

Sensoramiento remoto aplicado al mapeo litológico-estructural de unidades metamórficas en el cerro Valdivia, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan

Juan ARIZA¹, Daniel FERNÁNDEZ², Gladis PALACIO BALDERRAMO³, Marcos SÁNCHEZ¹, Cinthya MORENO¹, María SÁNCHEZ⁴ y Nilda MENDOZA²

¹ CONICET - Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" - Universidad Nacional de San Juan. San Juan.

² Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. San Juan.

³ CONICET - Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), San Juan.

⁴ CONICET - Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), San Juan.

E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

Editores invitados: Mariano Larrovere, Pablo Alasino y Sebastián Rocher

RESUMEN

El cerro Valdivia, en las Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan, muestra evidencias de una importante historia de deformación pre-andina. La aplicación de datos del sensor LANDSAT7 ETM+ favoreció el mapeo de las unidades metamórficas y el patrón estructural de este bloque de basamento. Particularmente, datos publicados y propios de campo complementados con imágenes de cocientes entre bandas y clasificaciones supervisadas permitieron agrupar las unidades metamórficas en tres dominios litológicos: rocas metaígneas máficas-ultramáficas, rocas metasedimentarias y rocas metaígneas graníticas. El diseño de afloramiento del cerro Valdivia queda definido por un patrón de interferencia estructural relacionado con al menos cuatro fases de deformación pre-andina: F_1) la primera, implica la generación de la esquistosidad S_1 con dirección ENE-OSO e inclinación al SE. Las paragénesis minerales desarrolladas durante esta fase se habrían equilibrado en facies de anfíbolita baja a esquistos verdes; F_2) la segunda, corresponde al desarrollo de una fábrica milonítica S_2 localizada a lo largo de tres fajas principales que se superponen a la esquistosidad S_1 aunque con similar orientación (ENE-OSO a NE-SO). Las microestructuras vinculadas a esta fase indican condiciones metamórficas compatibles con facies de esquistos verdes y una cinemática de cizalla simple con movimiento de techo al NNO; F_3) la tercera, se caracteriza por el plegamiento de las superficies pre-existentes S_1 y S_2 a lo largo de ejes de plegamiento suave orientados NO-SE; F_4) la última fase se caracteriza por sistemas de fracturas (deformación frágil) con orientaciones NO-SE, ONO-ESE y NNE-SSO. Estas zonas de fracturación principal coinciden con importantes fajas de cataclasis.

Palabras clave: *Tectónica pre-andina, deformación dúctil, Sierras Pampeanas Occidentales*

ABSTRACT

Remote sensing data applied to the litho-structural mapping of metamorphic units at Cerro Valdivia, Western Sierras Pampeanas, San Juan.

The Cerro Valdivia in the Western Sierras Pampeanas of the San Juan province shows evidence of an important pre-Andean deformational history. The application of LANDSAT7 ETM+ data favoured the mapping of the metamorphic units and the structural pattern of this basement block. Particularly, published and own field data complemented with band ratio images and supervised classifications allow us to group the geological units into three lithological domains: mafic-ultramafic metaigneous rocks, metasedimentary rocks and granitic metaigneous rocks. The outcrop design of the Cerro Valdivia is defined by an interference structural pattern which is related to at least four phases of pre-Andean deformation: F_1) the first one, it involves the generation of southeastward-dipping schistosity (S_1). The paragenetic association related to F_1 indicates low amphibolite to greenschist facies; F_2) the second one is represented by the development of mylonitic fabric (S_2), which is mainly located along three main shear belts. Both S_1 and S_2 have a similar orientation (from ENE-WSW to NE-SW). The recognized microstructures linked to this phase indicate greenschist facies and a top-to-the north-northwest vergence; F_3) the third one is characterized by NW-SE-trend gentle folding of pre-existing S_1 and S_2 tectonic surfaces; F_4)

the last phase is characterized by fracture systems (fragile deformation) with variable orientation NW-SE, WNW-ESE and NNE-SSW. These main fracture zones coincide with important belts of cataclastic rocks.

Keywords: *Pre-Andean tectonics, ductile deformation, Western Sierras Pampeanas*

INTRODUCCIÓN

Entre el Neoproterozoico-Paleozoico medio el proto-margen andino de Sudamérica ha sido escenario de diferentes procesos orogénicos de acreción continental, los cuales han quedado preservados en el registro estratigráfico y estructural de los Andes Centrales.

Los eventos orogénicos más antiguos están relacionados con la posible colisión de diversos bloques continentales (Pampia, Arequipa-Antofalla, Cuyania, Chilenia, entre otros, Fig. 1a) contra el margen occidental de Gondwana (Ramos *et al.* 1986, Dalla Salda *et al.* 1992, Ramos 1999, 2009). Durante el Cenozoico tardío, el segmento Pampeano de subducción de loza plana (entre los 27° - 33°30'S, Barzangi e Isacks 1976) favoreció la propagación de corrimientos imbricados con dominante vergencia oriental en la Cordillera Frontal, Precordillera Occidental-Central y el levantamiento de bloques de basamento en el frente orogénico andino, a partir de la reactivación de retrocorrimientos en la Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas. Así, una sección E-O a los 31°S muestra diferentes dominios tectono-estratigráficos correspondientes a aquellos bloques continentales previamente amalgamados y sus respectivas zonas de sutura (Ramos 1988). Estas zonas coinciden con fajas de alta deformación, metamorfismo e importantes contrastes gravimétricos (Chernicoff y Zappettini 2004, Martínez y Giménez 2005, Álvarez *et al.* 2012) y son áreas claves para el estudio de las características de antiguas zonas orogénicas. Sobre el sector centro-oriental de la provincia de San Juan, las Sierras Pampeanas Occidentales están representadas por los bloques de basamento cristalino que conforman las sierras de Pie de Palo y los cerros Barboza y Valdivia (Caminos 1979). En este contexto, el Cerro Valdivia conforma una estructura en bloque que emerge de los valles circundantes con cotas meno-

res a los 800 m s.n.m. (Fig. 1b). Esta morfología característica del ámbito estructural pampeano, fue adquirida a comienzos del Pleistoceno y estaría asociada con la presencia de fallas inversas de vergencia occidental ubicadas sobre el flanco oeste del cerro (Ramos y Vujovich 2000). Según Kilmurray y Dalla Salda (1971) el cerro Valdivia está integrado por dos grupos litológicos: el grupo central, caracterizado por rocas altamente esquistosas y de naturaleza cuarzo-micácea; y un grupo periférico al anterior caracterizado por rocas esquistosas de naturaleza clorítica y anfibólica, rocas macizas compuestas por plagioclasa-anfibol, rocas esquistosas cuarzo feldespáticas y filones deformados de aplitas, pegmatitas y cuarzo. En base al estudio geoquímico de rocas metaígneas máficas y ultramáficas del cerro Valdivia, Vujovich y Kay (1998) correlacionan estas metamorfitas con el Complejo Pie de Palo (Dalla Salda y Varela 1984, Ramos *et al.* 1998, Vujovich y Kay 1998, entre otros) expuesto en la sierra homónima. Por otra parte, los circones detríticos obtenidos por Naipauer *et al.* (2012) en los afloramientos situados sobre el extremo sur del Cerro Valdivia presentan patrones de edades comparables con la secuencia meta-

sedimentaria Difunta Correa (Baldo *et al.* 1998, Rapela *et al.* 2005, 2015, Vujovich *et al.* 2004, Ramacciotti *et al.* 2015, entre otros) expuesta al sureste de la Sierra de Pie de Palo.

Las unidades expuestas en el cerro Valdivia han sido afectadas por una intensa deformación y metamorfismo en facies de esquistos verdes (Kilmurray y Dalla Salda 1971). Las dataciones radimétricas presentadas por Linares y Aparicio (1975) permiten asignar una edad paleozoica temprana para el evento metamórfico. Así, la asociación estratigráfico-estructural del cerro Valdivia queda definida por una compleja trama que hasta el momento no ha sido mapeada en detalle. Este trabajo tiene como objetivo la elaboración de un mapa geológico de detalle del cerro Valdivia con énfasis en el diseño estructural y la distribución de unidades metamórficas que permitan arrojar luz sobre los procesos de deformación que afectaron a este bloque de basamento. El mapeo fue complementado con datos del sensor LANDSAT 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper plus*) los cuales fueron procesados mediante diferentes técnicas e interpretados de forma integrada con la información geológica del área.

