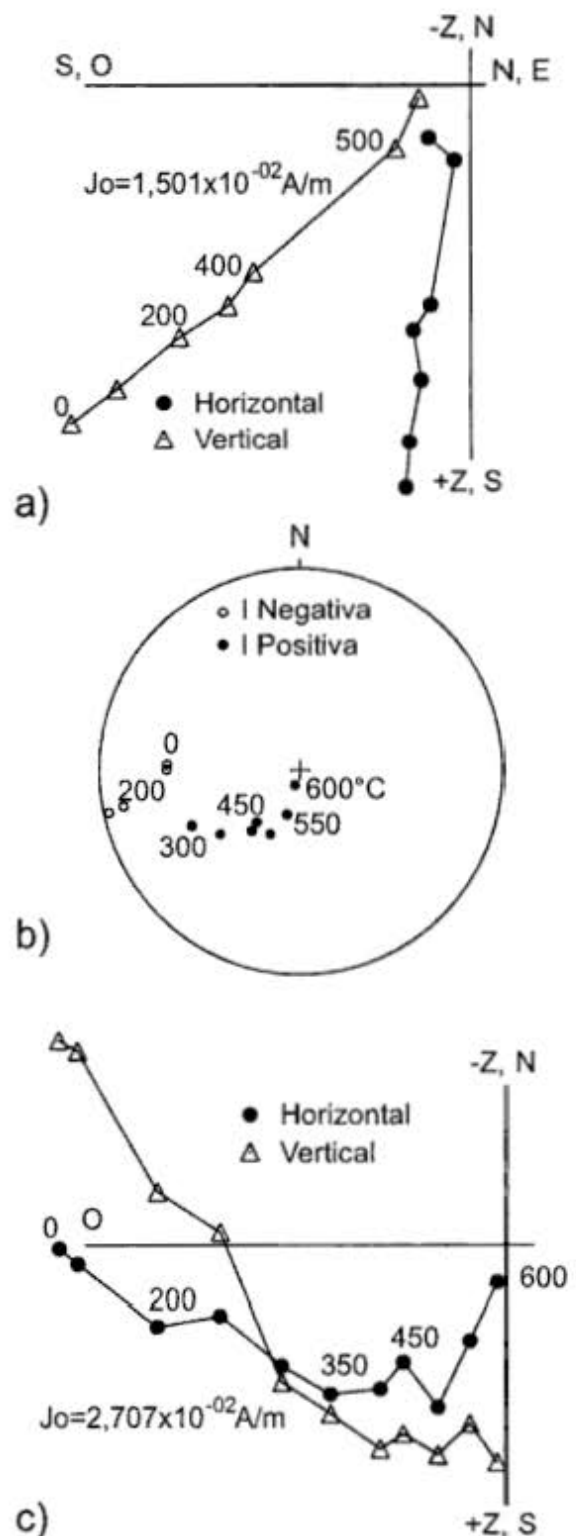


Figura 4: a, diagrama de Zijderveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen M01611 (Unidad 1 muestreada en la localidad 3 de Juncal Grande), b y c, resultados obtenidos a partir de la desmagnetización térmica del espécimen Z007b (Unidad 1 muestreada en la localidad 1 de Juncal Grande): b, representación estereográfica de cada vector de magnetización remanente residual, c, diagrama de Zijderveld.

Cuadro 1: DMFs y rotaciones calculadas para las zonas de Juncal Grande y Chorrillos. Coordenadas de cada sitio de muestreo (Latitud y Longitud); DMFs, direcciones medias finales; n/N, número de muestras utilizadas en el cálculo de la DMF/número de muestras obtenidas; Dec., Inc., declinación e inclinación; K, parámetro de precisión de Fisher; α_{95} , semiángulo del cono de 95% de confianza alrededor de la media; $R \pm \Delta R$, valor de rotación y su correspondiente error, calculados según Demarest (1983) y utilizando como referencia la dirección del campo geomagnético dipolar actual para la zona de estudio.

