

Estructura interna de una sección de corteza media expuesta en el basamento metamórfico del sector centro-norte de sierra de Comechingones, Córdoba

Matías G. BARZOLA^{1,2}, Alina M. TIBALDI^{1,2}, Eber A. CRISTOFOLINI^{1,2}, Juan E. OTAMENDI^{1,2}, Alejandro H. DEMICHELIS¹, Paula ARMAS^{1,2} y Giuliano C. CAMILLETTI^{1,2}

¹Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Córdoba.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Depto. Geología, Río Cuarto, Córdoba.

E-mail: mbarzola@exa.unrc.edu.ar

Editores invitados: Mariano Larrovere, Pablo Alasino y Sebastián Rocher

RESUMEN

El sector centro-norte de sierra de Comechingones se encuentra dominado por un basamento metamórfico-migmático e ígneo subordinado. Las rocas volumétricamente más importantes corresponden a migmatitas que gradan desde metatexitas a diatexitas, con contactos generalmente transicionales, y que muestran distintas relaciones y arreglos geométricos de la relación fundido/residuo. El análisis estructural de las fábricas sin-migmáticas sugiere que la fusión parcial a la que fue sometida la sección de basamento estudiada, estuvo acompañada de un evento deformacional progresivo de características no coaxiales y compresivas. Además, las relaciones de campo, petrográficas y texturales de las rocas migmatíticas indican que la heterogeneidad litológica observada se vincula a la variación en la fracción de fundido, la cual responde a los procesos de acumulación y extracción de los mismos, y que se halla controlada por el campo de esfuerzo local y, de manera subordinada, la composición del protolito.

Palabras clave: *migmatitas, foliaciones, deformación*

ABSTRACT

Internal structure of the middle-section crust to the metamorphic basement in the center-north portion of the Sierra de Comechingones, Córdoba.

The north-central sector of the Sierra de Comechingones is dominated by a metamorphic-migmatic basement and subordinated igneous rocks. The volumetrically most important rocks are migmatitic ranging from metatexitas to diatexitas with generally transitional contacts, which show different relationships and geometrical arrangements of melt/residue. The structural analysis of the syn-migmatic foliation suggests that the partial melting was accompanied by a progressive deformational event with non-coaxial and compressive characteristics. In addition, field, petrographic and textural relationships of the migmatitic rocks indicate that the observed lithological heterogeneity is linked to the variation in the melting fraction which responds to the melt accumulation and extraction processes and is mainly controlled by deformation and, in subordinate way, to the composition of the protolith.

Keywords: *migmatite, foliations, deformation*

INTRODUCCIÓN

En la actualidad, es ampliamente aceptado que la generación de cinturones orogénicos es el resultado de esfuerzos tectónicos que operan a escala de placas tectónicas (Dewey y Bird 1970). En este contexto, las rocas metamórficas preser-

van los procesos de soterramiento y calentamiento producidos por la carga tectónica y el magmatismo (Valley *et al.* 2003). Por ello, la evaluación de los elementos estructurales y petrográficos de dichas rocas permite inferir los mecanismos de crecimiento y modificación del orógeno, ya que guardan registro de los procesos tér-

micos y estructurales ocurridos durante la construcción y exhumación del mismo (Tibaldi *et al.* 2012 y referencias allí citadas). Una característica distintiva en la evolución dinámica de los orógenos desarrollados en bordes de placas convergentes, ya sean acrecionales o colisionales, es que se encuentran comúnmente asociados

a procesos de fusión parcial de la corteza continental (Vanderhaeghe y Teyssier 2001). El efecto de las rocas migmatíticas parcialmente fundidas es disminuir la resistencia de la corteza (Rosenberg y Handy 2005) y, por lo tanto, jugar un papel fundamental en el control de la dinámica del sistema orogénico (Vanderhaeghe 2009). De esta manera, los macizos migmatíticos registran información sobre la medida en que la fusión parcial, la segregación y la extracción de fundidos en niveles corticales inferiores a medios, produce diferenciación efectiva de la corteza continental (Korhonen *et al.* 2010). Para entender cómo migran dichos fundidos, es preciso conocer que mecanismos asisten a su movimiento y qué vías de drenaje utilizan (Sawyer 2001). Debido a que los leucosomas constituyen el mejor registro fósil de la red de fundidos durante la migración de los mismos (Sawyer 2001, Weinberg y Mark 2008), la estructura de las rocas migmatíticas proporciona una evidencia de las relaciones existentes entre la temperatura del sistema metamórfico, el grado de fusión parcial y el campo de esfuerzo local (Brown 1994, Sawyer 2001, Vernon y Paterson 2001, Rosenberg y Handy 2005).

En este trabajo, se presenta un estudio detallado de los rasgos estructurales y microestructurales de una sección de basamento que aflora dentro del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004) en sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. El estudio, se centra principalmente en las rocas migmatíticas que, además de constituir las litologías más abundantes, registran una red geométrica de fundidos interconectados que permiten evaluar la interacción existente entre los procesos de fusión parcial y el control que ejerce la deformación sin-anatética en los mecanismos de extracción y acumulación de los mismos. Además, se generan nuevos aportes a la evolución de la historia tectono-metamórfica de la zona de basamento estudiada complementando el trabajo realizado por los mismos autores en Barzola *et al.* (2019).

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Comechingones constituye

el extremo sur de las Sierras Pampeanas dentro de las Sierras de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979; Caminos 1979; Ramos 1988, 1999). Éstas últimas se caracterizan por su expresión morfo-tectónica formada a partir de bloques basculados de basamento con orientación meridional y limitados por fallas inversas líticas que fueron reactivadas a partir del Mioceno producto de la subducción horizontal en el margen andino (Gordillo y Lencinas 1979, Jordan y Allmendinger 1986). Estos bloques de basamento están formados por rocas plutónicas y metamórficas polideformadas de edad neoproterozoica-paleozoica temprana que fueron intruídas por cuerpos batolíticos en el Paleozoico tardío, y que se encuentran separados por valles intermontanos rellenos por secuencias mesozoicas y cenozoicas (Gordillo y Lencinas 1979, Kraemer *et al.* 1995, Baldo *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Bonalumi *et al.* 1999, Guerreschi y Martino 2014).

El área estudiada (Fig. 1a) se ubica en la porción centro-norte de la sierra de Comechingones dentro del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004), y abarca aproximadamente 400 km² entre los paralelos de 32° 9' y 32° 20' de latitud sur y los meridianos de 64° 33' y 64° 45' de longitud oeste. El Complejo Calamuchita se encuentra constituido por una secuencia metasedimentaria integrada por metatexitas estromatíticas, diatexitas enriquecidas y empobrecidas en fundidos, granulitas, leucogranitos peraluminosos, gneises, mármoles, rocas calco-silicatadas, gabros, anfíbolitas con afinidad MORB (*mid-ocean-ridge basalt*) y peridotitas del manto (Otamendi *et al.* 2004) metamorfizadas. Los cálculos termobarométricos para el pico metamórfico oscilan en un rango de temperaturas que van de los 650 °C a los 950 °C para presiones de corteza media-baja (0,55 - 0,85 GPa) siguiendo una trayectoria P-T horaria (*clockwise-path*) y alcanzando asociaciones paragenéticas estables en condiciones de facies de anfíbolita alta a granulita (Gordillo 1984; Rapela *et al.* 1998; Otamendi *et al.* 1999, 2019; Guerreschi y Martino 2008; Barzola *et al.* 2019; entre otros).

Martino *et al.* (1995) y Martino y Guerreschi (2014) resumen las características

estructurales de todas las Sierras de Córdoba aplicando los conceptos de superestructura e infraestructura (Wengmann 1935, Haller 1956), asignando a la sierra de Comechingones al último de ellos.

Los mencionados autores definen un evento temprano D₁ que es pobremente preservado como una foliación metamórfica (S₁) reconocida en pliegues intrafoliares y en inclusiones rectilíneas en núcleos de granate (Guerreschi y Martino 2008). Este evento es seguido de una deformación D₂ la cual se encuentra caracterizada por el re-plegamiento de las estructuras D₁ y por la generación de una foliación metamórfica regional (S₂). Posterior al pico metamórfico, un evento D₃ de naturaleza regional y fundamentalmente dinámica, está marcado por la generación de una fábrica planar (S₃) desarrollada a partir de una intensa deformación no coaxial en estado constriccional (Martino *et al.* 1999) y en condiciones de alta ductilidad y alta temperatura (Guerreschi y Martino 2008). En cambio, el evento siguiente D₄ es esencialmente extensional y está caracterizado por el desarrollo de fallas dúctiles y de estructuras en *boudinage* de unidades litológicas con reología contrastante (Martino *et al.* 1999). Posteriormente, un plegamiento de escala kilométrica con ejes inclinados al este, origina una foliación de plano axial (S₄), la cual es atribuida a un evento deformacional D₅ (Guerreschi y Martino 2008). Por último, el desarrollo de una intensa milonitización en zonas de cizallas dúctiles bajo condiciones de bajo grado e hidratadas son relacionadas a un evento deformacional D₆ (Martino *et al.* 1995, Guerreschi y Martino 2008, Martino y Guerreschi 2014).