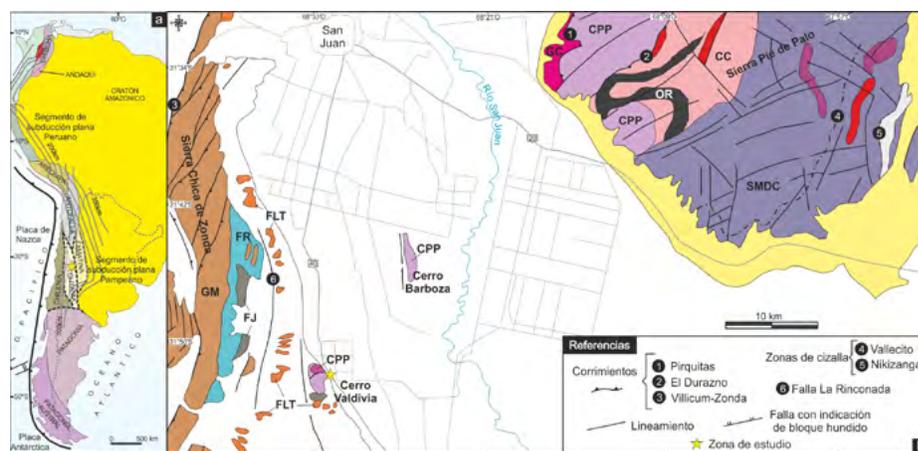


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. a) Terrenos tectónicos amalgamados al margen Pacífico del continente Sudamericano entre el Neoproterozoico y el Paleozoico medio; b) Mapa de ubicación de la zona de estudio y comarcas geológicas relacionadas (modificado de Ramos y Vujovich 2000, Ramacciotti *et al.* 2015). CPP: Complejo Pie de Palo, CC: Complejo Central, SMDC: Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa, GM: Grupo Marquesado, FR: Formación Rinconada, FJ: Formación Jejenes, FLT: Formación Loma de las Tapias.

METODOLOGIA APLICADA AL MAPEO DE UNIDADES METAMORFICAS

El mapa geológico del cerro Valdivia se realizó sobre una base de imágenes satelitales Landsat 7 ETM+ con una escala para la sub-escena de 1:50.000. El trabajo de detalle se realizó en ocho campañas mediante el relevamiento de datos litológicos y estructurales (medición de foliaciones, lineaciones, pliegues y muestras orientadas) a lo largo de las principales quebradas del cerro, los cuales fueron posteriormente integrados en una sección geológica NO-SE. En laboratorio las muestras fueron estudiadas con lupa binocular y posteriormente en secciones delgadas con microscopio óptico. Los datos estructurales fueron procesados con el software Stereonet.

Sensores remotos

De forma previa y simultánea con el trabajo de campo se emplearon imágenes LANDSAT 7 (ETM+) procesadas. El gran potencial de esta herramienta en la caracterización espectral, mapeo y distribución de unidades metamórficas y su trama estructural ha sido ampliamente demostrado en la literatura científica (Sultan *et al.* 1986, 1987, Drury 1987, Sabins 1999, Gad y Kusky 2006, Pérez *et al.* 2007, Ariza *et al.* 2014, 2018a, b, entre otros).

Los datos satelitales fueron obtenidos a través del sitio web del *Global Land Cover Facility* (<http://glcf.umd.edu>) que pertenece a la Universidad de Maryland y 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. Las imágenes usadas tienen alta resolución espacial, alto rango espectral y 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. Para la calibración radiométrica de la imagen se siguió a Chander *et al.* (2009).

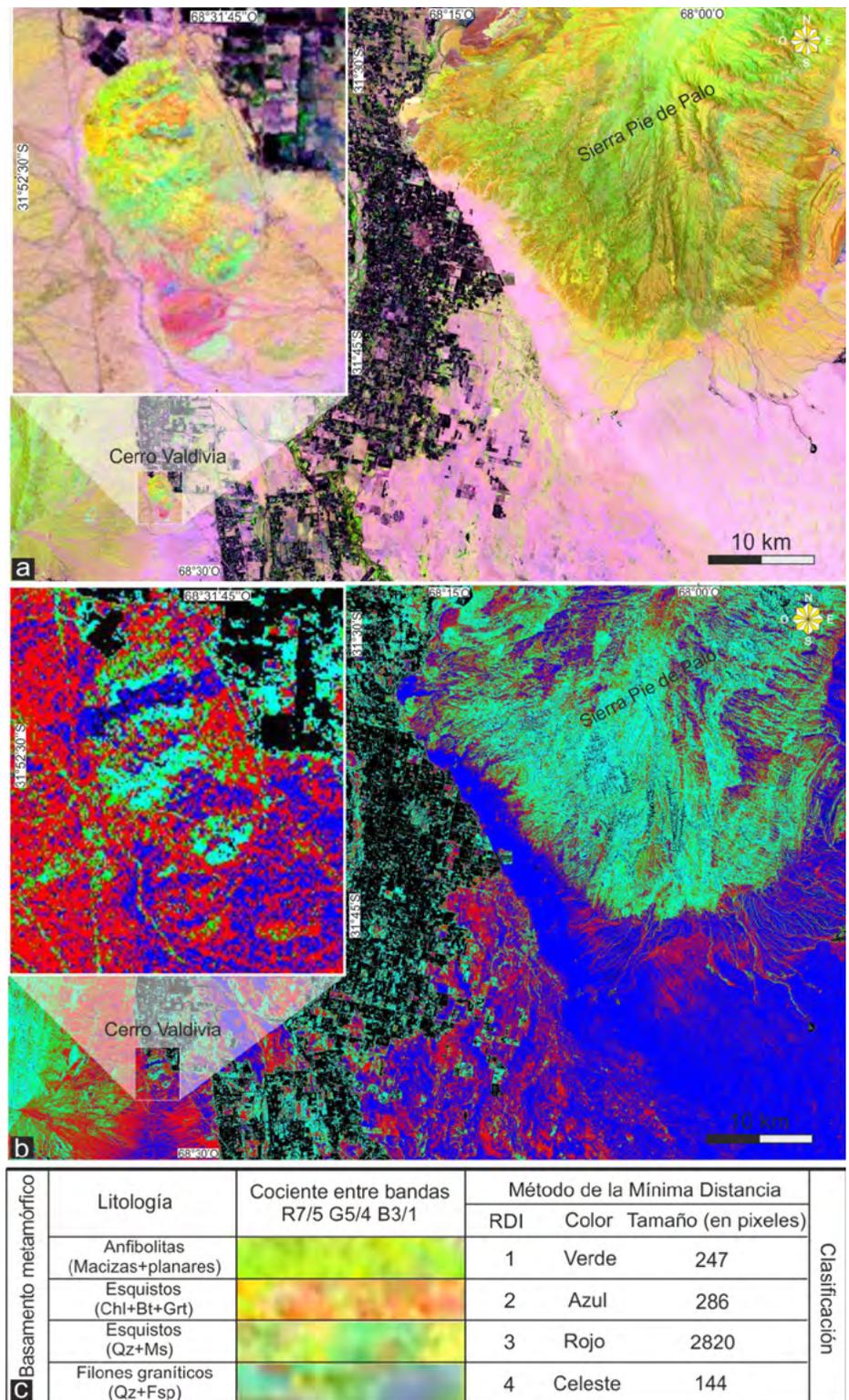


Figura 2. Imágenes LANDSAT 7 ETM+ procesada. a) Cociente entre bandas R7/5, G5/4, B3/1; b) Clasificación supervisada de los cocientes entre bandas de la figura (a). En (a) y (b) sobre el sector superior derecho se observa el extremo sur de la sierra de Pie de Palo, mientras que en el sector superior izquierdo de la imagen se presenta una exageración de escala correspondiente al cerro Valdivia. En ambas imágenes se destaca una estructura caracterizada por la alternancia de bandas heterolíticas, sobre las cuales se superpone un sistema de ondulaciones o narices de pliegues con ejes NO-SE; c) Resultado de los cocientes entre bandas y atributos de las Regiones de Interés (RDI) usados en la clasificación supervisada de espectros.

Se ensayaron diversas técnicas de procesamiento (combinaciones, cocientes y productos entre bandas y clasificaciones espectrales) siguiendo metodologías

propuestas por diferentes autores (Lillesand y Kiefer 1994, Inzana *et al.* 2003, Gad y Kusky 2006, Pérez *et al.* 2007).

A los fines prácticos, durante la aplicación de estas técnicas los afloramientos del Cerro Valdivia fueron agrupados en cuatro tipos principales de rocas siguiendo el esquema original propuesto por Killmurray y Dalla Salda (1971): esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos clorítico-biotíticos, anfíbolitas y filones graníticos cuarzo-feldespáticos.

