

SENSORAMIENTO REMOTO Y MAGNETISMO APLICADO AL ESTUDIO DE TERRENOS PALEOZOICOS EN LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL (31°20' S), SAN JUAN, ARGENTINA

REMOTE SENSING AND MAGNETISM APPLIED TO STUDY LAND PALEOZOIC IN CENTRAL ANDES, SAN JUAN, ARGENTINA

Juan P. Ariza^{1,2}, Myriam P. Martinez^{1,2}, Graciela I. Vujovich^{1,3}, Florencia L. Boedo^{2,3}, Orlando Álvarez^{1,3}, Marcos A. Sanchez^{1,3}

¹Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" – Universidad Nacional de San Juan. San Juan, República Argentina.

²Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

³CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). Argentina.

E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se realizaron cocientes de bandas y se ensayaron técnicas de clasificación supervisada y no supervisada en imágenes satelitales Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+), correspondientes a un sector de la Precordillera occidental argentina. Con el objetivo de arrojar luz sobre los aspectos estratigráficos y estructurales de las zonas aledañas a las nacientes del río San Juan, se aplicó el cociente de bandas RGB (7/5, 5/4, 3/1). Los resultados obtenidos de la información digital sumados al control de campo permiten postular que los tonos pardos rojizos y pardos amarillentos representan niveles sedimentarios silicoclásticos, mientras que las tonalidades verde y verde claro corresponden a niveles donde predominan las rocas ígneas básicas. Por otra parte, las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas no han realizado aportes significativamente al presente estudio, debido a que presentan serias limitaciones para diferenciar unidades geológicas. Tal limitación, podría estar relacionada con la variabilidad espectral de las rocas del área de estudio. De manera complementaria, se estableció la trama estructural de la región mediante el procesamiento de un Modelo Digital de Elevación (MDE) del terreno, cuyos resultados permitieron interpretar la existencia de tres sistemas de fracturación, que en orden de importancia son: NO-SE, N-S y E-O. Se realizó un relevamiento de campo de las estructuras, en el cual se corroboró la veracidad de la interpretación estructural obtenida mediante el procesamiento. El estudio de la susceptibilidad magnética de las rocas proporcionó una herramienta de mapeo muy significativa para el trabajo de campo y se estableció el rango de variación de este parámetro para cada grupo litológico. El análisis conjunto de evidencias multidisciplinarias expuesto precedentemente permite ratificar que la zona es el resultado de una compleja y polifásica historia de deformación y que la estructuración moderna de la Precordillera occidental ha sido controlada por antiguos lineamientos que resultan de su compleja evolución. La aplicación de técnicas alternativas de mapeo como el procesamiento de imágenes satelitales y de modelos de elevación digital en adición al estudio de propiedades magnéticas, constituye una poderosa herramienta para utilizar en estudios geológico- estructurales de detalle.

Palabras claves: teledetección, modelo de elevación digital, susceptibilidad magnética, cociente de bandas.

ABSTRACT

Remote sensing and magnetism as applied to the study of Paleozoic terranes in the western Precordillera (31°20' S), San Juan, Argentina are examined. In this contribution, RGB band ratios and supervised and non-supervised classification techniques were performed on Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+) satellite images. The study area corresponds to a part of the Argentine western Precordillera. In order to shed light on the stratigraphic and structural issues in the surroundings of the upper course of the San Juan River, the RGB band ratio (7/5, 5/4, 3/1) was applied. The results of digital processing in combination with field controls allowed us to postulate that the reddish-brown and yellowish-brown shades represent silicoclastic sedimentary levels, while light green and green colors correspond to levels where basic igneous rocks predominate. Moreover, supervised and

non-supervised classifications have not contributed significantly to the present study due to their serious limitations regarding the differentiation of geological units. This limitation could be related to the spectral variability of the rocks from the study area. To complement this, the regional structural fabric was established by processing a Digital Elevation Model (DEM) and the obtained results allowed us to interpret three sets of fractures that, in order of importance, are: a NW-SE system, a N-S system and an E-O system. A survey of field structures was performed in order to control the accuracy of the structural interpretation made by the DEM processing. The study of the magnetic susceptibility of the rocks provided a very significant tool for field work and the range of variation of this parameter for each lithologic group was established. The combined analysis of the above-mentioned multidisciplinary evidence allowed us to reassert that the area is the result of a complex and polyphase deformation history and that the modern structure of the western Precordillera has been controlled by ancient lineaments that result from its complex evolution. The application of alternative mapping techniques and satellite imagery and DEM processing in addition to the study of magnetic properties constitute a powerful tool to use in detailed geologic-structural studies.

Key words: remote sensing, digital elevation model, magnetic susceptibility, band ratio.

INTRODUCCION

El área de estudio del presente trabajo se ubica en el ámbito occidental de la Precordillera, sobre la región centro-oeste de Argentina (Figura 1). A la latitud de los Andes Centrales, la Precordillera constituye las estribaciones orientales del frente orogénico andino. En general, la estratigrafía de la Precordillera occidental en la zona de estudio, está constituida predominantemente por asociaciones de facies silicoclásticas marinas de talud y fondo oceánico del Paleozoico inferior (Quartino et al., 1971; Furque y Caballé, 1986; Sessarego, 1988). Estas secuencias, asignadas al Eopaleozoico, se encuentran intensamente deformadas y poseen un metamorfismo de grado bajo a muy bajo devónico tardío (Cucchi, 1971; Buggisch et al., 1994; Davis et al., 1999). En discordancia se apoyan sedimentitas continentales y marinas del Neopaleozoico. La sucesión estratigráfica culmina con rocas volcanosedimentarias de edad triásica, de ambiente netamente continental (Barredo y Ramos, 2010; y otros allí mencionados) que conforman los asomos noroccidentales de la Cuenca Cuyana, de amplia distribución hacia el sector sureste de la Precordillera (Kokogian et al., 1999; y otros allí mencionados).

Estructuralmente la Precordillera Occidental se caracteriza por una gran complejidad, típica de terrenos que han experimentado varias fases de deformación a lo largo del tiempo geológico. Este fenómeno ha propiciado que las relaciones de contacto entre las distintas unidades formacionales no sean claras, ya que en la mayoría de los casos son de carácter tectónico.

Los antecedentes vinculados a la aplicación de técnicas de sensores remotos y procesamiento de imágenes satelitales en la zona de estudio son escasos y se remiten a trabajos de licenciatura inéditos y a contribuciones orientadas a la prospección minera (Marquetti et al., 2005). La aplicación de técnicas de sensoramiento remoto al estudio de problemas geológicos está ampliamente difundida en la literatura (Sultan et al., 1986, 1987; Drury, 1987; Sabins, 1999; Gad y Kusky, 2006; Raharimahefa y Kusky, 2006; entre otros), ya que en la mayoría de los casos constituyen una poderosa herramienta para discriminar litologías y resaltar rasgos estructurales.

El presente estudio tiene por objeto evaluar la aplicabilidad de herramientas alternativas de mapeo, destinadas a la caracterización estructural y estratigráfica de los afloramientos presentes en esta región. Se procesaron imágenes satelitales Landsat 7 ETM+, siguiendo diferentes técnicas de discriminación de unidades. Entre las aplicaciones realizadas en esta contribución se destacan las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas de los diferentes espectros electromagnéticos de la imagen. Tales clasificaciones permiten categorizar los píxeles de una imagen y agruparlos en diferentes clases con colores particulares, lo cual posibilita obtener un mapa temático del área de estudio (Lillesand y Kiefer, 1994). Trabajos similares fueron realizados por Inzana et al. (2003) en la región central de Madagascar con muy buenos resultados en la discriminación estructural y estratigráfica.

