

ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y PALEOMAGNETISMO EN LA FORMACIÓN LOLÉN DE EDAD DEVÓNICA, SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Renata N. TOMEZZOLI^{1,2}, Guadalupe ARZADÚN^{1,3} y Ernesto O. CRISTALLINI^{1,3}

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. E-mail: rtomezzoli@gmail.com, guadalupe.arzadun@gmail.com, ecristallini@gmail.com

² Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas de Buenos Aires. Laboratorio de Paleomagnetismo D.A. Valencio, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

³ La.Te. Andes, Laboratorio de Termocronología, Salta

RESUMEN

La Formación Lolén, de edad devónica, aflora en el ámbito geológico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. La evolución geológica de esta región sigue siendo en la actualidad motivo de debate. En este trabajo se presentan los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo. Los muestreos se realizaron dentro de la estancia Las Acacias cuya posición geográfica es 38° 04,2' latitud Sur y 61° 52,76' longitud Oeste. En la Formación Lolén fue posible aislar una magnetización preliminar postectónica de edad pérmica. Esto pone en evidencia la apertura del sistema magnético con posterioridad a su plegamiento. La fábrica magnética es de tipo oblada de origen tectónico e indica una dirección de máxima compresión SO-NE que está relacionada con los planos de clivaje que cortan a las estructuras de plegamiento previas. El hecho de que estas rocas sean portadoras de una magnetización postectónica pérmica, así como de una fábrica magnética tectónica, estaría indicando la superposición de diferentes eventos de deformación coaxiales, que podrían haber comenzado durante el Devónico Medio a Tardío, como consecuencia de la colisión de Chilenia y Patagonia con Gondwana y acomodado la deformación postcolisional compresiva con movimientos latitudinales, hasta el Pérmico.

Palabras clave: *Magnetización postectónica pérmica, Gondwana, Paleozoico, Grupo Ventana*

ABSTRACT

Anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism in the devonian Lolén Formation, Sierras Australes of Buenos Aires Province

The Lolén Formation, of devonian age, outcrops in the Sierras Australes area of the Buenos Aires Province. The geological evolution of this region is still a subject of debate. In this work, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism results are presented. The samples were taken from the Las Acacias farm. The geographic position is 38° 04,2' South Latitude and 61° 52,7' West Longitude. In the Lolén Formation was possible to isolate a preliminary postectonic magnetization with Permian age. This shows the opening of the magnetic system after its folding. The petrofabric is oblate by tectonic origin and indicates a SO-NE maximum compression direction related to the cleavage planes that cut the previous folding structures. The fact that these rocks are carriers of a postectonic magnetization, as a tectonic magnetic fabric, would indicate the overlap of different coaxial deformation events that could have started during Medium to Late Devonian. The deformation events could be a consequence of the collision of Chilenia and Patagonia against Gondwana and by postcolisional compressive deformation accommodation with latitudinal movements up to the Permian.

Keywords: *Gondwana, Paleozoic, Permian postectonic magnetization, Ventana Group*

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en el ámbito geológico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, también denominadas Sierra de la Ventana. Estas sierras son la contraparte occidental del

Sistema del Cabo de Sudáfrica en una faja de afloramientos comúnmente conocida como el "Cordón de los Gondwánides" (Keidel 1916, Fig. 1a). La evolución geológica de esta región sigue siendo en la actualidad motivo de debate. Ramos (1984, 1988) plantea considerar a Patagonia co-

mo un continente alóctono a la deriva que colisionó contra el borde sudoccidental de Gondwana. A partir de esta propuesta, surgieron modelos nuevos que se pueden agrupar en colisionales (Ramos 1984, 1988, Chernicoff y Zappettini 2004, Tomezzoli 2012) y de deforma-

ción intracontinental (Harrington 1947, Buggisch 1987, Japas 1989, Rapalini y Vizán 1993, Gregori *et al.* 2008, Vizán *et al.* 2015). Sin embargo, aún quedan dudas y controversias acerca del posible origen de la Patagonia y sobre todo, del momento en que se habría producido la deformación principal en Sierras Australes (Tomezzoli 2012). Para algunos investigadores ésta deformación es el producto de una sola fase ocurrida durante el Pérmico Tardío hasta el Triásico, con posterioridad a la deposición de la Formación Tunas (Harrington 1947, Buggisch 1987, Japas 1989, Chernicoff y Zappettini 2004, Vizán *et al.* 2015); para otros en cambio, la deformación habría comenzado durante el Devónico Tardío- Carbonífero temprano producto de la fase orogénica Cháñica (Azcuay y Caminos 1987) que dejó su impronta en la discordancia erosiva entre las Formaciones Sauce Grande y Lolén (Andreis 1964a, b, Kilmurray 1975, Varela 1978, Massabie y Rossello 1984, Tomezzoli y Cristallini 1998) y siguió hasta el Pérmico (Tomezzoli 1997, 2012) con un pico de la deformación en el Pérmico Temprano (Tomezzoli y Vilas 1999, Tomezzoli 2001). Según Tomezzoli y Cristallini (2004), esta deformación principal devónica produjo la repetición estructural de los grupos Curamalal y Ventana, previo a la depositación de la Formación Sauce Grande, que estaría depositándose a expensas de la Formación Lolén, traslapándola e involucrándose paulatinamente en la deformación.

En este trabajo se presentan los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo realizados en rocas de la Formación Loléna florantes en la estancia Las Acacias. Estos estudios son herramientas que pueden contribuir en el entendimiento de las condiciones físicas imperantes durante el proceso de depositación de los sedimentos y de su evolución geológica posterior.

MARCO GEOLÓGICO

Las Sierras Australes son un cordón montañoso de rumbo general Noroeste-sudeste (Fig. 1), desarrollado en el extremo