Cocientes entre bandas: Se aplicaron los cocientes de bandas R7/5, G5/4, B3/1 (Fig. 2a) propuestos por Gad y Kusky (2006) en base a las similitudes litológicas que presentan las unidades litoestratigráficas estudiadas por los mencionados autores y las metamorfitas expuestas en el cerro Valdivia. La correspondencia entre el resultado de los cocientes y las unidades de mapeo se presenta en la figura 2c.

Clasificación supervisada: Se aplicó el Método de la Mínima Distancia para clasificar los resultados de los cocientes entre bandas (Fig. 2b). Esta técnica consiste en la determinación de regiones de interés, es decir, grupo de píxeles cuya respuesta espectral se asocia con un atributo geológico conocido del área de estudio. Así, el método de la Mínima Distancia agrupa los píxeles bajo una misma categoría ponderando la relativa cercanía espectral entre el valor de la región de interés y el valor espectral medio del píxel a clasificar. Se establecieron cuatro regiones de interés (RDI), en concordancia con los cuatro tipos de rocas definidas por Killmurray y Dalla Salda (1971) en el cerro Valdivia. El tamaño de los polígonos que definen a cada RDI está en función de la diversidad espectral y tamaño de los afloramientos de las diferentes unidades litológicas del cerro Valdivia. En el cuadro 1, se enumeran los aspectos descriptivos de cada RDI.

UNIDADES METAMÓRFICAS DEL CERRO VALDIVIA

Los afloramientos de rocas metamórficas del cerro Valdivia se agrupan en cuatro tipos principales: esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos clorítico-biotíticos, anfíbolitas y filones de rocas graníticas

cuarzo-feldespáticas. En base a la composición mineralógica y tipo de protolito Kilmurray y Dalla Salda (1971) dividen los afloramientos en tres grandes categorías o unidades (Fig. 3): (1) Metasedimentitas derivadas de psamitas cuarcíferas con escasa participación de material pelítico y feldespático. (2) Rocas intrusivas máficas y ultramáficas metamorizadas. (3) Filones graníticos cuarzo-feldespáticos.

Las metasedimentitas de la unidad (1), están representadas por rocas esquistosas que incluyen las variedades de: esquistos cuarzo-muscovíticos (1a) y esquistos cloríticos-biotíticos (1b).

Los afloramientos de esquistos cuarzo-muscovíticos (1a) tienen su máxima expresión sobre el sector central del cerro (Fig. 4). Son rocas esquistosas de tonalidad grisácea y de naturaleza cuarzo-micácea (Fig. 5a). Los planos de esquistosidad (S_1) quedan definidos por agregados de muscovita-clorita que definen un dominio laminar junto a granos alargados de cuarzo (Fig. 5b). La orientación paralela de granos de cuarzo y micas sobre los planos de esquistosidad da lugar a una lineación L_1 la cual se orienta preferentemente en el cuadrante ESE (Fig. 4). Además, se observan en este grupo variedades porfiroblásticas con granate (Fig. 5c) las cuales, como se verá más adelante, se encuentran frecuentemente asociadas a zonas de intensa deformación dúctil. Los esquistos cuarzo-muscovíticos presentan textura lepidogranoblástica compuesta por Qtz+Ms+Pl+Op y Zr como mineral accesorio (abreviaturas minerales según Kretz 1983). Las variedades graníferas, presentan textura porfiroblástica, en una matriz con-

formada por dos dominios, uno lepidoblástico compuesto por Bt+Chl+Ms+Op, y otro granoblástico compuesto por Qtz+Pl (Fig. 5d). Además, dentro de la unidad metasedimentaria, se reconocen meta-areniscas compuestas por Qtz+Pl+Ms+Op y Ttn+Zr como minerales accesorios.

Los afloramientos de esquistos clorítico-biotíticos (1b) se distribuyen en forma periférica al sector central del cerro (Fig. 3 y 4). Esta unidad presenta colores pardos grisáceos y rojizos (Figs. 6a y b) y una estructura esquistosa S_1 definida por el crecimiento paralelo de agregados de micas. Las micas se orientan sobre el plano de esquistosidad a lo largo de una lineación L_1 de disposición similar a la descrita para la unidad 1a (Fig. 5d). Los minerales claros están formados por plagioclasa y cuarzo. Además, se observan individuos de granate con formas redondeadas cuya participación se hace más importante a lo largo del contacto con el grupo de esquistos cuarzo-muscovíticos (1a).

La unidad (2) incluye un conjunto de rocas metaígneas máficas y ultramáficas (Figs. 6a y c) entre las que se distinguen anfíbolitas macizas, planares, metapiroxenitas y esquistos talcosos (Kilmurray y Dalla Salda 1971, Dalla Salda y Rapela 1972, Vujo-vich y Kay 1998, Carbajal *et al.* 2019). Los afloramientos de esta unidad se localizan principalmente en el extremo norte del Cerro Valdivia (Figs. 3 y 4), donde conforman las principales elevaciones, mientras que hacia el sur se restringen a un bloque de reducida expresión topográfica. En las anfíbolitas planares (esquistos anfíbólicos) la esquistosidad S_1 queda definida por la disposición paralela de individuos de anfíbol



Figura 3. Vista panorámica del cerro Valdivia. Se presenta la distribución de unidades del basamento y cobertura sedimentaria del cerro (línea blanca discontinua: contactos entre distintas litologías). 1a) Esquistos cuarzo-muscovíticos, 1b) Esquistos cloríticos-biotíticos, 2) Rocas intrusivas máficas-ultramáficas metamorizadas, 3) Filones graníticos cuarzo-feldespático, 4) Areniscas y conglomerados de la Formación Jejenes, 5) Depósitos cenozoicos indiferenciados.

y una lineación mineral L_1 , representada por el desarrollo de laminillas elongadas de biotita. Al microscopio se observa una textura nematoblástica conformada por Hbl+Pl+Bt+Op (Fig. 6d), y Ttn+Ep como minerales accesorios. Por su parte, las

anfibolitas macizas están compuestas esencialmente por plagioclasa y anfíbol con textura granoblástica, aunque en ningún caso los minerales félsicos superan el 5% (Kilmurray y Dalla Salda 1971). Las similitudes geoquímicas de ambos tipos de

anfibolitas indicarían un protolito común para ambas metamorfitas, compatible con rocas ígneas máficas (Dalla Salda y Rapela 1972). Los cuerpos de metapiroxenitas están principalmente compuestos por cristales relicticos de piroxeno uralitizado,