Sitio	Ubicación		Edad (Ma)	n/N	DMFs <i>in situ</i>				DMFs corr. por estructura			
	Latitud	Longitud			Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}
JUNCAL GRANDE												
<u>Localidad 1:</u>	25°52,5'S	67°40,7'O										
Unidad 1			26	11/14	208,0°	54,3°	26	9,5°	170,8°	46,2°	33	8,4°
Unidad 4			5	6/8	4,1°	-28,1°	29	13,0°	358,7°	-28,4°	29	13,0°
<u>Localidad 2:</u>	25°50,3'S	67°39,7'O										
Unidad 1			26	5/5	213,0°	16,8°	233	7,3°	211,2°	29,9°	686	4,3°
Unidad 4			6	8/4	11,2°	-49,5°	75	7,3°	359,3°	-50,4°	75	6,7°
Unidad 5			5	8/4	9,8°	-42,4°	40	9,1°
<u>Localidad 3</u>	25°49,7'S	67°39,5'O										
Unidad 1			26	9/17	198,9°	32,3°	32	9,8°	176,5°	48,2°	30	10,2°
DMF Juncal Grande: Dec. = 359,2° Inc. = -43,3° K = 65 α_{95} = 9,6° N = 5												
Rotación Juncal Grande: $R \pm \Delta R$ = -0,8 ± 12,0°												
Rotación Unidad 1 en la Localidad 2: $R \pm \Delta R$ = 31,2 ± 6,8°												
CHORRILLOS												
<u>Sitios de Coutand et al. (1999):</u>												
18	24°15,2'S	66°26,9'O	10	10/10	10,0°	-38,0°	153	3,9°
19	24°16,2'S	66°27,4'O	10	7/7	11,7°	-29,1°	325	3,4°
20	24°15,8'S	66°27,2'O	10	8/8	9,3°	-33,4°	221	3,7°
22	24°13,5'S	66°26,8'O	10	7/8	35,7°	-25,2°	51	8,5°
<u>Esquina Azul:</u>												
Ig. Olacapató			10	4/5	15,7°	-36,6°	95	9,5°
Andesita Esq. Azul			10	3/4	26,4°	-19,3°	3062	12,0°
<u>Mina La Poma:</u>												
Ig. Agua Caliente	24°14'S	66°29'O	17	5/4	351,6°	-46,2°	76	9,5°
Ig. Abra del Gallo			10	8/4	35,2°	-0,8°	100	5,6°
Bas. San Gerónimo			1	4/4	9,8°	-36,7°	156	7,4°
DMF Chorrillos: Dec. = 15,4° Inc. = -33,2° K = 36 α_{95} = 9,4° N = 8												
Rotación Chorrillos: $R \pm \Delta R$ = 15,4 ± 10,5°												