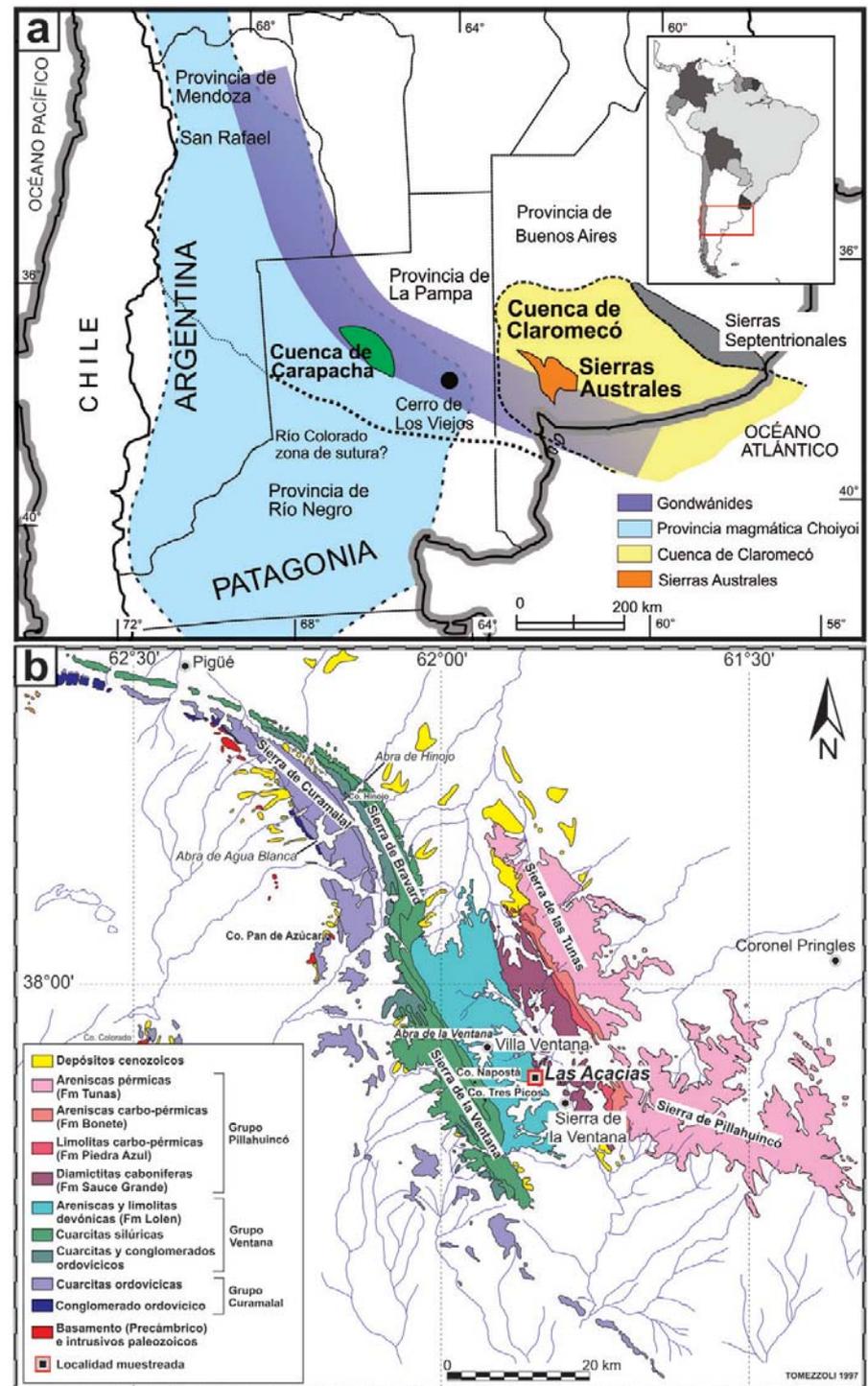


Figura 1: Mapa de ubicación de la Formación Lolén (Estancia Las Acacias). a) Contexto regional en relación con otras cuencas paleozoicas vecinas; b) Ámbito geológico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Se distinguen las dos unidades orográficas: oriental y occidental (ver texto). Modificada de Tomezzoli (1997).

sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, entre los 37° y 39° latitud Sur y 61° y 63° longitud Oeste. Este cordón puede ser di-

vidido en dos unidades orográficas principales, una oriental y otra occidental, que se diferencian notablemente entre

sí. La primera está conformada por rocas de edad carbonífera a pérmica en la sierra de las Tunas, al norte y en la sierra de Pillahuincó, al sur (Fig. 1b). La segunda y más antigua, conformada por rocas de edad cámbrica a devónica, se subdivide en las sierras de Curamalal, hacia el oeste, y en las sierras Bravard y Ventana, hacia el este, disponiéndose una al norte y la otra al sur, respectivamente (Fig. 1b). La separación entre las distintas sierras está dada por valles longitudinales de rumbo Norte-Sur que son los que presentan mayor desarrollo. La columna estratigráfica está representada por los Grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó (Harrington 1947, Suero 1972) que abarcan desde el Cámbrico al Pérmico, respectivamente. Sin embargo, y a pesar de tener buenas exposiciones de sus afloramientos, la geología de las Sierras Australes es compleja, dado que la mayoría de estas rocas son cuarcitas, difíciles de diferenciar entre sí. En cambio, las diferencias estructurales, topográficas y litológicas que presentan los grupos Curamalal y Ventana del Paleozoico inferior con el Grupo Pillahuincó del Paleozoico superior, son claras (Tomezzoli y Cristallini 2004 y referencias allí citadas).

El Grupo Ventana está constituido por las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y remata con la Formación Lolén (Harrington 1947, 1970) que afloran tanto en la Sierra de Bravard como en la Sierra de la Ventana (Fig. 1b). Este grupo estuvo afectado por plegamientos que produjeron recristalizaciones con intensidad variable, aunque más marcadas hacia la base. Del estudio microscópico, Andreis (1965) propuso tres etapas que caracterizan a los procesos metamórficos: cristalización sintectónica (responsable del clivaje de flujo), cristalización postectónica (crecimiento cristalino) y deformación poscristalina (fenómenos cataclásticos), reflejo de los movimientos andinos que afectaron a las Sierras de la Ventana.

La Formación Lolén tiene entre 420 a 600 m de espesor (Harrington 1947, Andreis 1965) y está constituida por psamitas y pelitas con intercalaciones lenticulares de conglomerados finos y otros

intraformacionales, de color castaño, con un alto contenido de micas que le otorgan a los afloramientos un brillo sedoso típico. Pasan ocasionalmente a grauvacas gruesas de color pardo amarillento, gris, verde grisáceo, y rojizo hacia el techo (Harrington 1947). Los bancos presentan estratificación entrecruzada planar, en estratos de 30 a 40 cm de espesor promedio, internamente con laminación paralela y ondulitas asimétricas, y estructuras no direccionales como varves, y también de tipo deformacionales sinsedimentarias. La estructura está caracterizada por una secuencia continua de pliegues anticlinales y sinclinales, de tipo asimétricos, con planos axiales inclinados al sudoeste (Fig. 2) y un buzamiento menor a 10° hacia el sudeste (ver valores por sitio en la Fig. 2). Son comunes los planos de clivaje apretados, que cortan las estructuras anteriores y le confieren a la roca una cierta fisilidad, que fue utilizada por los pobladores del lugar para extraer piedras lajas. El rumbo aproximado de los planos de clivaje es 140°/80° SO (Fig. 2). La textura es esquistosa con intercalaciones de capas micáceas compuestas principalmente por biotitas, con la participación de muscovita, clorita y escasos minerales opacos y capas cuarzo-feldespáticas (Sellés Martínez y Quenardelle 1992).

La Formación Lolén es la única portadora de fósiles en el Paleozoico inferior de las Sierras Australes. Se registraron restos de braquiópodos *Criptonellabaini* Sharpe y *Schellwienella* sp., características del Devónico y asignables a la fauna Malvinocráfica (Keidel 1916, Harrington 1947, Andreis *et al.* 1989). Sobre esta base, Newton y Cingolani (1990) correlacionaron a la Formación Lolén con el Grupo Book Kevelda florante en la faja plegada y corrida del Cabo en Sudáfrica. Basados en patrones de circones detríticos Ramos *et al.* (2014) propusieron una correlación parcial con la Formación Balcarce aflorante en el sistema de Tandilia; estudios isotópicos sobre circones detríticos permitieron establecer que durante la deposición de la Formación Lolén hubo cambios tectónicos importantes en el depocentro de la cuenca (Uribe *et al.* 2011). El hallazgo de

plantas fósiles permitió asignar el techo de la Formación Lolén al Givetiano (Devónico Medio, Cingolani *et al.* 2002).

El contacto entre la Formación Lolén, techo del Grupo Ventana, y la Formación Sauce Grande de edad carbonífera (Di Pasquo *et al.* 2008), que aflora en la base del Grupo Pillahuincó, es muy controvertido; si bien se acepta que entre ambas unidades hay una discordancia regional (Harrington 1947, Andreis *et al.* 1964b, Kilmurray 1975, Varela 1978) y que media un hiatus que abarca parte del Carbonífero, para algunos autores este es un contacto que se encuentra plegado (Japas 1988) mientras que para otros es una discordancia de tipo erosiva (Masabie y Rossello 1984), o bien de ambos tipos (Tomezzoli 1997, Tomezzoli y Cristallini 1998).

En este trabajo los afloramientos de la Formación Lolén fueron muestreados dentro de la estancia Las Acacias ubicada sobre la ruta Provincial 76, abarcando la zona de la rotonda, donde se bifurcan los caminos hacia Sierra de la Ventana y Villa Ventana - Tornquist (Fig. 1b). Su posición geográfica es 38° 04,2' de latitud Sur y 61° 52,76' de longitud Oeste (GPS, datum Campo Inschauspe).