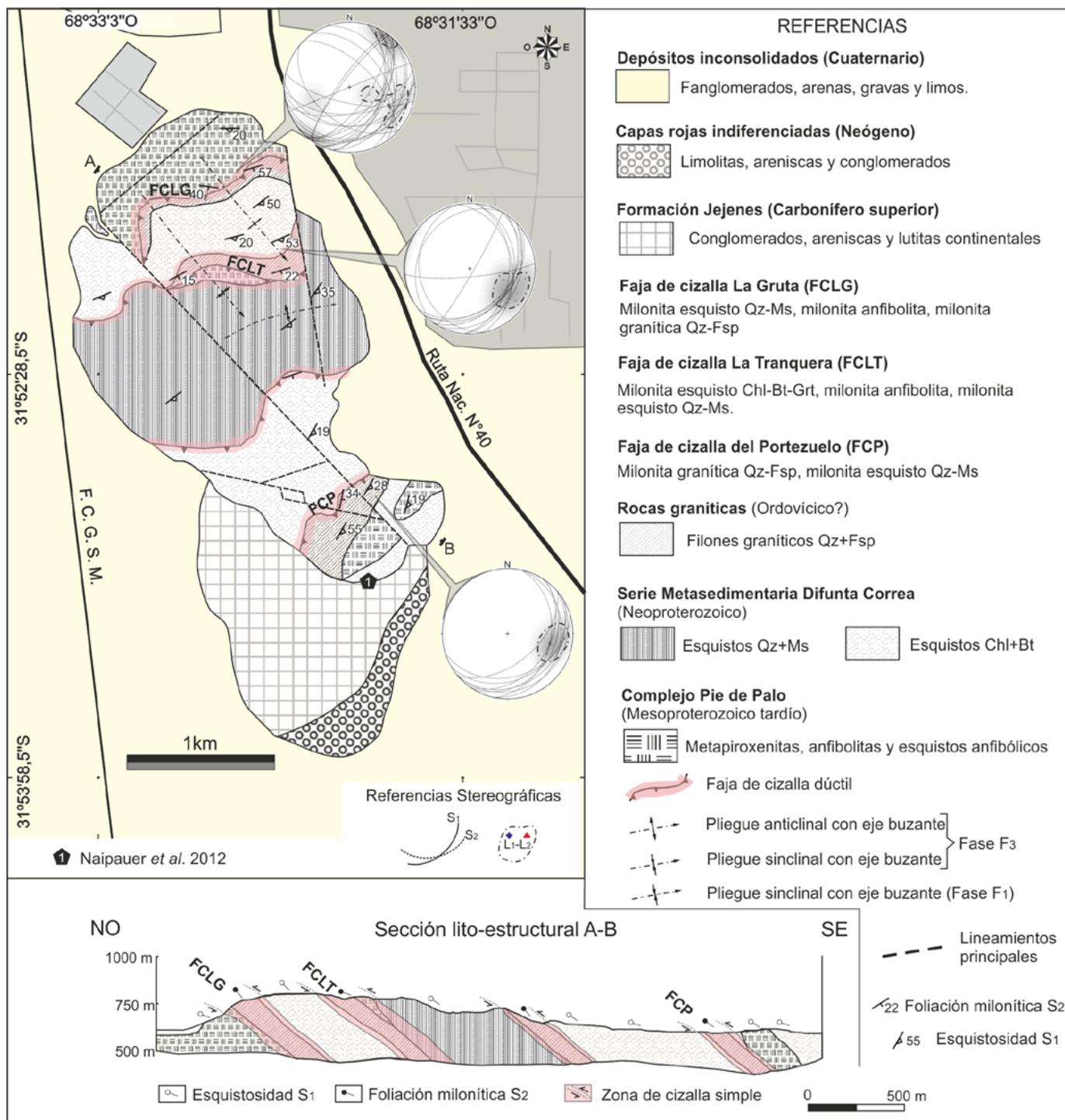


Figura 4. Mapa geológico del Cerro Valdivia. Se representan en detalle las diferentes unidades litológicas y estructuras. Se incluyen las representaciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior (red de Schmidt), donde se proyectan en diagrama ciclográfico los planos de esquistosidad S_1 y foliación milonítica S_2 y las respectivas lineaciones L_1 y L_2 asociadas. Sobre la parte inferior, se muestra una sección lito-estructural correspondiente a la transecta AB.

anfíbol, clorita y minerales opacos (Vujo-
vich y Kay 1998), mientras que los esquis-
tos talcosos descritos por Carbajal *et al.*
(2019) presentan una textura lepidoblásti-
ca definida por Tlc y folias de Chl (Fig. 6e).
Finalmente, las rocas graníticas de la
unidad (3) se desarrollan principalmente
como fajas y cuerpos de menor dimensión
orientados en dirección ENE-OSO (Figs.
3 y 4) en concordancia con la esquistosi-
dad S_1 (Figs. 5a, 6a y c), conformando
filones de espesores variables (entre 0,5 y
10 metros). Los afloramientos más repre-
sentativos a la escala de mapeo emplea-
da en este trabajo, se distribuyen sobre el
sector norte y sur del cerro (Figs. 3 y 4).
En general son filones graníticos de com-
posición cuarzo-feldespática con textura
granoblástica.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La estructura del cerro Valdivia presenta
una compleja trama geológica donde con-
fluyen varias fases de deformación (Kilmur-
rray y Dalla Salda 1971). El estilo estructu-
ral desarrollado en cada fase se pone de
manifiesto a todas las escalas de análisis
(macro, meso y microescala). A continua-
ción se presenta una descripción estructu-
ral detallada de los rasgos estructurales
observados a distintas escalas.

Estructura macroscópica

A esta escala la estructura del cerro que-
da definida por una alternancia de fajas de
distinta composición litológica (anfibolitas,
rocas graníticas y esquistos cuarzo-micá-
ceos) cuya orientación ENE-OSO y buza-
miento al SE constituyen el rasgo principal
en el diseño de afloramiento (Figs. 2 y 4).
Los contactos entre las distintas fajas pre-
sentan una ondulación ($\lambda \sim 800$ m) que
queda definida por la presencia de nari-
ces que se orientan en dirección NO-SE,
las cuales se observan con mayor nitidez
sobre la porción centro-norte del cerro,
donde los afloramientos de metamorfi-
tas alcanzan su máxima expresión. Lon-
gitudinalmente, el cerro es segmentado
por un lineamiento estructural de primer
orden con orientación NO-SE. Una serie
de lineamientos menores con orientación
ESE-ONO se desarrollan sobre el extre-
mo suroccidental del cerro cuya traza se

trunca contra la del lineamiento principal
(Figs. 2 y 4).

Estructura mesoscópica

Entre las estructuras mesoscópicas que
afectan al basamento se reconocen dos
tipos principales: estructuras asociadas a
deformación dúctil y estructuras de defor-
mación frágil.

Estructuras de deformación dúctil: Las
estructuras asociadas a este tipo de de-
formación están representadas por el
desarrollo de esquistosidad penetrativa,
lineación mineral, fajas de cizalla dúctil y
pliegues.

La esquistosidad S_1 queda definida por
planos que se orientan ENE-OSO con
inclinación dominante al SE (Fig. 4). De-
pendiendo de la litología de la roca, los
planos de esquistosidad se caracterizan
por el desarrollo de laminillas de mica y
granos aplanados de cuarzo (esquistos
cuarzo-muscovíticos y esquistos cloríti-
cos-biotítico) o bien por la disposición
subparalela de cristales de anfíbol (an-
fibolitas planares). Sobre los planos de
esquistosidad S_1 es frecuente la presencia
de granos elongados de cuarzo paralelos
a trenes de micas alineadas que en con-
junto definen una fábrica lineal L_1 que se
orienta preferentemente en el cuadrante
SE ($\sim 25^\circ/\text{ESE}$, Fig. 4).

El cerro se encuentra segmentado lati-
tudinalmente, por al menos tres fajas de
cizalla dúctil: La Gruta (sector norte), La
Tranquera (sector centro-norte) y del Por-
tezuero (sector sur), las cuales se locali-
zan principalmente sobre las zonas de
contacto entre metamorfitas (Fig. 4). En
estas zonas se reconoce una marcada
fábrica planar o milonítica S_2 que se orien-
ta ENE-OSO con inclinación dominante
al SE ($\sim 34^\circ/\text{SE}$). Entre las estructuras
menores asociadas a las fajas de cizalla
dúctil se reconocen pliegues en vaina y
en cortina con ejes mayores orientados al
SE (Fig. 7). Son frecuentes los fenómenos
de *boudinage* los cuales afectan princi-
palmente a filones graníticos y bancos de
anfibolita dando origen a estructuras *pinch*
and swell (Fig. 6c). La distancia entre los
cuellos de cada *boudin* es variable desde
algunos centímetros hasta 1,5m. Además,
es frecuente el desarrollo de estructuras
S-C' en las cuales la esquistosidad S_1 y
la foliación milonítica S_2 son rotadas por

planos C' que inclinan al NNO (Figs. 6a
y 7b) siendo menos comunes aquellos
planos antitéticos que inclinan al SE (Fig.
5a). La faja de cizalla dúctil La Gruta, se
localiza a lo largo de la zona de contacto
entre las unidades de anfibolitas, filones
graníticos y esquistos cloríticos-biotíticos
con un espesor cercano a los 100 m en
dirección N-S. En este sector se observan
porfiroclastos de cuarzo con estructura
sigma inmersos en una matriz de cuarzo
y micas (Fig. 6b). La geometría y orienta-
ción de estas estructuras indican una ci-
zalla simple con movimiento de techo al
NNO para la faja de cizalla dúctil La Gru-
ta. La faja de cizalla dúctil La Tranquera
se ubica en la zona de contacto entre los
esquistos cuarzo-muscovíticos y esquis-
tos cloríticos-biotíticos (Fig. 4). En este
sector se intercala una pequeña escama
de anfibolitas intensamente foliadas. Los
planos de foliación milonítica S_2 asociados
a la faja de cizalla dúctil La Tranquera se
disponen con rumbo general ENE e incli-
nación al SE. Los ejes de los pliegues en
vaina junto a la lineación de estiramiento
mineral L_2 observada en granos de cuarzo
inclinan con bajo ángulo hacia el cuadran-
te SE ($\sim 15^\circ/\text{ESE}$, Fig. 4). En el bloque col-
gante de esta faja de cizalla, el cual está
representado por esquistos cuarzo-mus-
covíticos, se observan estructuras sigma
en porfiroclastos de granate (Fig. 5c). Es-
tos indicadores señalan una cizalla simple
con movimiento de techo al NNO para la
faja de cizalla dúctil La Tranquera.