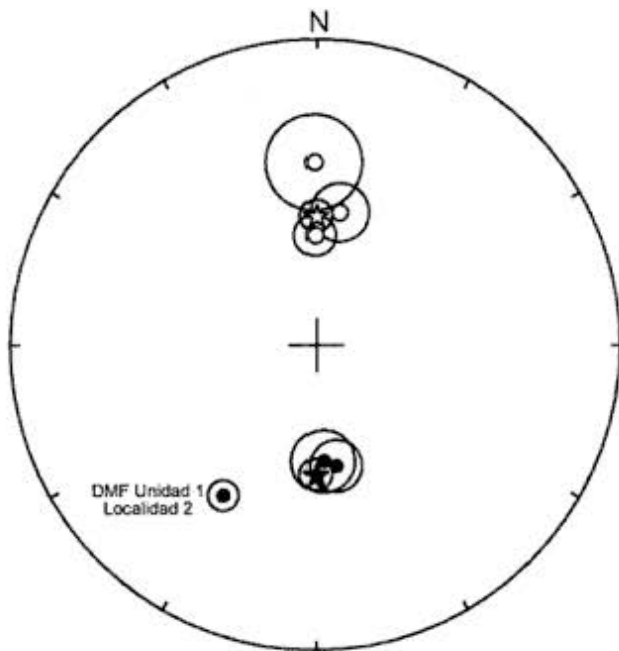


Figura 5: Representación estereográfica de las DMFs corregidas por estructura y sus intervalos de 95% de confianza obtenidas para la zona de Juncal Grande. Círculos vacíos (llenos) : inclinación negativa (positiva). Estrella vacía (llena): dirección del campo geomagnético dipolar normal (reverso) para la zona de trabajo.

de las Unidades 4 y 5, que cubren discordantemente a la Unidad 1 en las localidades 1 y 2, coinciden con la dirección dipolar normal (Dec. = 0°, Inc. = -44°, α_{95} = 5°) si se consideran los respectivos intervalos de confianza (Cuadro 1, Fig. 5). Considerando la existencia de DMFs con inclinaciones negativas y positivas, se llevó a cabo la prueba de la reversión de McFadden y McElhinny (1990) utilizando simulación. No se consideró la DMF correspondiente a la Unidad 1 en la localidad 2, ya que se encuentra notablemente alejada de las restantes DMFs. El ángulo entre la media del grupo con inclinaciones negativas y la media del grupo con inclinaciones positivas fue de 9,3° y el ángulo crítico fue de 18,8° (N=5). La prueba resultó positiva con clasificación C. El valor promedio de estas 5 DMFs se reporta en el Cuadro 1: DMF Juncal Grande.

Como se mencionara anteriormente, la DMF determinada para la Unidad 1 en la localidad 2 posee una declinación y una inclinación notablemente alejadas de las esperadas (Cuadro 1, Fig. 5). Su declinación podría explicarse considerando que la localidad 2 sufrió una rotación horaria de alrededor de 30°. Su baja inclinación podría deberse a compactación. Aubry et al. (1996) y Coutand et al. (1999)

también han detectado bajos valores de inclinación en secuencias sedimentarias terciarias aflorantes en la Puna argentina, y atribuyeron dichos valores anómalos a compactación. Estos valores de declinación e inclinación también podrían explicarse si se considera que es posible que la variación secular del campo magnético terrestre no haya sido adecuadamente promediada debido al bajo número de muestras extraídas ($N=5$). Sin embargo, la existencia de la mencionada rotación horaria es avalada por la diferencia observada en los rumbos de los planos de estratificación. Existe correlación entre los valores de declinación y el rumbo de los bancos muestreados: el rumbo promedio de los bancos de la Unidad 1 aflorantes en la localidad 2 es 43° , mientras que el de los aflorantes en el sitio 3 es 5° . Esta rotación sería más antigua que la Unidad 4 ($6,64 \pm 0,07$ Ma), ya que las DMFs correspondientes a las Unidades 4 y 5 aflorantes en la localidad 2 coinciden con la posición dipolar normal para la zona de trabajo. Además, dicha rotación constituiría un fenómeno estrictamente local, ya que no afecta a los mismos bancos rojos pertenecientes a la Unidad 1 que afloran al N y al S de la localidad 2.

Chorrillos

Coutand *et al.* (1999) obtuvieron 4 DMFs a partir del muestreo de flujos dacíticos y andesíticos en la zona del complejo Agua Caliente (Cuadro 1, Fig. 2). En la figura 6 se presentan las DMFs calculadas por Coutand *et al.* (1999) y las DMFs determinadas en este trabajo (Cuadro 1), excepto la DMF de la ignimbrita Abra del Gallo. Esta DMF no será considerada en los análisis siguientes, debido a que su dirección (Cuadro 1) está muy alejada del rango esperado para la variación secular del campo magnético terrestre, lo que sugeriría que fue adquirida durante una excursión o un cambio de polaridad del campo magnético.