A partir de los resultados obtenidos se elaboraron una serie de mapas de detalle de determinadas regiones sobre las cuales se volcaron las interpretaciones obtenidas de las diferentes imágenes procesadas. De manera complementaria y mediante la aplicación del software Microdem, se procesó un MDE ASTER GDEM, a los fines de obtener la trama geológica-estructural del área. Finalmente, se midieron valores de susceptibilidad magnética de las diferentes unidades geológicas del Paleozoico inferior a lo largo de varias secciones. A partir de estas mediciones, se logró establecer el rango de variación de esta propiedad para cada grupo litológico.

MARCO GEOLÓGICO

Estratigrafía

La unidad geológica más antigua y de amplia distribución en la zona de estudio (Figura 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/filonés capa y lavas almohadilladas básicas con afinidad de rift oceánico (Kay et al., 1984). La edad ordovícica tardía (ashgilliana- hiraniana) de la Formación Alcaparrosa está bien documentada sobre la base de su graptofauna (Brussa et al., 1999; 2003). Ascendiendo en la columna estratigráfica, 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.

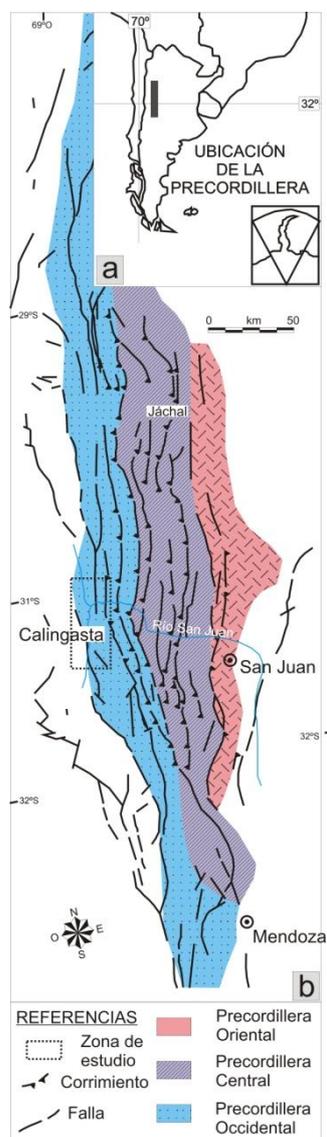


Figura 1. a). Mapa de ubicación de la Precordillera en el contexto geográfico sudamericano. b). División tripartita de la Precordillera argentina (basada en Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis y Chebli, 1969; Baldis et al., 1982).

Figure 1. a). Location map of the Argentina Precordillera in the South American geographical context. b). Division of the Argentina Precordillera (modified of Ortiz and Zambrano, 1981; Baldis and Chebli, 1969; Baldis et al., 1982).

Las rocas del Devónico están representadas por las 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 Paleozoico superior está representado por rocas continentales fluviales de edad carbonífera temprana (Formación El Ratón) ricas en elementos paleoflorísticos (Carrizo, 1998). Sedimentitas marinas y litorales (Formación El Salto) de edad pérmica (Manceñido y Sabattini, 1974; Manceñido et al., 1976; Sessarego et al., 1986) coronan la sucesión neopaleozoica. En la sierra de Alcaparrosa (Figura1), 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 en sentido NO-SE (Figura 3).

El Mesozoico está representado por rocas de edad triásica; son depósitos principalmente continentales fluvio-lacustres con intercalaciones de material volcánico-sedimentario (Barredo y Ramos, 2010; y otros allí mencionados). La nomenclatura estratigráfica de estas unidades es variada, en respuesta a la presencia de diferentes depocentros o sub-cuencas en la región estudiada. Un enfoque estratigráfico detallado de las unidades triásicas excede el objetivo de este trabajo razón por la cual las mencionadas unidades serán tratadas de manera conjunta en el texto bajo la denominación de unidades triásicas, sin efectuar diferenciación alguna.

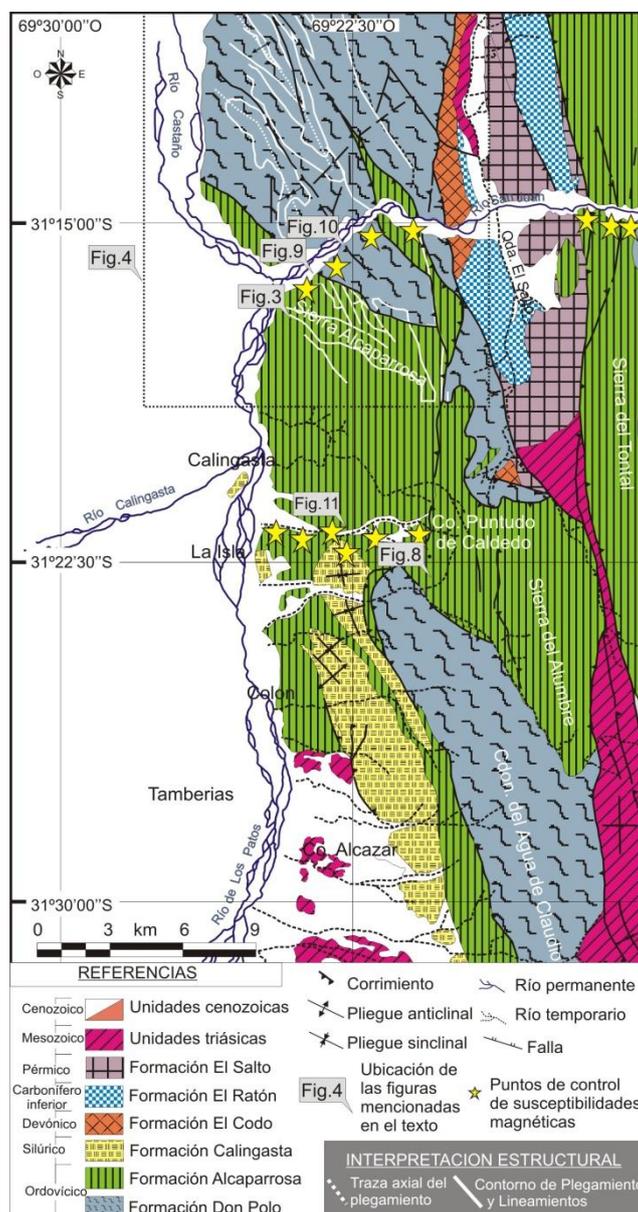


Figura 2. Mapa geológico regional de la comarca estudiada, basado en Quartino et al. (1971), Sessarego (1988), Ramos (1995), Alonso et al. (2008) y el presente trabajo.

Figure 2. Regional geological map of the region studied (based on Quartino et al. (1971), Sessarego (1988), Ramos (1995), Alonso et al. (2008) and this work).

Estructura General

El sector analizado se ubica íntegramente en el ámbito de Precordillera Occidental. Estructuralmente esta unidad se caracteriza el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina y vergencia oriental (von Gosen, 1992; Ramos, 1995; Cristalini y Ramos, 2010). Sin embargo, en la región central y sur de esta unidad morfoestructural numerosos autores (Baldís 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 (Figura 2), que se localiza principalmente en la zona occidental de la sierra del Tontal. La vergencia occidental del segundo sistema de fracturación sería el resultado de fenómenos de inversión tectónica de fracturas extensionales mesozoicas (Legarreta et al., 1993; Cortés et al., 2006) correspondientes al desarrollo de la cuenca Cuyana de edad triásica, de amplia difusión en el área centro-sur de la Precordillera Occidental (Kokogian et al., 1999).

La deformación previamente descrita corresponde a un nivel estructural superior (Mattauer, 1976) y de ello deviene el carácter frágil de la misma. La estructura interna de las láminas de corrimiento, en contraste con la anterior, es el resultado de una deformación típica de niveles estructurales más profundos. Las rocas 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 Chilenia contra el borde occidental del terreno de Cuyania (Ramos et al., 1984; 1986; Astini et al., 1996; Davis et al., 1999; entre otros).