Sobre el extremo sur del cerro, la faja de
cizalla dúctil del Portezuelo se desarrolla
sobre un contacto entre anfibolitas, filones
graníticos y esquistos cloríticos-biotíticos.
La foliación milonítica S_2 de esta faja se
orienta NE-SO con inclinación moderada
al SE ($N35^\circ\text{E}$; 36°SE , Fig. 4) y se concen-
tra principalmente sobre el contacto entre
rocas graníticas cuarzo-feldespáticas y
esquistos cloríticos-biotíticos y afecta en
menor medida a los afloramientos más
australes de anfibolitas. Tanto las anfibol-
itas como los filones graníticos del bloque
colgante y basal, respectivamente, de la
faja de cizalla dúctil del Portezuelo pre-
sentan pliegues fuertemente asimétricos
a isoclinales (Fig. 7c) con planos axiales
buzantes al SE ($N50^\circ\text{E}$; 53°SE). En la
zona interna de la faja se observan por-
firoclastos de cuarzo y feldespato de has-

ta un 1cm de diámetro con desarrollo de sombras de presión (Fig. 7c). El conjunto de estructuras descripto indica una cizalla simple con movimiento de techo al NO para la faja de cizalla dúctil del Portezuelo. En los niveles de esquistos cuarzo-micáceos y esquistos cloríticos-biotíticos se observan pliegues asimétricos de menor escala ($\lambda \sim 1\text{m}$) cuyas líneas de charnela y ejes quedan representados por varillas de cuarzo y en algunas ocasiones compuestas por la misma roca esquistosa, definiendo así estructuras de tipo *rods* y *mullions* como las descritas por Wilson (1961). La esquistosidad S_1 se encuentra plegada en torno a estas estructuras lineales (L_3 , Fig. 8), las cuales se orientan predominantemente en el cuadrante SE ($\sim 16^\circ/\text{SE}$). Todas las metamorfitas del cerro están afectadas por una foliación frágil-dúctil S_3 . Estos planos se orientan NO-SE a ONO-ESE y presentan buzamiento variable al SO.

Estructuras de deformación frágil: Las evidencias de deformación frágil a mezoescala están representadas por diaclasamiento y fallamiento. Con frecuencia estos planos de fractura se canalizan a lo largo de las superficies previas (esquistosidad y fajas miloníticas, Fig. 5a). Un sistema de diaclasas S_4 de rumbo general E-O e inclinación dominante al N se observa tanto en el sector norte, centro y sur del cerro. Zonas de importante brechamiento se reconocen a lo largo de una franja longitudinal NO-SE que atraviesa al cerro de norte a sur en coincidencia con la traza del lineamiento principal reconocido a escala macroscópica. En este sector, fragmentos angulosos de metamorfitas se alojan en una matriz oscura de grano fino y similar composición (Fig. 9).

Microestructura

A escala microscópica, tanto las rocas metasedimentarias como las metaígneas máficas y ultramáficas presentan una foliación principal S_1 . En las metasedimentitas, esta foliación queda definida por una alternancia entre dominios granoblásticos ricos en Qtz y Pl en menor proporción, y un dominio lepidoblástico de menor granulometría caracterizado por la disposición planar paralela de folias de micas (Ms y Bt, Fig. 5d). En las rocas metaígneas máficas la foliación S_1 se observa principalmente en los esquistos anfibóli-



Figura 5. Afloramientos de rocas metasedimentarias. a) Rocas esquistosas y filones graníticos cuarzo-feldespático (3) afectados por estructuras S-C asociada a la faja de cizalla La Tranquera. Las líneas blancas discontinuas representan la foliación milonítica S_2 , mientras que la línea amarilla discontinua señala la disposición de los planos C; b) Indicadores de cizalla dúctil en niveles cuarzosos, asociados a los planos de foliación milonítica S_2 ; c) Porfiroclastos redondeados de Grt y Qtz con estructuras delta y colas de presión compuestas por Chl+Bt. Los indicadores cinemáticos señalan un movimiento de techo al NNO (hacia la derecha de la imagen); d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de esquistos Qtz+Ms±Bt donde se diferencian los dominios granoblástico compuesto por Qtz y lepidoblástico integrado por Ms y Bt.

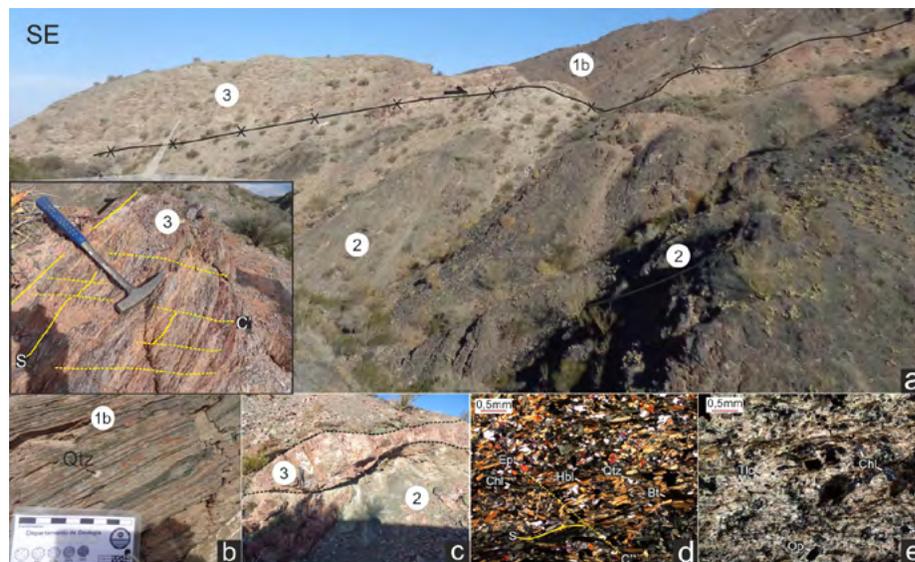


Figura 6. a) Fotografía con vista al sur de las principales unidades metamórficas del cerro Valdivia. La línea con cruces corresponde a la faja de cizalla La Gruta que afecta a las unidades de esquistos cloríticos-biotíticos (1b), anfibolitas (2) y filones graníticos cuarzo-feldespáticos (3). Sobre el sector inferior izquierdo se observa en detalle la estructura S-C asociada a esta faja milonítica, donde afecta a rocas graníticas cuarzo-feldespáticas (3). La flecha negra indica un movimiento de techo al noroeste para esta faja de cizalla simple. Se destaca el aspecto macizo de las anfibolitas (2); b) Detalle de las milonitas de esquistos cloríticos-biotíticos con porfiroclastos de cuarzo, en los afloramientos del bloque cabalgante de la faja de cizalla. c) Filones graníticos cuarzo-feldespáticos (3) alojados en esquistos talcosos (2). Todo el conjunto ha sido afectado por *boudinage*, con desarrollo de estructuras *pinch and swell*; d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de las anfibolitas (2). Detalle de las texturas granolepidoblásticas representadas por Bt, Chl, Ep y Qtz, mientras que las texturas nematoblástica están representadas principalmente por Hbl. En las anfibolitas se reconocen estructuras S-C incipientes; e) Fotomicrografía a nicoles cruzados de los esquistos talcosos (2). Textura lepidoblástica formada por Tlc y Chl. Se observan posibles relictos de minerales máficos ocupados por Op.

cos a partir de la orientación paralela de Hbl+Bt (Fig. 6d). En los esquistos cuarzo-muscovíticos y cloríticos-biotíticos afectados por las fajas