Las DMFs de este trabajo correspondientes a flujos terciarios fueron combinadas con las DMFs determinadas por Coutand *et al.* (1999), calculándose una única DMF para la zona de Chorrillos (Cuadro 1). Si se compara dicha DMF con la dirección del campo dipolar actual ($Dec = 0^\circ$, $Inc = -42^\circ$, $\alpha_{95} = 5^\circ$) para la zona de trabajo, se obtiene un valor de rotación de 15° en sentido horario (Cuadro 1). La DMF del basalto cuaternario San Gerónimo coincide con la DMF calculada para los flujos terciarios si se consideran los respectivos intervalos de confianza (Cuadro 1, Fig. 6). Sin embargo, es muy probable que la variación secular del campo magnético terrestre no haya sido promediada, ya que se muestreó un único flujo cuaternario.

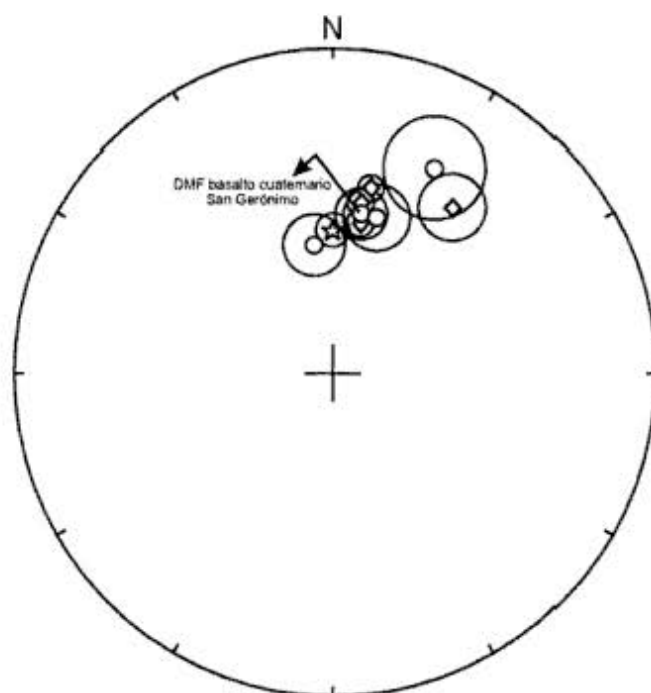


Figura 6: Representación estereográfica de las DMFs y sus intervalos de 95% de confianza correspondientes a la zona de Chorrillos. Símbolos vacíos indican inclinación negativa. Círculos: DMFs obtenidas en este trabajo. Diamantes: DMFs obtenidas por Coutand *et al.* (1999). Estrella: dirección del campo geomagnético dipolar normal para la zona de trabajo.

Discusión y conclusiones

La Puna Austral se extiende aproximadamente entre los $24\text{--}27^\circ\text{S}$. Está ubicada sobre una zona de transición de subducción normal a subducción subhorizontal de la placa de Nazca. Las estructuras del antepaís andino en esta región también son transicionales: el Sistema de Santa Bárbara se extiende aproximadamente entre los $24\text{--}27^\circ\text{S}$. Mientras al N de los 24°S se encuentran las Sierras Subandinas que constituyen una faja plegada y corrida de piel delgada, al S de los 27°S se ubican las Sierras Pampeanas que corresponden a una faja corrida de piel gruesa. Esta segmentación del estilo estructural del antepaís estaría influenciada por la estructura litosférica preexistente. Teniendo en cuenta estas características, la zona de Puna Austral fue seleccionada para la realización de este trabajo. Las localidades de muestreo fueron elegidas debido a su cercanía a zonas de falla importantes con desplazamientos de rumbo de sentido (y en algunos casos magnitud) conocidos.