Por otro lado, Otamendi *et al.* (2004) simplificaron este esquema evolutivo para sierra de Comechingones. Estos autores, definieron un primer evento tectono-termal D₁ asociado a la orogénia pampeana (550 a 505 Ma) y caracterizado por el desarrollo de un metamorfismo generalizado con fusión parcial asociada y seguido de una rápida descompresión con una actividad tectónica continua. Este evento D₁, es seguido de otro evento tectono-termal principal denominado D₂ y vinculado a la orogénia famatiniana (495-465 Ma). El evento D₂, se caracteriza por un acor-

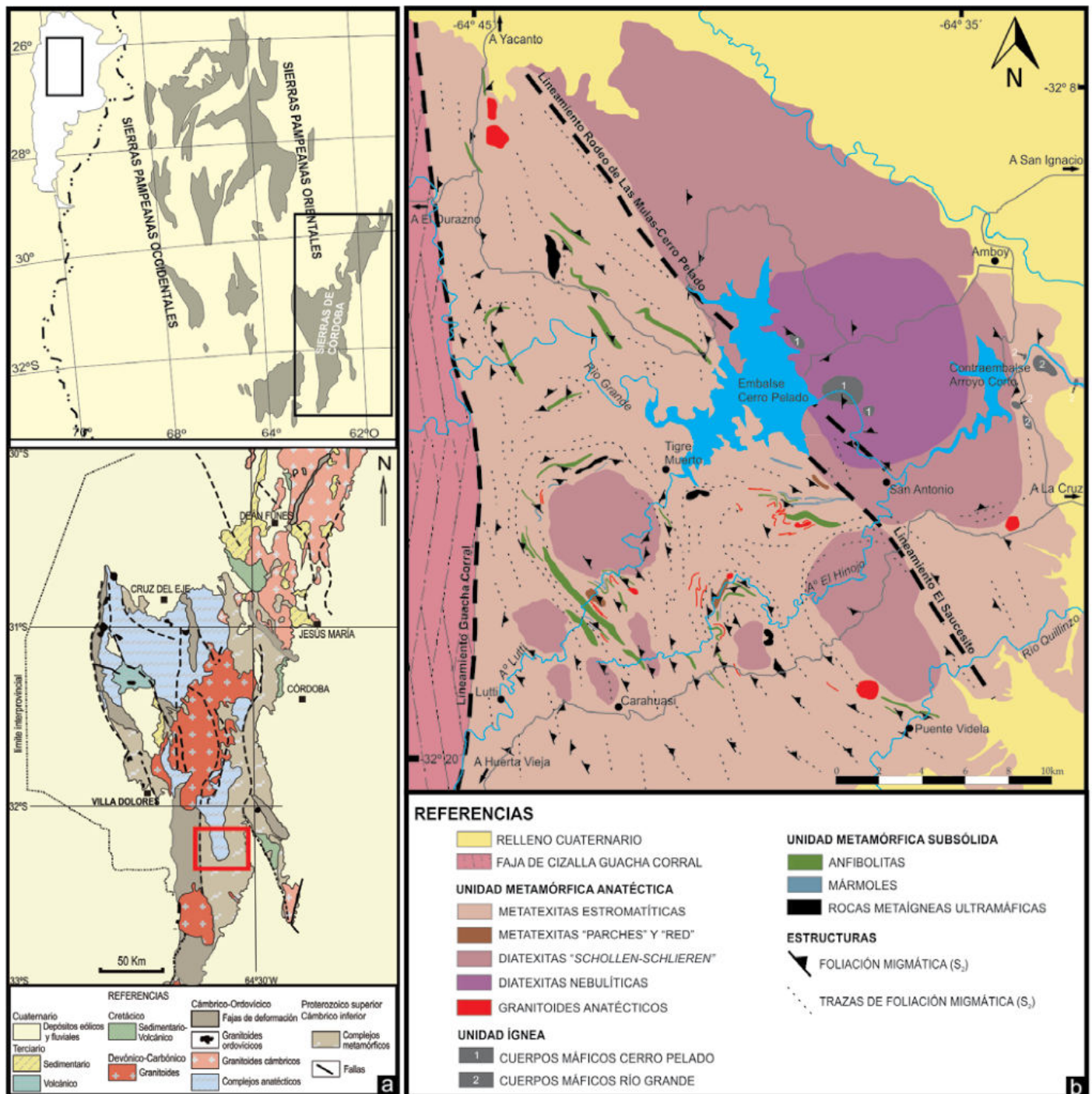


Figura 1. a) Ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo) dentro de las sierras Pampeanas y particularmente las Sierras de Córdoba; b) Mapa geológico del basamento metamórfico-migmático del sector centro-norte de sierra de Comechingones.

tamiento generalizado que causa el retrabajo textural de las secuencias metamórficas cámbricas bajo un régimen de alta deformación. Por último, mencionan un estadio D₃ post-Famatiniano (400 a 360 Ma) que se caracteriza por la intrusión de batolitos de composiciones monzograníticas que fueron tectónicamente emplazados en las secuencias metamórficas

pampeanas y famatinianas (Otamendi et al. 2004).

UNIDADES LITOLÓGICAS Y RELACIONES DE CAMPO

La litoestratigrafía de la zona estudiada

fue agrupada por Barzola et al. (2019), de acuerdo a sus relaciones de campo y petrogenéticas, en tres unidades cartográficas principales las cuales son la Unidad metamórfica anatéctica, la Unidad metamórfica subsólida y la Unidad ígnea (Fig. 1b). La descripción petrográfica y textural de dichas unidades litológicas fue extensamente realizada por

estos autores, por lo que en esta contribución solo se presenta una síntesis de las mismas junto con sus relaciones de afloramiento.

Unidad metamórfica anatéctica

Agrupar a todas aquellas rocas que son producto de procesos relacionados a la anatexis, por lo que incluye tanto a los distintos tipos de migmatitas encontradas como a los granitoides anatécticos asociados. Cabe aclarar, que las clasificaciones y descripciones de las rocas migmatíticas y sus distintas partes, se realizaron siguiendo los criterios sugeridos por Sawyer (2008).

Metatexitas en "parches" y "red" (patch and net types): Son rocas de tonalidades mesocráticas y tamaño de grano medio a grueso variable entre 2 y 8 mm de diámetro, que poseen una ocurrencia esporádica. Afloran como cuerpos tabulares cuyas dimensiones van de 5 a 20 m de longitud y 0,5 a 2 m de potencia, que se encuentran en contacto neto y concordante con las metatexitas estromatíticas adyacentes (Fig. 2a).

Se definen a partir del arreglo geométrico del paleosoma + neosoma. El paleosoma es de tonalidad mesocrática y muestra una textura granolepidoblástica de grano medio a fino (0,5 a 2 mm de diámetro). Muestra una paragénesis mineral que incluye $Qz+Pl+Bt\pm Grt$ (abreviaturas según Whitney y Evans 2010), con minerales accesorios como circón, apatita y óxidos de Fe-Ti. Se encuentra rodeado por un neosoma leucocrático y con textura equi a inequigranular, que incluye "parches" de fundidos dispersos (Fig. 2a) que progresivamente coalescen y se conectan a través de estructuras planares desarrollando una "red" de leucosomas con formas geométricas romboédricas (Fig. 2a). Tanto en el centro de los "parches" de fundidos como en los leucosomas, es característico el desarrollo de porfiroblastos de granates rosados-rojizos que llegan a alcanzar los 2-3 cm de diámetro (Fig. 2a). Mineralógicamente el leucosoma presenta una paragénesis de equilibrio que incluye $Qz+Pl+Kfs+Grt\pm Bt$, siendo minerales accesorios el circón, la apatita y los óxidos de Fe-Ti.

Metatexitas estromatíticas: Constituyen la litología más común de la zona estudiada

(Fig. 1b). Afloran como bancos tabulares de potencia métrica gradando a escala de afloramiento a cuerpos subredondeados, de 5 a 20 m de diámetro, conforme aumenta la relación fundido/residuo. De manera local y esporádica, adquieren una morfología de afloramiento lajosa en bancos de espesores centimétricos que se extienden por unos pocos metros de longitud.

Se caracterizan por ser rocas de tonalidades mesocráticas a leucocráticas con tamaño de grano medio a grueso variable entre 2 y 8 mm de diámetro, formadas a partir de la alternancia de bandas plano-paralelas a plegadas de leucosomas y melanosomas (Fig. 2b) que poseen sutiles variaciones mineralógicas y texturales que responden a la composición del protolito del cual proceden (Barzola *et al.* 2019). Esporádicamente, se observan bancos internos de composiciones refractarias integrados por cuerpos de rocas anfíbolicas y calco-silicáticas, así como también bancos de composiciones cuarzosas, que actuaron como *resisters* durante el proceso de fusión parcial. Estos bancos pueden alcanzar los 20-30 cm de potencia y longitudes que van desde los 40 cm a los 2 m de largo.

Las estromatitas grauváquicas-pelíticas, derivan de protolitos grauváquicos aluminosos y se encuentran conformadas por leucosomas *in situ* y/o parcialmente movilizados (*in situ* e *in source*) de entre 5 mm y 5 cm de potencia alternando con melanosomas de 3 a 7 cm de espesor, separados comúnmente por un borde máfico (*mafic selvage*) de 1-2 mm compuesto por biotita. Los leucosomas muestran una textura inequigranular de tamaño de grano medio a grueso de entre 1 y 6 mm de diámetro, y se encuentran integrados por una paragénesis que incluye $Qz+Pl+Kfs$, con cantidades menores de biotita, granate, circón y apatita. En cambio, el melanosoma presenta una textura granolepidoblástica de tamaño de grano medio, variable de 1 a 4 mm de diámetro, a porfiroblástica con desarrollo de granates de entre 4 y 8 mm de diámetro en una matriz granolepidoblástica de grano medio de 1 a 5 mm de diámetro. Poseen una paragénesis compuesta por $Bt+Qz+Pl+Grt+Sil\pm Crd$, con circón, apatita y óxidos de Fe-Ti como minerales accesorios.

Por otro lado las estromatitas grauváquicas-psamíticas, que derivan de protolitos grauváquicos cuarzosos, desarrollan leucosomas *in situ* y/o parcialmente movilizados de 0,5-2 cm de espesor que alternan con melanosomas de 2-5 cm de potencia. Los leucosomas poseen textura equi a inequigranular y tamaño de grano grueso a medio variable entre los 6 y 3 mm de diámetro. Se encuentran compuestos de una paragénesis de equilibrio que incluye $Qz+Pl\pm Kfs$, siendo el circón y los minerales opacos los accesorios más comunes. Los melanosomas son mesocráticos y presentan una textura granolepidoblástica de grano medio de entre 1 y 3 mm de diámetro, presentando una paragénesis formada por $Bt+Qz+Pl+Grt$, con cantidades menores de circón, apatita y óxidos de Fe-Ti.

Diatexitas schollen-schlieren: Afloran como cuerpos subredondeados de 10 a 50 metros de potencia, ubicados de manera preferencial en la charnela de los macroplegues regionales (Fig. 1b) y en contacto transicional con las rocas metatexiticas.

Se caracterizan por presentar abundantes estructuras tipo *schollen* y *schlieren* (Fig. 2c y d). Poseen una textura inequigranular de tamaño de grano grueso a medio, variable entre los 10 y 2 mm de diámetro, en donde localmente se forman nódulos de granate de hasta 3-4 cm de diámetro debido a la coalescencia de numerosos núcleos de crecimiento. Además, muestran una orientación mineral interna de filosilicatos y feldespatos concordante con la orientación general de las estructuras en *schlieren* (Fig. 2d). Presentan una paragénesis de equilibrio compuesta por $Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt\pm Sil\pm Crd$, siendo accesorios habituales el circón, la apatita y los óxidos de Fe-Ti.

