

II Encuentro de Jóvenes Investigadores, San Juan 2013

TITULO: Aspectos estructurales de la Precordillera Occidental de San Juan a partir de la interpretación de datos digitales

AUTOR: Juan Pablo Ariza

INSTITUCION: CONICET - Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" – Universidad Nacional de San Juan. Ruta 12 – km 17. Jardín de los Poetas. C.P.5407, Marquesado, San Juan, República Argentina. e-mail: juampariza@yahoo.com.ar

INTRODUCCION

El área de estudio del presente trabajo se ubica en el ámbito occidental de la Precordillera, sobre la región centro-oeste de Argentina (Fig. 1).

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.

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 siguiendo diferentes técnicas de discriminación de unidades sobre la base de

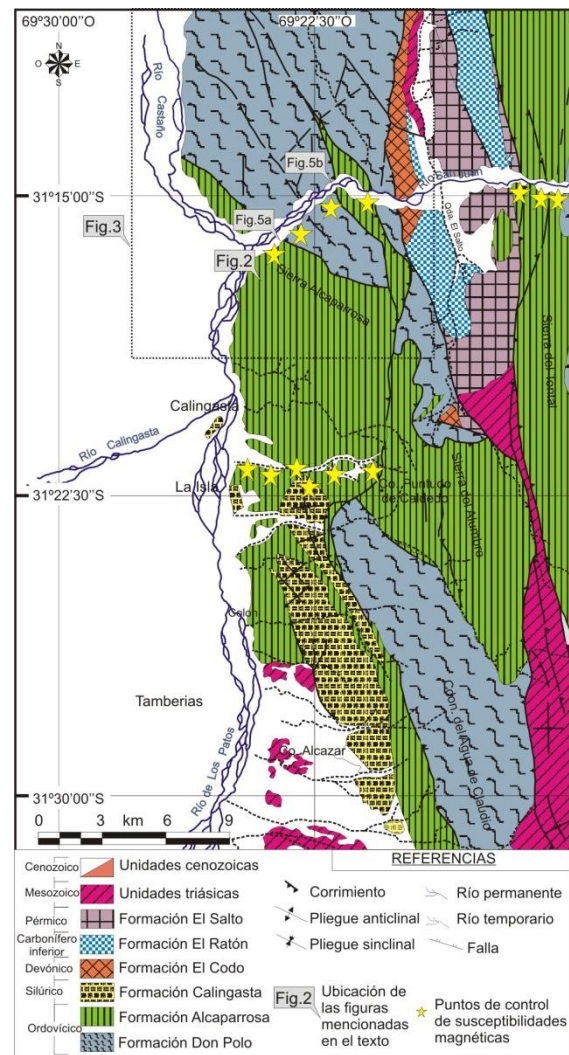


Figura 1. Mapa geológico regional de la comarca estudiada, basado en Quartino *et al.* (1971), Sessarego (1988), Ramos (1995), Alonso *et al.* (2008) y el presente trabajo.

sus propiedades espectrales. De manera complementaria se procesó un modelo de elevación digital del terreno (DEM) a los fines de obtener la trama geológica-estructural de esta área. Finalmente, se midieron valores de susceptibilidad magnética de las diferentes unidades geológicas del Paleozoico inferior a lo largo de varias secciones.

MARCO GEOLÓGICO

Estratigrafía

La unidad geológica más antigua y de amplia distribución en la zona de estudio (Fig. 1) correspondería a las grauvacas y pelitas laminadas de la Formación Don Polo (Quartino *et al.* 1971) de edad ordovícica. La Formación Alcaparrosa (Harrington y Leanza 1957) de edad ordovícica superior, 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. Ascendiendo en la columna estratigráfica, se desarrolla la Formación Calingasta (Harrington y Leanza 1957) de edad silúrica, formada por lutitas verdes y moradas.

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 inferior (Formación El Ratón) ricas en elementos paleoflorísticos (Carrizo 1998). Sedimentitas marinas y litorales (Formación El Salto) de edad pérmica (Manceñido *et al.* 1976, Sessarego *et al.* 1986) coronan la sucesión neopaleozoica. En la sierra de Alcaparrosa (Fig.1), 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 (Fig. 2).

