

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE UNA SECCIÓN GEOLÓGICA EN LAS NACIENTES DEL RÍO SAN JUAN, A PARTIR DE DATOS GEOLÓGICOS Y VALIDACIÓN GEOFÍSICA

Juan ARIZA¹, Patricia MARTINEZ¹, Graciela VUJOVICH², Marcos SANCHEZ¹, Florencia BOEDO², Sofía PÉREZ³

¹ CONICET, Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi", Universidad Nacional de San Juan. Email: jpariza@conicet.gov.ar, patricia.siginos@gmail.com, 1marcoossanchez@gmail.com

² CONICET, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Email: gvujovich@hotmail.com; florenciaboedo@gmail.com

³ CONICET, Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Email: sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar

RESUMEN

En este aporte se presenta una reconstrucción estructural del subsuelo de un sector de la Precordillera Occidental sanjuana, realizada a lo largo de una transecta NE-SO en las nacientes del río San Juan. La estratigrafía de la zona está representada principalmente por unidades del Paleozoico inferior-medio de ambiente marino que son cubiertas discordantemente por rocas continentales y marinas del Neopaleozoico. La estructura está definida por sistemas de corrimientos y pliegues de diferentes escalas. Los corrimientos han sido separados en dos grupos: Grupo I corresponde a corrimientos orientados NO-SE y vergencia al SO, mientras que el Grupo II, está representado por corrimientos de rumbo N-S y vergencia al E. La relación superficial de las estructuras de ambos grupos permite postular que los corrimientos del Grupo I son previos a los del Grupo II. Los pliegues reconocidos corresponden a pliegues similares con vergencia predominantemente SO, en los cuales es frecuente el desarrollo de superficies de clivaje de plano axial asociadas a metamorfismo de bajo grado característico de las unidades del Paleozoico inferior-medio. La geometría de las estructuras de fallamiento y plegamiento en superficie ha permitido interpretar la distribución de las mismas en profundidad a partir de la reconstrucción profunda de la sección estudiada. Las cartas de anomalías magnéticas residuales y señal analítica ponen de manifiesto la correspondencia entre el diseño de la trama geológica estructural de superficie y las propiedades magnéticas de la zona. Las soluciones aportadas por el método de Werner y los diferentes índices estructurales (diques y contactos) han permitido ajustar el modelo estructural hasta una profundidad de 3500 m coincidente con la región del subsuelo de máximo contraste magnético.

Palabras clave: Carta magnética, señal analítica, estructura andina, estructura pre-andina

ABSTRACT

Structural interpretation from geological and geophysical data of a geological section located at the San Juan river headwaters

We present a subsurface structural reconstruction from a NE-SW cross section at the San Juan river headwaters, in the Western Precordillera. The stratigraphy of study area is mainly represented by marine rocks of lower-middle Paleozoic age which are uncomformably covered by Neopaleozoic continental and marine rocks. The structure is characterized by thrust and fold systems of different scales. The thrusts have been separated into two groups: Group I corresponds to NW-SE thrusts with southwestward vergence, while Group II is represented by N-S thrusts with eastward vergence. The superficial relationship between the structures from both groups allows us to postulate that the Group I thrusts are older than Group II thrusts. The similar folds have southwestward vergence and they are frequently related to development of axial plane cleavage and a conspicuous low grade metamorphic event. The geometry of thrusts and folds on surface has allowed us to reconstruct their distribution in depth. Residual magnetic anomaly and analytical signal maps show the correspondence between the superficial structural frame and the magnetic properties in the study area. The solutions provided by the Werner method and its different structural indexes (dykes and contacts) have allow us to adjust and constrain the structural model up to a depth of 3500 m coincident with the subsurface region of maximum magnetic contrast.

Keywords: Magnetic map, analytic signal, andean structure, pre-andean structure

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica de Precordillera se localiza en la región centro-oeste de

Argentina y constituye las estribaciones orientales del frente orogénico andino. Sobre la base de sus atributos estratigráficos y estructurales fue tradicionalmen-

te dividida en Precordillera Oriental, Central y Occidental (Baldis y Chebli 1969, Ortiz y Zambrano 1981, Baldis *et al.* 1982). Estratigráficamente, la Precor-

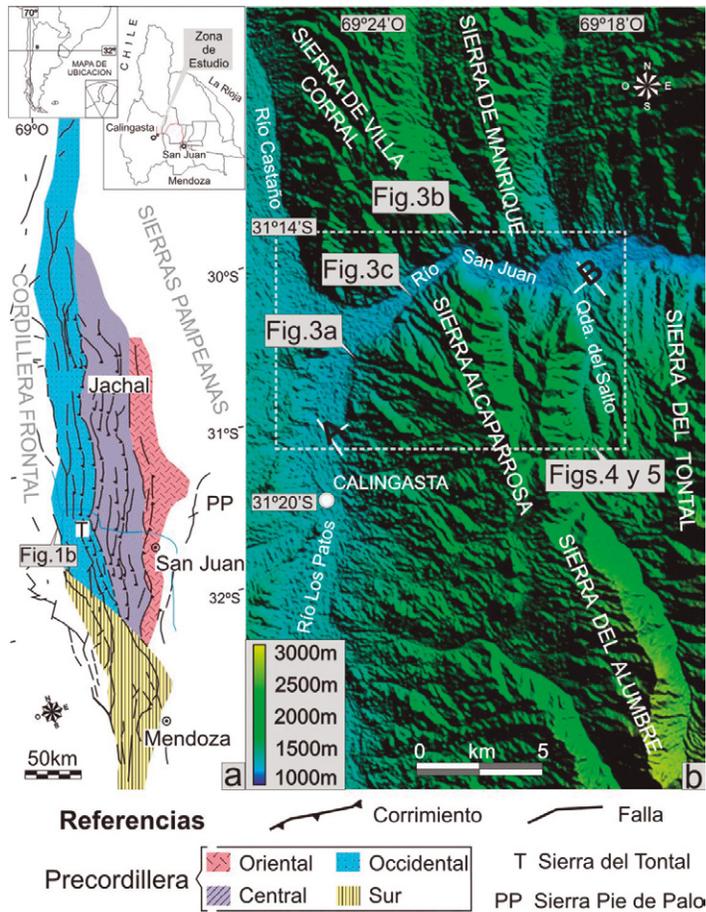


Figura 1: a) Marco geológico de Precordillera Occidental en el contexto regional (basado en Quartino *et al.* 1971, Alonso *et al.* 2008, este trabajo); b) Modelo de elevación digital del terreno y localización de los principales rasgos topográficos del área. AB: extremos del perfil geológico y geofísico realizado en este trabajo. Los recuadros con línea discontinua en ambas imágenes corresponden a la superficie cubierta por las figuras indicadas.

dillera Oriental y Central están representadas por potentes secuencias marinas de plataforma del paleozoico inferior (Baldis y Chebli 1969, Ortiz y Zambrano 1981). En contraste con las anteriores, la Precordillera Occidental está conformada por sedimentitas copaleozoicas de ambiente marino, en facies de talud y fondo oceánico (Astini 1992) en las cuales se alojan cuerpos ígneos máficos y ultramáficos con signatura geoquímica E-MORB (Kay *et al.* 1986, Boedo *et al.* 2013, González Menéndez *et al.* 2013).