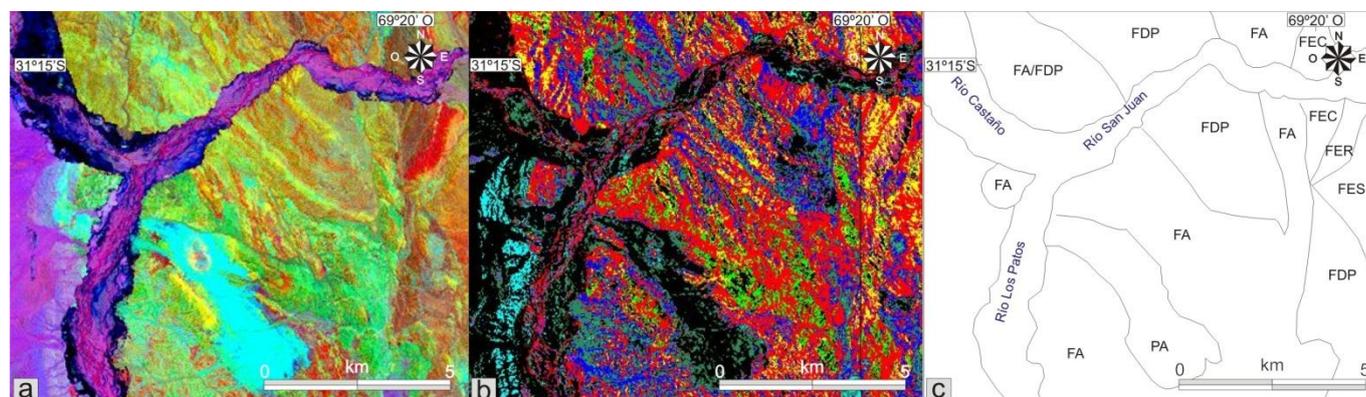


Figura 3. Interpretación de imágenes. a). Imagen procesada según cocientes entre bandas 7/5, 5/4, 3/1. b). Resultado de la clasificación supervisada según el método de la mínima distancia, sobre un sector del área de estudio. c). Agrupación de afloramientos de similar respuesta espectral basados en el resultado de cocientes entre bandas de la Figura (a). FDP: Formación Don Polo, FA: Formación Alcaparrosa, FEC: Formación El Codo, FER: Formación El Ratón. PA: Halo de alteración hidrotermal asociado al Pórfido de Alcaparrosa.

Figure 3. Interpretation of satellite images. a). Image processed according to the band ratios 7/5, 5/4, 3/1. b). Result of supervised classification (method of minimum distance) of an image corresponding to the study area. c). On this image the outcrops have been grouped by its similar spectral response, based on band ratios of Figure (a). FDP: Don Polo Formation, FA: Alcaparrosa Formation, FEC: El Codo Formation, FER: El Raton Formation. PA: hydrothermal alteration zone associated with the porphyry Alcaparrosa.

DATOS Y MÉTODOS

Sensores remotos

La información satelital Landsat 7 ETM+ con la cual se desarrolló este trabajo fue adquirida en el sitio web Global Land Cover Facility (<http://glcf.umiacs.umd.edu>) perteneciente a la Universidad de Maryland y a la NASA (National Aeronautics and Spatial Administration). La fecha de adquisición de la imagen seleccionada (path: 232, row: 082) corresponde al 3 de diciembre de 1999. El programa Landsat recolecta información acerca de la Tierra generando un registro continuo de su superficie. Posee dos tipos de sensores: Thematic Mapper (TM) y Enhanced Thematic Mapper (ETM). Las imágenes utilizadas, pertenecen al último sistema mencionado. Posee alta resolución espacial, alto rango espectral y calibración radiométrica. Proporcionan información en los canales visible e infrarrojo cercano (NIR), infrarrojo medio o de onda corta (SWIR), infrarrojo termal (TIR) y pancromático en imágenes de 183 km de ancho y 705 km de altitud. La resolución espacial es de 28.5 m en las bandas 1 a 5 y 7; 15 m en la banda 8; y 60 m en la banda 6 (Tabla 1).

El software utilizado para el procesamiento de dichas imágenes fue ENVI 4.5, ejecutado en una plataforma PC. Con dicho programa, se han aplicado técnicas de clasificación supervisada y no supervisada de rangos espectrales y se realizaron operaciones de cocientes entre bandas siguiendo metodologías propuestas por diversos autores (Lillesand y Kiefer, 1994; Inzana et al., 2003; Gad y Kusky, 2006).

Se realizaron dos recortes de la escena original para obtener sub-escenas de la zona de estudio, las cuales se enmarcan entre los 31°14' S - 31° 19' S y los 69°19' W - 69° 26' W (Figura 3) y 31°06' S - 31°20' S y los 69°30' W -

69°15' W (Figura 4). Posteriormente y teniendo en cuenta los aspectos geológicos de la zona aquí analizada, se efectuaron clasificaciones (supervisada y no-supervisada) y cocientes entre bandas (Figuras 3 y 4).

Banda	Rango espectral (μm)	Resolución espacial (m)	Región del espectro EM
1	0.45-0.52	28.5	Azul (Visible)
2	0.52-0.60		Verde (Visible)
3	0.63-0.69		Rojo (Visible)
4	0.76-0.90		NIR
5	1.55-1.75		SWIR
7	2.08-2.35		
8	Pancromática	15	
6	10.4-12.5	60	TIR

Tabla 1. Características del sensor Landsat 7 ETM+. Referencias: EM: electromagnético; NIR: infrarrojo cercano; SWIR: infrarrojo medio o de onda corta; TIR: infrarrojo termal.

Table 1. Features Landsat 7 ETM+ sensor. References: EM: electromagnetic; NIR: near infrared, SWIR: mid infrared or shortwave; TIR thermal infrared.

Clasificación de imágenes satelitales. Estas técnicas permiten establecer los criterios de clasificación mediante los cuales se diferenciarán las respuestas espectrales de los diferentes materiales de la superficie estudiada. Las clasificaciones supervisadas, permiten relacionar el valor de la respuesta espectral de algún punto conocido del terreno (Richards, 1999), con una característica geológica particular (litología, composición química), mediante la delimitación de las denominadas RDI (regiones de interés). Cada RDI así determinada es diferenciada de otras con un color particular. De esta manera el software procesa la imagen seleccionada asignando el color correspondiente a aquellas zonas que presentan respuestas espectrales similares a las definidas para cada RDI. Las clasificaciones no-supervisadas a diferencia de las anteriores son ejecutadas por el software (Richards, 1999), restringiendo al usuario la posibilidad de controlar únicamente los parámetros estadísticos de discriminación (numero de categorías o clases de clasificación, varianza de la estimación, entre otros). Ambas técnicas permiten extrapolar información a aquellos sectores en los cuales no se conoce la naturaleza de los materiales que generan una determinada respuesta espectral.

Clasificaciones supervisadas

Las clasificaciones supervisadas se han llevado a cabo según dos métodos estadísticos Método de la Mínima Distancia y Método del Paralelepípedo (Figuras 3b y 4c, respectivamente). Mediante el Método del Paralelepípedo cada clase queda delimitada por un paralelepípedo que encierra un rango de valores de reflectancia dentro de los cuales se agrupará o rechazará cada pixel. La característica más importante de este método es que puede un mismo pixel formar parte de dos clases diferentes, al mismo tiempo que pueden quedar en la imagen pixeles que no pertenezcan a ninguna categoría. Por otra parte, el Método de la mínima distancia, agrupa los espectros ponderando la relativa cercanía espectral entre el valor de la clase establecida y el valor espectral medio correspondiente al pixel. A diferencia del anterior, este método no deja ningún pixel sin clasificar situación que puede ser favorable o desfavorable dependiendo de los objetivos del procesamiento. Se establecieron nueve regiones de interés (RDI), cada una de las cuales corresponde a una unidad geológica presente en el área de estudio. En el caso de la Formación El Salto se tomaron dos RDI debido al gran contraste espectral que presentan las rocas de esta misma unidad. En líneas generales, el tamaño de los polígonos que definen a cada RDI es del orden de 25 pixeles con algunas variaciones en función de la diversidad espectral de las diferentes unidades geológicas. En la Tabla 2, se enumeran los aspectos descriptivos de cada RDI así como los parámetros estadísticos de cada método aplicado.