El Mesozoico está representado por rocas de edad triásica; son depósitos principalmente continentales fluviolacustres con intercalaciones de material volcánico-sedimentario (Barredo y Ramos 2010, y otros allí mencionados).

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, Cristalini y Ramos 2000). 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. 1), 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 (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).

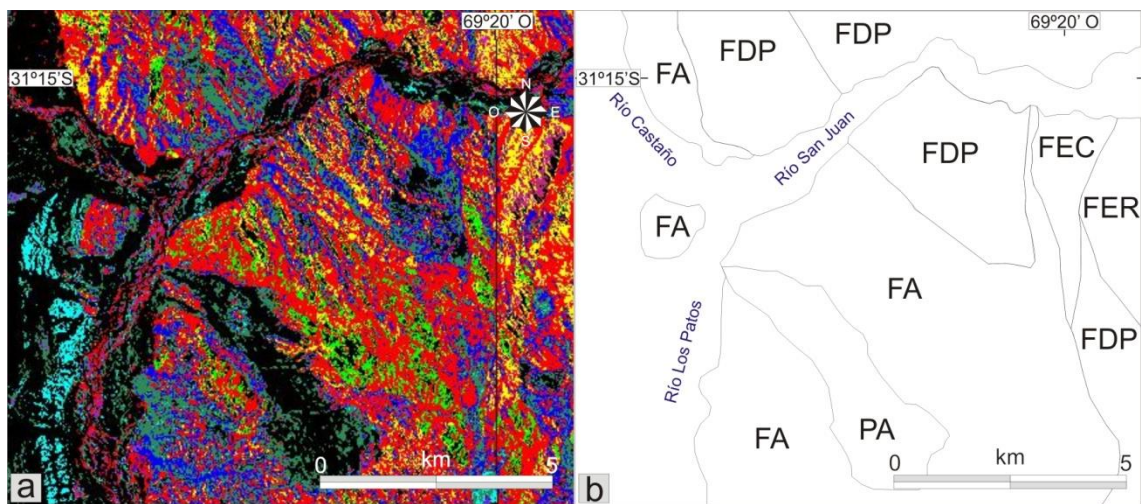


Figura 2: Interpretación de imágenes. a) Resultado de la clasificación supervisada según el *método de la mínima distancia*, sobre un sector del área de estudio. b) Agrupación de afloramientos de similar respuesta espectral. FDP: Formación Don Polo, FA: Formación Alcarparrosa, FEC: Formación El Codo, FER: Formación El Ratón. PA: Halo de alteración hidrotermal asociado al Pórfido de Alcarparrosa.

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).

DESARROLLO DEL TRABAJO

Sensores remotos. Los antecedentes vinculados a la aplicación de técnicas de sensores remotos en la zona de estudio corresponden a aportes realizados por diferentes investigadores (Marquetti *et al.* 2005; Ariza 2012). Estos trabajos han enfocado diferentes aspectos de la estratigrafía, la estructura y de el potencial minero de la zona. La aplicación de técnicas de sensoramiento remoto al estudio de problemas geológicos está ampliamente difundida en la literatura (Sultan *et al.* 1986, Drury 1987, Sabins 1999, Gad y Kusky 2006, entre otros), ya que en la mayoría de los casos constituyen una poderosa herramienta para discriminar litologías y resaltar rasgos estructurales.

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*).