Estructuralmente, la Precordillera Central y Occidental se caracterizan por el desarrollo de una faja plegada y corrida epidérmica (el nivel de despegue de los corrimientos involucra solo a las unidades sedimentarias paleo, meso y cenozoicas) con vergencia netamente oriental. Sin em-

bargo, en la Precordillera Occidental numerosos autores (Baldis *et al.* 1982, Cortes *et al.* 2006, Alonso *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2010, Ariza *et al.* 2014, entre otros) mencionan la presencia de un sistema de corrimientos de vergencia opuesta a la tendencia regional. La Precordillera Oriental, presenta una estructura en bloques fallados con vergencia occidental que involucran a rocas del basamento cristalino. Aunque no se conocen evidencias acerca de la naturaleza de las rocas del basamento de la Precordillera, existen numerosos cuerpos hipabisales del Neopaleozoico y Terciario emplazados en distintos lugares que han arrastrado hasta la superficie xenolitos de rocas máficas y ultramáficas metamorizadas (Leverato 1968, Gallastegui *et al.* 2008). La edad de estos fragmentos fue asignada al Mesoproterozoico-

co tardío, alrededor de 1100 Ma (Kay *et al.* 1996, Gallastegui *et al.* 2008, Rapela *et al.* 2010). Las similitudes litológicas y geocronológicas de los xenolitos estudiados por estos investigadores ha permitido su correlación con las rocas metamórficas expuestas al este de la Precordillera en la sierras de Pie de Palo (Fig. 1). Sobre la base de sus atributos estratigráficos y estructurales, el sector austral de la Precordillera mendocina ha sido segregado por Cortes *et al.* (2005) bajo la denominación de Precordillera Sur (Fig. 1). Según los mencionados autores, esta región sería el resultado de una evolución geológica pre-andina particular y distinta de aquella desarrollada en los segmentos central y norte de la Precordillera.

En la Precordillera Occidental y Sur, la estructura interna de cada lámina de corrimiento presenta evidencias de varias fases de deformación de distinta naturaleza y superpuestas en el afloramiento (von Gosen 1992, 1995, Davis *et al.* 1999, Alonso *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2010). La configuración morfoestructural actual de la Precordillera, es relativamente reciente (lapso de 20-9 Ma correspondiente a la orogenia Andina), como lo indica la presencia de depósitos neógenos involucrados en la deformación (Jordan *et al.* 1993). La vergencia principal del orógeno Andino a los 32° de latitud sur es oriental (Cristallini y Ramos 2000) y queda definida por el desarrollo de corrimientos con rumbo N-S inclinados hacia el O. Sin embargo, el grano estructural de la Precordillera Occidental se orienta predominantemente NO-SE (Ariza *et al.* 2014) con vergencia al SO (von Gosen, 1992, 1995) y ENE (Selles Martínez y Azcurra 2010a, b) y de manera subordinada estructuras de rumbo N-S y vergencia al E. La particular disposición y vergencia de las estructuras del sector occidental y sur de Precordillera en relación a aquellas exhibidas en los afloramientos de la regiones central y oriental de esta unidad sería el resultado del control que han ejercido las estructuras pre-andinas sobre la deformación reciente (Cortés *et al.* 2006, Alonso *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2010, Ariza *et al.* 2014, entre otros). La super-

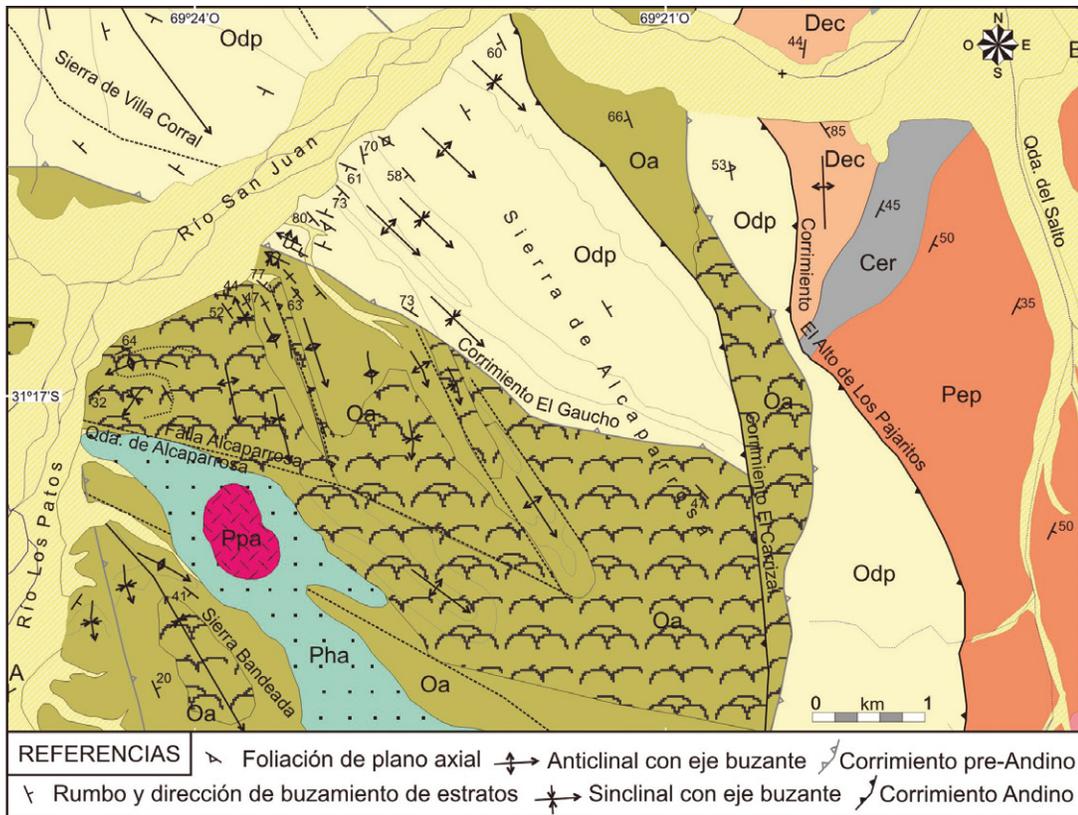


Figura 2: Mapa geológico de la zona de estudio. Se diferencian dos grupos de corrimientos de vergencia opuesta. Odp: Formación Don Polo (Ordovícico), Oa: Formación Alcaparrosa (Ordovícico), Dec: Formación El Codo (Devónico), Cer: Formación El Ratón (Carbonífero), Pep: Formación El Planchón (Pérmico), Ppa: Formación El Salto (Pérmico), Pha: Halo de alteración metasomática (Pérmico), asociado a la intrusión del Pórfido de Alcaparrosa.

posición de estructuras modernas y antiguas ha generado que en muchas regiones de la Precordillera Occidental la relación entre las diferentes unidades geológicas sea mediante contactos tectónicos. Esto a su vez dificulta la comprensión de los aspectos estratigráficos como: geometría de los sistemas sedimentarios, espesores sedimentarios, edades relativas y relación espacial de los depósitos, entre otros.

El Objetivo de esta contribución es aportar datos geológicos y geofísicos que sirvan para determinar en qué medida la estructuración reciente de la Precordillera ha sido controlada por la presencia de estructuras previas desarrolladas durante fases de deformación pre-andínicas (faminianas y gondwanicas).

En este trabajo, se analiza la validez y el aporte de los datos aeromagnéticos, subproductos del mapa magnético y de la inversión magnética en la interpretación estructural profunda. Por tal motivo, se realizó la reconstrucción de la estructura de subsuelo de una sección geológica ubicada en las nacientes del río San Juan (Fig. 1), en el departamento Calingasta

(31°16'LS y 69°24'LO), a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie.