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Algunas rocas de la corteza terrestre tienen la capacidad de registrar y retener como verdaderas memorias magnéticas durante millones de años el campo magnético presente en el momento de su formación. Los distintos tipos de magnetizaciones remanentes naturales que pueden adquirir a lo largo de su historia geológica dependen de propiedades tales como la temperatura de Curie y la magnetización de saturación de los minerales ferrimagnéticos o ferromagnéticos con diferentes composiciones químicas (Butler 1992). De manera tal que en las magnetizaciones remanentes naturales de las rocas está representada la suma vectorial de todas estas magnetizaciones primaria y/o secundaria/s. Mediante técnicas de desmagnetización adecuadas es

posible aislar la magnetización remanente primaria de las secundarias (Valencio 1980, Butler 1992). La forma de los granos magnéticos y su interacción mutua, así como también la cantidad de minerales por unidad de volumen juegan un rol importante, dado que influyen sobre la susceptibilidad magnética de las rocas. La fábrica magnética se determina a partir de la anisotropía en la susceptibilidad magnética que está relacionada con la petrofábrica de las rocas, de manera tal que puede ser utilizada para definir las condiciones físicas imperantes durante el proceso de formación de las mismas o bien su evolución posterior. Así, una sustancia isotropa será aquella en la cual la magnetización inducida en un espécimen de forma simétrica, tiene la misma intensidad independientemente de la dirección en la cual se aplica el campo. El fundamento de la medición se basa en la aplicación de un campo magnético de baja intensidad sobre muestras orientadas, con el objetivo de determinar cuál es la deformación que sufre la magnetización inducida adquirida por la muestra cuando el campo se aplica en distintas direcciones. La anisotropía de la susceptibilidad depende de las características intrínsecas de las partículas, esto es la anisotropía de forma y la anisotropía cristalina. La configuración interna de los minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos controla las direcciones de magnetización energéticamente preferenciales, denominadas ejes fáciles o planos fáciles de magnetización, propios de la red cristalina y de la distribución electrónica.

La anisotropía de la susceptibilidad magnética se puede visualizar como un elipsoide que queda definido a partir de tres ejes $K_{máx}$ ó K_1 , K_{int} ó K_2 , $K_{mín}$ ó K_3 ($K_1 > K_2 > K_3$) donde K_1 =susceptibilidad máxima, K_2 =susceptibilidad intermedia y K_3 =susceptibilidad mínima. De manera tal que la intensidad de magnetización mayor se induce a lo largo del eje más largo (Fig. 3a). Los parámetros a tomar en cuenta son la magnitud y la forma dicho elipsoide, así como también la orientación espacial de sus ejes principales.

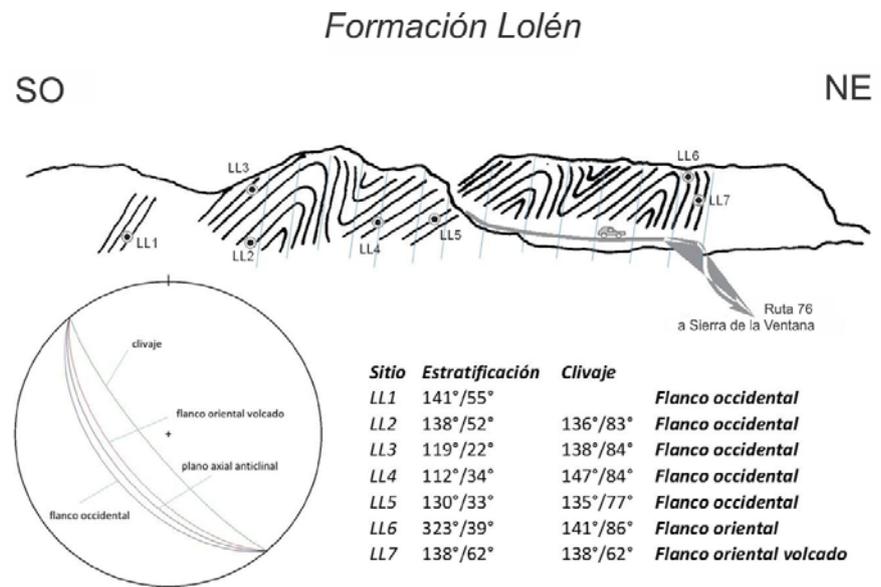


Figura 2: Perfil estructural esquemático de la Formación Lolén en la Estancia Las Acacias donde se ubicaron en su correspondiente posición estructural los siete sitios de muestreo. Se detallan los valores de los planos promedios de estratificación y clivaje para cada sitio. Los planos de clivaje cortan las estructuras de plegamiento indicando un proceso de deformación posterior al plegamiento.

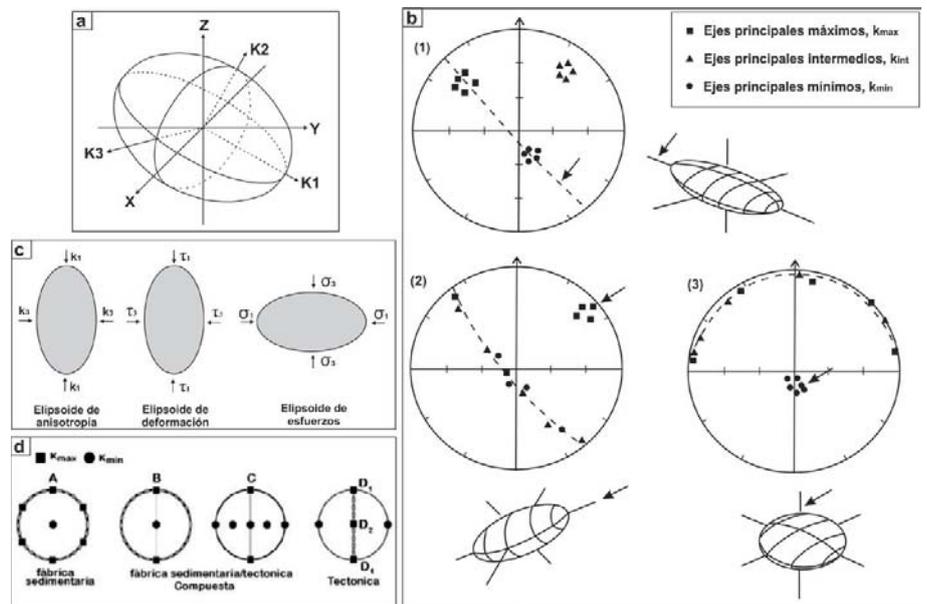


Figura 3: Representación gráfica del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética. a) Definido por los ejes máximo ($K_1=K_{máx}$), intermedio ($K_2=K_{int}$) y mínimo ($K_3=K_{mín}$) de susceptibilidad; b) Datos direccionales graficados sobre una red estereográfica. 1- elipsoide triaxial, 2- elipsoide prolado, 3- elipsoide oblado. Tomado de Tarling y Hroudá (1993); c) Relaciones entre el elipsoide de anisotropía, deformación y esfuerzo. t (tao): deformación, σ (sigma): esfuerzo; d) Modelo conceptual de la evolución de la fábrica de anisotropía de susceptibilidad magnética, de izquierda a derecha, desde una fábrica sedimentaria (A) sin deformación, pasando en transición a una fábrica triaxial (B), prolada (C) y oblada (D) tectónica. Modificado de Weil y Yonkee (2009).

En la interpretación de los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética, como fuera planteado por Rochette *et al.* (1992)(Fig. 3c): el elipsoide de susceptibi-

lidad es coaxial con el elipsoide total de deformación con una correspondencia uno a uno de los ejes principales; el elipsoide de susceptibilidad es coaxial con