Diatexitas nebulíticas: Afloran en un área aproximada de 40 km² en el centro del área de estudio (Fig. 1b) a manera de cuerpos bochiformes y asemejándose a un paisaje granítico. La primera mención de estas rocas fue realizada por Gordillo (1984), quien las definió como Macizo Diatexitico Cerro Pelado.

Se caracterizan por mostrar una estructura homogénea en donde las fábricas pre-anatécticas han sido reemplazadas por completo por una foliación magmática resultante de la anatexis (Fig. 2e). La misma es definida por la orientación mine-

ral interna de megacrystales de feldespato potásico y cordieritas elongadas (Fig. 2e). Sin embargo, localmente es posible reconocer estructuras tipo *schollen* que se encuentran desmembradas y parcialmente reabsorbidas, como así también delgados *schlieren* cuyas orientaciones son concordantes a dicha foliación. Además, es común la presencia de abundantes enclaves de cuerpos de composición predominantemente máfica, que también se disponen de manera paralela a la foliación magmática (Barzola 2015).

Texturalmente son rocas hipidiomórficas

equi a inequigranulares de tamaño de grano grueso a medio (10 a 2 mm de diámetro) que se encuentran formadas por una paragénesis de equilibrio integrada por $Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt\pm Crd\pm Sil$; siendo el circón, la apatita, las exsoluciones en nódulos de rutilo y los minerales opacos los accesorios más comunes.

Granitoides anatócticos: Están constituidos por cuerpos de rocas de composiciones graníticas a tonalíticas, que se presentan con morfología tabular a lenticular de manera concordante a subconcordante con el encajonante metatexitico (Fig. 2f),

aunque de manera subordinada, también pueden presentarse discordante al mismo. Los cuerpos concordantes poseen decenas de metros de longitud y potencias del orden centimétrico a métrico, mientras que los discordantes se presentan con espesores y longitudes centimétricas.

Presentan una textura hipidiomórfica equi a inequigranular de tamaño de grano grueso a medio, variable entre 7 y 1 mm de diámetro, con una fábrica magmática denotada a partir de la alineación de biotitas y plagioclasas. Se encuentran compuestos fundamentalmente por cuarzo, plagio-

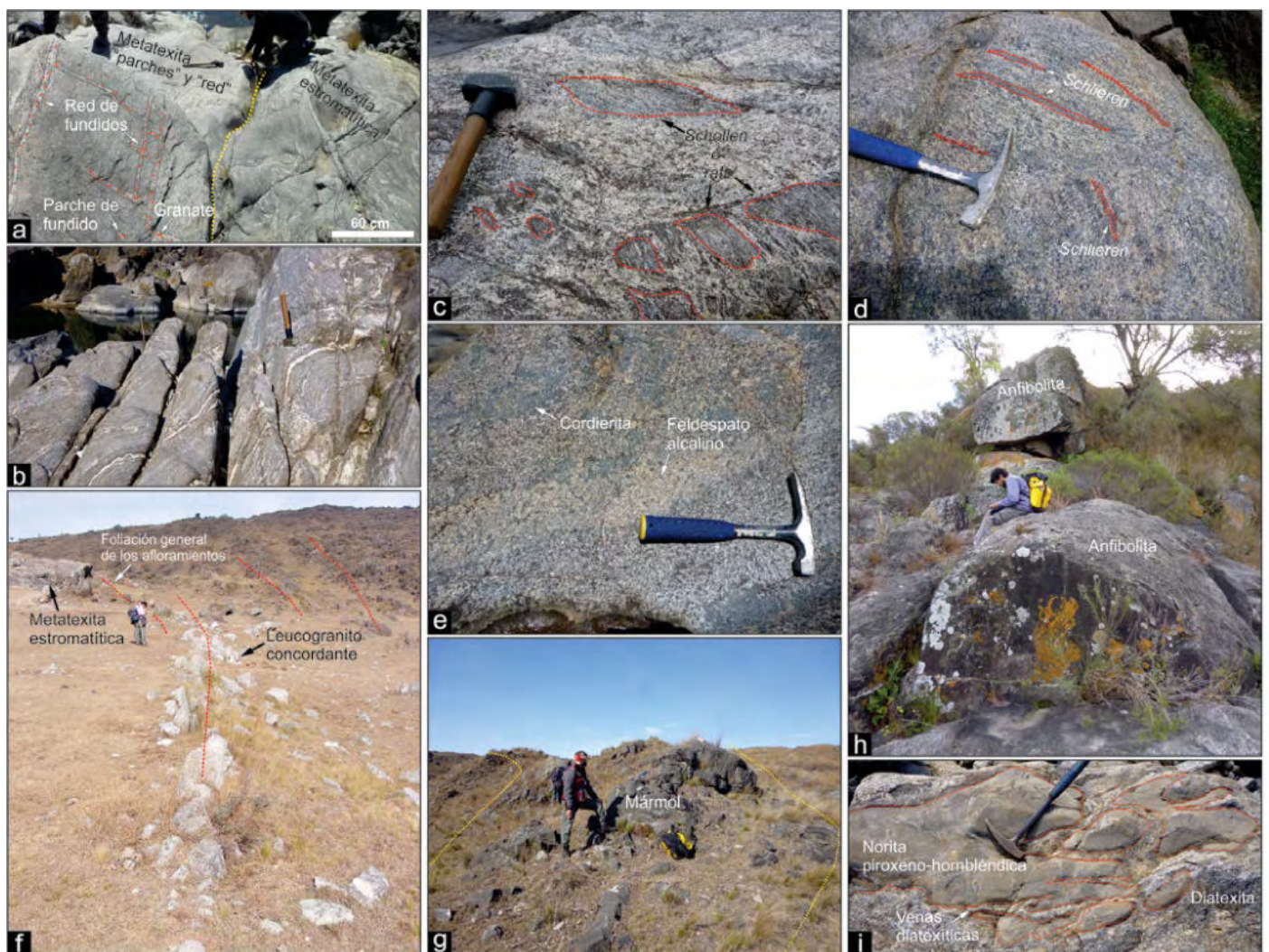


Figura 2. Unidades litológicas del basamento metamórfico-migmático del sector centro-norte de la Sierra de Comechingones. a) Fotografía de afloramiento de metatexita en "parches" y "red" (*patch and net*) en contacto neto con metatexita estromatítica. Sobre la fotografía se encuentran remarcados parcialmente algunos parches de fundidos y la red de leucosomas de geometría romboédrica. Además, se resalta la presencia de granate peritético en el centro de estos fundidos (círculos de color rojo); b) Fotografía de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se observa la alternancia de leucosomas y melanosomas dispuestos de manera plano-paralelas a plegadas; c) Fotografía de afloramiento de diatexita tipo *schollen-schlieren* en donde se reconoce la presencia de *rafts* de metatexitas estromatíticas dispuestos de manera paralela a la foliación magmática; d) Fotografía de afloramiento de diatexita tipo *schollen-schlieren* en donde se observa la ocurrencia de estructuras en *schlieren* orientados de forma paralela a la foliación magmática; e) Fotografía de afloramiento de diatexita nebulítica en donde se reconoce la fábrica magmática a partir de la orientación de cordieritas y feldespatos; f) Fotografía de afloramiento de granitoides anatócticos dispuestos de manera concordante al encajonante migmatítico (en líneas de trazo discontinuo rojo se grafica la foliación general de ambas rocas); g) Fotografía de afloramiento de cuerpo de mármol plegado conjuntamente con el encajonante migmatítico; h) Fotografía de afloramiento de banco tubular de anfibolita; i) Fotografía de afloramiento de enclave de cuerpo máfico en la diatexita nebulítica de Cerro Pelado. Notar que se encuentra orientado de manera paralela al flujo magmático de la diatexita y que se encuentra retroinyectado por fundidos de la misma.

clasa y feldespato potásico. Minoritariamente, muestran proporciones variables de biotita, granate, muscovita, esporádica sillimanita y/o cordierita, circón, apatita y óxidos de Fe-Ti.

Unidad metamórfica subsólida

Está integrada por un conjunto de rocas metamórficas que no alcanzaron las condiciones de fusión parcial. Agrupa a cuerpos de anfibolita, mármoles y rocas metaígneas ultramáficas (Fig. 1b) que afloran de modo concordante a subcordante a las rocas migmáticas adyacentes (Barzola *et al.* 2019).

Anfibolitas: Se presentan como bancos que afloran con morfologías tabulares a lenticulares de dimensiones muy variables que van desde los 10 a los 150 m de longitud y de 2 a 50 metros de potencia (Fig. 2h). Se caracterizan por ser cuerpos de rocas de colores negruzcos con tonalidades verdosas que poseen una fábrica masiva a bandeada. Muestran una textura nematoblástica a granonematoblástica de grano medio (2 a 5 mm de diámetro) a localmente grueso (4 a 7 mm de diámetro). Poseen una paragénesis de equilibrio integrada por Hbl+Pl±Qz±Cpx±Opx. Los accesorios más habituales son la apatita, la titanita y los minerales opacos; mientras que minerales de la serie de la tremolita-actinolita, del grupo del epidoto y, muy localmente, calcita están vinculados a procesos de reemplazos y alteraciones.

Mármoles: Afloran como bancos tabulares a lenticulares que poseen pocos metros de potencia y decenas de metros de longitud (Fig. 2g), que generalmente se encuentran asociados espacialmente a cuerpos de anfibolitas. Son rocas de tamaño de grano medio, variable entre 1 y 3 mm de diámetro, que presentan una estructura masiva, aunque de modo local es posible observar un bandeo composicional de espesor milimétrico. Muestran una textura granoblástica equigranular que se encuentra compuesta principalmente por calcita-dolomita (sin diferenciar) con cantidades menores y variables de cuarzo, clinopiroxeno y titanita.

Rocas metaígneas ultramáficas: Ocurren de manera esporádica como cuerpos lenticulares deformados y metamorfozados conjuntamente con la secuencia metasedimentaria (Fig. 1b). Poseen dimensiones

que oscilan entre los 200 a 800 metros de longitud y 50 a 150 metros de potencia. Se encuentran constituidos por rocas de tamaño de grano fino, menor a 1-2 mm de diámetro, que presentan tonalidades que van de colores oscuros a ocres y que se clasifican como serpentinitas formadas a partir del reemplazo de harzburgitas (Barzola *et al.* 2019). La mineralogía de estos cuerpos está integrada por minerales del grupo de las serpentinas, otros filosilicatos como flogopita y clorita, y anfíboles (tremolita); que son el producto de reemplazo de ortopiroxenos que localmente se preservan de manera relíctica con textura tipo bastitas (Barzola *et al.* 2019).