MARCO GEOLÓGICO

Estratigrafía general

La unidad geológica considerada más antigua y de amplia distribución en la zona de estudio (Fig. 2), correspondería a las grauvacas y pelitas laminadas de la Formación Don Polo (Quartino *et al.* 1971). La presencia de probables restos de crinoideos (Turco Greco y Zardini 1984) permitiría asignar con reservas una edad ordovícica para esta formación. La Formación Alcaparrosa (Harrington y Leanza 1957) se desarrollaría estratigráficamente por encima de la Formación Don Polo, con la que guarda en todos los casos una relación tectónica. Litológicamente, esta unidad está constituida por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas entre las cuales se alojan diques/filones capa y lavas almohadilladas básicas con afinidad de *rift* oceánico (Kay *et al.* 1984). La edad ordovícica tardía (hirsantiana) de la Formación Alcaparrosa está bien do-

cumentada sobre la base de su graptofauna (Brussa *et al.* 1999, 2003). Ascendiendo en la columna estratigráfica, aunque fuera del área estudiada en esta contribución, se desarrolla la Formación Calingasta (Harrington y Leanza 1957) formada por lutitas verdes y moradas. La edad silúrica de esta unidad es actualmente cuestionada (Cingolani *et al.* 1987, Peralta 1990, Stephens *et al.* 1995) por carecer de registro fósil comprobable. Es cubierta en discordancia angular por depósitos neopaleozoicos, desconociéndose su relación primaria con unidades ordovícicas y devónicas del área (Quartino *et al.* 1971, Sessarego 1988).

Las rocas del Devónico están representadas por areniscas y pelitas de la Formación El Codo (Guerstein *et al.* 1965). Esta unidad ha sido asignada al Devónico por su contenido palinológico (Sessarego 1988, Baldis y Peralta 1999) y sobre la base de su relación discordante angular con la suprayacente Formación El Ratón.

El Neopaleozoico está representado por rocas continentales fluviales de edad carbonífera temprana (Formación El Ratón) ricas en elementos paleoflorísticos (Carr-

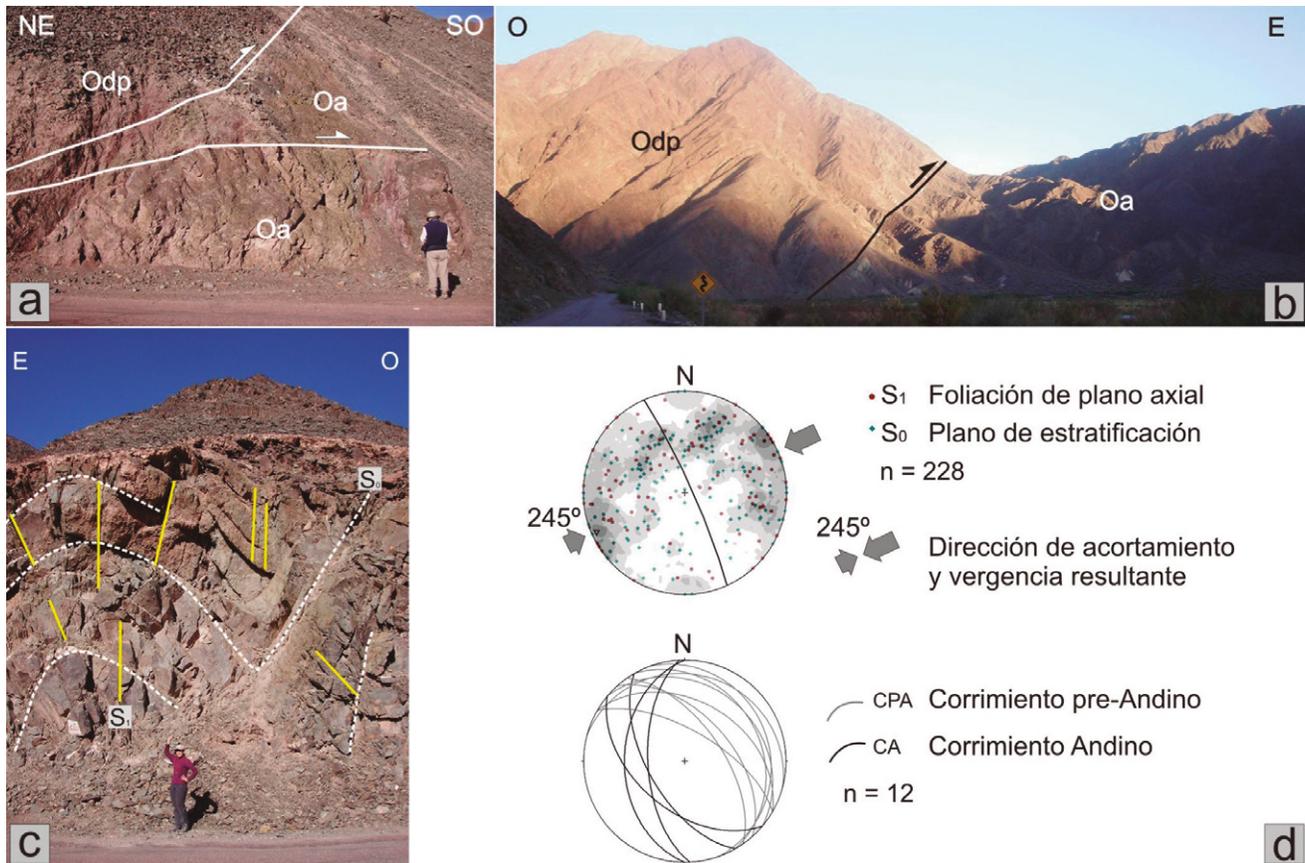


Figura 3: Estructuras reconocidas en la zona de estudio. a) Detalle de los corrimientos pre-andinos (Corrimiento El Gaucho) con vergencia al SO, que superponen a la Odp sobre Oa (véase referencias en figura 2); b) Corrimiento andino (Corrimiento El Carrizal) con vergencia al E que superpone a la Odp sobre Oa; c) Pliegues similares en las areniscas de la Formación Don Polo. Las líneas de trazos discontinuos representan la superficie de estratificación (S_0); las líneas de trazo continuo corresponden a las superficies de clivaje de plano axial (S_1) asociadas al plegamiento; d) Proyección estereográfica equiareal (hemisferio inferior) de los datos correspondientes a cada sistema estructural relevados a lo largo de la sección geológica AB.

zo 1998). Sedimentitas marinas y litorales (Formación El Salto) de edad pérmica (Manceñido y Sabbatini 1974, Manceñido *et al.* 1976, Sessarego *et al.* 1986) coronan la sucesión neopaleozoica. En la sierra de Alcaparrosa (Figs. 1 y 2), el Neopaleozoico está representado por un pórfido de edad pérmica media (Sillitoe 1977), que se aloja en las rocas del Paleozoico inferior (Formación Alcaparrosa). Los fenómenos de intrusividad pérmica se ven reflejados por un extenso halo de alteración elongado con rumbo NO-SE (Fig. 2).

Rocas de edad triásica, correspondientes a depósitos principalmente continentales fluviolacustres con intercalaciones de material volcano-sedimentario (Barredo y Ramos 2010, y otros allí mencionados) se desarrollan en la periferia, hacia el sector SE de la zona de estudio. Las unidades más modernas están representadas por rocas clásticas de edad terciaria (ex-

puestas hacia el sector norte, fuera de la zona de estudio) y depósitos aluviales del Cuaternario, parcialmente consolidados.

Estructura general

El sector analizado se ubica íntegramente en el ámbito de Precordillera Occidental. Estructuralmente esta unidad se caracteriza por el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina y vergencia oriental (von Gosen 1992, Ramos 1995, Cristallini y Ramos 2010). Sin embargo, en la región central y sur de esta unidad morfoestructural numerosos autores (Baldis *et al.* 1982, Ramos 1995, Alonso *et al.* 2008, entre otros) citan la presencia de un segundo sistema de fracturación de carácter antitético al primero (Fig. 2) y vergencia opuesta. La vergencia occidental del segundo sistema de fracturación sería el resultado de fenómenos de inversión tectónica de fracturas extensionales triásicas

(Legarreta *et al.* 1993, Cortés *et al.* 2006) correspondientes a la etapa de *rifting* de la cuenca Cuyana de amplio desarrollo en el sector centro-sur de la Precordillera Occidental (Kokogian *et al.* 1999).