Las clasificaciones supervisadas obtenidas en este trabajo han permitido discriminar los diferentes dominios litológicos, los cuales se presentan realzados con diferentes colores (Figura 3). Al mismo tiempo que han proporcionado información a la interpretación estructural de imágenes (Figura 4). La distribución de las distintas litologías interpretadas a partir del procesamiento varía de acuerdo con el método estadístico empleado. La Figura 3c es una interpretación de los atributos geológicos de la zona, basada en los resultados obtenidos por medio del método de clasificación supervisada (Método de la Mínima Distancia) y los cocientes entre bandas. Al comparar los resultados aportados por ambas técnicas es notable que la aplicación de cocientes entre bandas (Figura 3a) permite definir con mayor claridad los rasgos estructurales (lineamientos, fallas) y estratigráficos (contactos, distribución y extensión) de las unidades estudiadas.

ROI	Color	Tamaño (en píxeles)	Formación	Método / Parámetros	Min. Distancia	Máxima Desviación Standard 1.00 Igual valor para todos los ROIs
1	Rojo	25	Fm Don Polo			
2	Verde	29	Fm Alcaparrosa			
3	Azul	25	Fm Calingasta			
4	Amarillo	25	Fm El Codo			
5	Cian	45	Unidades triásicas			
6	Magenta	25	Fm El Salto			
7	Marrón	25	Fm El Ratón			
8	Verde claro	55	Fm El Salto			
9	Púrpura	112	Unidades cenozoicas			

Tabla 2. Atributos de cada región de interés (ROIs) y de los métodos estadísticos aplicados en las clasificaciones supervisadas de las diferentes respuestas espectrales obtenidas en el área de estudio.

Table 2. Attributes of each region of interest (ROIs) and statistical methods applied in supervised classifications of the different spectral responses obtained in the study area.

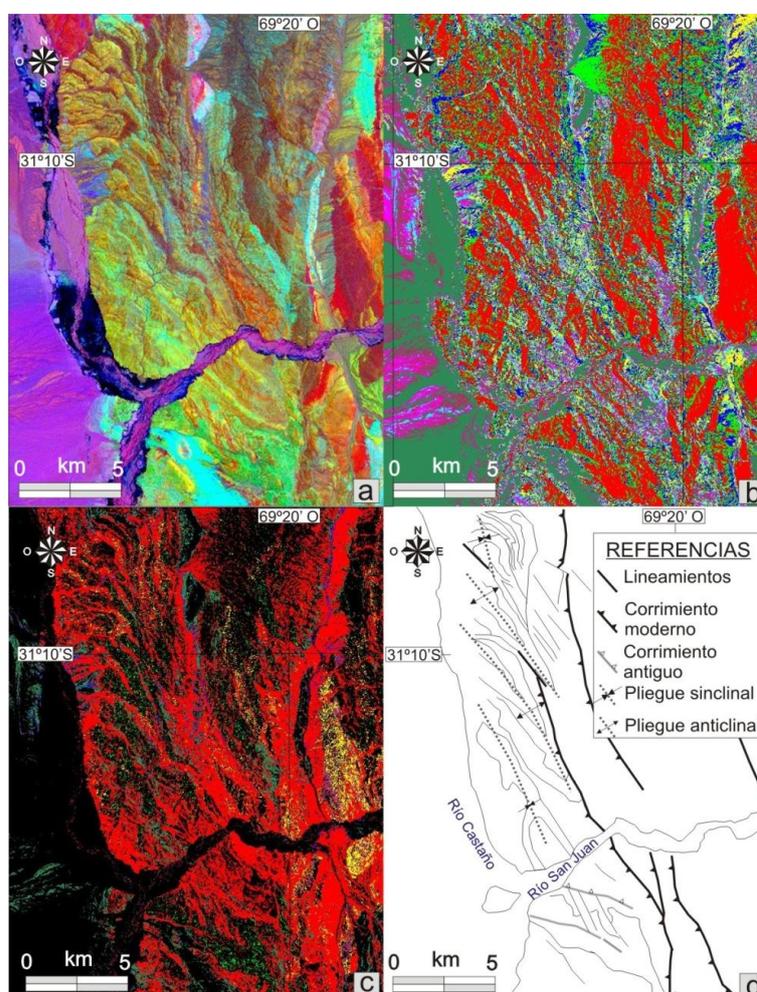


Figure 4. Structural Interpretation of a processed image (see location in Figure 2). a). Result of band ratios 7/5, 5/4, 3/1. b). Result of unsupervised classification (method K-means). c). Result of supervised classification (parallelepiped method). d). Geometries of lineaments, folds and thrusts on the images a, b and c.

Figura 4. Interpretación estructural de una imagen satelital de la zona de estudio procesada (ver ubicación en Figura 2). a). Resultado del cociente entre bandas 7/5, 5/4, 3/1. b). Resultado de la clasificación no supervisada (método de clasificación K-means). c). Resultado de clasificación supervisada (método del paralelepípedo). d). Interpretación de lineamientos, corrimientos y estructuras de plegamiento diferenciados en las imágenes a, b y c.

Clasificaciones no-supervisadas

Las clasificaciones no-supervisadas realizadas fueron llevadas a cabo siguiendo diferentes métodos de estimación propuestos por el software. El Método K-mean (Figura 4c) fue el que brindó los mejores resultados, aunque presenta importantes limitaciones en materia de discriminación espectral. Este método efectúa la separación de los píxeles por comparación, empleando como referencia el valor espectral medio de cada clase establecida. En la Tabla 3 se enumeran los parámetros asignados al software para procesar la imagen según el método de estimación descrito precedentemente.

Cocientes entre bandas

Los cocientes entre bandas empleados en este trabajo fueron 7/5, 5/4, 3/1, ya que los mismos son apropiados para discriminar entre granitos, rocas máficas, metavolcánicas y sedimentarias (Gad y Kusky, 2006). Los resultados obtenidos mediante esta técnica permiten reconocer claramente los límites entre las diferentes unidades litoestratigráficas de la zona (Figura 3). Además, es posible reconocer los distintos componentes litológicos que conforman cada unidad formacional. Las tonalidades pardo-rojizo y pardo-amarillento representan niveles de rocas sedimentarias clásticas de granulometría variable, mientras que los tonos verde y verde claro corresponden a niveles con predominancia de rocas ígneas básicas. Cabe destacar la importancia de estas últimas en los sectores correspondientes a la Formación Alcaparrosa (Figura 3), y la ausencia de las mismas en los afloramientos de la Formación Don Polo.

Trama geológica-estructural

Se realizó el análisis de patrones estructurales del área a partir del procesamiento de un modelo digital de elevación del terreno (MDE) obtenido del sitio web: (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>), que depende del Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón en conjunto con la Administración Espacial y Aeronáutica Nacional de los Estados Unidos (NASA). Estos MDE tienen una resolución espacial de 30 m x 30 m. La información fue procesada con el software libre Microdem (Guth, 2007), que permite obtener la fábrica topográfica del terreno, un concepto que representa la disposición de líneas de tendencia del terreno (Guth, 1995; 1999), la cual es calculada por el software a partir del MDE. Estas líneas se orientan en el terreno siguiendo el patrón estructural de la región, el cual queda definido por la orientación de crestas y valles de la superficie topográfica. Tales direcciones son materializadas a través de vectores, cuya orientación y longitud representan la tendencia en la dirección de las estructuras y su importancia relativa, respectivamente. Los parámetros bajo los cuales se realizó el cálculo estadístico se enumeran en la Tabla 4.