Unidad ígnea

Está unidad litológica se encuentra definida por una serie de cuerpos predominantemente de composición máfica que afloran de forma discontinua y subordinada a las unidades metamórficas. Las mayores concentraciones de estos cuerpos ígneos se encuentran en la zona de embalse Cerro Pelado (Barzola 2015) y en el Complejo Río Grande (Tibaldi *et al.* 2014) (Fig. 1b). Por sus características mineralógicas y de yacencia son correlacionables con las rocas máficas aflorantes en Suya Taco-Sol de Mayo (Tibaldi 2006; Tibaldi *et al.* 2008, 2014).

Se presentan como cuerpos ovoides a lenticulares de potencias métricas a centimétricas en relación de concordancia con el encajonante migmático (Fig. 2i). Sin embargo, de forma local también pueden presentarse como diques discordantes de pocos metros de longitud y pocos centímetros de espesor. Es común que presenten retroinyección de fundidos anatéticos de la roca migmática hospedante (Fig. 2i), y particularmente en la zona de embalse Cerro Pelado se observa el desarrollo de un borde de reacción de 1-2 mm integrado casi exclusivamente por biotita (Barzola 2015).

Se caracterizan por ser rocas oscuras con textura hipidiomórfica equi e inequigranular, a localmente subofítica, y que poseen un tamaño de grano medio a fino variable entre 5 y menos de 1 mm de diámetro. Están representados por gabronoritas y gabrodioritas (Pl-Cpx-Opx-Bt-Ol-Amp), noritas piroxeno-hornbléndicas (Pl-Opx-Amp-Bt), gabros olivínicos (Pl-Ol-Cpx-

Amp-Opx-Spl), gabros hornbléndicos (Pl-Prg-Hbl), y rocas más evolucionadas como dioritas (Pl-Opx-Cpx-Bt-Qz), cuarzo-dioritas (Pl-Opx-Amp-Qz-Bt) y tonalitas (Pl-Qz-Amp-Opx-Bt). Una característica común de todos los cuerpos es la presencia casi ubicua de biotita como mineral accesorio característico, además de cantidades variables de ilmenita, apatita y circón.

RASGOS ESTRUCTURALES DEL BASAMENTO

Foliaciones pre-migmáticas

Estratificación primaria relíctica (S_0): El bandeo composicional puede ser reconocido de manera general a partir de la alternancia de las rocas migmáticas y los cuerpos de mármoles y anfibolitas subordinados, la cual es heredada de la secuencia estratigráfica original.

Por otro lado, las estructuras primarias dentro de las rocas migmáticas solo se preservan de modo relíctico en sitios puntuales de la zona de estudio. Estos sitios son: i) los paleosomas de las rocas meta-texiticas y ii) los bancos internos de composiciones refractarias o *resisters*. Esto se debe a que las estructuras primarias se encuentran en su mayoría obliteradas por los procesos de anatexis. Sin embargo, a pesar de que dichos procesos de generación, extracción y acumulación de fundidos imposibilitan reconocer la orientación original de las estructuras primarias, el análisis de las relaciones de campo conjuntamente con el estudio mineralógico y de la química de roca total de elementos mayoritarios, muestra que las rocas migmáticas derivan de una secuencia alternante cuyos precursores son principalmente de origen sedimentario y de composiciones que van de grauvacas aluminosas a grauvacas cuarzosas (Barzola *et al.* 2019). De esta manera, la ritmicidad de la depositación sedimentaria original dentro de la secuencia migmática se encuentra parcialmente preservada y es aún reconocible en la alternancia de bancos composicionales (S_0) (Fig. 3a).

Foliación metamórfica subsólida (S_1): Se observa internamente en los paleosomas y los *resisters* de las rocas migmáticas, a través del desarrollo de un bandeo de

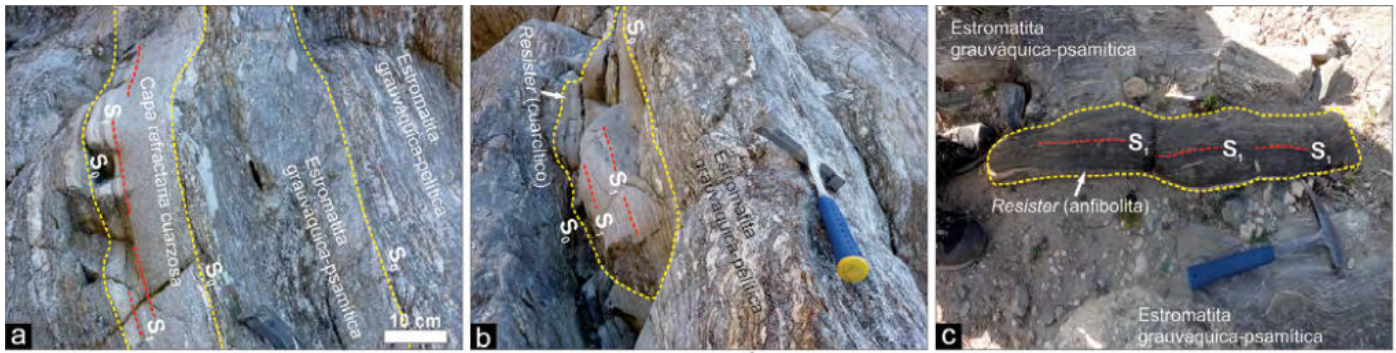


Figura 3. Foliaciones pre-migmáticas. a) Fotografía de afloramiento en donde se reconoce el bandeo composicional (S_0) a partir de la alternancia de capas de composiciones grauvaquicas-pelíticas (grauvacas aluminosas) y grauvaquicas-psamíticas (grauvacas cuarzosas) y *resisters* de composiciones cuarzosas. Notar que además en la capa refractaria cuarzosa se distingue la foliación metamórfica subsólida (S_1); b) Fotografía de afloramiento de estromatita grauvaquica-pelítica que posee una capa refractaria (*resister*) de composición cuarcítica en donde internamente se reconoce la foliación metamórfica subsólida (S_1); c) Fotografía de afloramiento de estromatita grauvaquica-psamítica que posee un *resister* de anfibolita que muestra internamente la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas que son reconocidas como la foliación metamórfica subsólida (S_1).

espesor milimétrico que se dispone de manera paralela a la estratificación primaria (S_0) (Fig. 3a). Esta fábrica es definida como una foliación metamórfica temprana (S_1).

La fábrica planar (S_1) se caracteriza por segregación mineralógica en condiciones subsólidas. En los paleosomas y capas refractarias de composiciones cuarzosas (Fig. 3a y b), se define a partir de la alternancia de capas granoblásticas discontinuas de cuarzo y plagioclasa, y capas lepidoblásticas a granolepidoblásticas integradas por biotita y cantidades subordinadas de granate. Por otro lado, los *resisters* de cuerpos de anfibolitas muestran esta misma foliación a partir de una intercalación de capas leucocráticas, compuestas por plagioclasa y cuarzo subordinado, y capas melanocráticas formadas principalmente por hornblenda (Fig. 3c). De igual manera, algunos *resisters* de cuerpos calco-silicáticos poseen un bandeo composicional con alternancia de carbonatos y silicatos.

Foliaciones sin-migmáticas

Estas foliaciones constituyen las fábricas dominantes del área estudiada. Son denominadas de manera general (S_2); y definidas como toda estructura planar y penetrativa para un volumen de roca, a escala de afloramiento, que se desarrolla concomitantemente con los procesos de fusión parcial y cuya paragénesis muestra condiciones de equilibrio en facies de anfibolita alta-granulita (Barzola *et al.* 2019). **Foliación estromatítica (S_{2a}) y plegamiento (P_2):** Constituye la primera foliación de origen migmatítico reconocida en la zona de

estudio. El bandeo estromatítico (S_{2a}) se encuentra definido por la segregación efectiva del par leucosoma-residuo, el cual está nucleado de manera concordante a la foliación subsólida previa (S_1) (Fig. 4a). Se caracteriza por la alternancia de bandas continuas de espesores centimétricos de leucosomas (Qz+Pl±Kfs) de colores blanquecinos y un residuo o melanosoma (Bt+Grt+Qz+Pl±Sil) de tonalidades mesocráticas a melanocráticas.

Se dispone con rumbo variable N330°-N40° buzando con mediano a bajo ángulo (60-15°) al este y localmente con alto ángulo (75-85°) al oeste (Fig. 4g). Este amplio rango de orientaciones de (S_{2a}) responde a que el bandeo estromatítico se encuentra afectado por un sistema de pliegues heterogéneos (P_2). El plegamiento (P_2) posee longitudes de onda variables que se repiten desde escala centimétrica a decamétrica en afloramiento (Fig. 4b y c), e inclusive es posible reconstruir los mismos pliegues con longitudes de onda kilométrica (Fig. 1b). Se encuentra constituido minoritariamente por pliegues abiertos, simétricos e isópacos que gradan a pliegues asimétricos, apretados a isoclinales y subverticales que son los más característicos y ampliamente reconocidos en la zona estudiada (Fig. 4c, d y f). Además, una característica fundamental de estos últimos, es su carácter anisópaco con charnelas engrosadas por acumulación de fundidos y flancos con leucosomas adelgazados (Fig. 4d y e). Por otro lado, también es común que se desarrollen pliegues parásitos con morfologías M, S y Z de longitud de onda centimétrica a milimétrica, los cuales son más

evidentes en los leucosomas (Fig. 4d).

El mismo sistema de pliegues (P_2) se observa en las anfibolitas, mármoles y rocas metaígneas ultramáficas. En estas rocas, el plegamiento observado se corresponde únicamente con los pliegues asimétricos y apretados (Fig. 4f). La particularidad en estas litologías con respecto a las rocas migmatíticas, es que dada la diferente reología entre ambas, pueden llegar a desarrollar localmente pliegues con morfologías irregulares tipo en vainas y/o tubulares.

La orientación de los ejes del sistema de plegamiento (P_2) muestran una inmersión promedio de 38° al noreste (Fig. 4h) y un plano axial de rumbo promedio N5°-15° buzando 45°-75° al este. De esta manera, el análisis cinemático de los mismos, indica un fuerte componente de movimiento inverso con transporte tectónico al oeste.