Internamente, las laminas de corrimiento presentan una estructura caracterizada por pliegues de diferente escala (Fig. 3) los cuales se asocian con el desarrollo de foliación metamórfica de plano axial orientada predominantemente NO-SE (Figs. 2 y 3) e inclinaciones variables (predominantemente hacia el SO aunque también se observan foliaciones buzantes al NE) cercanas a la vertical. Las rocas del Paleozoico inferior y medio, afectadas por esta deformación, han experimentado un metamorfismo de bajo grado, con desarrollo de clivaje penetrativo, alcanzando incluso el equilibrio en facies de esquistos verdes (von Gosen 1992, 1995). El evento de deformación y metamorfismo asignado al

Devónico medio (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994, Davis *et al.* 1999, 2000, Willner *et al.* 2011), ha sido interpretado genéticamente como el resultado de la colisión del terreno alóctono Chileno contra el margen occidental de Gondwana (Ramos *et al.* 1986, Davis *et al.* 1999, entre otros) representado a estas latitudes por el terreno, previamente acretado, de Cuyania.

METODOLOGÍA

Geología

El relevamiento de campo fue desarrollado en el marco de los estudios doctorales del Lic. J.P. Ariza (Doctorando en Ciencias Geológicas del departamento de Posgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ) del cual forman parte los resultados presentados aquí. Se trabajó con una base de imágenes satelitales Landsat7 (+ETM) procesadas mediante diferentes técnicas de filtrado, que facilitaron la comprensión y el mapeo de estructuras y unidades estratigráficas. El mapeo se realizó a lo largo de la transecta AB, sobre la margen derecha de los ríos Los Patos y San Juan (Fig. 1) y quebradas menores, con el fin de establecer la continuidad y geometría de las estructuras presentes. Se obtuvo un mapa geológico de la comarca situada al E de la Villa Cabecera del departamento Calingasta (Fig. 3). Se elaboró una sección estructural orientada NE-SO, en función del rumbo general de las estructuras (N-S a NO-SE). Se mapearon y diferenciaron las principales estructuras de corrimiento (andinos y pre-andinos) en base al estilo, orientación y vergencia de la deformación. La edad relativa de cada grupo se determinó teniendo en cuenta la relación de corte. El movimiento relativo de los bloques se estableció en función de la edad de las rocas superpuestas, y en el caso de los corrimientos pre-andinos se analizaron estructuras de plegamiento de menor escala asociadas a los planos de falla. Por otra parte, las estructuras de plegamiento fueron medidas a escala de afloramiento e interpretadas luego en el contexto general con la ayuda de la información satelital procesada. Se midieron

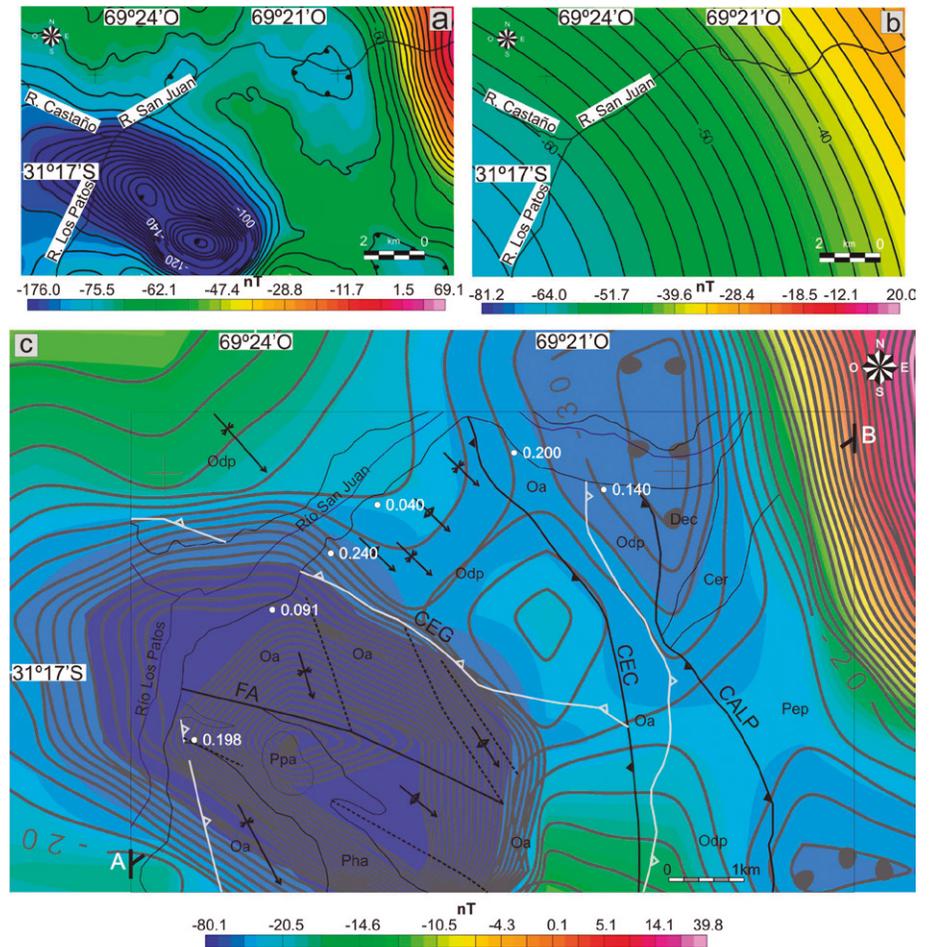


Figura 4: Datos aeromagnéticos de las nacientes del río San Juan. Las líneas continuas corresponden a curvas de isonómalas cada 2 nT. a) Carta de anomalía magnética observada; b) Carta de anomalía magnética regional correspondiente a la prolongación ascendente sobre un plano de referencia situado a 7,5 km de altura; c) Carta de anomalía magnética residual contrastada con los principales rasgos estructurales de la zona. Esta carta representa los efectos de cuerpos locales y superficiales sobre el campo magnético observado, debido a que resulta de la sustracción de los efectos regionales a la carta de anomalía magnética observada. Los puntos blancos corresponden a lecturas de susceptibilidades magnéticas relevadas sobre el afloramiento. CER: Corrimiento El Rincón, FA: Falla Alcaparrosa, CEG: Corrimiento El Gaucho, CALP: Corrimiento del Alto de Los Pajaritos, CEC: Corrimiento El Carrizal. (Véase referencias en figura 2)

superficies primarias de estratificación (S_1), planos axiales de pliegues, los cuales coinciden con el desarrollo de clivaje de plano axial (S_2) asociado a una estructuración dúctil con grado metamórfico bajo. El conjunto de datos ha sido representado en proyecciones estereográficas que sintetizan las características de cada sistema estructural.

Geofísica

En este trabajo se utilizaron los datos aeromagnéticos de SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), correspondientes a la Zona 17 - Bloque II Precordillera Sur (Mendoza - San Juan). Es-

tos datos fueron relevados a una altura de vuelo nominal de 120 m siguiendo líneas de vuelo principales de dirección N-S, espaciadas cada 1000 m. Se realizaron líneas de vuelo de control con dirección E-O, espaciadas cada 7500 m. La grilla original proporcionada por SEGEMAR tiene una separación nodal de 5x5 km. La nivelación de los datos aeromagnéticos fue realizada por el equipo de investigadores del área de Métodos Potenciales del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Fernando Volponi") a partir de magnetometría terrestre que forma parte de la base de datos de este instituto, aumentando de esta manera la resolución de los datos