La zona de Juncal Grande está próxima a la falla de Acazoque (Fig. 1). Esta falla ha sufrido desplazamientos de rumbo dextrales durante el Cuaternario, pudiendo generar como consecuencia rotaciones de bloques en sentido horario. Sin embargo sólo la localidad 2 habría sufrido una rotación en

sentido horario de alrededor de 30° entre los 25 y los 5 Ma. Esta rotación constituiría un fenómeno estrictamente local, ya que no afecta a los mismos bancos rojos que afloran al N (localidad 3) y al S (localidad 1). Esta situación sugeriría la existencia de fallas menores, tal vez cubiertas por rocas volcánicas jóvenes que generarían junto con las fallas mayores diferentes dominios estructurales produciendo una deformación compleja.

La zona de Chorrillos, se encuentra muy próxima al lineamiento de Olacapato-Toro (Falla Chorrillos) (Fig. 2). Esta falla ha sufrido desplazamientos de rumbo sinistral de alrededor de 10 - 20 km, registrando actividad durante el Cuaternario. Sería posible entonces, la existencia de rotaciones en sentido antihorario. Sin embargo, se ha determinado que esta zona sufrió una rotación horaria de alrededor de 15°. En el área de trabajo convergen además del lineamiento Olacapato-Toro, fracturas NNE-SSO recientemente activas relacionadas con el vulcanismo del cerro Tuzgle, que podrían ser las responsables de la rotación detectada.

En conclusión, a partir de este estudio paleomagnético se detectó la existencia de localidades no rotadas, de una localidad que habría sufrido una rotación horaria local de alrededor de 30° entre los 25 y los 5 Ma y de una localidad que sufrió una rotación horaria de alrededor de 15°. Estos resultados indican que las rotaciones detectadas son diacrónicas, y que su magnitud varía de un área a otra existiendo áreas sin rotación evidente. Esto sugiere que las rotaciones observadas en la Puna argentina (particularmente en la Puna Austral) podrían ser de tipo local, controladas por la cinemática de estructuras locales. A su vez, la cinemática de dichas estructuras estaría condicionada por la convergencia oblicua de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, la cual generaría cizalla dextral. Esta cizalla explicaría el sentido horario de las rotaciones detectadas en algunas de las zonas estudiadas.

Agradecimientos

La autora desea agradecer especialmente a S. Singer, R. Allmendinger y R. Somoza, quienes generosamente cedieron las muestras y toda la información de campo sobre las que se realizó este trabajo. B. Coira realizó el estudio microscópico de cortes delgados de especímenes de rocas sedimentarias. La Universidad de Buenos Aires (UBACYT TX 19), el CONICET (PIP 4174/96) y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 00510), financiaron esta investigación. El Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio, proveyó todos los equipos y elementos necesarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abels, A. and Bischoff, L., 1999. Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology*, 27: 751-754.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. and Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16.
- Alonso, R. N., Jordan, T., Tabbutt, K. and Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Aquater, 1980. Estudio del potencial geotérmico de la Provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Estado de Minería, Argentina. 129p. (Inédito).
- Arias, J. y Viera, O., 1982. Estratigrafía y tectónica de la comarca Olacapato y Tuzgle, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de Jujuy*, 5: 71-86. San Salvador de Jujuy.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M., Rossello, E. and Chauvin, A., 1996. A Paleomagnetic Study along the south-eastern Edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene Tectonic Rotations. *Journal of Geophysical Research*, 101: 17883-17889.
- Beck, M. E., 1988. Analysis of Late Jurassic-recent palaeomagnetic data from active margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 39-52.
- Beck, M. E., 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the Central Andes. *Tectonophysics*, 299: 75-92.
- Beck, M. E., Burmester, R. R., Drake, R. E. and Riley, P., 1994. A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the Central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, 13 (1): 215-224.
- Butler, R., Richards, D., Sempere, T. and Marshall, L., 1995. Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia. *Geology*, 23(9): 799-802.
- Carey, S., 1958. The tectonic approach to continental drift. In: Carey, S. (Ed.): *Continental Drift - A Symposium*, p. 178-355. University of Tasmania Press, Hobart, Tasmania.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B. and Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 209-228.
- Coira, B. and Kay, S., 1993a. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes: Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113:40-58.
- Coira, B. y Kay, S., 1993b. Magmatismo y levantamiento de la Puna, su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 308-319. Mendoza.
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía Volcánica del área del Cerro Tuzgle (23° 50'24" 25' Latitud S y 66° 15'66" 45' Longitud O), Provincias de Jujuy - Salta. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 659-671. San Luis.
- Coutand, I., Chauvin, A., Cobbold, R., Gautier, P. and Roperch, P., 1999. Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 104: 22965-22984.
- Demarest, H., 1983. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Palaeomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings Royal Society London. Series A* 217: 295-305.