Foliación de plano axial (S_{2b}) y foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}): La foliación de plano axial (S_{2b}) constituye una fábrica penetrativa generada a partir del acortamiento progresivo del plegamiento asimétrico (P_2) (Fig. 5a y b). Se caracteriza por truncar la foliación estromatítica (S_{2a}) plegada pudiendo originar: i) la migración de los fundidos acumulados en las charnelas de los pliegues de forma paralela a la dirección del plano axial (Fig. 5c); y/o ii) desarrollar planos de clivaje que limitan microlitones de entre 10 y 40 cm de potencia donde se preserva internamente la foliación (S_{2a}) plegada (Fig. 5d). La orientación de esta estructura es N355°-N5° buzando con mediano ángulo (40°) hacia el este (Fig. 5g).

A lo largo de toda el área estudiada se

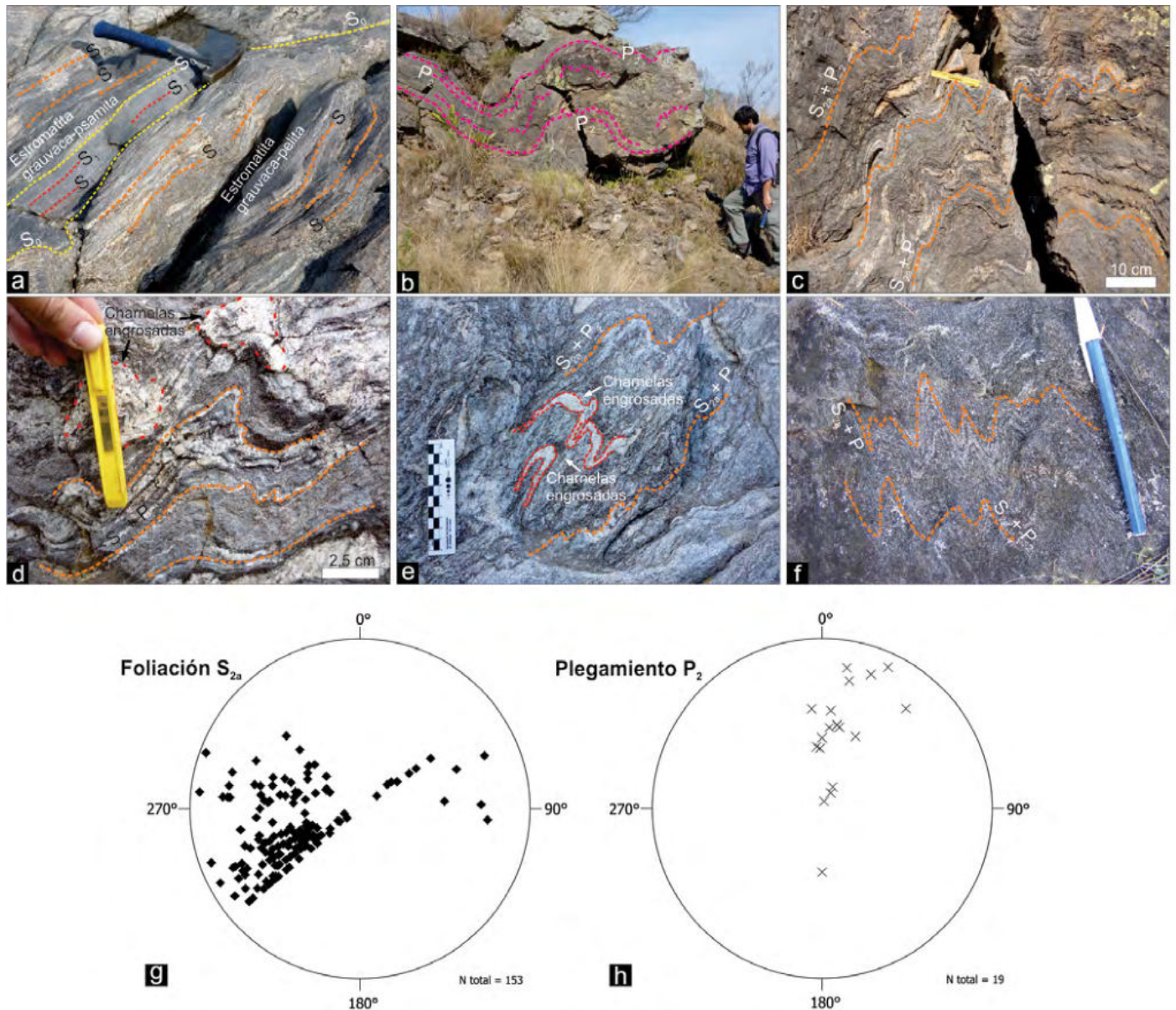


Figura 4. Foliaciones sin-migmáticas. a) Fotografía de afloramiento de metatexitas estromatíticas en donde se reconoce el desarrollo del bandeo estromatítico (S_{2a}), dispuesto de manera paralela a las foliaciones pre-migmáticas (S_0) y (S_1); b) Fotografía de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se observa el sistema de plegamiento (P_2); c) Fotografía de detalle de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se reconoce el bandeo estromatítico (S_{2a}) plegado por el plegamiento (P_2); d) Fotografía de detalle de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se observa el plegamiento asimétrico (P_2) del bandeo estromatítico (S_{2a}). Notar la acumulación de fundidos anatócticos en las zonas de charnelas; e) Fotografía de detalle de afloramiento de una estromatita grauváquica-pelítica en donde se reconoce el desarrollo de pliegues asimétricos, apretados y anisópacos (P_2) con flancos atenuados y charnelas engrosadas; f) Fotografía de detalle de afloramiento de anfibolita que muestra la fase de plegamiento asimétrico y apretado (P_2); g) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Smith en donde se encuentran representada la orientación de los polos de la foliación estromatítica (S_{2a}); h) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Smith en donde se encuentran representada la orientación de los ejes del sistema de plegamiento (P_2).

observa que la deformación se encuentra particionada en zonas de ancho variable, de entre 5 y 15 kilómetros, en donde es posible apreciar el dominio de la fábrica (S_{2a}) plegada o de la foliación de plano axial (S_{2b}). En los sectores donde predomina ésta última, se observan filetes de cizalla en donde la deformación es más intensa generando una fábrica curvi-planar o anastomosada (S_{2c}) (Fig. 5e) que origina un bandeo composicional de orden mili-

métrico y que progresivamente se dispone de manera concordante a la foliación de plano axial ($S_{2c}=S_{2b}$) (Fig. 5f). La generación de la foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}) se encuentra acompañada de la fibrolitización de la sillimanita, la generación de porfiroclastos aplastados y/o rotados de granates que presentan recristalización por sombras de presión y colas de biotitas, y el desarrollo de estructuras S-C con morfologías sigmoida-

les (Fig. 5e), la cual paulatinamente se va desdibujando a medida que se dispone de forma paralela a la foliación de plano axial ($S_{2c}=S_{2b}$). Además, se manifiesta localmente mediante el desarrollo de *boudinage* entre capas de competencias contrastantes son capas más fértiles y menos fértiles con respecto a la fusión parcial. La orientación espacial de la foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}) es varia-

ble entre N340°-N30° buzando entre 45° y 50° al este (Fig. 5h). Sobre dicho plano, se reconoce de manera dificultosa una lineación mineral (L_2) denotada principalmente por filosilicatos, cuya dirección de inmersión varía entre 50°-90° inclinando en promedio 45° (Fig. 5h).

A partir del análisis cinemático de los porfiroclastos de granate con colas de biotita conjuntamente con las estructuras S-C sigmoidales y la lineación mineral (L_2), y además teniendo en cuenta los pliegues parásitos Z y S descritos anteriormente, se deduce la existencia de un evento

deformacional fuertemente compresivo y coetáneo con la fusión parcial, de naturaleza no coaxial y con una componente de rumbo leve dextral.