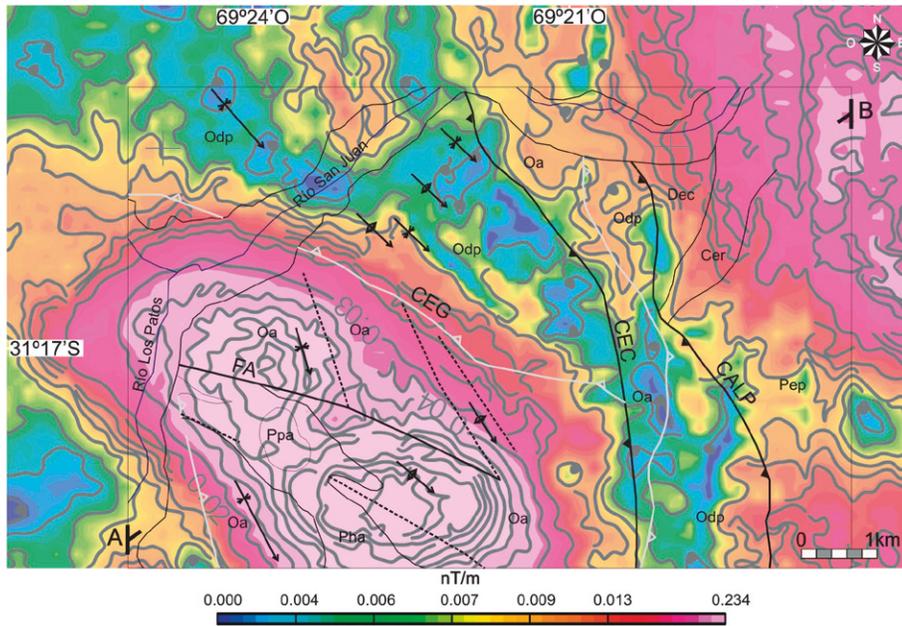


Figura 5: Carta de señal analítica. Las líneas continuas representan curvas de isovalores de señal analítica expresados en nT/m². En transparencia, se presentan los principales rasgos geológicos de la zona. (Véase referencias en figura 4).

aeromagnéticos. La metodología aplicada en la nivelación es descrita en Ruiz *et al.* (2011).

Los datos regrillados a una distancia de 150x150 m fueron procesados a través del *software* Oasis Montaj v. 7.3, ejecutado en una plataforma PC. Se realizó un recorte de la grilla principal delimitado por los paralelos 31°13'22"-31°18'29"LS y meridianos 69°18'19"-69°25'50"LO. Así, se obtuvo la Carta de Anomalía Magnética observada (CAMobs, Fig. 4a), sobre la cual se realizaron los procesamientos que se describen a continuación.

Filtrado de anomalías - Prolongaciones analíticas ascendentes: Este método consiste en calcular el campo potencial a una altura h constante sobre la superficie de medición (Dean 1958, Blakely 1996). Es en realidad una transformación del campo potencial medido sobre una superficie, al campo que sería medido sobre otra superficie más alejada de la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías de corta longitud de onda, es decir suaviza el efecto de cuerpos superficiales o de corta longitud de onda.

La continuación analítica ascendente se calculó mediante el menú de programas integrados del módulo MAGMAP del

software Oasis Montaj a alturas variables de 5 km, 7,5 km y 10 km. Se seleccionó como carta de anomalía magnética regional (CAMreg, Fig. 4b) la correspondiente a la prolongación ascendente de 7,5 km (Fig. 4b) ya que se considera que esta refleja los rasgos regionales sin incluir información local (prolongación a 5 km) ni perder datos regionales por un filtrado excesivo (prolongación a 10 km).

Una vez determinada la CAMreg el cálculo de la carta de anomalía magnética residual (CAMres, Fig. 4c) se obtuvo a partir de la siguiente relación:

Anomalía observada = Anomalía Regional + Anomalía Residual

Generación de subproductos del mapa magnético

Un procedimiento frecuente consiste en aplicar una serie de métodos de resalto de anomalía, los cuales tienden a enfatizar los contrastes en los valores de anomalía obtenidos mediante el método de filtrado realizado precedentemente. En este aporte se aplicó el método de señal analítica. Dado que en la mayoría de los casos, los contrastes entre unidades de distinta respuesta magnética, responden a una determinada configuración estructural (pre-

sencia de corrimientos, pliegues, etc), el resultado de estos métodos suele brindar una poderosa herramienta de evaluación y correlación de contactos normales y tectónicos tanto superficiales como de subsuelo.

Señal analítica (SA): Este método resalta las anomalías de alta frecuencia, que se asocian a contactos entre unidades que presenten contrastes magnéticos, mediante el cálculo de las derivadas horizontal y vertical. La expresión para el cálculo de la SA fue introducido por Nabighian (1972) para el caso de la SA en 2D, la que luego fue generalizada por Nabighian (1984) y Roest *et al.* (1992) de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$|\Delta T(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2}$$

Donde ΔT es la anomalía.

La señal analítica 2D ha sido utilizada entre muchos otros por Hansen y Simmonds (1993). Es de gran utilidad en la interpretación de contactos donde se produzcan importantes contrastes, ya que la SA exhibe los máximos sobre los máximos contrastes y en general la señal se dispone simétricamente a ambos lados del contacto (Fig. 5).

Inversión magnética

Deconvolución de Werner: Es una técnica de inversión automática, que estima las profundidades a fuentes simples sobre perfiles de datos, analizando varias anomalías. Si la sección geológica puede modelarse apropiadamente por una colección de cuerpos laminares, entonces su localización estará dada por los grupos de soluciones a lo largo del perfil de anomalías medido (Werner 1953).

El término deconvolución de Werner ha sido ampliamente aceptado con referencia a una familia de algoritmos cuyo rasgo esencial común es la linealización del problema inverso 2D para el caso de un dique (*dyke*) magnético.

El método fue implementado por Hartman *et al.* (1971), donde los grupos consecutivos de datos medidos son tratados como ventanas que se corren a lo largo del perfil.

Para un dique arbitrario con magnetización J , el campo magnético total puede expresarse como:

$$T(x) = \frac{A(x-x_0) + B_z}{(x-x_0)^2 + z^2}$$

Esta expresión relaciona el campo magnético total T medido en x , con cuatro incógnitas: A y B (dependen de la amplitud, susceptibilidad y geometría del cuerpo buscado), x_0 , mínima distancia horizontal al tope del cuerpo y z , profundidad al tope del cuerpo.

Desde Hartman *et al.* (1971) se agrega un polinomio de grado n para las interferencias entre fuentes. Trabajando en el mismo sentido, una interfase (*contacto*) puede ser resuelta de igual manera que un dique a partir del gradiente horizontal de la anomalía. Luego Phillips (1997), automatiza este método, y Ku y Sharp (1983), lo mejoran incorporando decisiones estadísticas, iteraciones numéricas en un operador de 7 que emplea el algoritmo de Marquardt en el modelado inverso de las fuentes para mejorar las determinaciones de: susceptibilidad, inclinación y ubicación, obtenidas por deconvolución.

De esta manera el método de deconvolución de Werner que se utilizó, toma en cuenta la relación que existe entre la longitud de onda de la señal magnética y la profundidad y de esta forma asigna un valor de profundidad para determinada longitud de onda ubicando una solución puntual. Este método contempla dos índices estructurales denominados diques (*dikes*) y contactos (*contacts*) (Fig. 6), que representan las diferentes configuraciones geométricas que puede adquirir el cuerpo que genera una determinada anomalía magnética. Cuando las soluciones de Werner se distribuyen siguiendo patrones alineados y superpuestos, indican que el índice estructural usado es representativo de la geometría del cuerpo anómalo en subsuelo. Este factor introduce cierto grado de certeza a las interpretaciones que de aquel se desprendan. Contrariamente a lo antes mencionado, un patrón de soluciones de Werner no alineados y con distribución caótica indica la no correspondencia entre el índice estructural