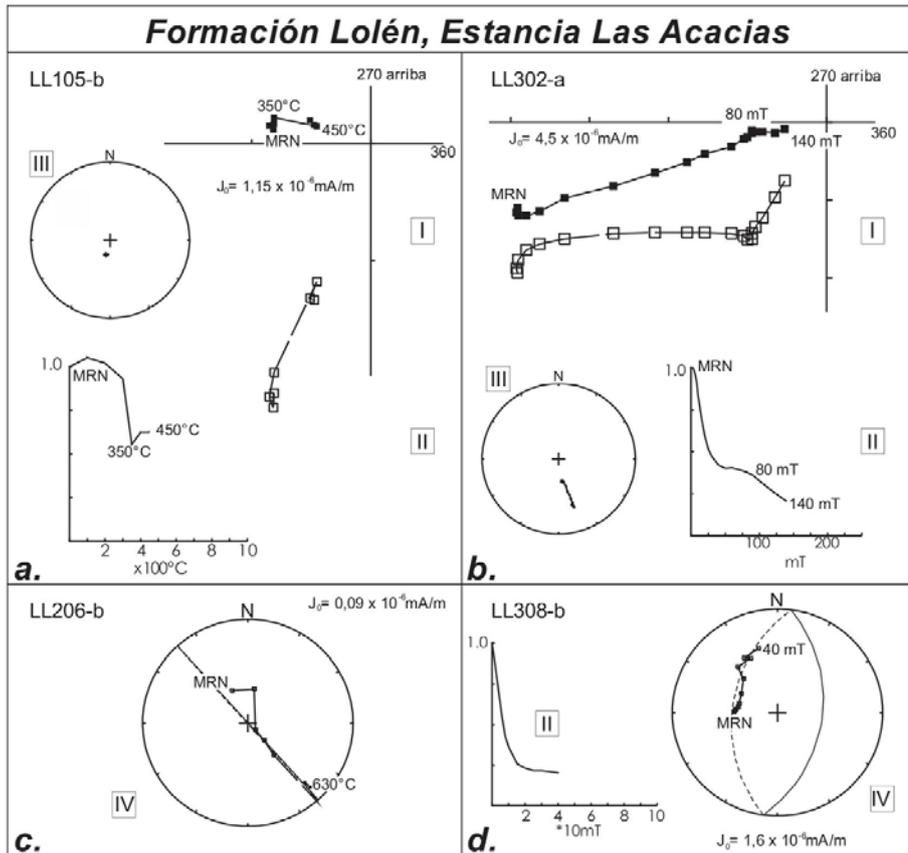


Figura 4: a y b) Comportamiento magnético de los únicos dos especímenes de la Formación Lolén provenientes de la estancia Las Acacias, en los que fue posible aislar una componente lineal (véase ubicación en la Fig. 1b), sometidos a lavados térmicos y magnéticos, I: Diagramas de Zijderveld (1967). Cuadros abiertos (reellenos) indican proyecciones en el plano vertical (horizontal), los números sobre los ejes indican el azimut geográfico, II: Decaimiento de la intensidad original luego de cada etapa de desmagnetización, III: Proyección sobre red estereográfica, IV: Círculo máximo sobre el que se describe el camino de desmagnetización del vector de remanencia; c y d) Caminos de desmagnetización a lo largo de círculos máximos.

la petrofabrica; el eje K3 es perpendicular a la foliación, que puede ser la estratificación en rocas sedimentarias, planos de foliación magmática, o bien caras de achatamiento en rocas deformadas en el estado sólido; K_1 es paralelo a la lineación que puede ser de origen tectónico, la dirección de un flujo magmático o paleocorrientes en sedimentos. Si la fábrica magnética es enteramente de origen deposicional o bien la fábrica tectónica es paralela a la estratificación es esperable que el ángulo entre K_3 y el polo del plano de estratificación sea pequeño. A K_3 se lo denomina "polo de foliación magnética" y K_1 refleja la dirección de la lineación magnética; las medidas de anisotropía de susceptibilidad magnética no son afectadas por magnetizaciones remanentes na-

turales o artificiales.

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética tienen un rango amplio de aplicaciones dado que las mediciones se pueden realizar más fácil y rápidamente que mediante otros métodos como la cuantificación de la deformación a partir fósiles o la orientación de minerales en cortes delgados. En rocas sedimentarias se utiliza para la determinación de paleocorrientes. En rocas volcánicas el objetivo es relacionar las características de las estructuras fluidales impuestas por el flujo de lavas, con la forma de los cuerpos volcánicos y las direcciones principales de susceptibilidad. A diferencia de las anteriores, en las rocas metamórficas los mecanismos que actúan sobre los granos magnéticos durante los procesos de me-

CUADRO 1: Componentes lineales aisladas. Con n=2 (dos especímenes) de los sitios LL1 y LL3 con y sin corrección de estructura, respectivamente. 14:2(12): 14 especímenes, dos componentes lineales (doce círculos de remagnetización). Ver los valores de los planos de estratificación en la Fig. 2.

Componentes	DEC.° / INCL.°
LL105b	182.3/65.9° a95°=5
LL302a	172.9/57 200°/28° a95°=3
Media in situ n=2	177°/61.5° a95°=22 k=133
Media corregida n=2	200°/28° a95°=74 k=13
Media in situ 14:2(12)	166°/60.5° a95°=9.5 k=20

tamorfismo, parecen ser muy efectivos en su reacomodamiento y como resultado dan anisotropías más altas que aquellas de las rocas sedimentarias. Graham (1966) fue el primero en establecer una conexión entre la fábrica de anisotropía de susceptibilidad magnética y la fábrica de rocas con acortamiento paralelo a la estratificación en las fajas plegadas y corridas (Geiser 1988, Fig. 3). La foliación magnética (plano normal al K_{min}) coincide típicamente con la estratificación en rocas poco deformadas y resulta paralela al clivaje en rocas fuertemente deformadas. La lineación magnética (K_{max}) indica típicamente la intersección entre fábricas con acortamiento paralelo a la estratificación y fábricas sedimentarias no deformadas y es subparalela al rumbo general de la estructura (Borradaile y Tarling 1981; Fig. 3). Como consecuencia de ello la medida de la anisotropía de susceptibilidad magnética se ha convertido en una técnica alternativa en el estudio y cuantificación de la deformación en las rocas. Para este trabajo se muestrearon siete sitios que corresponden a niveles cronoestratigráficos diferentes y con distinta posición estructural (Fig. 2). En cada uno de ellos se extrajeron con perforadora portátil entre seis y nueve cilindros por sitio, que se orientaron con brújula magnética y/o solar, dependiendo de las condiciones. Cada cilindro tiene 2,54 cm de diámetro, y es rebanoado en especímenes de aproximadamente 2,2 cm de largo. La nomenclatura utilizada para su orientación es azimut de 0°-360° de la línea de

rumbo de la cara orientada y la inclinación de 0° a 90° (medida a 90° en sentido horario de dicha línea de rumbo).

Para la medición de las direcciones de magnetización se utilizó un magnetómetro criogénico 2G DC-*squid*. Los especímenes tratados térmicamente se desmagnetizaron con un horno *Schonsedt Instrument Co* de dos cámaras, modelo TD-48 ASC, aplicando etapas sucesivas de lavado por altas temperaturas, hasta 15 etapas, alcanzando máximos de 680°C y lavados por campos magnéticos alternos hasta 140 mT. La susceptibilidad media magnética fue monitoreada luego de cada etapa de lavado para detectar posibles cambios mineralógicos como consecuencia del aumento de la temperatura. Las mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética se llevaron a cabo con un equipo *Kappabridge MKF-1a* en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel A. Valencio” Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires.

RESULTADOS OBTENIDOS

Estudio paleomagnético

Para el estudio paleomagnético las muestras resultaron ser muy débiles, con una intensidad de la magnetización remanente natural menor a $1 \times 10^{-6} \text{mA/m}$, con un comportamiento desperejo y difícil de interpretar. Se intentó aislar las componentes magnéticas por el método de regresión lineal de Kirschvink (1980), pero sólo fue posible en dos especímenes sobre un total de veinticinco (Fig. 4, Cuadro 1). Esta componente tiene inclinación positiva (polaridad reversa para el hemisferio Sur) y su dirección es coherente con la de la Formación Tunas, aflorante en la zona (Tomezzoli y Vilas 1999, Tomezzoli 2001). Cada una de ellas fue determinada con una desviación angular $< 15^\circ$. En un caso, la componente se aisló entre los 200 y 450°C (Fig.4a, Cuadro 1), más allá de esta temperatura la muestra se volvió inestable. En el otro espécimen la componente se aisló entre los 70 y 140 mT (Fig.4b, Cuadro 1). Las fuerzas coercitivas y la temperatura de bloqueo indican que la magnetita podría ser el mineral



Figura 5: Polos Paleomagnéticos de América del Sur entre el Carbonífero y el Triásico de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente para el Gondwana Occidental de Tomezzoli (2009) y Tomezzoli *et al.* (2013). Se ubicó el Polo Geomagnético Virtual calculado para la Formación Lolén en la estancia Las Acacias.