Foliaciones post-migmáticas
Foliación milonítica dúctil y dúctil-frágil

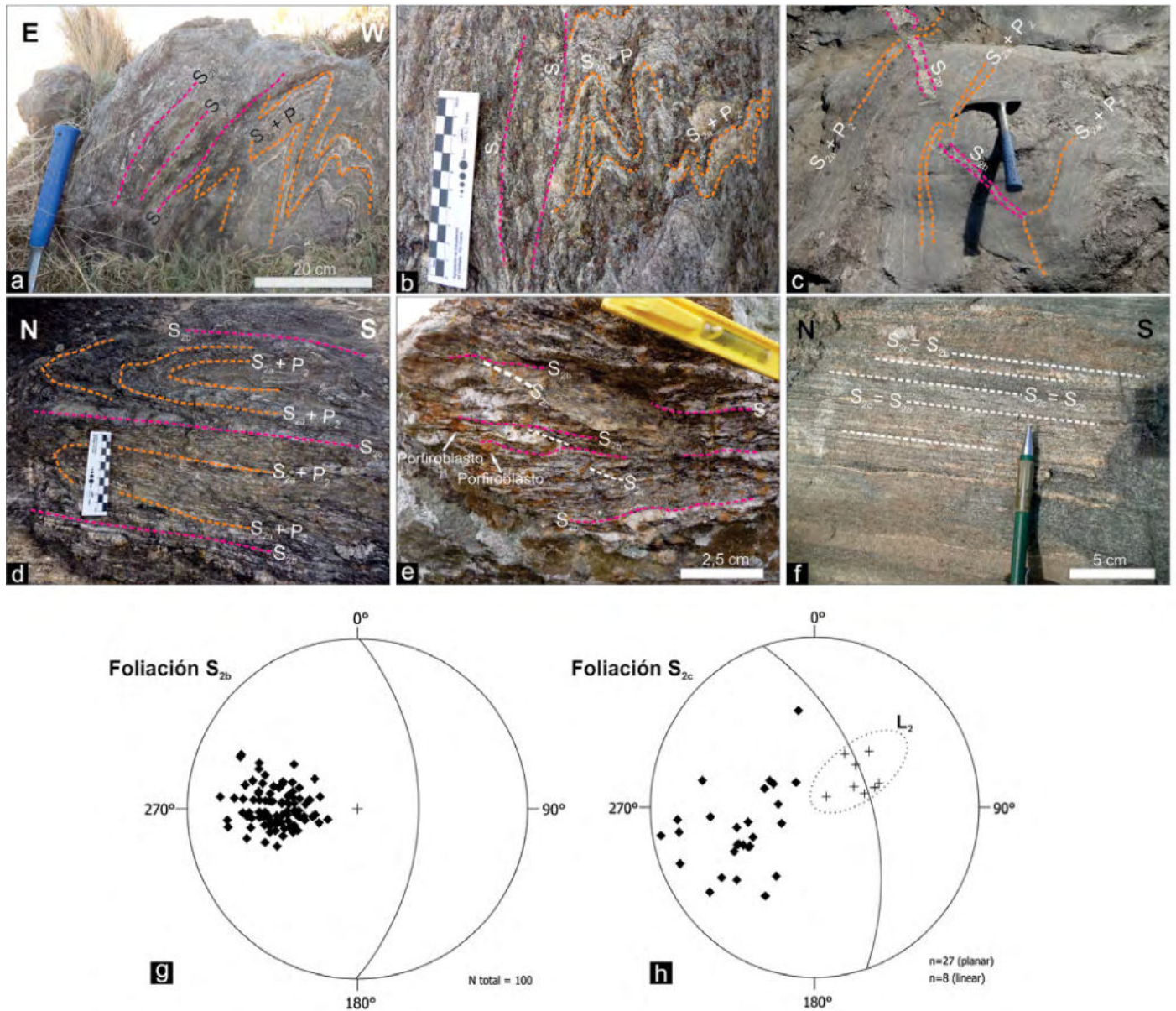


Figura 5. Foliaciones sin-migmáticas. a) Fotografía de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se distingue el apretamiento progresivo del plegamiento que afecta al bandeo estromatítico ($S_{2a} + P_2$) y el desarrollo de la foliación de plano axial (S_{2b}). Notar en la parte superior la orientación geográfica de la fotografía; b) Fotografía de detalle de afloramiento de estromatita grauváquica-pelítica en donde se aprecia el apretamiento progresivo del plegamiento (P_2) y el desarrollo de la foliación de plano axial (S_{2b}); c) Fotografía de afloramiento de metatexita estromatítica grauváquica-psamítica en donde se reconoce la migración de fundidos a partir de la conexión de los leucosomas (S_{2a}) con los leucosomas de la foliación de plano axial (S_{2b}); d) Fotografía de detalle de afloramiento de estromatita grauváquica-pelítica en donde se reconoce la foliación de plano axial (S_{2b}) que limita microlitones que internamente poseen el bandeo estromatítico plegado ($S_{2a} + P_2$). Notar en la parte superior la orientación geográfica de la fotografía. e) Fotografía de detalle de afloramiento de metatexita estromatítica grauváquica-pelítica en donde se reconoce la foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}), a partir del desarrollo de porfiroclastos de granate con colas de biotitas y estructuras S-C sigmoidales; f) Fotografía de afloramiento de metatexita estromatítica en donde se reconoce un bandeo milimétrico formado a partir de la paralelización de la foliación de plano axial y la de cizalla en alta temperatura ($S_{2c}=S_{2b}$). Notar en la parte superior la orientación geográfica de la fotografía; g) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Smith en donde se encuentran representada la orientación de los polos de la foliación de plano axial (S_{2b}). El plano graficado se corresponde con la orientación del plano promedio; h) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Smith en donde se encuentran representada la orientación de los polos de la foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}). El plano graficado se corresponde con la orientación del plano promedio. Además se proyecta la orientación de la lineación mineral L_2 .

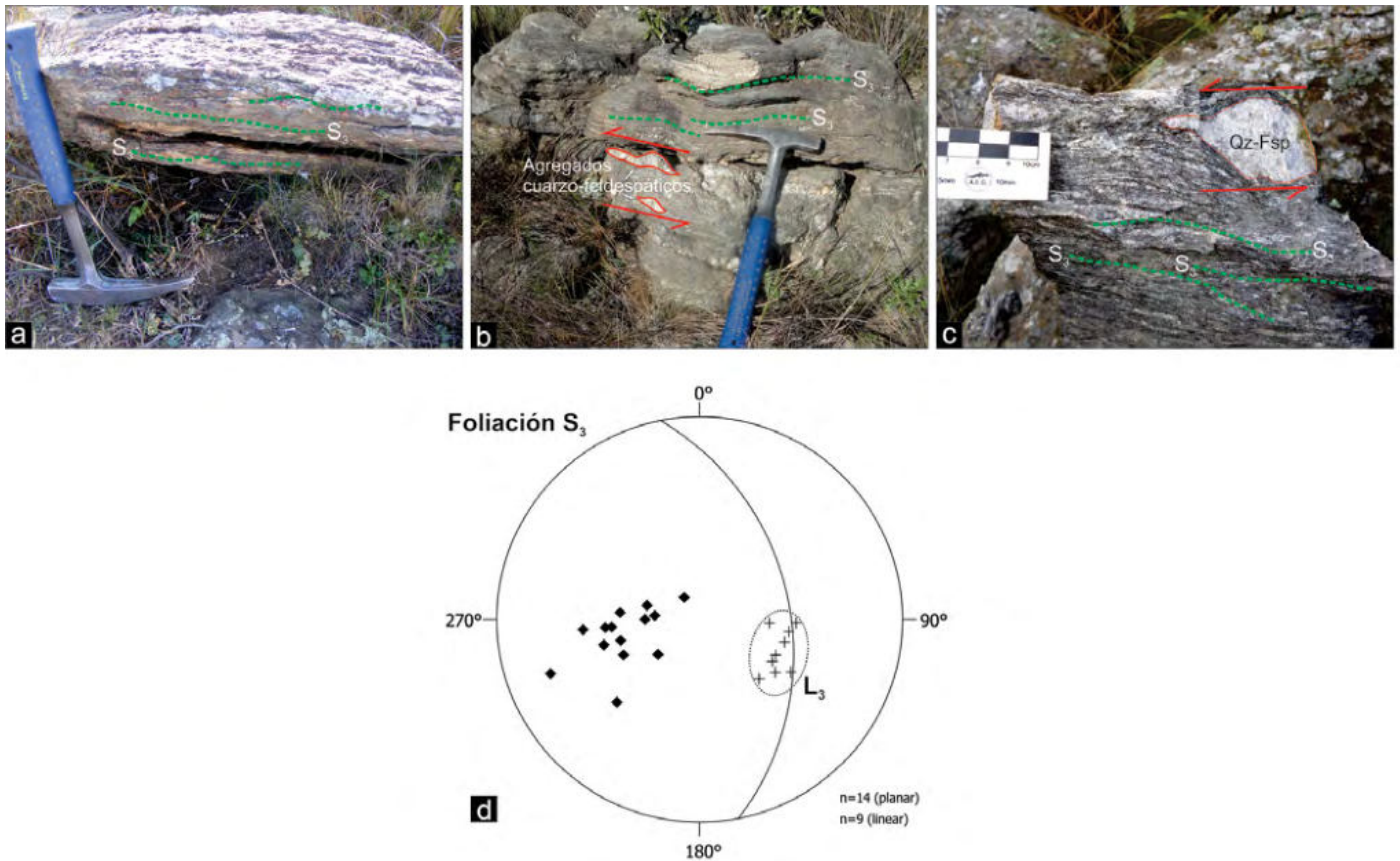


Figura 6. Foliaciones post-migmáticas. a) Fotografía de afloramiento de banco de escasa potencia de metatexita estromatítica que posee una morfología lajosa y en donde se reconoce la fábrica milonítica anastomosada de mediana-baja temperatura (S_3); b) Fotografía de afloramiento de banco de metatexita estromatítica que presenta una fuerte reducción del tamaño de grano y el desarrollo de agregados cuarzo-feldespáticos con morfología tipo sigma; c) Fotografía de detalle de afloramiento de roca meta-texítica deformada donde se observa el desarrollo de indicadores cinemáticos tipo *sigma* que posee composiciones cuarzo-feldspáticas; d) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la red de Smith en donde se encuentran representada la orientación de los polos de la foliación milonítica (S_3). El plano graficado se corresponde con la orientación del plano promedio. Además se proyecta la orientación de la lineación mineral L_3 .

(S_3): Se observa de manera local en pequeños bancos de rocas migmatíticas de potencia centimétrica que poseen una morfología de afloramiento lajosa (Fig. 6a), y en donde se desarrolla una fábrica milonítica de mediana a baja temperatura (S_3) que trunca las foliaciones sin-migmatíticas (S_2). Estos pequeños filetes de deformación se caracterizan por una fuerte reducción del tamaño de grano a fino-muy fino (Fig. 6b), el desarrollo de estructuras S-C de carácter dúctil-frágil y la generación de porfiroclastos tipo *sigma* de agregados cuarzo-feldespáticos y/o granate (Fig. 6c). Además, se encuentra acompañada por un proceso de retrogradación evidenciado por procesos de reemplazos de biotita en granate primero, y de la asociación $Ms \pm Chl$ luego, configurando asociaciones de equilibrio de temperaturas típicas de facies de anfibolita baja a esquistos verdes.

La orientación de esta foliación milonítica (S_3) es de $N350^\circ$ - $N20^\circ$ con buzamiento pro-

medio de 60° hacia el este (Fig. 6d). Además, es visible una lineación mineral (L_3), que se encuentra integrada por filosilicatos y bastones de cuarzo, desarrollada sobre el plano de foliación con una orientación variable entre 90° y 120° y una inmersión de 40 - 50° (Fig. 6d).

El análisis cinemático a partir de los porfiroclastos tipo *sigma* y la lineación mineral (L_3), muestra que estos filetes de deformación poseen un movimiento inverso que varía entre esencialmente puro a una leve componente de rumbo sinistral.

RASGOS MICROTEXTURALES Y MICROESTRUCTURALES

Las foliaciones pre-migmatíticas están poco preservadas a escala microscópica, por lo que la característica más conspicua que podría representar la foliación metamórfica

temprana (S_1), es la orientación de biotita de grano fino a medio y de colores pardo verdosos intercaladas con bandas discontinuas de cuarzo y plagioclasa en los paleosomas de las metatexitas. Por otro lado, el bandeado composicional observado de manera ocasional en anfibolitas y mármoles, tiene también su origen de manera concomitante al desarrollo de esta fábrica metamórfica (S_1).

En cambio, las fábricas sin y post-migmatíticas que son típicas del área estudiada a meso- y megascale, también son identificadas con claridad en láminas delgadas. De esta manera, el bandeado estromatítico (S_{2a}) se encuentra representado por la orientación preferencial de bandas de biotita parda rojiza, granate y cuarzo (melanosoma), ocasionalmente acompañadas de sillimanita y/o cordierita, paralelas a bandas continuas de leucosomas integrados por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. Estas bandas se disponen de manera planar (Fig. 7a) y/o

formando pliegues apretados a isoclinales (Fig. 7b). Además, dicho plegamiento puede estar truncado por folias de biotita parda rojiza de grano medio a grueso en aquellos dominios donde predomina la foliación de plano axial (S_{2b}) (Fig. 7c).