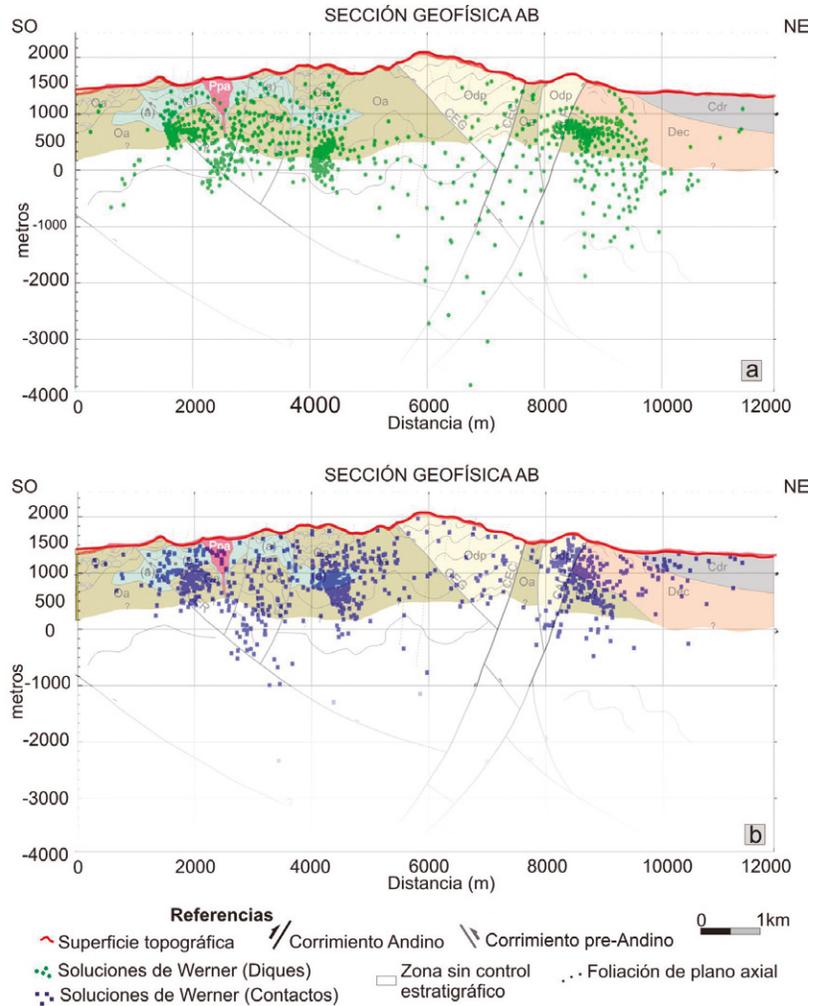


Figura 6: a) Sección AB las nacientes del río San Juan (véase ubicación y referencias en figura 2). La atenuación de la traza de las estructuras en profundidad indican que aumenta la incertidumbre de la interpretación con la profundidad debido a la disminución paulatina de soluciones de Werner a) Soluciones del método de Werner, según el índice estructural diques; b) Soluciones del método de Werner según el índice estructural contactos.

ral y la geometría del cuerpo anómalo, aspecto este que tendrá que ser considerado en las interpretaciones posteriores.

Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es un parámetro adimensional que expresa la relación entre el campo magnético externo y el magnetismo presente en las rocas de la corteza. Dicha propiedad está directamente relacionada con la composición química de las rocas. En este trabajo y de manera complementaria al tratamiento de los datos aeromagnéticos, se midieron valores de susceptibilidad magnética en afloramiento (Figs. 4c). El instrumental empleado fue un susceptibilímetro ZH-INSTRUMENTS modelo SM30 el cual

cuenta con una sensibilidad del orden de $\times 10^{-7}$ SI, un valor máximo de medición de $\times 10^{-1}$ SI y una frecuencia de operación de 9 KHz. El rango de susceptibilidades magnéticas establecidas localmente para cada grupo litológico se ajusta con algunas variaciones de carácter puntual al presentado por Ariza *et al.* (2014) en rocas de la misma región. Las rocas clásticas de amplio predominio en la Formación Don Polo, presentan susceptibilidad magnética alta en relación a los valores de la región los cuales varían entre 0 y 0.040×10^{-3} SI, mientras que los afloramientos de la Formación Alcaparrosa en promedio tiene valores más elevados (entre 0.040 y 1.000×10^{-3} SI), debido probablemente, a la presencia de rocas ígneas máficas y mi-

neralización de magnetita asociada. En el área del Pórfido de Alcaparrosa (Fig. 4c), la susceptibilidad magnética de las rocas eopaleozoicas se encuentra obliterada por fenómenos de remagnetización asociada con los eventos de intrusividad magmática durante el Neopaleozoico (Geuna y Escosteguy 2006).

Sección geológica de las nacientes del río San Juan

La sección geológica se construyó en base a datos estructurales y estratigráficos medidos en afloramiento. La reconstrucción de subsuelo, estuvo basada en la proyección en profundidad de los datos geológicos de superficie ajustados a partir de las soluciones aportadas por los métodos geofísicos ensayados.

Las unidades presentes en la sección geológica estudiada en este trabajo están representadas principalmente por las formaciones Don Polo, Alcaparrosa y El Codo, del Paleozoico inferior y medio, respectivamente (Fig. 6a). Afloramientos de rocas neopaleozoicas (formaciones El Ratón, El Planchón y El Salto) de poca extensión superficial se desarrollan hacia el extremo NE y son cubiertos principalmente por los depósitos aluviales aterrizados de las márgenes del río San Juan (Fig. 2). En este último grupo se incluyen las manifestaciones ígneas hipabisales del pórfido de Alcaparrosa, alojadas en rocas de la formación homónima (Fig. 2).

Superficialmente se reconocen dos sistemas de corrimientos los cuales presentan sustanciales diferencias que ameritan un tratamiento individual. Los corrimientos del Grupo I, están representados por fallas inversas de ángulos bajos a moderados y rumbo NO-SE (Fig. 3a). La vergencia de estas estructuras es techo al SO en contraposición con la vergencia general de la faja plegada y corrida de Precordillera. La disposición espacial de los planos de corrimiento, en la mayoría de los casos coincide con la orientación de los sistemas de pliegues que conforman la estructura interna de las láminas de corrimiento (Figs. 3d y 6). Los corrimientos del Grupo II, corresponden a fallas inversas de alto ángulo en superficie orien-

tadas en sentido N-S (Fig. 3b y d). La vergencia de estos corrimientos es techo al E y regionalmente superponen rocas eopaleozoicas sobre rocas neógenas. La orientación oblicua de ambos sistemas genera que las trazas de los mismos se superpongan en superficie. La traza superficial de los corrimientos del Grupo I son comparativamente más cortas que las trazas de los corrimientos del Grupo II (Fig. 2) lo cual permite postular lo siguiente: las estructuras del Grupo I son truncadas y, de esta manera, previas a las del Grupo II. Tal situación en superficie necesariamente debe persistir en profundidad. Por tal razón la reconstrucción profunda (Fig. 6) nos permite ver cómo las fallas más modernas (corrimientos del Grupo II) cortan a las más antiguas (corrimientos del Grupo I). Tal relación de superposición, indicaría que probablemente los planos de corrimientos preandinos fueron rotados a causa de la acumulación de láminas de corrimiento durante la construcción, a partir del Mioceno, de la faja plegada y corrida andina (Cristallini y Ramos 2000).

El ajuste de la posición de los corrimientos en profundidad se realizó a partir de las soluciones de Werner (Fig. 6b y c). Sin embargo, es importante destacar que la posición de los planos de corrimiento inferida a partir de los datos estructurales relevados en superficie, coincidió casi sin modificaciones con la ubicación de las soluciones alineadas aportadas por el método.

La estructura interna de estos bloques delimitados por fallas inversas (Grupo I y II), está representada por sistemas de pliegues de diferente escala (Figs. 2 y 3c). La orientación de los planos axiales es NO-SE (Fig. 3d), mientras que la inclinación es predominantemente cercana a la vertical con algunas variaciones dependiendo el sector del perfil analizado (Figs. 3d y 6). A partir del tratamiento de las estructuras de plegamiento a diferentes escalas es posible postular que todos los pliegues corresponden al mismo sistema estructural y por lo tanto tendrían un origen y momento de generación en común. La consistencia en la disposición vertical a subvertical de las superficies de foliación de

plano axial confirmaría tal suposición. A pesar de que localmente en las zonas relacionadas con los planos de corrimiento preandinos, la foliación se desarrolla subparalela y con bajo ángulo, es llamativo que en general los planos axiales de pliegues y clivaje asociado se disponen en posición subvertical.