portador de esta magnetización. También se aislaron algunas componentes negativas, por debajo de los 400°C , de origen secundario o viscoso con posiciones aleatorias. En doce especímenes (Fig.4c, d, Cuadro 1) se definieron caminos de desmagnetización a lo largo de un círculo máximo (McFadden y McElhinny 1990). La dirección media que surge de estas dos únicas componentes lineales aisladas es: Declinación= 177° , Inclinación = $61,5^\circ$, $\alpha_{95}=22^\circ$ y $k=133$ (Cuadro 1). Cuando estas mismas direcciones se promedian con corrección de estructura resulta: Declinación= 200° , Inclinación= 28° , $\alpha_{95}=74^\circ$ y $k=13$. Si bien el peso estadístico para una situación de dos especímenes es nulo, cualitativamente el aumento en el valor de α_{95} y la disminución en k , estarían indicando que al aplicar la corrección de estructura los datos se dispersan, lo que

lleva a suponer que la magnetización se habría adquirido con posterioridad a la estructuración de la secuencia. A partir de la combinación del análisis direccional (dos direcciones) y de círculos máximos (12), se calculó una dirección media final con el programa Cirdi (Mena 1994) según la metodología propuesta por McFadden y McElhinny (1990). La dirección media final *in situ* obtenida para esta localidad, a partir de 14 especímenes es de: Declinación= 166° ; Inclinación= $60,5^\circ$, $\alpha_{95}=9,5^\circ$ y $k=20$. No se aplicó la corrección de estructura ya que se asumió que la magnetización es postectónica. A partir de esta dirección media final se calculó un Polo Geomagnético Virtual (Valencio 1980, Butler 1992) que resultó: Latitud: $79,0^\circ\text{S}$, Longitud: $6,4^\circ\text{E}$, $\delta p = 10,9$ y $\delta m = 14,3$ (Fig. 5).

También se realizaron sobre dos especí-

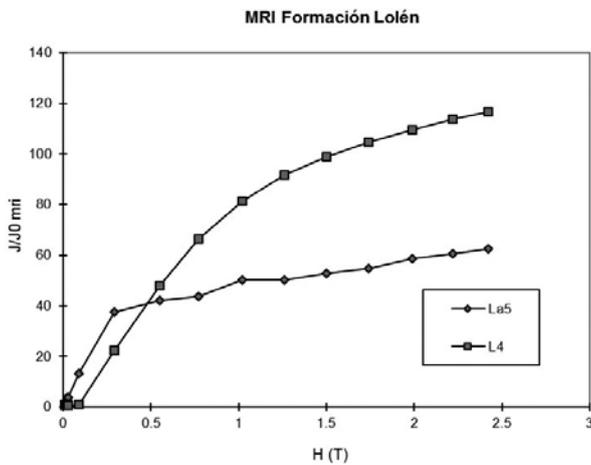


Figura 6: Curvas normalizadas de adquisición de MRI, a partir de ensayos realizados sobre dos especímenes representativos provenientes de la Formación Lolén en la estancia Las Acacias. Se relaciona la intensidad de la magnetización adquirida con la intensidad conocida del campo magnético aplicado. Para L4, este tipo de ascenso de la curva con una pendiente suave es típico de la hematita, mientras que en La5, hay un ascenso brusco inicial hasta 0,3 T, luego continúa con un ascenso más lento, que es típico de la presencia de magnetita y hematita juntas, como minerales portadores posibles de la magnetización remanente natural.

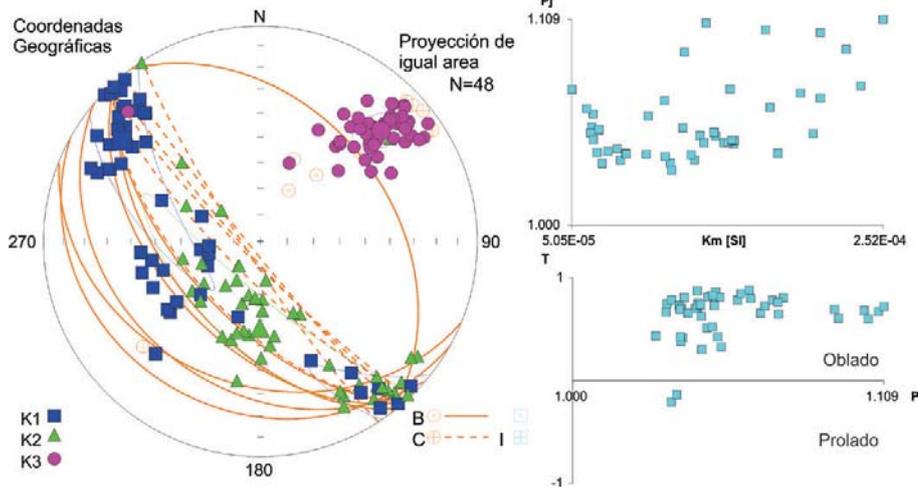


Figura 7: Proyección estereográfica de los ejes principales de anisotropía de susceptibilidad con los planos de estratificación (B: línea entera) y clivaje (C: línea entrecortada) y los polos de los planos, respectivamente (izquierda). Gráficos tipo Flinn con las relaciones de los ejes de anisotropía de susceptibilidad magnética: susceptibilidad vs Grado de anisotropía Pj (derecha arriba) y Grado de anisotropía Pj vs parámetro de forma T (derecha abajo), siguiendo los parámetros estadísticos de Jelinek (1981). Dominan las fábricas oblatas. El grado de anisotropía es bajo < 11% (e.g. < 1.109) y la susceptibilidad es baja < 2.5E-4 indicando que la anisotropía está acarreada por los minerales paramagnéticos (Tarling y Hrouda 1993). Ver también Cuadro 2.

CUADRO 2: Parámetros promedio de anisotropía de susceptibilidad magnética.

Sitio	N/n	Estratificación	Clivaje	$K_{m\acute{a}x}$	$K_{m\acute{i}n}$	K_{media}	P_j	T	Foliación	Lineación
L11	8/7	141°/55°		236°/46°	042°/43°	1.59E-04	1.050	0.722	1.039	1.006
LL2	5/5	138°/52°	136°/83°	315°/15°	049°/13°	1.67E-04	1.056	0.727	1.044	1.007
LL3	9/7	119°/22°	138°/84°	314°/06°	046°/17°	1.29E-04	1.045	0.629	1.034	1.007
LL4	6/6	112°/34°	147°/84°	143°/10°	050°/15°	8.76E-05	1.040	0.474	1.028	1.009
LL5	6/6	130°/33°	135°/77°	267°/68°	049°/18°	1.92E-04	1.096	0.693	1.074	1.013
LL6	10/9	323°/39°	141°/86°	204°/55°	047°/33°	1.19E-04	1.060	0.758	1.047	1.007
LL7	10/8	138°/62°	138°/62°	199°/21°	044°/33°	7.33E-05	1.042	0.492	1.030	1.010

$K_{media} = (K_{m\acute{a}x} + K_{int} + K_{m\acute{i}n})/3$; en unidades SI. P_j : grado de anisotropía corregido (Nagata 1961) = $(K_{m\acute{a}x} / K_{m\acute{i}n})$. T: parámetro de forma (Jelinek 1981) = $(\ln F_n L) / (\ln F + nL)$. Foliación = $K_{int} / K_{m\acute{i}n}$ (Flinn 1962). Lineación = $K_{m\acute{a}x} / K_{int}$ (Flinn 1962).

menes representativos de la Formación Lolén, estudios de adquisición de mag-

netización remanente isotérmica, en los cuales se relaciona la curva de adquisi-

ción de la magnetización y la aplicación de un campo magnético de intensidad conocida (Fig.6). Para L4, este tipo de ascenso de la curva con una pendiente suave es típico de la hematita, mientras que en La5, hay un ascenso brusco inicial hasta 0,3 T, luego continúa con un ascenso más lento, que es típico de la presencia de magnetita y hematita juntas, como minerales portadores posibles de la magnetización remanente natural.

Estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética

Las direcciones principales de anisotropía de susceptibilidad magnética fueron calculadas y descritas en coordenadas geográficas *in situ* (Cuadro 2). Los resultados muestran consistencia estadística en cada sitio de muestreo y entre ellos. Del análisis direccional del conjunto de la población surge que el eje $K_{m\acute{a}x}$ del elipsoide de la anisotropía de susceptibilidad magnética se dispone sobre una guirnalda paralela al rumbo de las estructuras entre el II y IV cuadrante y preferentemente en la horizontal. En cambio el eje $K_{m\acute{i}n}$, se ubica siempre en el I cuadrante y cercano a la horizontal (Fig. 7).