Separación entre puntos (m)	Tamaño de la región (m ²)	Factor de escala	Rango de filtrado
2500	4500	12	8

Tabla 4. Parámetros estadísticos bajo los cuales el software Microdem obtuvo la fábrica del terreno.
Table 4. Statistical parameters used by the Microdem software to obtain the topographic fabric.

La separación entre puntos es un valor numérico en metros que expresa la separación entre los puntos del MDE que se consideraran para el cálculo de la fábrica topográfica. Este valor será mayor o menor dependiendo de la región considerada y la cantidad de información requerida por unidad de área y no podrá en ningún caso exceder el tamaño de la región considerada. El tamaño de la región es un valor expresado en metros cuadrados que representa el área donde se calculará la fábrica topográfica del terreno. Este valor no debe ser demasiado pequeño, de manera que el número de estimaciones realizadas por bloque sea estadísticamente significativo. El factor de escala representa la relación entre el largo del vector y la importancia relativa de su orientación sobre el resto de los datos. Finalmente, el rango de filtrado permite establecer el umbral de corte de los resultados, ya que por encima de este, los valores resultantes no serán representados por el software.

En el mapa de vectores obtenido (Figura 5) es posible reconocer al menos tres direcciones preferenciales. A continuación se enumeran en orden de mayor a menor predominio: 1) dirección NO-SE; 2) dirección N-S; 3) dirección ENE-OSO. La disposición espacial de las direcciones preferenciales del terreno puede visualizarse en la Figura 6.

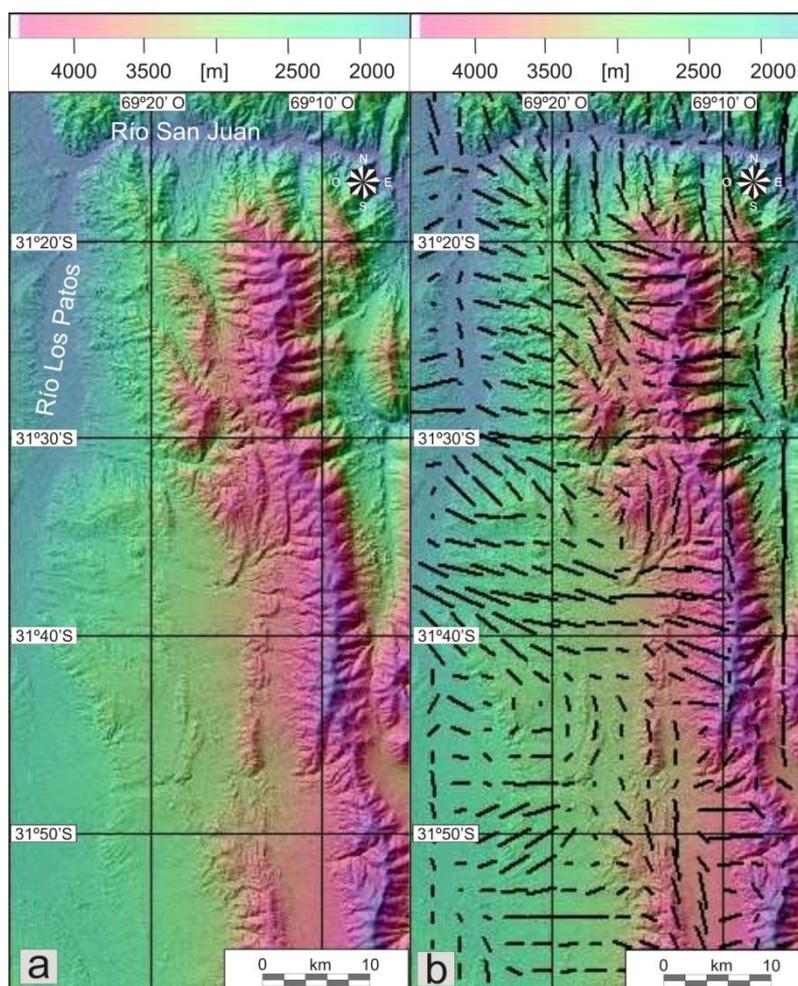


Figura 5. Fábrica topográfica de la zona de estudio. a). Modelo de elevación digital del terreno y georeferencias sobre el cual se efectuaron los cálculos de la fábrica topográfica. b). Distribución y orientaciones preferenciales de los vectores resultantes del cálculo de la trama topográfica, superpuesta al MDE de la región.

Figure 5. Topographic fabric of study area. a). Digital elevation model (DEM) of the terrain and georeferences on which the topographic fabric computations were performed. b). Distribution and preferential orientation of the vectors resulting from the calculation of the frame topographical. The results have been overlapped to a DEM of the region.

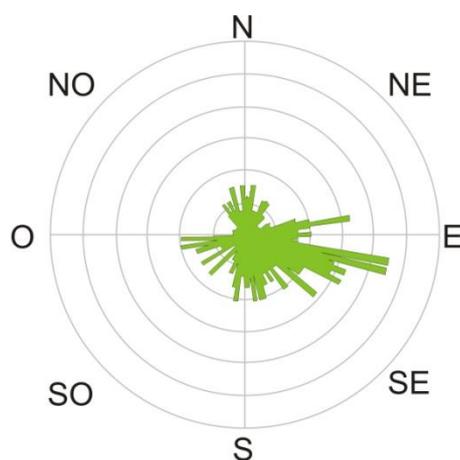


Figura 6. Diagrama roseta. Este diagrama representa las orientaciones de los vectores de la fábrica topográfica de la zona de estudio. El número de datos representados en el diagrama es $n=491$.

Figure 6. Rosette diagram. On this diagram are represented the orientations of the vectors corresponding to the topographic fabric of the study area. The number of data represented in the diagram is $n = 491$.

Susceptibilidades magnéticas

El magnetismo es una propiedad que presentan las rocas de la corteza terrestre la cual se verifica desde la superficie hasta una profundidad determinada por la isoterma de Curie, dónde las rocas pierden la magnetización (McElhinny y McFadden, 2000). Dicha propiedad está directamente relacionada con la composición química de las rocas. La magnetización de un cuerpo es el resultado de la acción de un campo magnético externo. Ambos parámetros se relacionan a través de un valor adimensional denominado susceptibilidad magnética (χ).

Para cuantificar esta propiedad magnética se empleó un susceptibilímetro ZH-INSTRUMENTS modelo SM30, el cual cuenta con una sensibilidad del orden de 10^{-7} SI, un valor máximo de medición de 10^{-1} SI y una frecuencia de operación de 9 KHz.

Las mediciones de susceptibilidad magnética se realizaron *in situ* a lo largo de varias secciones del área de estudio (Figura 2), con el objetivo de complementar las técnicas alternativas de mapeo de laboratorio descritas precedentemente con aquellas de campo. A partir de estas mediciones, se logró aproximar un rango de variación de susceptibilidades de las diferentes unidades litológicas (Figura 7).

Se encontró que los valores de susceptibilidad varían entre 0 y 0.030×10^{-3} SI en rocas clásticas pudiendo alcanzar en algunos casos valores negativos, mientras que los valores para rocas máficas y ultramáficas oscilan entre 0.040 y 1.000×10^{-3} SI. Es importante destacar que el rango de susceptibilidades establecido es abierto. De esta manera, es posible contemplar aquellas rocas máficas con altos valores positivos de susceptibilidad así como aquellas rocas sedimentarias que presentan valores negativos de esta propiedad. Existe un rango de transición en el cual las rocas presentan valores ambiguos dentro de la escala establecida. Este fenómeno puede corresponder a modificaciones locales del campo, como la presencia de elementos ferro-magnesianos en sedimentos que eleven el valor de susceptibilidad, compactación y orientación de elementos minerales por metamorfismo, atenuación del campo magnético asociado al desarrollo de patinas de meteorización en rocas básicas. En el área del Pórfido de Alcaparrosa, la susceptibilidad magnética de las rocas eopaleozoicas se encuentra obliterada por fenómenos de remagnetización asociada con los eventos de intrusividad neopaleozoica (Geuna y Escosteguy, 2006).