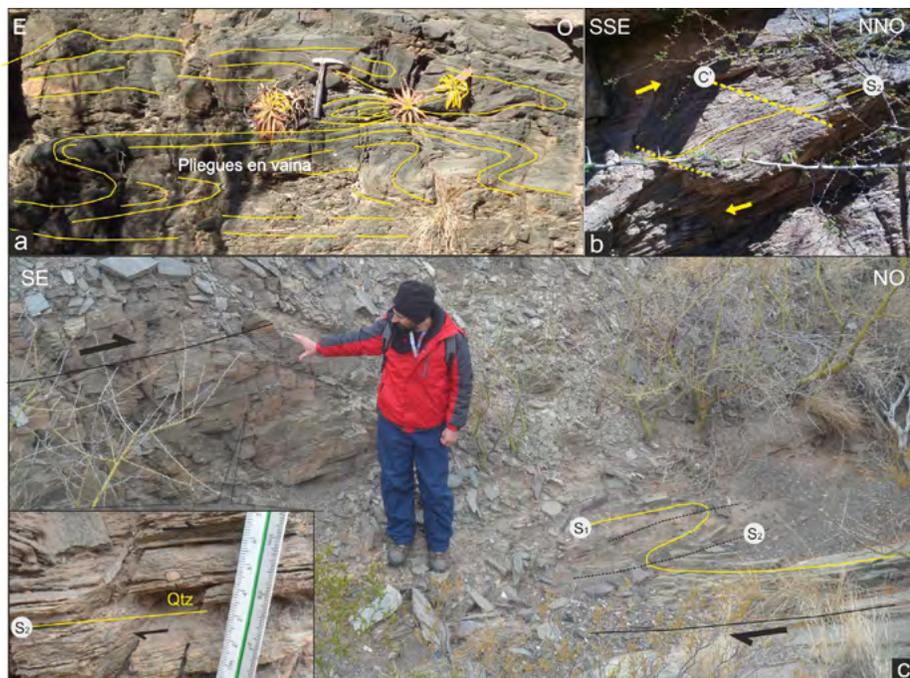


Figura 7. Aspectos estructurales de las fajas de cizalla La Tranquera (figuras a y b) y del Portezuelo (figura c). a) Plegues en vaina y cortina afectan a anfibolitas planares. Las líneas amarillas delimitan los contornos de las superficies plegadas; b) Estructuras S-C' afectan la foliación milonítica S_2 asociadas a la faja de cizalla simple. Las flechas amarillas indican la cinemática de la cizalla simple compatible con un movimiento de techo al NNO; c) Plegues fuertemente asimétricos a volcados, con planos axiales inclinados al SE en la faja de cizalla dúctil. Sobre el extremo inferior izquierdo se observa una imagen de detalle que muestra el desarrollo de porfiroclastos redondeados de Qtz de gran tamaño con colas de presión de tipo delta, cuya cinemática de techo al NNO es compatible con los indicadores reconocidos en la figura (c).

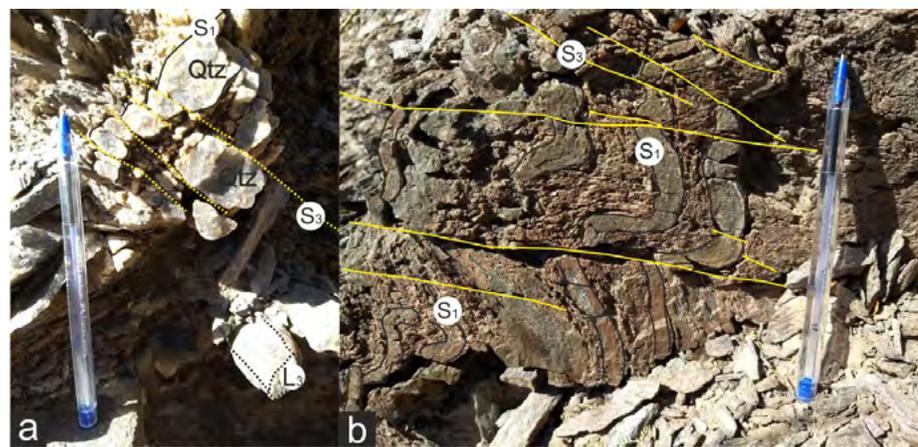


Figura 8. Interferencia entre superficies tectónicas dúctil-frágil. a) Bastones de cuarzo dan origen a una lineación columnar L_3 como producto de la intersección de los planos S_1 - S_3 ; b) Esquistos cuarzosos-muscovíticos replegados a lo largo de ejes de plegamiento NO-SE con inmersión al SE.

de cizalla (S_2) es frecuente el desarrollo de microfábricas miloníticas con estructuras S-C' (Fig. 10a) y microplegamiento asimétrico a recumbente con replegamiento de charnelas (Figs. 10b y c). Además, en estas rocas se destaca la presencia de mica fish (Fig. 10d) y la generación de porfiroclastos redondeados a tipo delta de Pl, Grt y Op con colas asimétricas (Fig. 10e) compuestas generalmente por Ms+Qtz, los cuales se encuentran suspendidos

en una matriz de grano fino. En todas las muestras analizadas, la cinemática de la cizalla simple a microescala indica un movimiento de techo al NNO. A escala de porfiroclasto individual se reconocen maclas aguzadas y maclas con desplazamiento asociado a microfracturación en Pl. En el Qtz se observan lamelas de deformación e incipiente formación de subgranos (Fig. 10a). Por otra parte, las folias de Ms y Bt presentan flexuramiento, mientras que el



Figura 9. Brechas tectónicas soldadas formada por fragmentos angulosos de Qtz y esquistos cuarzosos (Eqtz).

Grt comúnmente exhibe una zonación sobre los bordes y planos de fractura caracterizada por folias de Bt y Chl.

Las anfibolitas en las zonas de cizalla presentan marcados dominios texturales planares nematoblásticos-lepidoblásticos con superposición de estructuras S-C incipientes (Fig. 6d). Los filones cuarzo-feldespáticos presentan texturas granoblástica sutural a lobular, en una fuerte deformación dúctil dada por las presencia de maclas deformacionales en Kfs, formación de subgranos y lamelas de deformación en Qtz, y folias piciformes en Ms. Finalmente, en la mayoría de las muestras analizadas, se observan microplanos de fractura (S_3) asociados a deformación frágil (cataclasis) que generan dislocación y rotura de los dominios y cristales preexistentes (Fig. 10f).

RESULTADOS E INTERPRETACIONES

La principal contribución de este trabajo es la obtención de un mapa geológico de detalle y una sección lito-estructural de las unidades metamórficas y las estructuras pre-andinas del cerro Valdivia. Estos fueron construidos a partir de datos de campo y la interpretación de imágenes satelitales procesadas mediante la aplicación de cocientes entre bandas

y clasificaciones supervisadas. La trama geológica aquí definida, se caracteriza por una alternancia de fajas ENE-OSO de composición litológica y espesor variables (Fig. 4). Este particular diseño, refleja la disposición de la esquistosidad principal del cerro (S_1), la cual se orienta ENE-OSO con inclinación general al SE (Fig. 4). Kilmurray y Dalla Salda (1971) interpretan una estructura de plegamiento mayor de tipo sinforme cuyo plano axial se orienta en sentido NE-SO y con un hundimiento de eje en dirección NE. Los mencionados investigadores asocian tal estructura a una fase de deformación F_2 . Sin embargo, la disposición general ENE de la esquistosidad S_1 en concordancia con la trama geológica principal del cerro, derivada de la repetición concéntrica de unidades litológicas (esquistos cloríticos-botfíticos y anfibolitas) al sur y norte del sector central (núcleo de esquistos cuarzo-muscovíticos) son interpretados aquí como parte de una misma estructura de plegamiento sinforme y esquistosidad de plano axial S_1 resultando de una misma fase de deformación. En este contexto, la esquistosidad S_1 de plano axial estaría vinculada al desarrollo del pliegue, probablemente derivado de un mecanismo de aplanamiento. Esta asociación estructural es interpretada en este trabajo como el resultado de la Fase F_1 de deformación y metamorfismo asociado. Las asociaciones paragéneticas determinadas en las milonitas y esquistos circundantes para la Fase F_1 se encuentran establecidas en facies de anfibolita baja a esquistos verdes. Esta fase de deformación fue sucedida por la intrusión de filones graníticos cuarzo-feldespáticos (Post- F_1), en concordancia con lo descrito por Kilmurray y Dalla Salda (1971) para el evento principal de diferenciación pegmatítica. La fase de deformación F_2 se caracterizó por el desarrollo de fajas de cizalla dúctil (S_2) de orientación paralela a la esquistosidad general (Fig. 4), cuya ubicación preferencial a lo largo de las zonas de contacto entre las metamorfitas habría sido controlada por la fábrica S_1 previamente desarrollada y el contraste litológico entre las diferentes unidades. En el caso de la milonitas asociadas a las fajas de cizalla, todas presentan en su matriz cristales de Qtz+Pl con contacto intergranular sutural a poligonal, como así