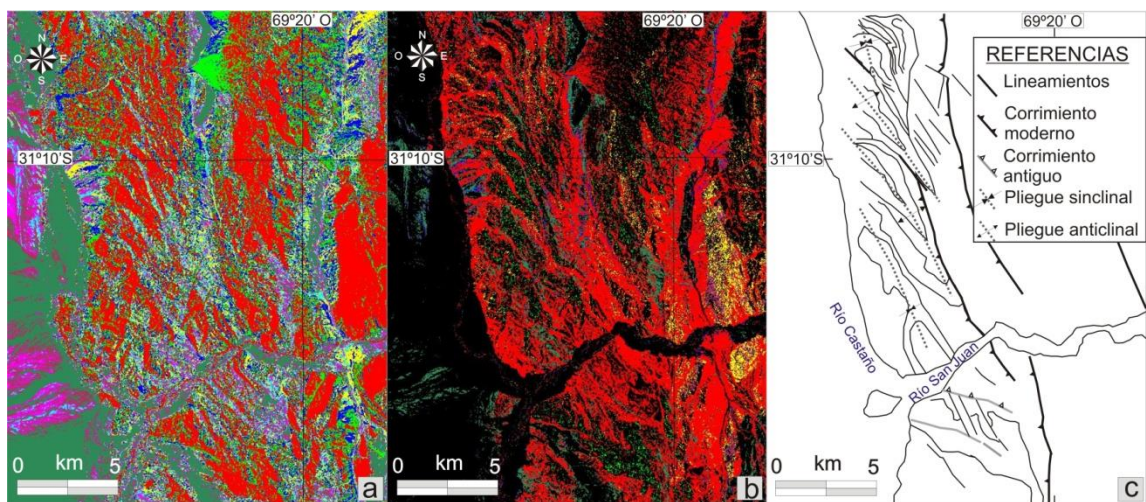


Figura 3. Interpretación estructural de una imagen satelital clasificada correspondiente a un sector de la zona de estudio (ver ubicación en Figura 2). a) Resultado de la clasificación no supervisada (método de clasificación *K-means*). b) Resultado de clasificación supervisada (método del *paralelepípedo*). c) Interpretación de lineamientos y estructuras de plegamiento diferenciados en las imágenes a y b.

El *software* utilizado para el procesamiento de dichas imágenes fue ENVI 4.5. Con dicho programa, se han aplicado técnicas de clasificación supervisada y no supervisada de rangos espectrales (Fig.3).

Procesamiento digital. Teniendo en cuenta los aspectos geológicos de la zona, se efectuaron las clasificaciones supervisada y no supervisada. Las clasificaciones supervisadas (Fig. 2) se han llevado a cabo según dos métodos estadísticos *Método de la Mínima Distancia* y *Método del Paralelepípedo*. Las clasificaciones no-supervisadas (Fig.

3) realizadas fueron llevadas a cabo siguiendo diferentes métodos de estimación propuestos por el software. El *Método K-mean* fue el que brindo los mejores resultados

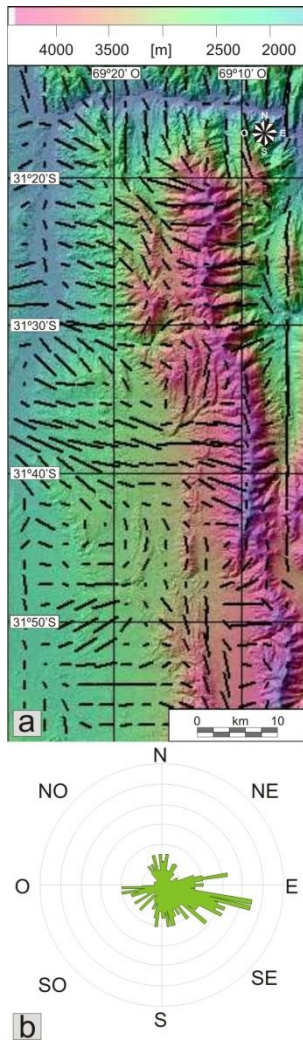


Figura 4: Fabrica topográfica de la zona de estudio. a) Modelo de elevación digital del terreno y fábrica topográfica representada por vectores. b) Diagrama roseta. Este diagrama representa las orientaciones de los vectores de la fábrica topográfica de la zona de estudio. El número de datos representados en el diagrama es n=491

en materia de discriminación espectral (Fig. 3).

Trama geológica-estructural. Se realizó el análisis de patrones estructurales del área a partir del procesamiento de un modelo de elevación digital del terreno (DEM) 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). La información fue procesada con el *software* libre Microdem (Guth 2007). Este *software* permite obtener la fábrica topográfica del terreno, la cual surge a partir del cálculo de líneas de tendencia del terreno (Guth 1995, 1999). Estas líneas (vectores) 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.