El rango de variación de la susceptibilidad magnética establecido para las diferentes unidades litológicas presentes en la zona de estudio, es consistente con mediciones efectuadas en otros sectores de la Precordillera Occidental.

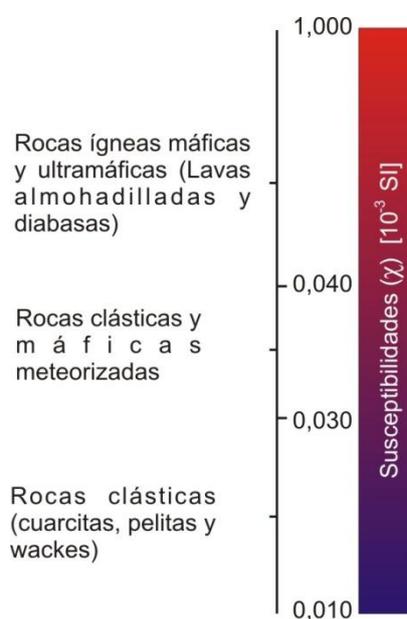


Figura 7. Rango de susceptibilidades magnéticas (χ) determinados a partir de la medición directa con susceptibilímetro sobre diferentes unidades litológicas presentes en la zona de estudio. Los colores cálidos de la escala reflejan valores de susceptibilidad que superan los 1.000×10^{-3} SI y son característicos de rocas máficas y ultramáficas. En cambio, los colores fríos representan valores bajos cercanos a cero hasta incluso negativos y son típicos de rocas clásticas. Entre ambas categorías existe una zona de transición en la cual se incluyen rocas clásticas magnéticas y máficas meteorizadas.

Figure 7. Range of magnetic susceptibilities ($MS = \chi$) determined from direct measurement with susceptibilimeter over different lithological units, present in the study area. The warm colors of the scale reflect values of MS exceeding 1.000×10^{-3} SI. These values are characteristic of mafic and ultramafic rocks. Instead, cold colors represent low values and near zero up to negative. These values are typical for clastic rocks. Between these two categories there is a transition zone in which we include magnetic clastic rocks and weathered mafic rocks.

Control de campo

El trabajo de campo estuvo centrado en el reconocimiento de las diferentes unidades litológicas que caracterizan a cada formación. Los atributos litológicos fueron mapeados como puntos de control de la interpretación de imágenes satelitales. En estos puntos y de manera simultánea al trabajo descriptivo se obtuvieron valores de susceptibilidad magnética para cada tipo de roca (Figura 2). Finalmente, los rasgos estructurales fueron analizados mediante el control de campo de la información cartografiada por diferentes autores y a través del relevamiento de los lineamientos estructurales generales del área. En este sentido, es posible reconocer estructuras de corrimientos con dos orientaciones principales las cuales oscilan desde NO-SE a N-S (Figuras 8 y 9). La dirección de inclinación de los planos de corrimientos es tanto hacia el este como al oeste. Estos corrimientos son de gran importancia en la estructura del área ya que constituyen rasgos de extensión regional. El nivel de despegue de estos sistemas de fracturación se localiza en las unidades más antiguas, principalmente en la Formación Don Polo, que generalmente cabalga sobre las rocas de la Formación Alcaparrosa a lo largo de potentes zonas de cizalla (Figuras 8 y 9).

Existe en el área un tercer sistema de fracturación menos difundido que los anteriores, el cual está representado por estructuras de orientación aproximadamente E-O. El rasgo más representativo de este sistema lo constituye el lineamiento que coincide con la traza fluvial del río San Juan (Figuras 2 y 5). De manera complementaria, es posible reconocer en la zona de estudio diversas estructuras de plegamiento de escalas y carácter muy variado. Las estructuras que caracterizan a las unidades del Paleozoico inferior en líneas generales corresponden a pliegues anisopacos de corta longitud de onda, a escala del afloramiento, y en sectores de carácter isoclinal. A este tipo de plegamiento se asocia el desarrollo de clivaje metamórfico de plano axial. El rumbo de los planos de clivaje es predominantemente N-S con dirección de inclinación variable en forma de abanico (Figura 10). En la interpretación estructural (Figuras 2 y 4), se reconoce un sistema de plegamiento de mayor escala con un carácter anisopaco en superficie, cuya traza axial se orienta en sentido NO. Las similitudes geométricas y el carácter anisopaco de estos dos sistemas de plegamiento de diferente escala permitirían pensar que corresponden a pliegues mayores y menores de un mismo sistema. En tal caso, la diferencia de orientación entre los planos de clivaje (N-S) y la traza axial de los pliegues mayores podría responder a variaciones locales del clivaje en respuesta al abanicado que sufren estos planos a lo largo de la superficie de plegamiento.

Existe un segundo grupo de estructuras de plegamiento más moderno que el anterior y que afecta de manera indistinta a rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Los pliegues de este grupo son de tipo isopaco, en los cuales se observan geometrías de amplia longitud de onda (Figuras 2 y 11) y planos axiales orientados predominantemente NNO-SSE.



Figura 8. Lineamientos estructurales regionales de la zona de estudio. La imagen muestra el contacto tectónico mediante un corrimiento buzante al SO (línea blanca) entre la Formación Don Polo (FDP) y la Formación Alcaparrosa (FA), ambas de edad ordovícica.

Figure 8. Regional structural lineaments of the study area. This Image shows a tectonic contact, between Don Polo Formation (FDP) and Alcaparrosa Formation (FA). The contact is represented by a thrust dipping toward SW (white line).

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas en las imágenes satelitales presentan importantes limitaciones al momento de abordar las temáticas estructurales y estratigráficas de la zona de estudio. Si bien, la definición de regiones de interés (RDI) permitió trabajar con criterios de clasificación sustentados en la información de campo, las limitaciones del método no permitieron realizar una separación de espectros que se ajuste a la realidad. En este contexto, la clasificación según el método de la mínima distancia fue la que proporcionó los mejores resultados para efectuar discriminaciones de índole estratigráfica. Sin embargo, la aplicación de cocientes entre bandas ha proporcionado significativa información sobre contactos interformacionales (Figura 3), estructura interna de las unidades (Figura 4) y distribución de los afloramientos. El método de cocientes entre bandas

presenta un potencial realmente superior al que proporcionan las técnicas de clasificación de imágenes satelitales. Las diferentes tonalidades permiten reconocer la distribución de los distintos elementos litológicos y de manera indirecta sus atributos estructurales. El contraste entre determinados elementos litológicos permite resaltar la geometría de las estructuras que involucran a cada formación geológica. En este aspecto, es posible reconocer estructuras de plegamiento con trazas axiales orientadas preferencialmente en sentido NO-SE (Figuras 2 y 4) como así también estructuras de fallamiento inverso de carácter regional, cuya orientación presenta al menos dos direcciones predominantes (Figuras 2, 8 y 9): un sistema de mayor predominio y orientación NO-SE con trazas de fallas de corta longitud y un sistema de menor predominio representado por trazas de fallas de gran extensión y orientación preferencialmente N-S que cortan a las anteriores.