El grado de anisotropía P_j es bajo, menor al 10% (Fig. 7; Cuadro 2). De la relación de los parámetros de anisotropía P_j y T surge que los elipsoides son típicamente oblatos (Fig. 7; Cuadro 2). La susceptibilidad media de estas rocas es menor a 2.52E-4(SI). Estos valores de susceptibilidad permiten definir las como rocas débiles, en cuyo caso la fábrica magnética está controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina (Tarling y Hrouda 1993).

Analizando sitio por sitio se ve que el $K_{m\acute{a}x}$ tiende a estar contenido en el plano de clivaje mientras que el $K_{m\acute{i}n}$ es paralelo a los polos de dichos planos (Fig. 8, sitios LL2, LL3, LL4, LL5). En algunos casos $K_{m\acute{i}n}$ es paralelo al polo del plano de estratificación (Fig. 8, sitio LL1, LL7), y en otro se encuentra en posición intermedia entre los polos de los planos de estratificación y el de clivaje (Fig. 8, sitio LL6). En los sitios LL1, 5 y 6 hay inversión de los ejes $K_{m\acute{a}x}$ por K_{int} .

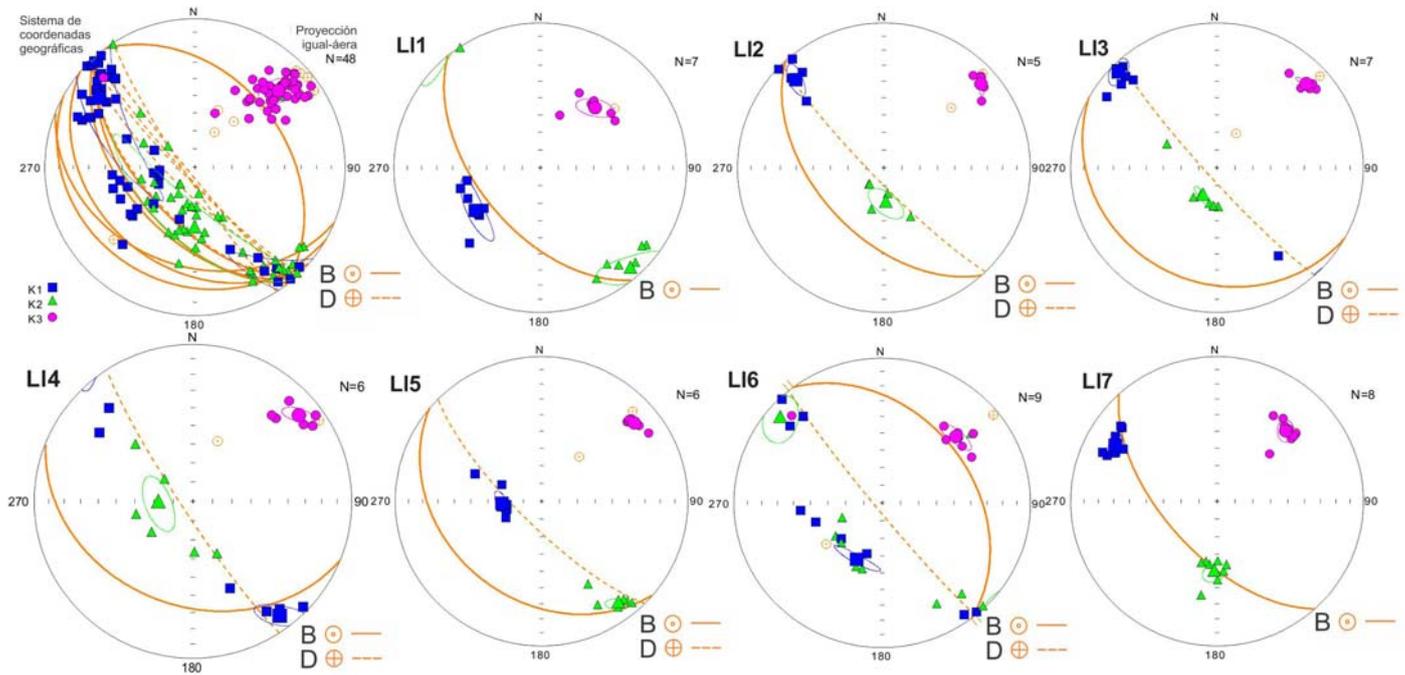


Figura 8: Resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética de la Formación Lolén para cada sitio de muestreo. B: plano de estratificación (ciclográfica continua), D: plano de clivaje (ciclográfica entrecortada). La posición del eje K_{\min} se mantiene constante en el I cuadrante, cercano a la horizontal y en la mayoría de los casos subparalelo al polo del plano de clivaje. K_{\max} tiende a distribuirse en una guirnalda de rumbo SE-NO paralela al rumbo de las estructuras.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

A partir del estudio paleomagnético preliminar realizado en la Formación Lolén de edad devónica, surgen indicios para atribuirle a estas rocas, la portación de una remagnetización postectónica acarreada por hematita y/o magnetita que se ubica en la curva de desplazamiento polar aparente de América del Sur (Tomezzoli 2009) en una posición pérmica cercana a la del polo paleomagnético Tunas II (Tomezzoli 2001, Figs. 4 y 5) de edad $280,8 \pm 1,9$ Ma (López-Gamundi *et al.* 2013). Esta remagnetización estaría indicando un reseteo del sistema magnético con posterioridad a su plegamiento, posiblemente como producto de los procesos de deformación progresiva a los que estas rocas estuvieron sometidas (Andreis 1965, Japas 1988, Sellés Martínez y Quenardelle 1992, Japas *et al.* 2001). Si bien estos resultados paleomagnéticos no tienen peso estadístico, sirven como punto de partida para estudios futuros.

En rocas clásticas poco deformadas es usual encontrar una fábrica de suscepti-

bilidad magnética de tipo oblada que responde al proceso de depositación, con los ejes K_{\min} perpendiculares al plano de estratificación y en la vertical para estratos horizontales (ver ejemplo de la Fig. 3b, c). En el caso de la Formación Lolén, si bien la fábrica es oblada, se observa un patrón de la anisotropía de susceptibilidad magnética con los ejes K_{\max} contenidos en los planos de clivaje (Fig. 7 y 8) y los ejes K_{\min} agrupados, cercanos a la horizontal y perpendiculares a dichos planos, lo que estaría indicando un control tectónico sobre los mismos. La relación directa de los ejes K_{\min} con los planos de clivaje indica que la fábrica magnética de aplastamiento de estas rocas, que le confieren al elipsoide de la anisotropía de susceptibilidad magnética una forma general oblada, está respondiendo a los mismos procesos de deformación tectónicos compresivos que generaron dichos planos de foliación secundaria (clivaje), con una dirección de compresión aproximada de azimut 045° - 225° .

A nivel macroscópico tanto el clivaje, como los ejes de los pliegues y la estratificación comparten el mismo rumbo (Fig.2),

indicando que el esfuerzo compresivo de dirección SO-NE fue prácticamente coaxial en distintos tiempos geológicos. Dado que hay una remagnetización postectónica a la que se le podría asignar una edad aproximada de 281 Ma por su cercanía con el polo paleomagnético Tunas II (Tomezzoli 2001) de $280,8 \pm 1,9$ Ma (López Gamundi *et al.* 2013) es posible que estos procesos de deformación sean más antiguos, posiblemente del Pérmico Inferior. Para Tomezzoli (2012) el pico de máxima intensidad de la deformación pérmica ocurrió durante ese lapso de tiempo geológico. Esta distribución de esfuerzos también fue encontrada en otras localidades y cuencas vecinas con rocas de edad pérmica, como son la Cuenca de Carapacha (Tomezzoli *et al.* 2006), Sierra Chica (Tomezzoli *et al.* 2013) y en la Formación Tunas (Arzadún *et al.* 2016a).