Una característica de estas bandas son las texturas simplectíticas observadas (Fig. 7d). Las más comunes son de cuarzo vermicular y plagioclasa (mirmequitas) en el leucosoma; y los intercrecimientos entre cuarzo y biotita en el contacto leucosoma-melanosoma.

Por otro lado, la foliación de cizalla en alta temperatura (S_{2c}) se manifiesta con el desarrollo de porfiroclastos de granate que se encuentran aplastados, y menos comúnmente rotados y con inclusiones de cuarzo y biotita alineadas según una fábrica previa (S_1 o S_{2a}) (Fig. 7e). Estos porfiroclastos muestran biotitas (Fig. 7e), y ocasionalmente sillimanita, deflectadas alrededor de ellos generando colas que sirven como indicadores cinemáticos (Fig. 7e). Otras características de esta foliación observada a escala de sección delgada

son: la fibrolitización de la sillimanita; el desarrollo de agregados cuarzo-feldespáticos truncados por folias de biotita que forman estructuras S-C con morfologías sigmoidales; y en capas cuarzosas de metatexitas grauváquicas-psamíticas la formación de cintas (*ribbons*) de cuarzo con bordes lobulados a suturados. Por último, la foliación post-migmática y milonítica (S_3) se manifiesta a partir de la formación de porfiroclastos de cuarzo y agregados cuarzo-feldespáticos con morfologías tipo sigma y el desarrollo de

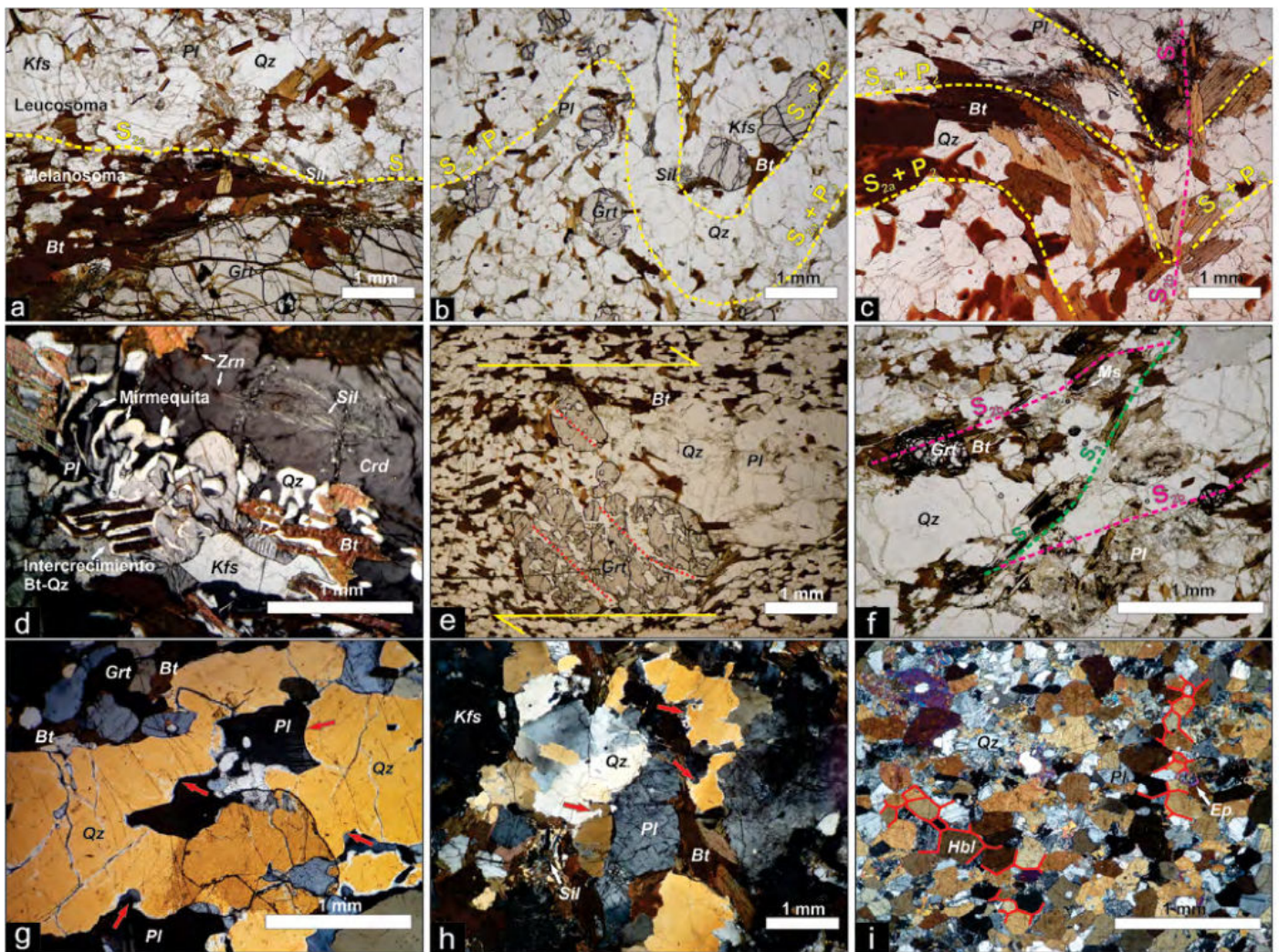


Figura 7. Microtexturas y microestructuras. a) Fotomicrografía a niculos paralelos del bandeamo estromatítico (S_{2a}), representado por la alternancia del par leucosoma-melanosoma; b) Fotomicrografía a niculos paralelos de las bandas de leucosomas y melanosomas plegadas de manera apretada ($S_{2a} + P_2$); c) Fotomicrografía a niculos paralelos del bandeamo estromatítico plegado ($S_{2a} + P_2$) truncado por folias de biotita que representan la foliación de plano axial (S_{2b}); d) Fotomicrografía a niculos cruzados de intercrecimientos simplectíticos de cuarzo vermicular sobre plagioclasa (mirmequitas) y de biotita-cuarzo; e) Fotomicrografía a niculos paralelos de porfiroclasto de granate en donde se reconocen biotitas deflectadas y el desarrollo de una sombra de presión formada por cuarzo y plagioclasa. Notar que internamente los granates muestran inclusiones alineadas de cuarzo, las cuales podrían representar una foliación previa (líneas de trazo discontinuo de color rojo); f) Fotomicrografía a niculos paralelos de estructura S-C, en donde biotitas pardo oscuras (S_2) truncan a biotitas pardas (S_{2b}). Notar las evidencias de retrogrado como la aparición de muscovita secundaria y los granates rodeados por biotitas; g) Fotomicrografía a niculos cruzados de leucosoma de estromatita grauváquica-psamítica en donde se reconoce el desarrollo de cuarzo y plagioclasa con contactos lobulados (indicados con flechas rojas) y un leve acuíñamiento del maclado polisintético de la plagioclasa; h) Fotomicrografía a niculos cruzados de diatexita *schollen-schilieren* en donde se observan cuarzoes con extinción ondulante y el desarrollo local de bordes aserrados indicando recristalización dinámica (flechas rojas); i) Microfotografía a niculos cruzados de anfibolita que posee una textura granonematoblástica con evidencias de recristalización estática a partir del contacto mediante puntos triples de las fases minerales (líneas rojas).

estructuras S-C formadas por biotitas que truncan la foliación sin-migmática y genera el típico patrón anastomosado de esta fábrica (Fig. 7f). Además, se encuentra acompañada de procesos de reemplazos que comienzan con biotita en granate y luego de clorita reemplazando a biotita.

Por otro lado, las microestructuras más comúnmente observadas a escala de grano (*intracrystalline deformation structures*, Passchier y Trow 2005) incluyen: i) el desarrollo de maclado mecánico, ii) procesos de creep por disolución, creep por dislocación y *creep* por difusión en estado sólido; iii) microestructuras asociadas a procesos de recuperación (*recovery*); y iv) recristalización dinámica y estática.

El maclado mecánico se encuentra representado principalmente en plagioclasas de rocas migmatíticas, y localmente en anfibolitas y rocas de la unidad ígnea, en donde se manifiesta a partir del acuñaamiento del maclado polisintético (Fig. 7g). De manera menos frecuente también es observado en biotitas levemente flexuradas de rocas migmatíticas, y en la flexión de cristales elongados de carbonatos (calcita/dolomita) en cuerpos de mármoles.

Los procesos de *creep* por disolución se hallan acotados al desarrollo de sombras de presión (Fig. 7e) alrededor de granates de metatexitas en donde se observa recristalización de agregados policristalinos de cuarzo y plagioclasa. Por otro lado, el *creep* por dislocación se observa de manera más extensiva a lo largo de la zona estudiada, manifestándose en la extinción ondulante de cuarzos (Fig. 7h) y feldespatos alcalinos de rocas migmatíticas y granitoides anatéticos; y en cuarzos subordinados de rocas anfibólicas y de la unidad ígnea. Por último, las evidencias de *creep* por difusión en estado sólido se observan en el desarrollo de bordes lobulados, en ocasiones con engolfamientos locales, de cristales de cuarzo (y en menor medida feldespato potásico) en leucosomas de rocas migmatíticas (Fig. 7g) y en granitoides anatéticos. Además, de modo local se observa el mismo borde lobulado en la interfase de cuarzo-cordierita-plagioclasa en melanosomas de migmatitas; y de hornblenda-plagioclasa de algunas anfibolitas.

Las microestructuras asociadas a recuperación, están representadas por bandas de

deformación y, más localmente, por el desarrollo de extinción en dameros (*chessboard*) y subgranos. Esto es comúnmente observado en cristales de cuarzo situados en leucosomas de rocas migmatíticas y en granitoides anatéticos.

Por último, las evidencias de procesos vinculados a recristalización dinámica son observadas de modo acotado solo en cristales de cuarzo (y ocasionalmente plagioclasa) que desarrollan bordes suturados e irregulares en rocas migmatíticas (Fig. 7h), y en algunos cuerpos leucograníticos en donde se observan procesos de *bulging*. En cambio, las evidencias de recristalización estática se encuentran más ampliamente distribuidas en las litologías que componen el basamento de la zona estudiada. Se caracterizan por el desarrollo de contactos triples entre las fases minerales, entre los que se pueden mencionar hornblenda-plagioclasa en anfibolitas (Fig. 7i); carbonatos (calcita/dolomita) en mosaicos poligonales equigranulares de mármoles; cristales pseudomorfos de serpentinas en rocas metaígneas ultramáficas; y plagioclasa pseudopoligonal en melanosomas y, ocasionalmente, leucosomas de migmatitas.