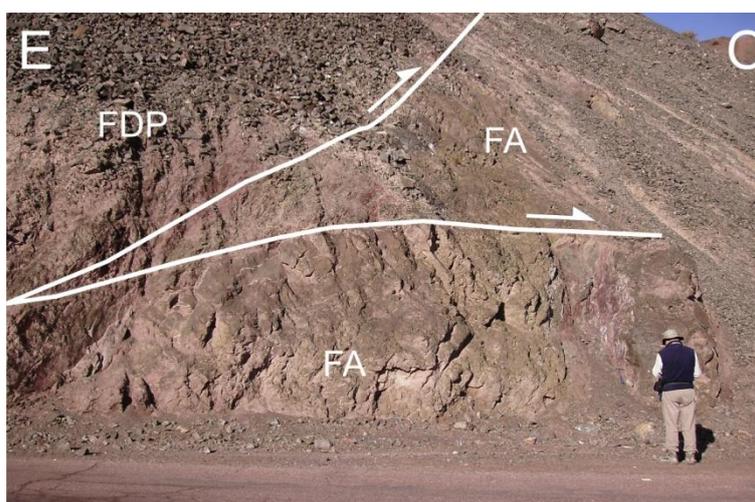


Figura 9. Esquema de los corrimientos de orientación NO-SE y vergencia occidental. El bloque cabalgante está representado por rocas de la Formación Don Polo (FDP), mientras que el bloque bajo corresponde a la Formación Alcaparrosa (FA). En la imagen se destaca el desarrollo de importantes zonas de cizalla y fracturas subsidiarias menores asociadas a estos corrimientos.

Figure 9. Scheme of thrusts oriented NW-SE and westward vergence. The upper plate is represented by Don Polo Formation (FDP), while the lower plate corresponds to the Alcaparrosa Formation (FA). The picture shows the development of major shear zones and minor fractures associated with these thrusts.

Al contrastar esta información con la cartografía geológica de base se logró detectar que hay sectores en que los límites interformacionales interpretados coinciden estrechamente con aquellos definidos por la cartografía existente. Sin embargo, hay sectores en los cuales el límite interpretado entre formaciones varía considerablemente de aquel planteado en la cartografía.

La determinación del rango de susceptibilidades magnéticas para cada grupo de rocas presentes en el área de estudio representa una gran herramienta sobre todo en las secuencias de rocas del Paleozoico inferior y medio. En el afloramiento estas unidades presentan una tonalidad y textura similar e inclusive en numerosas ocasiones, es difícil establecer la diferencia entre filones de rocas ígneas básicas y las rocas clásticas hospedantes. En este sentido, las propiedades magnéticas brindan una excelente herramienta de mapeo, que permiten diferenciar en afloramiento cada unidad litológica y entender así la distribución y relaciones de campo existente entre las mismas. De esta manera, se logró establecer que los cuerpos de rocas básicas y rocas metasedimentarias hospedantes, guardan una relación de intrusividad concordante a modo de filones capa de espesores variables entre 3 y 10 m y acuífamientos laterales con la roca de caja (Figura 11).

A partir del relevamiento de campo se puede advertir que en la zona de estudio coexisten varios sistemas estructurales que se superponen temporal y espacialmente unos a otros. Es posible diferenciar al menos tres sistemas de fallamiento principal. Mediante el análisis estructural del MDE, se obtuvo un mapa con los principales lineamientos de la fábrica topográfica del sector de interés. De manera auxiliar los elementos estructurales obtenidos fueron representados en un diagrama de roseta (Figura 6). Analizando la trama estructural es posible diferenciar tres sistemas estructurales que en orden de importancia son los siguientes: sistema de fracturación de orientación NO-SE, sistema de fracturación de orientación N-S y sistema de fracturación E-O. Sobre la base de las observaciones expuestas precedentemente y de acuerdo con la revisión de antecedentes, es posible postular que la estructuración de las unidades presentes se ha llevado a cabo a lo largo de varias fases de deformación las cuales han actuado en diferentes momentos de la historia geológica. En el sector andino, a estas latitudes la fase de deformación más reciente está representada por fracturación inversa de carácter regional, arrumbamiento predominantemente N-S y vergencia oriental (von Gosen, 1995; Cristallini y Ramos, 2000; entre otros). Si se

analiza el patrón estructural dominante en la zona se puede ver que el sistema de mayor predominio es aquel que se desarrolla en sentido NO-SE y de manera secundaria se presenta el sistema de fracturación con orientación N-S. Es importante destacar que el primero (sistema de estructuras NO-SE) presenta vergencia tanto oriental como occidental. Este fenómeno puede ser la respuesta de un fuerte control estructural de la deformación andina ejercida por antiguos lineamientos estructurales presentes en este sector de la corteza. Si se analiza el patrón del tercer sistema de estructuras orientadas E-O, se puede ver que existe una similitud con aquel desarrollado en vastos sectores de las sierras pampeanas (fuera de la zona estudiada en este trabajo). Esto podría dar indicios de la incidencia de tales lineamientos estructurales en esta región tal como lo proponen Baldis y Vaca (1986), al mismo tiempo que podría constituir una evidencia indirecta de la naturaleza del basamento de la Precordillera Occidental que no está expuesto.



Figura 10. Plegamiento anisopaco en sedimentitas del Paleozoico inferior. La línea de trazo discontinuo representa la superficie de plegamiento mientras que las trazas continuas y rectilíneas representan el clivaje pizarroso de plano axial en forma de abanico.

Figure 10. Non-parallel folds in sedimentary rocks of lower Paleozoic. The discontinuous line represents the folded surface, while the continuous rectilinear traces represents the planes of slaty cleavage which is parallel to the axial plane of fold.



Figura 11. Pliegues isopacos de gran longitud en rocas de la Formación Alcaparrosa. Las líneas amarillas representan los planos de estratificación de la roca sedimentaria clástica (RSC) que aloja a los filones capa de diabasa (FCD). Las variaciones de espesor del filón capa representan el acuñaamiento lateral de este, dentro de la roca huésped.

Figure 11. Parallel folds of great length in rocks of Alcaparrosa Formation. Yellow lines represent bedding planes of clastic sedimentary rock (RSC) that is hosting the sills of diabase (FCD). Variations in layer thickness of sill represent lateral wedging of this, within the host rock.

CONCLUSIONES

Los atributos geológicos de la zona de estudio representan una compleja trama dentro de la cual es posible reconocer una importante y dinámica historia geológica. Las unidades más antiguas del área están representadas

por rocas sedimentarias de ambiente marino entre las cuales es frecuente la presencia de cuerpos básicos que se desarrollan concordantemente con las sedimentitas en lo que serían los vestigios de un cortejo ofiolítico, tal como lo proponen diferentes investigadores. Estas unidades del Paleozoico (inferior y medio) se presentan altamente deformadas con estructuras de plegamiento representativas de un nivel estructural inferior, a las cuales se asocia el desarrollo de un conspicuo metamorfismo de bajo grado. Desde una perspectiva espectral, estas unidades revisten características distintivas. Por medio del procesamiento de imágenes satelitales se ha logrado efectuar diferenciaciones de índole tanto estratigráfica como estructural. En este sentido, los cocientes entre bandas representan la técnica que mejores resultados ha aportado con la cual se ha logrado delinear aspectos de la estratigrafía de las unidades geológicas presentes en el área. Los aspectos litológicos contrastados se han puesto de manifiesto mediante diferentes respuestas espectrales las cuales han podido ser correlacionadas con datos de campo. Así, las tonalidades pardo-rojizo y pardo-amarillento representan niveles de rocas sedimentarias clásticas, mientras que las tonalidades verde y verde claro corresponden a niveles donde predominan las rocas ígneas básicas. La aplicación de técnicas de clasificación (supervisada y no-supervisada) proporcionó escasa información para discriminar entre unidades estratigráficas. Esto podría estar relacionado con las limitaciones del método y con la variabilidad espectral que presentan las rocas de la superficie estudiada. Sin embargo, si se desea evaluar la geología de una región de la cual no se cuenta con una cartografía geológica apropiada, estos métodos pueden ser efectivos ya que proporcionan una rápida imagen de las heterogeneidades litológicas de las unidades presentes, así como de los principales lineamientos estructurales. Una vez más, el objetivo y la etapa en la cual se encuentre el trabajo serán los condicionantes para emplear una u otra metodología.

Mediante el estudio y medición de las propiedades magnéticas de las diferentes rocas presentes en el área de estudio se logró agrupar cada grupo litológico en determinados rangos de susceptibilidad magnética. Las rocas metaígneas básicas son las que presentan los valores más elevados de susceptibilidad, mientras que las rocas metasedimentarias están caracterizadas por valores bajos de susceptibilidad alcanzando incluso índices negativos de esta propiedad.