- Goddard, P., Willson, J., Couch, S. y Viramonte J., 1999. The evolution of El Quevar volcanic complex, Salta Province, Argentina. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 2: 225-227. Salta, Argentina.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Kay, S., Coira, B. y Mpodozis C., 1997. Southern Central Volcanic Zone arc and back-arc mafic magmas: signals of Andean lithospheric processes (27°S to 25°S). *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 3: 1656-1660. Antofagasta, Chile.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. and Görler, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar the Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C. W., Zeitler, P. K. and Campbell Jr., K.E., 1990. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: Evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, 98: 541-555.
- MacFadden, B.J., Anaya, F. and Swisher II, C., 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 100: 8153-8167.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. and Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 179-207.
- McElhinny, M., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8: 338-340.
- McFadden, P. L. and Mc Elhinny, M. W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 161-172.
- McFadden, P. L. and McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 53-60. Buenos Aires.
- Olson, S y Gilzean, M., 1986. Informe interno de avance de El Queva Project. Minera Utah. Salta (Inédito).
- Oviedo, E. S., 1989. MAG88: un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Su aplicación al estudio paleomagnético de sedimentos cretácicos de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 178 p. (Inédito).
- Pardo Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Prezzi, C. and Vilas, J., 1998. New evidence of clockwise vertical axis rotations south of the Arica elbow (Argentine Puna). *Tectonophysics*, 292: 85-100.
- Prezzi, C., Vilas, J. y Sinito, A., 1996. Estudio Paleomagnético de Rocas Sedimentarias Terciarias de la Puna Salteña: determinación de rotaciones horarias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(3): 261-273. Buenos Aires.
- Prezzi, C., Singer, S. y Allmendinger, R., 1998. Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en Juncal Grande, Puna Catamarqueña, Argentina: rotación local de bloques. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 122-127. Buenos Aires.
- Randall, D., 1998. A new Jurassic-Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics*, 299: 49-74.
- Randall, D., Taylor, G. and Grocott, J., 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Palaeomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 101: 15783-15798.
- Roperch, P., Fornari, M. and Héral, G., 1993. A paleomagnetic study of the Altiplano. 2° Symposium International Géodynamique Andine, p. 241-244. Oxford, U.K.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, C. y Amengual, M., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad Cenozoica en la Puna Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-554. S. C. de Bariloche.
- Singer, S., Puente, N., Sinito, A. y Allmendinger, R., 1994. Estudio Paleomagnético de Secuencias Terciarias Aflorantes al Este del Salar de Antofalla, Puna Austral, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1451-1455. Chile.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.
- Somoza, R., Singer, S. and Coira, B., 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna, an analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 101: 11387-11400.
- Torsvik, T. H., 1990. Programa de computación IAPD: Interactive Analysis of Paleomagnetic data. Universidad de Oxford.
- Vandervoort, D., 1993. Non-Marine evaporite basin studies, southern Puna Plateau, Central Andes. Tesis Doctoral, Cornell University, U.S.A. (Inédito).
- Vilas, J., 1966. Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Zijderveld, J.A.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Eds.): *Methods in paleomagnetism*, p. 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 7 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001