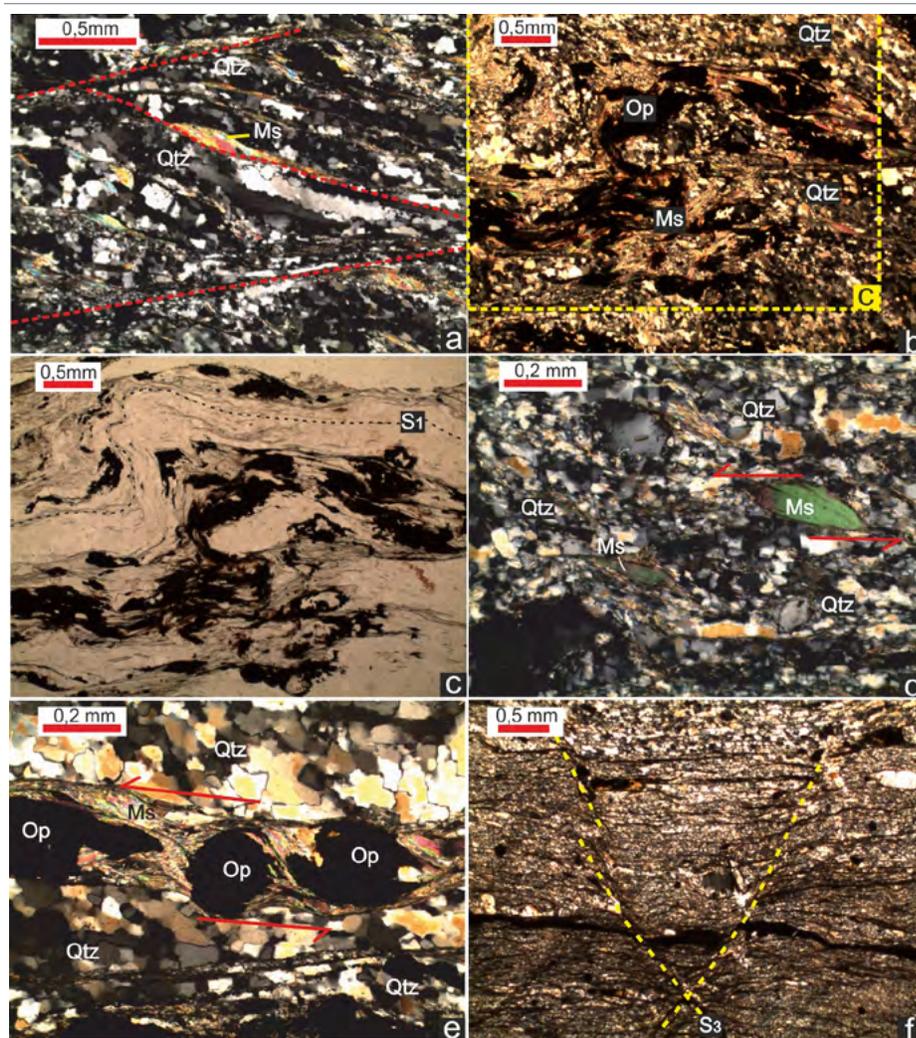


Figura 10. Microestructura. a) Fotomicrografía con nicols cruzados (NX) donde observan en detalle el desarrollo de superficies S-C' afectando a esquistos cuarzosos-muscovíticos; b) Fotomicrografía NX de la crenulación asimétrica que afecta a esquistos cuarzosos-muscovíticos. El recuadro amarillo en línea discontinua, indica la ubicación de la figura (c); c) Fotomicrografía de detalle con nicols paralelos. La línea de trazo discontinuo indica la posición de los planos esquistosidad S_1 ; d) Milonita de esquistos cuarzosos-muscovíticos con desarrollo de mica fish asociado a fajas de cizalla simple; e) Fotomicrografía NX de detalle de porfiroclastos delta de Op con desarrollo de colas de presión conformadas por Ms recrystalizadas. Los indicadores cinemáticos son compatibles con movimiento de cizalla simple (flechas rojas) de techo al NNO (hacia la izquierda de la imagen); f) Planos de deformación frágil (S_3) que disloca y fragmenta los dominios y cristales pre-existentes. Las líneas discontinuas amarillas señalan la posición de dos planos conjugados de microfracturación.

también cintas de cuarzo con extinción en lamelas, y procesos de *creep* por dislocación y recuperación, evidenciando que dichas microfábricas ocurrieron a temperaturas moderadas (500 a 550° C; ver Hirth y Tullis 1992, Passchier y Trow 2005). Actualmente, no existen datos geocronológicos que permitan acotar con precisión la edad de las fases F_1 y F_2 . Las edades de metamorfismo determinadas por Linares y Aparicio (1975) en rocas del Cerro Valdivia permitirían asignar, aunque con reservas, el evento de deformación dúctil al lapso Neoproterozoico-Paleozoico temprano. Sin embargo, dado el amplio rango de edades (entre 340 ± 15 Ma y 630

± 95 Ma) determinado por estos autores, futuros estudios geocronológicos de detalle son necesarios para entender con mayor claridad la relación temporal entre los eventos de deformación y metamorfismo reconocidos en el cerro. Por otra parte, si consideramos el carácter dúctil y la disposición espacial en común de las estructuras S_1 y S_2 , y la vergencia noroccidental asociada a las mismas, no se descarta que ambas fases (F_1 y F_2) correspondan a un mismo evento continuo de deformación y metamorfismo. La superposición de una tercera fase de deformación F_3 se pone de manifiesto a escala macroscópica por la presencia de narices de pliegues suaves

de gran longitud de onda y trazas axiales NO-SE, los cuales confieren el diseño sinuoso a los contactos y fajas litológicas reconocidas en el cerro Valdivia. El plegamiento de la esquistosidad S_1 a lo largo de ejes de igual dirección (Fig. 8) y las microestructuras frágiles sobreimpuestas a las fábricas de deformación dúctil previamente descritas, probablemente estén vinculadas a la fase de deformación F_3 . Las estructuras de deformación frágil correspondientes a la Fase F_4 se caracterizan por trazas de fallas de orientación variable NO-SE, ONO-ESE y NNE-SSE que coinciden con fajas de rocas cataclásticas. Aunque, los últimos pulsos de actividad de estas fracturas probablemente han tenido lugar durante la orogenia Andina, es probable que el origen de gran parte de estas estructuras corresponda a la historia pre-andina del cerro.

Deformaciones de características similares han sido descritas por diferentes autores en bloques del basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales de la provincia San Juan (Dalla Salda y Varela 1982, Castro de Machuca 1990, Ramos y Vujovich 2000, Mulcahy *et al.* 2011, van Staal *et al.* 2011, entre otros). Las fases F_1 y F_3 reconocidas en el cerro Valdivia son equivalentes por la orientación y vergencia a las fases F_1 y F_2 descritas por Dalla Salda y Varela (1982) y Ramos y Vujovich (2000) en el extremo sur de la sierra de Pie de Palo. Aunque los aspectos geométricos de los pliegues asociados a F_3 en el cerro Valdivia indican una deformación de menor intensidad con respecto a su equivalente F_2 en la Sierra de Pie de Palo. Por otra parte, las fajas de cizalla (S_2) con vergencia al noroeste reconocidas en este trabajo, presentan el mismo estilo de deformación y vergencia descrito por Ramos y Vujovich (2000) y van Staal *et al.* (2011) para la faja de cizalla dúctil asociada al corrimiento Las Pirquitas, sobre el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Los estudios recientemente publicados por Ramacciotti *et al.* (2019a), señalan que el metamorfismo ordovícico (470-465 Ma) registrado en las metasedimentitas del extremo sur-oriental de la sierra de Pie de Palo habría ocurrido, de forma sincrónica con un sistema de infra-corrimientos dúctiles de vergencia occidental.

La clasificación supervisada aplicada a la

imagen satelital regional de cocientes entre bandas señala una moderada a buena correlación espectral entre los afloramientos del cerro Valdivia y las unidades del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo (Fig. 2b), las cuales están representadas por el Complejo Pie de Palo (Dalla Salda y Varela 1984, Ramos *et al.* 1998, Vujovich y Kay 1998) y la secuencia metasedimentaria Difunta Correa (Baldo *et al.* 1998, Rapela *et al.* 2005, 2015, Vujovich *et al.* 2004, Ramacciotti *et al.* 2015, entre otros). Actualmente, no se conocen datos geocronológicos que permitan asignar una edad certera a las metamorfitas del cerro Valdivia. Sin embargo, las unidades máficas y ultramáficas del cerro presentan estrecha afinidad geoquímica con rocas de edad grenvilliana (~ 1100 Ma) de igual litología pertenecientes al Complejo Pie de Palo expuestas en la sierra homónima (Vujovich y Kay 1998). Según estas autoras, las relaciones Ta-Th-Hf-ETR (Elementos de Tierras Raras) serían compatibles con patrones de elementos traza dominados por fusión y representarían la sección cumular de una ofiolita de arco de isla. Por otra parte, rocas máficas con afinidad toleítica asignadas al Ordovícico, han sido recientemente documentadas por Ramacciotti *et al.* (2019b) sobre el extremo sureste de la sierra de Pie de Palo. A la luz de estos nuevos hallazgos, no se descarta la existencia de rocas máficas de diferentes edades en el cerro Valdivia.

Por último, el patrón de edades de circones detríticos obtenidos por Naipauer *et al.* (2012) en una metasedimentita del extremo sur del cerro Valdivia (véase ubicación en la Fig. 4) presenta gran similitud con la distribución de edades de circones detríticos de la secuencia metasedimentaria Difunta Correa (Rapela *et al.* 2005) en la sierra de Pie de Palo.