En la reconstrucción profunda de los pliegues, las soluciones de Werner permitieron realizar un ajuste más preciso de las geometrías de plegamiento. En este caso, la alternancia de filones capa de rocas ígneas máficas intercalados en las sedimentitas (ambos magnéticamente contrastantes) de la Formación Alcaparrosa representan contactos con altos gradientes magnéticos. Tal situación se ve reflejada por un diseño en el cual las soluciones de Werner se ajustan muy bien al patrón de plegamiento interpretado (Fig. 3b y c).

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos a partir del filtrado de datos aeromagnéticos (CAMres) muestran que existe una importante correspondencia entre la distribución de unidades geológicas en superficie y los principales gradientes magnéticos (Fig. 4c). De manera consistente, las formaciones que afloran en la sección estudiada, presentan valores de susceptibilidad magnética contrastantes (Fig. 4c), que reflejan las diferencias litológicas que existen entre estas unidades. Dado que los contactos entre gran parte de las unidades en la zona son de carácter tectónico, se puede inferir que el diseño de las anomalías es el resultado de la configuración estructural del terreno. Tal situación, es de suma importancia ya que de manera indirecta estaría indicando que existe cierto grado de confianza en las interpretaciones que se realicen a partir de los valores de anomalía magnética en subsuelo. Por otra parte, el control estructural de las anomalías magnéticas se pone de manifiesto por el hecho de que estas últimas se orientan predominantemente NO-SE (Fig. 4) siguiendo el grano estructural de mayor relevancia en el área (Ariza *et al.* 2014).

La carta de señal analítica de la anomalía magnética describe con mayor precisión los contrastes producidos entre las formaciones Don Polo y Alcaparrosa (Fig.5), lo cual refleja la geometría estructural de estas unidades al mismo tiempo que marca las diferencias litológicas existentes entre ambas.

El método de deconvolución de Werner es una técnica cualitativa, y por lo tanto las interpretaciones que de ellas se desprendan deben ser sujetas a discusión. Sin embargo, el estudio del arreglo geométrico de tales soluciones en profundidad proporciona una herramienta de ajuste si se cuenta con datos de la estructura geológica. Así, se realizó la interpretación estructural de una sección hasta una profundidad de 3500 m coincidente con la zona del subsuelo donde las propiedades magnéticas presentan alto contraste.

En este trabajo, dependiendo del índice estructural que se analice, las soluciones de Werner proporcionaron distintos resultados. Primero, las soluciones correspondientes a diques son las que mejor se ajustan y describen la disposición de las superficies de contacto entre unidades magnéticamente contrastantes. Esto incluye tanto contactos entre formaciones diferentes, como también contactos entre paquetes magnéticamente heterogéneos dentro de una misma unidad (Fig. 6). Las soluciones de contactos del método de Werner parecen ser más determinantes en aquellas situaciones donde los contrastes son abruptos. Por tal razón, el patrón de distribución de las soluciones bajo este método describe mejor los contactos tectónicos y no así los contactos normales ni las geometrías de plegamiento. El carácter concéntrico de la anomalía relacionada al pórfido de Alcaparrosa en conjunto con la distribución de las soluciones en profundidad podría ser la respuesta a una estructura de plegamiento tipo braquianticlinal. La magnetización asociada a la intrusión del Pórfido de Alcaparrosa se extiende según Geuna y Escosteguy (2006) incluso fuera del halo de alteración hidrotermal asociado al intrusivo, en coincidencia con los resultados obtenidos en la presente contribución. El hecho de que la exten-

sión de la anomalía supere ampliamente la extensión de la faja de alteración asociada a la intrusión de estos cuerpos en superficie podría dar indicios de la continuidad en profundidad de las zonas mineralizadas, las cuales actualmente podrían estar suprimidas por fallamiento. Tal situación fue considerada para reconstruir la continuidad de la zona mineralizada en subsuelo (Fig. 6), y ajustar el desplazamiento relativo de los bloques de falla en esa zona. Los datos estructurales y la reconstrucción en profundidad permiten diferenciar varias fases de deformación separadas en el tiempo. El evento de estructuración más antiguo registrado en la zona, correspondería a la generación de corrimientos, pliegues y metamorfismo asociado en un contexto compresivo (fase Chánica), que sería el resultado de la colisión del terreno Chilena contra el margen occidental del terreno Cuyania hacia fines del Devónico (Ramos *et al.* 1986). Sin embargo, las rocas eopaleozoicas del sector sur de la Precordillera presentan evidencias de al menos dos fases de deformación precarbonífera que corresponderían al lapso Silúrico tardío - Devónico medio (Davis *et al.* 1999, Giambiagi *et al.* 2010), mientras que en los segmentos central y norte de la Precordillera Occidental toda la deformación sería exclusivamente devónica (von Gosen 1997, Alvarez Marron *et al.* 2006, Alonso *et al.* 2008).

Actualmente, no existe consenso sobre la vergencia de la deformación precarbonífera que afecta a toda la Precordillera Occidental. Los datos relevados en esta contribución revelan una gran variabilidad en la disposición de las estructuras de plegamiento con una vergencia predominante SO (Fig. 3d), que sería consistente con las determinaciones de vergencia realizadas por Ramos *et al.* (1986) y von Gosen (1995). Sin embargo, Selles Martínez y Azcurra (2010a y b) mencionan una vergencia E para las estructuras de la zona. Una situación similar con estructuras vergentes tanto al NE como SO es descrita por Giambiagi *et al.* (2010) para las estructuras devónicas de la Precordillera Sur. Llama especialmente la atención, la disposición subvertical de los planos

axiales de los pliegues en relación al bajo y moderado ángulo de inclinación de los corrimientos preandinos. Este fenómeno sumado a la complejidad estructural que reviste la zona de estudio podría ser el resultado de una tectónica de contrafuerte (*butresing*) asociado a la inversión tectónica de antiguas fallas normales, probablemente relacionadas con el *rifting* ordovícico.

La deformación más reciente, corresponde a la generación de corrimientos andinos que se orientan predominantemente N-S con vergencia al E, aunque en muchos casos la compresión neógena ha generado la reactivación de planos de corrimiento y fallas preandinas.

CONCLUSIONES

La compleja trama estructural que reviste la zona de las nacientes del río San Juan ha condicionado la distribución espacial de las diferentes unidades que integran el marco geológico. Tal configuración ha controlado paralelamente el diseño y distribución de las anomalías magnéticas lo cual permite postular que existe una correlación casi directa entre el diseño estructural y las anomalías magnéticas de la zona de estudio. A partir del análisis superficial de las estructuras de fallamiento inverso se pueden reconocer dos grupos: el Grupo I correspondiente a corrimientos orientados NO-SE y vergencia al SO; el Grupo II, representado por corrimientos de rumbo N-S y vergencia al E. La relación entre ambos sistemas permite postular que las estructuras del Grupo I son previas a las del Grupo II. La disposición coincidente entre los corrimientos del Grupo I y los planos axiales de los pliegues que conforman la estructura interna de las laminas de corrimiento parecería indicar que los corrimientos del Grupo I son contemporáneos con el desarrollo del plegamiento y metamorfismo asociado, razón por la cual comparten en muchos casos la orientación, inclinación y vergencia de la deformación. La interpretación estructural realizada, fue posible hasta una profundidad de 3500 m correspondiente a una zona del subsuelo donde

las propiedades magnéticas son altamente contrastantes.