Sin embargo, comparando estos resultados de la anisotropía de susceptibilidad magnética con los de la Formación Tunas, que se encuentra estratigráficamente por encima (Arzadún *et al.* 2016a; Fig. 9) surge para la Formación Lolén un grado

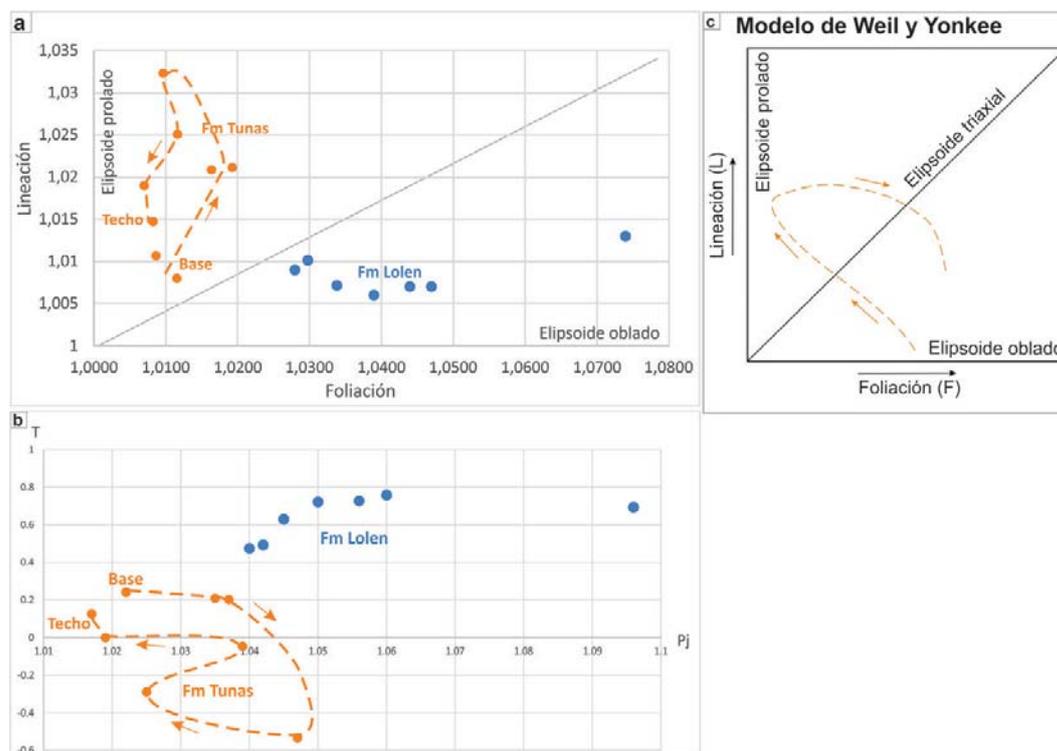


Figura 9: Comparación de los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética en distintas localidades de las Sierras Australes: Formación Tunas (pérmica) en las Sierras de las Tunas y Pillahuincó (Arzadún *et al.* 2016a) y en la Formación Lolén (devónica) en la estancia Las Acacias. Es necesario aclarar que, para la Formación Tunas los valores expresados son las medias obtenidas por localidad de muestreo, mientras que para la Formación Lolén son los valores por sitio de muestreo. a) Parámetros de Foliación vs Lineación que indican elipsoides de formas más oblatadas en la Formación Lolén producto de la mayor deformación, mientras que en la Formación Tunas se observan formas proladas a triaxiales en la base (fábricas tectónicas) y triaxiales a oblatadas en el techo (fábricas sedimentarias), evidenciando una atenuación de la deformación hacia las partes más altas de la secuencia; b) Grado de anisotropía (Pj) vs Parámetros de forma (T), que indican que los elipsoides, además de tener mayor achatamiento (más oblatados), tienen un grado mayor de anisotropía en la Formación Lolén; c) Comparación con el modelo conceptual de Weil y Yonkee (2009). Se observa un cambio en la forma de los elipsoides, desde oblatado a triaxial, prolado y nuevamente oblatado, indicando un cambio de las fábricas desde tectónicas a sedimentarias. Las flechas en el gráfico de la Formación Tunas indican el sentido de la estratigrafía, desde la base hacia el techo que es coherente con el sentido de la disminución del acortamiento.

de anisotropía mayor (Pj para la Formación Lolén alcanza valores de hasta 11% vs 9% para la Formación Tunas (Arzadún *et al.* 2016a). La deformación en la Formación Lolén sería equiparable a un estadio transicional entre C y D (Fig. 3 y 9), mientras que se podría ubicar a la Formación Tunas entre A y B-C (Fig. 3 y 9) siguiendo el modelo teórico de Weil y Yonkee (2009) (Fig. 3 y 9). De la misma manera, el grado metamórfico máximo que alcanzaron ambas formaciones es distinto. Si bien en la Formación Lolén el grado metamórfico no excede el campo de los esquistos verdes (Andreis 1965, Sellés Martínez y Quenardelle 1992), la Formación Tunas alcanzó un estadio de metanogénesis o mesogénesis madura, según análisis de reflectancia de la vitrinita (Arzadún *et al.* 2014, 2016b) y de inclusiones fluidas

(Arzadún *et al.* 2013). Es necesario tener presente que ambas formaciones tienen distintas edades y diferentes litologías, por lo tanto las diferencias en el grado de anisotropía y metamorfismo pueden ser respuestas reológicas distintas frente a la deformación (Japas *et al.* 2001). La ubicación del polo geomagnético virtual preliminar en el Pérmico Tardío, calculado para la Formación Lolén en la curva de desplazamiento polar aparente (Fig. 5) permitiría relacionar este evento de remagnetización posttectónico con la fase anorogénica San Rafael, que afectó distintas localidades del Gondwana (Font *et al.* 2012, Tomezzoli 2012). Éstos resultados obtenidos hasta el momento son consistentes con un modelo de cuenca de antepaís con una atenuación gradual de la deformación en el espacio y en el tiempo:

hacia el este-nordeste y hacia el Pérmico tardío (Tomezzoli 1997, 1999, 2001, 2012). El hecho de que estas rocas sean portadoras de una magnetización posttectónica pérmica, así como de una fábrica magnética relacionada con un clivaje sobreimpuesto al plegamiento previo, estaría indicando la superposición de eventos de deformación coaxiales. Procesos de deformación progresiva también fueron descritos petrográficamente por Japas (1988, 1989) y corroborados por Sellés Martínez y Quenardelle (1992) y Japas *et al.* (2001).

A partir de la integración regional de información paleomagnética, de anisotropía de susceptibilidad magnética y observaciones de campo, Tomezzoli (2012) propuso que la deformación a lo largo del margen sur - suroccidental del Gond-

wana, desde las Sierras Australes hasta el Bloque de San Rafael, habría comenzado por lo menos a partir del Devónico (fase orogénica Cháñica) y estaría relacionada con la colisión de Chilena- Patagonia desde el oeste-suroeste contra Gondwana. La deformación postcolisional habría continuado hasta el Pérmico (fase anorogénica San Rafael), y sería la consecuencia de las últimas etapas de ensamble de las distintas placas continentales acrecionadas a lo largo de todo el margen del Gondwana, no sólo desde el sur-suroeste de éste supercontinente sino también desde el norte con Laurentia y Laurasia, produciendo movimientos latitudinales de traslación, para lograr configurar durante el Triásico la Pangea de Wegener. De esta manera es posible visualizar al supercontinente de Gondwana como un núcleo cratónico principal de acreción sobre el cual se fueron amalgamando distintas placas menores que luego se siguieron acomodando progresivamente unas contra otras a lo largo del tiempo geológico.