CONCLUSIONES

El diseño de afloramiento de las metamorfitas del cerro Valdivia, determinado a partir de imágenes de cocientes entre bandas del sensor LANDSAT 7 (ETM+) y datos de campo, junto con el análisis lito-estructural a escala macro, meso y microscópica realizados en este trabajo permitieron arribar a las siguientes conclusiones:

- Las metamorfitas del cerro Valdivia están representadas por cuatro tipos principales de rocas: esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos cloríticos-biotíticos, anfibolitas y filones de rocas graníticas cuarzo-feldespáticas. Los resultados obtenidos a partir de los cocientes entre bandas y su posterior clasificación permiten agrupar las unidades del cerro en tres dominios, los cuales están estrechamente relacionados con los principales protolitos (rocas ígneas máficas-ultramáficas, sedimentarias y rocas ígneas félsicas) de las unidades metamórficas aflorantes en el cerro.

- El análisis estructural de las metamorfitas del cerro Valdivia permite interpretar una historia de deformación polifásica, en la cual se reconocen al menos cuatro fases principales: La Fase F_1 se caracteriza por el desarrollo de estructuras de deformación dúctil y metamorfismo asociado. La alternancia y repetición de fajas ENE-OSO de composición litológica y espesor variables que caracterizan el diseño de afloramiento del cerro, son el resultado de una estructura mayor de plegamiento sinforme e igual orientación, a la cual se asocia el desarrollo de esquistosidad de plano axial S_1 . La paragénesis mineral desarrollada en relación a la fase de deformación F_1 alcanzó el equilibrio en facies de anfibolita baja a esquistos verdes. La Fase F_2 se caracteriza por el desarrollo de una foliación milonítica S_2 asociada a tres fajas de cizalla principales de orientación general ENE-OSO a NE-SO e inclinación al SE. El análisis estructural a escala meso y microscópica de estas fajas miloníticas indica una cinemática de la deformación con movimiento de techo al NNO. Estas fajas de cizalla dúctil, originadas bajo condiciones metamórficas de esquistos verdes, son interpretadas en este trabajo como zonas de fallamiento profundo. Sin embargo, se requieren estudios geofísicos que permitan evaluar la representatividad cortical de estas fajas de deformación. La tercera fase de deformación F_3 se caracteriza por estructuras de plegamiento suave de gran longitud de onda ($\lambda \sim 800m$). A escala macroscópica estas estructuras coinciden con narices de pliegues cuyas trazas axiales se orientan NO-SE, las cuales están asociadas al diseño sinuoso que presentan los contactos y fajas litológicas reconocidas en el cerro. La fase de de-

formación F_4 , de naturaleza frágil, agrupa los distintos sistemas de fracturación que afectan al cerro. Aunque, los últimos pulsos de actividad de estas fracturas hayan tenido lugar durante la fase póstuma de la orogenia Andina, es probable que el origen de gran parte de estas estructuras corresponda a la historia pre-andina del cerro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de investigación y creación CITCA-UNSJ (2018-2019). Se agradece a los Sres. Luis Lincon e Iván González, estudiantes de la Licenciatura en Ciencias Geológicas de la FCFN-UNSJ por su importante y desinteresada colaboración en las tareas de campo. Los autores desean agradecer los valiosos comentarios realizados por el revisor anónimo y la Dra. Alina Tibaldi, ya que junto a los aportes del editor Dr. Pablo Alasino contribuyeron a mejorar sustancialmente la versión original del manuscrito.

REFERENCIAS

- Alascio, B.G. 1941. Observaciones geológicas en el Cerro Valdivia. *Revista del Centro de Estudiantes del Doctorado en Ciencias Naturales*, Apéndice 5: 1-52, Buenos Aires.
- Alvarez, O., Giménez, M., Braitenberg, C. y Folguera, A. 2012. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International* 190: 941-959.
- 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(1): 35-50.
- Ariza, J.P., Sánchez, M., Boedo, F., Nacif, S., Contrera, J.P., Ceballos, J.P., Ludueña, M., Pérez Luján, S., Vujovich, G. y Martínez, P. 2018a. Geological and geophysical evidences of the polyphase structural evolution of the Southern Precordillera (31°42'S-69°24'W), central-western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 87: 53-65.
- Ariza, J.P., Boedo, F., Sánchez, M., Christiansen, R., Pérez Luján, S., Vujovich, G. y Martínez, P. 2018b. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution of the proto-Pacific margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 352-366.
- Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta* 24: 39-42.
- Barazangi, M. e Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 225-291, Córdoba.
- Carbajal, F., Sánchez, V., Palacio, G., Ariza, J., Pérez Luján, S., Mendoza, N. 2019. Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas máficas y ultramáficas del norte del Cerro Valdivia, San Juan, Argentina. 13° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 222-223, Córdoba.
- Chander, G., Markham, B., y Helder, D. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment* 113: 893-903.
- Chernicoff, C. y Zappettini, E. 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south central Argentina. *Gondwana Research* 7: 1105-1116.
- Dalla Salda, L. y Rapela, C. 1972. El origen de las anfibolitas del cerro Valdivia, provincia de San Juan. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 111-121, Córdoba.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C.A. y Varela, R. 1992. Early paleozoic belt of the Andes and southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Drury, S. 1986. *Image interpretation in geology*. Allen & Unwin 15, 243 p., London.
- 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.
- Hirt, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14: 145-159.
- Inzana, J., Kusky, T., Higgs, G. y 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
- Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L. 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en el área del cerro Valdivia, Provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 25-39.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rocks-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Linares, E. y Aparicio, E. 1975. Edades Potasio-Argón de rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan (Sierra de Pie de Palo, Cerro Valdivia y Cerrillo de Barbosa), República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 495-500, Bahía Blanca.
- Lillesand, T.M. y Kiefer, R.W. 1994. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 3rd. John Wiley & Sons, Inc. 721 p., Toronto.
- Martínez, M.P. y Giménez, M.E. 2005. A Preliminary Crustal Geophysical model at 29°18'South latitude based on the observed Bouguer anomaly. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Actas: 485-489, Barcelona.
- Mulcahy, S., Roeske, S., McClelland, W., Jordan, F., Iriondo, A., Renne, P., Vervoort, J. y Vujovich, G. 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30: TC1005.
- Naipauer, M., Cingolani, C., Vujovich, G. y McClelland, W. 2012. Edades U-Pb en circones detríticos de los cerros Salinas y Valdivia (San Juan): áreas de aporte y correlaciones dentro del terreno Cuyania. 15° Reunión de Tectónica, Actas: 99-100, San Juan.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p., Berlín.
- Pérez, D., Ducart, D. y Crósta, A. 2007. Mapeo geológico con datos ASTER y ETM en Sierra de Umango (29°00'S) Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de La Rioja, Argentina. Anais 13° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Actas: 2103-2110, Florianópolis.
- Ramacciotti, C.D., Baldo, E. y Casquet, C. 2015. U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): Provenance and

- paleogeographic implications. *Precambrian Research* 270: 39-49.
- Ramacciotti, C., Casquet, C., Baldo, E., Verdecchia, S., Morales Cámara, M. y Zandomeni, P. 2019a. Metamorfismo de alto gradiente P/T en la Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): modelado de equilibrio de fases minerales e implicancias geodinámicas en el antearco famatiniano. *Andean Geology* 46 (3): 526-555.
- Ramacciotti, C., Casquet, C., Baldo, E., Alasino, P., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2019b. Late Cambrian – Early Ordovician magmatism in the Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas (Argentina): implications for the early evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Geological Magazine* (en prensa).
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2000. Southern Central Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*: 561-604, Río de Janeiro.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Descripción geológica hoja 3169-IV San Juan, Provincia de San Juan. SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 243. Buenos Aires.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpo-
dozis, C., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-888.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 377-391.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Galindo, C. y Baldo, E.G. 2005. Datación U–Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta* 38: 227-230.
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A. y Fanning, C.M. 2015. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32: 193-212.
- Sabins, F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews* 14: 157-183.
- Sotarello G. 1988. Geología del sector norte del cerro Valdivia, departamento de Sarmiento, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 81 p., San Juan.
- Sultan, M., Arvidson, R. y 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. y Guinness, E. 1987. Lithologic mapping in arid regions with Landsat TM data: Meatiq dome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin* 99: 748-762.
- van Staal, C.R., Vujovich, G.I. y Currie, K.L. 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. *Journal of Structural Geology* 33: 343-361.
- Vujovich, G.I. y Kay, S. 1998. A Laurentian? Grenville- age oceanic arc /Back-arc terrane in the sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Argentina. En: Pankurst, R.J. y Rapella, C.W. (eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142:159-180, London.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041-1056.
- Wilson, G. 1961. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Société Géologique Belgique*. 9:423-549