Las soluciones de Werner en profundidad han proporcionado resultados correlacionables con las reconstrucciones geológicas realizadas a partir de los datos estructurales y estratigráficos de superficie. Además, han servido para ajustar aquellos sectores de la sección geológica donde la geometría de las estructuras inferida a partir de datos de superficie no era suficientemente clara. Los índices estructurales del método de Werner han proporcionado distinto tipo de información. Los *dikes* describen de manera ajustada la morfología de las superficies plegadas y los contrastes debido a cambios de magnetismo entre unidades o bien a variaciones de esta propiedad dentro de una misma formación. Los *contactos* parecen definir mejor aquellos contrastes más abruptos entre cuerpos de magnetización contrastada. Por esta razón, los *contactos* de Werner son más apropiados para definir contactos tectónicos entre unidades.

El relevamiento estructural pone de manifiesto al menos dos eventos de estructuración en la zona: Primero, un evento preandino de carácter compresivo correspondientes a la generación de corrimientos, pliegues y metamorfismo asociado con vergencia predominantemente SO; Segundo, un evento compresivo andino, representado por corrimientos N-S con vergencia al E.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Gonzalo Yañez Carrizo y Dr. Victor H. García, por los valiosos comentarios realizados, ya que contribuyeron sustancialmente a mejorar el presente manuscrito. Esta contribución se realizó en el marco de los proyectos PIP0072 (Vujovich), UBACYT (Vujovich), Jóvenes Investigadores SECITI-UNSJ (Ariza) y CICITCA UNSJ E-96.2014 (Martínez).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farías, P., Rodríguez Fernández L. y Ra-

mos, V. 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research* 13: 204-215.

Alvarez-Marrón, J., Rodríguez Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F. y Brown, D. 2006. Neogene structures overprinting Paleozoic thrust Systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude. *Journal of the Geological Society* 163: 949-964, London.

Ariza, J.P., Martínez, M.P., Vujovich, G.I., Boedo, F.L., Alvarez, O. y Sanchez, M.A. 2014. Sensoramiento remoto y magnetismo aplicado al estudio de terrenos paleozoicos en la Precordillera occidental (31°20'LS), San Juan, Argentina. *GEOACTA* 39: 35-50.

Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N. y Cañas, F. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 293-324, Córdoba.

Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445, Argentina.

Baldis, B. y Peralta, S. 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Anales 29: 215-238, Buenos Aires.

Barredo, S. y Ramos, V. 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1-2): 133-145.

Blakely, R. 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 464 p.

Brussa, E., Mitchell, C. y Astini, R. 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites form the western boundary of the Argentine Precordillera. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 43: 199-202.

Brussa, E., Toro, B. y Benedetto, J. 2003. Biostratigraphy. En: Benedetto, J.L. (ed.) *Ordovician fossils of Argentina*: 75-90, Córdoba.

Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F. y Krumm, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformations and metamorphism in the Argentina Precordillera - Evidence from K-Ar Data. *Zentralblatt Geologie und Palaötoologie*: 275-286.

Carrizo, H. 1998. Estudio de floras eocarbónicas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Docto-

ral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 170p., Salta.

Cingolani, C., Varela, R., Cuerda, A. y Schauer, O. 1987. Estratigrafía y estructura de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 95-98, Tucumán.

Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M. y Terrizzano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30' LS): controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 639-646.

Cristallini, E. y Ramos, V. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics* 317: 205-235.

Cucchi, R. 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan- Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 503-515.

Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Snee, L. 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana Connection before Pangea*. *Geological Society of America Special Paper* 336: 115-138.

Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Kay, S. 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology* 28: 171-174.

Dean, W.C. 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics* 23: 97-127.

Geuna, S. y Escosteguy, L. 2006. Mineralogía magnética de la Formación Alcaparroza (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas: 99-106, Buenos Aires.

Giambiagi, L., Mescua, J., Folguera, A. y Martínez, A. 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 5-20.

Guerstein, M., Laya, H. y Pezzutti, N. 1965. Bosquejo Fotogeológico de la zona de Las Juntas

- (Depto. Calingasta, Provincia de San Juan). *Acta Geológica Lilloana* 7: 231-242.
- Hansen, R.O. y Simmonds, M. 1993. Multiple source Werner deconvolution. *Geophysics* 53: 1792-1804.
- Harrington, H. y Leanza, A. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Departamento de Geología, Universidad de Kansas, Publicación 1: 259.
- Hartman, R.R., Teskey, D. J. y Friedberg, J.L. 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophys* 36: 891-918.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complex thrust belt: the Precordillera. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Kay, S., Ramos, V. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Río Negro.
- Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavatieri, A. y Papú, O. 1999. Los depósitos continentales triásicos. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Anales* 29: 377-398, Buenos Aires.
- Ku, C.C. y Sharp, J.A. 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquart's inverse modeling. *Geophysics* 48: 754-774.
- Legarreta, L., Kokogian, D. y Dellapé, D. 1993. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 83-86.
- Manceñido, M. y Sabbatini, N. 1974. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte II. *Gastropoda. Ameghiniana* 10: 326-338.
- Manceñido, M., Gonzales, C., Damborenea, S. 1976. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte III. *Bivalvia. Ameghiniana* 13: 85-107.
- Miranda, S. e Introcaso, A. 1999. Cartas Gravimétricas de la Provincia de Córdoba. Interpretación de la estructura profunda de la Sierra de Córdoba. República Argentina. Colección de Temas de Geociencias, Instituto de Física de Rosario 1: 48 p.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.
- Nabighian, M.N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. *Geophysics* 49: 780-786.
- Peralta, S. 1990. Silúrico de la Precordillera de San Juan - Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas: 48-64, San Juan.
- Phillips, J.D. 1997. Potential-Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. USGS open-File Report: 97-725.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barrayal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1: 184 p.
- Ramos, V. 1995. Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). *Andean Thrust Tectonics. Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina, Guía de campo*, 64p., Buenos Aires.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, S. y Palma, M. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106, Río Negro.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpozois, C., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Roest, W.R., Verhoef, J. y Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics* 57: 116-125.
- Ruiz, F., Gimenez, M., Martínez, P. e Introcaso, A. 2011. Control de calidad de datos aeromagnetométricos. La importancia de una adecuada corrección diurna en la interpretación geofísica. 8º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 1-11, Mar del Plata.
- Sellés-Martínez, J. y Azcurra, D. 2010a. Estructura menores del Paleozoico inferior de las nacientes del Río Jáchal, Provincia de San Juan: Su descripción e interpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 80-93
- Sellés-Martínez, J. y Azcurra, D. 2010b. Estructura menores del Paleozoico inferior de las nacientes del Río Jáchal, Provincia de San Juan: Su descripción e interpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 94-101.
- Sessarego, H. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 330p., Buenos Aires.
- Sessarego, H., Lech, R., Amos, A. 1986. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación del Salto (Pérmico) aflorante al norte del Río San Juan, cerro El Brealito, Departamento Calingasta, San Juan. 1º Jornada de Geología de Precordillera: 192-197, San Juan.
- Sillitoe, R. 1977. Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooperative mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-103.
- Stephen, G., Nullo, F., Hanger, R. y Baldauf, P. 1995. The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tectonic between North and South America, en *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstract with Programs*.
- Turco Greco, E. y Zardini, R. 1984. Un equinodermo del Paleozoico inferior en la Precordillera de San Juan, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 300-333.
- von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera. The río San Juan section. *Journal of Structural Geology* 14: 643-667.
- von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 377-404.
- von Gosen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.
- Werner, S. 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheetlike bodies. *Sveriges Geologiska Under. Ser. C.C. Arsbok*, 43(6).
- Willner, A., Verdes, A., Massonne, H., Schmidt, A., Sudo, M., Thompson, S. y Vujovich, G. 2011. Pressure-temperature. Time evolution of a collisional accretionary belt Guarguaraz Complex, Mendoza Province, W-Argentina: evidence for the emplacement of the Chilean microplate. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.

Recibido: 23 de agosto, 2014

Aceptado: 19 de agosto, 2015