CONCLUSIONES

En la Formación Lolén de edad devónica fue posible aislar preliminarmente una magnetización postectónica de edad pérmica cercana a los 280 Ma, posiblemente acarreada por hematita y/o magnetita. Esto pone en evidencia la apertura del sistema magnético con posterioridad a su plegamiento. La fábrica magnética es de tipo oblada de origen tectónico y está acarreada por los minerales paramagnéticos, posiblemente biotita de origen metamórfico en facies de esquistos verdes. Los planos de clivaje de azimut NO-SE cortan a las estructuras de plegamiento previas, indicando una dirección de máxima compresión SO-NE. El grado de anisotropía es mayor en la Formación Lolén (más antigua) que en la Formación Tunas (más joven) dado que estuvo sometida durante más tiempo y con mayor intensidad a la deformación, la cual claramente se va atenuando hacia la cuenca de antepaís y hacia los niveles más altos de la secuencia. Estos resultados estarían in-

dicando una superposición de distintos eventos de deformación coaxiales que podrían haber comenzado durante el Devónico Medio a Tardío y continuado hasta el Pérmico.

AGRADECIMIENTOS

Las mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo fueron realizadas en el Departamento de Ciencias Geológicas, Laboratorio de Paleomagnetismo "D. Valencio" pertenecientes al Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas de Buenos Aires - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. El Dr. F. Pereyra facilitó el acceso a las fotografías aéreas de la zona. Este trabajo fue financiado en ésta última etapa con los proyectos de investigación de Vinculación Tecnológica "Ing. E. Mosconi" y "Jorge A. Sabato"; PICT 2013-1309 UBACYT 20020130100613BA. Se agradece la colaboración de los Lic. L.C. Gallo y H. Tickyj en distintas etapas. El trabajo fue arbitrado por las Dras. A.M. Sinito y C. Dopico quienes hicieron un trabajo de detalle que mejoró sustancialmente el manuscrito original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Andreis, R.R. 1964a. Estudio de la zona con braquiópodos del Grupo Lolén (Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires). Comisión de Investigaciones Científicas. Notas 2: 1-10.

Andreis, R.R. 1964b. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas, Anales 5: 79-124, La Plata.

Andreis, R.R. 1965. Petrología de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, Anales 6: 9-63, La Plata.

Andreis, R.R., Iñiguez Rodriguez, A.M., Lluch, J.J. y Rodriguez, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.): Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica:265-298, Tucumán.

Arzadún, G., Cesaretti, N.N., Fortunatti, N. y Cisternas, M.E. 2013. Análisis de petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas en carbonato de matas algáceas de la Formación Tunas, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 11º Congreso de Mineralogía y Metalogía, Actas: 165-169, San Juan.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y Fortunatti, N. 2014. Análisis diagenético y estructural en la Formación Tunas (Pozo PANG0001 - Pérmico de la Cuenca de Claromecó-Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina). 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 481-497, Mendoza.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y Cesaretti, N.N. 2016a. Tectonic insight based on anisotropy of magnetic susceptibility and compaction studies in the Sierras Australes thrust and fold belt (southwest Gondwana boundary, Argentina). *Tectonics* 35: 1015-1031.

Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y Tomezzoli, R.N. 2016b. Análisis de materia orgánica en niveles de carbón de la Formación Tunas (Pérmico de Gondwana), Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 538-551.

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.

Borradaile, G.J. y Tarling, D.H. 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77: 151-168.

Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie* 1: 819-837.

Butler, R.F. 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications, 319 p., Boston.

Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in southcentral Argentina. *Gondwana Research* 7: 1105-1116.

Cingolani, C.A., Berry, C.M., Morel E. y Tomezzoli, R.N. 2002. Middle Devonian lycosids from high southern palaeolatitudes of Gond-

- wana (Argentina). *Geological Magazine* 139: 641-649.
- Di Pasquo, M., Martínez, M.A. y Freije, H. 2008. Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 45: 69-81.
- Flinn, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Geological Society of London* 118: 385-428.
- Font, E., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N., Trindade, R.I.F. y Tohver, E. 2012. Episodic Remagnetizations in South America and Links to Tectonic Events. En: Elmore, R.D., Muxworthy, A.R., Aldana, M.M. y Mena, M. (eds.), *Remagnetization and Chemical Alteration of Sedimentary Rocks*. Geological Society, Special Publications 371: 1-21, London.
- Geiser, P.A. 1988. Mechanisms of thrust propagation; some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 10: 829-845.
- Graham, J.W. 1966. Significance of magnetic susceptibility in Appalachian sedimentary rocks, in Steinhart, J.S. y Smith, T.J. (eds.), *The Earth beneath the Continents: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 10: 327-348.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J. Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín 61.
- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 151-181.
- Japas, M.S. 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 359 p., Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales* 40: 193-215, Buenos Aires.
- Japas, M.S., Quenardelle, S.M., y Sellés Martínez, J. 2001. Inversión del sentido de cizallamiento no-coaxial debido a deformación progresiva. Formación Lolén, Sierras Australes de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación especial N° 5*: 97-102.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabrics of Rocks. *Tectonophysics* 79: 63-67.
- Keidel, J. 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 11: 1-78.
- Kilmurray, J.O. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las facies de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 331-348.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 62: 699-718.
- López Gamundi, O.R., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E. 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin Ventana fold belt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 250-258.
- Massabie, A. y Rossello, E. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352, San Carlos de Bariloche.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International* 103: 725-729.
- Mena, M. 1994. Cirdi. Programa de computación para el cálculo de direcciones mediante análisis de círculos máximos. Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Paleomagnetismo (inédito), Buenos Aires.
- Nagata, T. 1961. *Rock Magnetism*. 2ª edición. EDITORIAL, 350 p., Tokyo.
- Newton, A.A. y Cingolani, C.A. 1990. Aspectos estratigráficos y estructurales comparativos entre las secuencias siluro-devónicas de la Sierra de la Ventana (Argentina) y el Cinturón Plegado del Cabo (Sudáfrica). *Revista Técnica de YPF* 11: 59-63.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.
- Rapalini, A.E. y Vizán H. 1993. Evidence of intrapangaea movements in Gondwanaland. 12° International Congress of Carboniferous Permian, *Comptes Rendus* 1: 405-434, Buenos Aires.
- Rochette, P., Jackson, M. y Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30: 209-226.
- Sellés Martínez, J. y Quenardelle, S.M. 1992. Evidencias microestructurales de deformación progresiva en la Formación Lolén (Devónico de Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. 6° Reunión sobre microtectónica. *Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*: 127-131, Buenos Aires.
- Suero, T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales* 3: 135-147, La Plata.
- Tarling, D.H. y Hrouda, F. 1993. Chapman and Hall London (ed.), *The magnetic anisotropy of rocks* 8: 217 p, London.
- Tomezzoli, R.N. 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 327 p., Buenos Aires.
- Tomezzoli, R.N. 1999. Edad de la sedimentación y deformación de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (37°-39°S - 61°-63°W). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 220-228.
- Tomezzoli, R.N. 2001. Further Palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N. 2009. The Apparent Polar Wander Path for South America during the Per-

- mian-Triassic. *Gondwana Research* 15: 209–215.
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chileña y Patagonia: ¿Un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 222–239.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 117-129.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 138: 857-870.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 330-340.
- Tomezzoli, R.N., Melchor, R. y MacDonald, W.D. 2006. Tectonic implications of post-folding Permian magnetizations, Carapacha basin, Argentina. *Paleomagnetism in Latin America, Special Volume. Earth and Planets Space* 58: 1235-1246.
- Tomezzoli, R.N., Vizán, H., Tickyj, H. y Woroszylo, M.E. 2013. Revisión de la posición del polo paleomagnético de Sierra Chica en la curva de desplazamiento polar aparente del Gondwana. *Latinmag Letters* 3: OB25 1-8.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, M.B. y Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100: 571-589.
- Valencio, D.A. 1980. *El magnetismo de las rocas*. Eudeba, 351p., Buenos Aires.
- Varela, R. 1978. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 52-62.
- Vizán, H., Prezzi, C., Japas, M., Van Zele, M.A., Geuna, S. y Renda, E. 2015. Tracción de la losa en el margen boreal del océano Paleotetis y deformación en el interior de Gondwana (incluyendo el cordón plegado de Ventana). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 355-377.
- Weil, A. B., y Yonkee, A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere* 1: 235-256.
- Zijderveld, A.C. 1967. Demagnetization of rocks: Analysis of results. En: Collinson, D.W., Creer, K.M. y Runcorn, S.K. (eds.) *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, 254-286, Amsterdam.

Recibido: 9 de noviembre, 2016

Aceptado: 12 de marzo, 2017