En el mapa de vectores obtenido (Fig. 4) es posible reconocer al menos tres direcciones preferenciales. A continuación se enumeran en orden de mayor a menor predominio (Fig. 4): 1) dirección NO-SE; 2) dirección N-S; 3) dirección ENE-OSO.

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, a la cual las rocas pierden la magnetización. 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 a dimensional denominado susceptibilidad magnética (X).

Para cuantificar esta propiedad magnética se empleo un susceptibilímetro ZH-INSTRUMENTS modelo SM30 el cual cuenta con una sensibilidad del orden de $\times 10^{-4}$

⁷ SI, un valor máximo de medición de $\times 10^{-1}$ SI y una frecuencia de operación de 9 KHz. Las mediciones de susceptibilidad magnética se realizaron a lo largo de varias secciones del área de estudio (Fig. 1). A partir de estas mediciones se logró aproximar un rango de variación de susceptibilidades de las diferentes unidades litológicas.

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 empleados como puntos de control de la interpretación de imágenes satelitales. Finalmente, los rasgos estructurales fueron analizados mediante el control de campo. En este sentido es posible reconocer estructuras de corrimientos con dos orientaciones principales la cual oscila desde NO-SE a N-S (Fig. 5). 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 (Fig. 5).

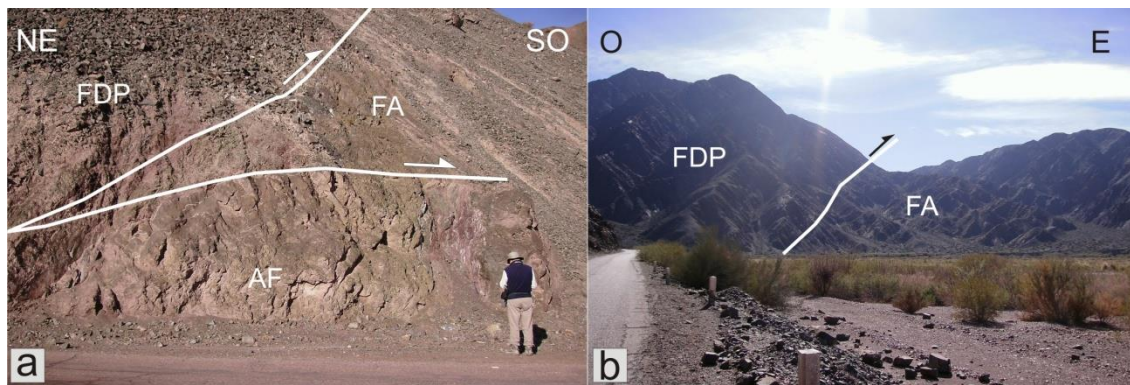


Figura 5: a) Fallas inversas de orientación NW-SE y vergencia opuesta a la tendencia regional. b) Falla inversa orientada N-S y con vergencia oriental de acuerdo con el esquema general de Precordillera Occidental. FA: Formación Alcaparrosa; FDP: Formación Don Polo.

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 (Figs. 1 y 4). De manera complementaria es posible reconocer en la zona de estudio diversas estructuras de plegamiento de escalas y carácter muy variado (Fig. 3). 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. En la interpretación estructural (Fig. 3) se reconoce un sistema de plegamiento de gran escala con un carácter anisopaco en superficie, cuya traza axial se orienta en sentido NO-SE

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Las clasificaciones supervisadas de imágenes satelitales han proporcionado buenos resultados al momento de abordar las temáticas estructurales y estratigráficas de la zona de estudio. La clasificación según el *método de la mínima distancia* fue la que proporcionó los mejores resultados para efectuar discriminaciones de índole estratigráfica. Las diferentes coloraciones asignadas a cada categoría han permitido visualizar la distribución de los elementos litológicos de cada unidad geológica (Fig. 2).