A partir del procesamiento de un MDE se obtuvo la fábrica topográfica-estructural de la zona. Aunque tal concepto es un parámetro exclusivamente estadístico de las lineaciones preferenciales de crestas y valles del terreno, se puede observar que existe una muy buena correspondencia entre los patrones estructurales del terreno y aquellos determinados de manera digital. Así, es posible identificar tres sistemas de fallamiento: sistema de gran predominio orientado en sentido NO-SE; sistema secundario representado por lineamientos orientados principalmente en sentido N-S; Finalmente, se reconocen lineamientos de orientación E-O aunque con menor representatividad que los anteriores. El control de campo permitió corroborar la información proporcionada por el software de procesamiento empleado y concluir que la región ha sufrido varias fases de deformación que actualmente se presentan superpuestas en el afloramiento. La orientación preferencial de la trama estructural permite interpretar que la estructuración actual de este sector, es el resultado de un fuerte control estructural ejercido por antiguas zonas de debilidad presentes en la corteza a esta latitud.

Agradecimientos. Los autores desean expresar su agradecimiento a los árbitros que con sus valiosos aportes contribuyeron a mejorar sustancialmente el presente manuscrito. Esta contribución se realizó en el marco de los proyectos PIP0072 (G. Vujovich) y Jóvenes investigadores SECITI-UNSJ (J.P. Ariza - Res. 22/13-CS).

REFERENCIAS

- Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farías, P., Rodríguez Fernández L., Ramos, V., (2008). Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13: 204-215.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N., Cañas, F., (1996). La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 8º Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas, 5: 293-324.
- Baldis, B. y Chebli, G., (1969). Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas. Actas, 1: 47-66.
- Baldis, B. y Vaca, A., (1986). Megafacturas relacionadas con el sistema precordillerano. 1º Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan. Actas: 204-208.
- Baldis, B. y Peralta, S., (1999). Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En *Geología Argentina*. Caminos, R. (ed.). Buenos Aires, Argentina. Anales, 29(10): 215-238.
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., Vaca, A., (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas, 4: 399-445.
- 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.
- Brussa, E., Mitchell, C., Astini, R., (1999). Ashgillian (Hirnantian?) graptolites form the western boundary of the Argentine Precordillera. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, Praga, 43: 199-202.
- Brussa, E., Toro, B., Benedetto, J., (2003). Biostratigraphy. En *Ordovician fossils of Argentina*. J.L. Benedetto (ed.). Córdoba, Argentina. 75-90.

- Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F., Krumm, S., (1994). The age of Early Paleozoic deformations and metamorphism in the Argentina Precordillera—Evidence from K-Ar Data. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie*, (1-2): 275-286.
- Carrizo, H., (1998). Estudio de floras eocarbónicas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita). 170 p.
- Cingolani, C., Varela, R., Cuerda, A., Schauer, O., (1987). Estratigrafía y estructura de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán. Actas, 3: 95-98.
- Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M., 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(4): 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., 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., 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 (2): 171-174.
- Drury, S., (1987). *Image interpretation in geology*. Allen & Unwin, London.
- Furque, G. y Caballé, M., (1986). Descripción geológica de la Hoja 20b - Calingasta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), Buenos Aires. 324 p.
- Gad, S. y Kusky, T., (2006). Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, 44: 196–202.
- Geuna, S. y Escosteguy, L., (2006). Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8º Congreso de Mineralogía y Metalogía, Buenos Aires. Actas: 99-106.
- Guerstein, M., Laya, H., Pezzutti, N., (1965). Bosquejo Fotogeológico de la zona de Las Juntas (Depto. Calingasta, Provincia de San Juan). *Acta Geológica Lilloana*, 7: 231-242.
- Guth, P., (1995). Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Supplementband*, 101: 31-52.
- Guth, P., (1999). Quantifying and visualizing terrain fabric from digital elevation models. En Diaz, J., Tynes, R., Caldwell, D., and Ehlen, J. (eds.), *International Conference on GeoComputation*, 4th, Fredericksburg VA, Mary Washington College: 25-28.
- Guth, P., (2007). MICRODEM home page: <http://www.usna.edu/Users/oceano/pguth/website/microdem.htm>, accessed 29 April 2007.
- Harrington, H. y Leanza, A., (1957). Ordovician trilobites of Argentina. Departamento de Geología, Universidad de Kansas, Publicación, 1: 259.
- Inzana, J., Kusky, T., Higgs, G., Tucker, R., (2003). Supervised classifications of Landsat TM band ratio images and Landsat TM band ratio image with radar for geological interpretations of central Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 59–72.
- Kay, S., Ramos, V., 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, Río Negro. Actas, 2: 48-65.
- Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martinez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A., Papú, O., (1999). Los depósitos continentales triásicos. En *Geología Argentina*. Caminos, R. (ed.). Buenos Aires, Argentina. *Anales*, 29(15): 377-398.
- Legarreta, L., Kokogian, D., Dellapé, D., (1993). Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 83-86.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*, third ed. John Wiley & Sons, Inc., Toronto. 721 p.
- Manceñido, M. y Sabattini, N., (1974). La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte II. *Gastropoda*. *Ameghiniana*, 10 (4): 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 (2): 85-107.
- Marquetti, C., Di Tommaso, I., Herrmann, C., Nakashima, K., (2005). Datos Aster en la quebrada de Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. 7º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil. *Anais*, 1823-1830.

- Mattauer, M., (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Editorial Omega, Barcelona, España. 524 p.
- McElhinny, M y McFadden, P., (2000). Paleomagnetism: Continents and Oceans. International Geophisic Series. R. Dmowska, J. Holton and H. Rossby (Eds.). Academic Press, USA. 73: 1-377.
- Ortiz, A. y Zambrano, J., (1981). La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas, 3: 59-74.
- Peralta, S., (1990). Silúrico de la Precordillera de San Juan – Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas, 48-64.
- Quartino, B., Zardini, R., Amos, A., (1971). Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires. Monografía N°1. 184 p.
- Raharimahefa, T. y Kusky, T., (2006). Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar. *Gondwana Research*, 10: 186–197.
- Ramos, V., (1995). Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). *Andean Thrust Tectonics*, San Juan, Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina, Guía de campo. 64 p.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, S., Palma, M., (1984). Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Río Negro. Actas 2: 84-106.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., (1986). Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5 (6): 855-880.
- Richards, J., (1999). *Remote Sensing Digital Image Analysis*, Springer-Verlag, Berlin, 240 p.
- Sabins, F., (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157–183.
- 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), Buenos Aires. 330 p.
- 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, San Juan, Argentina. 192–197.
- Sillitoe, R., (1977). Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-103.
- Stephen, G., Nullo, F., Hanger, R., Baldauf, P., (1995). The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tie between North and South America, *en Geological Society of America, Annual Meeting, Abstract with Programs*.
- Sultan, M., Arvidson, R., Sturchio, N., (1986). Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14: 995–999.
- Sultan, M., Arvidson, R., Sturchio, N., Guinness, E., (1987). Lithologic mapping in arid regions with Landsat TM data: Meatiqdome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 748–762.
- 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 (3-4): 300-333.
- Von Gosen, W., (1992). Structural evolution of the Argentine Precordillera. *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.
- Willner, A., Verdes, A., Massonne, H., Schmidt, A., Sudo, M., Thompson, S., Vujovich, G., (2011). Pressure-temperature. Time evolution of a collisional accretionary belt Guarguaraz Complex, Mendoza Province, W-Argentina: evidence for the emplacement of the Chilenia microplate. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 162 (2): 303-327.
- Sitio Web del Global Land Cover Facility: <http://glcf.umiacs.umd.edu>.
- Sitio Web del Japan Space Systems: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>.

Recibido: 2-8-2013

Aceptado: 20-2-2014