Por otra parte, la clasificación supervisada según el *método del paralelepípedo* brinda una inmejorable perspectiva de la trama estructural. 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 (Fig. 3) así como estructuras de fallamiento inverso de carácter regional cuya orientación presenta al menos dos direcciones predominantes (Figs. 1, 3 y 4): 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. Las clasificaciones no supervisadas son una herramienta de procesamiento limitada, en comparación con las técnicas de clasificación supervisada, ya que no aportan datos significativos al análisis estructural y estratigráfico.

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 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 permite diferenciar en afloramiento cada unidad litológica y entender así la distribución y relaciones de campo que existe entre las mismas. Así, se logró establecer que los cuerpos de rocas básicas y las rocas metasedimentarias hospedantes guardan una relación de intrusividad concordante a modo de filones de espesores variables entre 3 y 10 m.

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 modelo de elevación digital del terreno (DEM) 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 (Fig. 4). 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 en la comarca de estudio 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. 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.

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 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. Mediante la aplicación de técnicas de clasificación supervisada se logro establecer los contactos entre las diferentes unidades geológicas presentes en la comarca de estudio al mismo tiempo que fue posible extrapolar los resultados a aquellas regiones en las cuales no se cuenta con un control geológico detallado. En este sentido se encontró que la aplicación de técnicas de clasificación no supervisada proporciona escasa información para discriminar entre unidades estratigráficas, mientras que en el análisis estructural ambas clasificaciones (supervisadas y no supervisadas) presentan muy buenos resultados al momento de caracterizar las estructuras superficiales.

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.

A partir del procesamiento de un modelo de elevación digital del terreno (DEM) 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.

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 litosfera a esta latitud.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio es un aporte al proyecto Jóvenes Investigadores SECYTI-UNSJ (J.ARIZA. Res 22/13-CS).

REFERENCIAS

- Alonso, J., J. Gallastegui, J. García-Sanseguendo, P. Farías, L. Rodríguez Fernández y V. Ramos, 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13: 204-215.
- Ariza J.P., 2012. Técnicas de sensoramiento remoto aplicadas al estudio geológico estructural de la Precordillera de San Juan. 1º Encuentro de Investigadores Jóvenes de San Juan y 2º Jornada de Becarios de Investigación de la UNSJ. Actas digitales (4 pág.).
- Baldis, B. y S. Peralta, 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*: 215-238, Buenos Aires
- Baldis, B., M. Beresi, O. Bordonaro, y A. Vaca, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445, Argentina.
- Barredo, S. y V. Ramos, 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1-2): 133-145.
- Carrizo, H., 1998. Estudio de floras eocarbónicas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), pp 170, Salta.
- Cortés, J., A. Casa, M. Pasini, M. Yamin, y C. Terrizzano, 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 V. Ramos, 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.
- Drury, S., 1987. *Image interpretation in geology*. Allen & Unwin, London.
- Gad, S. y T. Kusky, 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.
- Guerstein, M., H. Laya y N. Pezzutti, 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 A. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Departamento de Geología, Universidad de Kansas, Publicación 1*: 259.
- Kokogian, D., L. Spalletti, E. Morel, A. Artabe, R. Martinez, O. Alcober, J. Milana, A. Zavattieri y O. Papú, 1999. Los depósitos continentales triásicos. En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*: 377-398, Buenos Aires.
- Manceñido, M., C. Gonzales y S. Damborenea, 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., I. Di Tommaso, C. Herrmann y K. Nakashima, 2005. Datos Aster en la quebrada de Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. 7° *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia, Anais 1823-1830, Brasil.
- Mattauer, M., 1976. *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. España, Editorial Omega, pp 524, Barcelona.

- Quartino, B., R. Zardini y A. Amos, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N°1 pp 184, Buenos Aires.
- 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, pp 64.
- 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), pp 330, Buenos Aires.
- Sessarego, H., R. Lech y A. Amos, 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. 1° Jornada de Geología de Precordillera, San Juan, Argentina: 192 – 197, San Juan.
- Sillitoe, R., 1977. Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-103.
- Sultan, M., R. Arvidson y N. Sturchio, 1986. Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14: 995–999.
- von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera. *Journal of Structural Geology*, 14: 643–667.