DISCUSIÓN

Relación entre la fusión parcial y la deformación

A lo largo de la zona estudiada, se observa que los primeros leucosomas que generan la foliación estromatítica (S_{2a}) son preservados en aquellos sitios en donde la deformación se encuentra menos concentrada. Dichos leucosomas se disponen de manera paralela al bandeo composicional heredado de la estratificación primaria (S_0) y a la foliación metamórfica temprana (S_1), lo cual sugiere que la estructura previa a la anatexis y el campo de deformación controlaron los sitios primarios de concentración de los fundidos (Sawyer 1994, Brown *et al.* 1995, 1999, Marchildon y Brown 2003).

La evolución progresiva de la deformación se manifiesta en la generación del sistema de plegamiento (P_2) que afecta al par leucosoma-residuo que define el bandeo estromatítico (S_{2a}). Por un lado, el desarrollo de pliegues anisópacos indica

la existencia de una primera transferencia de fundidos a escala centimétrica y métrica desde los leucosomas que constituyen la fábrica (S_{2a}) a zonas de acumulación generadas en las charnelas de dichos pliegues (Fig. 4d, e y 5b). A escala kilométrica, el mismo proceso se observa vinculado a la generación de los principales cuerpos diatexiticos con estructuras *schollen-schlieren*, los cuales se ubican preferencialmente en la charnela de los pliegues regionales (Fig. 1b).

Por otro lado, el acortamiento progresivo del plegamiento genera planos de foliación (S_{2b}) que truncan la fábrica estromatítica (S_{2a}). Sin embargo, el análisis petrográfico y de las relaciones de campo de ambos tipos de leucosomas (S_{2a} y S_{2b}) no arroja diferencias mineralógicas ni texturales significativas. Tanto los leucosomas que forman el bandeo estromatítico (S_{2a}) como los que se encuentran a lo largo de la foliación de plano axial (S_{2b}), muestran la misma paragénesis mineral (Qtz+Pl+Kfs) y los mismos rasgos microtexturales y microestructurales (mirmequititas en plagioclasa e intercrecimientos de biotita-cuarzo, además del desarrollo de bordes lobulados en cuarzo debido a *creep* por difusión), lo cual indica que se desarrollaron conjuntamente en condiciones de alta temperatura y anatexis. Esto sugiere que existe una continuidad entre ambos leucosomas cuando todavía se encontraban fundidos. Además, el emplazamiento concordante a las foliaciones sin-migmatíticas de granitoides anatéticos, que presentan las mismas características mineralógicas y texturales que los leucosomas, sugiere que existe una red de fundidos interconectados que funcionan como canales de migración (Fig. 5c). Dicha característica fundamental, es la principal evidencia de que la deformación fue progresiva, y de características compresivas y no coaxiales, concomitante con la anatexis (Barzola *et al.* 2019).

Además, el evento de deformación no coaxial se encuentra particionado en zonas de menor y mayor deformación que poseen un ancho variable de entre 5 y 15 kilómetros. En aquellas fajas donde la deformación se encuentra más concentrada, existe un predominio de la foliación de plano axial (S_{2b}). A su vez, dentro de dicha región se observa una concentración

local aún mayor de la intensidad de deformación, generando filetes de unas pocas decenas de metros de potencia en donde se desarrolla la foliación de cizalla (S_{2c}), la cual progresivamente se dispone de manera concordante a la foliación de plano axial ($S_{2b}=S_{2c}$) (Fig. 5f). Dicha foliación de cizalla dúctil en condiciones de alta temperatura, posee evidencias microtexturales/microestructurales de recristalización dinámica y recuperación (*recovery*) pero no muestra cambios en la paragénesis, lo que sugiere que la deformación continuó después de la cristalización del sistema migmatítico aunque las condiciones de temperatura se mantuvieron similares al menos por un corto tiempo (Tibaldi *et al.* 2019).

En cambio, en aquellas fajas donde la deformación es menos pervasiva, se conserva el bandeo estromatítico (S_{2a}) internamente plegado, así como también sitios puntuales en donde de manera relíctica se preservan las fábricas pre-migmatíticas. Esto sugiere la existencia de un proceso de retroalimentación (*feedback*) en donde la re-organización de los fundidos (extracción-acumulación) conduce a una localización de la deformación, que a su vez favorece el incremento en la partición de la misma (Lee *et al.* 2018). Esta característica, constituye una evidencia adicional a la existencia de un proceso de anatexis sin-deformacional.

Cabe destacar, que todas las características anteriormente descritas, también han sido recientemente mencionadas por Tibaldi *et al.* (2019) para una sección de basamento expuesta en el río Santa Rosa al norte del área estudiada. Estos autores proponen que las rocas migmatíticas son productos litológicos sin-deformacionales y que las relaciones de campo muestran que la auto-organización del sistema en respuesta al campo de esfuerzos tiene como resultado un eficiente conjunto de estructuras que sirven como vías de transferencia de los fundidos en este nivel cortical.

Evolución estructural y metamórfica

El análisis estructural a meso y micro escala, sumado a las relaciones de campo y el estudio petrográfico y textural, permite inferir que el basamento expuesto en

la zona de estudio posee una compleja historia tectono-metamórfica. Entre las características generales de dicha sección cortical, se observa que se encuentra afectada por un evento de fusión parcial generalizado, continuo en el tiempo y el espacio, que obliteró casi todo el registro anterior al pico metamórfico y solo se preservan relictos puntuales de las estructuras y asociaciones minerales pre-migmatíticas (Barzola *et al.* 2019).

La estratificación primaria (S_0) se infiere a partir de la variación composicional de la secuencia metamórfica-migmatítica y deriva del ambiente de depositación original. Dicha secuencia se encuentra formada por la depositación rítmica de sedimentos grauváquicos (Otamendi y Patiño Douce 2001, Otamendi *et al.* 2019), de composiciones que van del límite del campo de las pelitas (grauvacas aluminosas) al campo de las psamitas (grauvacas cuarzosas) (Otamendi *et al.* 2019), y que se intercalan de forma subordinada con bancos calcáreos a margosos y escamas del manto (Barzola *et al.* 2019). Esta alternancia composicional ha sido reconocida en otros sectores de Sierra de Comechingones y definida como una superficie relíctica que separa capas de composiciones pelíticas y grauváquicas que fueron afectadas por los procesos de fusión parcial y dieron como origen a las rocas migmatíticas (Otamendi y Patiño Douce 2001).

Estos precursores sedimentarios, e ígneos subordinados, fueron afectados por un evento metamórfico temprano (M_1 - D_1) de carácter regional y restringido a condiciones subsólidas (Barzola *et al.* 2019). Las condiciones termobarométricas para este evento en la sección de basamento estudiada, ha sido acotada entre 575-620 °C y 0,69-0,79 GPa dentro del campo de estabilidad de la cianita (Barzola *et al.* 2019). Dicho evento se encuentra representado por la foliación metamórfica (S_1) conservada tanto en la foliación de los paleosomas y capas refractarias cuarzosas, como en el bandeo de anfibolitas y rocas calco-silicáticas que se presentan como *resisters* de las rocas migmatíticas. Regionalmente, esta foliación metamórfica (S_1) ha sido reconocida en las charnelas de pliegues intrafoliares isoclinales y en inclusiones recitilíneas en núcleos de granate de las rocas migmatíticas (Guereschi y Martino 2008).

Además, también puede ser correlacionada con la fábrica (S_{1a}) de Otamendi *et al.* (2004) descrita sobre el Río Santa Rosa al norte del área de estudio. Estos autores mencionan a dicha foliación metamórfica (S_{1a}) sobreimpuesta a (S_0) y caracterizada por segregación mineral conservando la heterogeneidad litológica heredada de la estratificación primaria.

El evento tectono-metamórfico principal es referido como (M_2 - D_2) y se encuentra acompañado de anatexis generalizada con generación de migmatitas metatexiticas y diatexiticas, segregados anatéticos y rocas residuales granulíticas (Otamendi *et al.* 1999, Otamendi y Patiño Douce 2001, Barzola *et al.* 2019). Las condiciones del pico metamórfico para la zona de estudio han sido restringidas de manera confiable a una temperatura máxima de 800 ± 50 °C a presiones de 0,75 a 0,8 GPa, típicas de una sección de corteza media (Barzola *et al.* 2019).

El evento de fusión parcial es diacrónico y se caracteriza por ser sin-deformacional (Tibaldi *et al.* 2019). El inicio de la anatexis se encuentra registrado en los leucosomas *in situ* que constituyen el bandeo estromatítico (S_{2a}) y que se sitúan paralelos a las foliaciones relícticas pre-migmatíticas (S_0 y S_1). Dicha fusión parcial se desarrolló conjuntamente con un evento deformacional de características no coaxiales y compresivas que pliega la foliación estromatítica (S_{2a}). En un primer estadio se desarrollan los pliegues abiertos e isópacos que progresivamente evolucionan a pliegues asimétricos, apretados a isoclinales y anisópacos, generando facolitos de granitos a escala centimétrica y métrica, y diatexitas tipo *schollen-schlieren* a escala regional. Además, dicho plegamiento asimétrico a su vez es disectado por la foliación de plano axial (S_{2b}) en la cual se observan leucosomas y granitoides anatéticos que muestran continuidad en las características mineralógicas y texturales con respecto a los leucosomas (S_{2a}). Esto sugiere que dicha estructura colecta los fundidos ubicados en la charnela de los pliegues (P_2) generando canales de migración de los mismos a distintas escalas. Cabe destacar que la foliación estromatítica y el sistema de pliegues asimétricos también han sido observados y descritos por otros autores en zonas aledañas al

área de estudio. Por un lado, Guerreschi (2000) y Guerreschi y Martino (2008) reconocieron y definieron una foliación (S_2) como la fábrica metamórfica pervasiva regionalmente y la vincularon a un evento de deformación D_2 de características no coaxiales (Martino *et al.* 1999). Además, Martino y Guerreschi (2014) manifestaron que el dominio de la infraestructura para Sierras de Córdoba se encuentra definido en su conjunto por una fábrica S (foliaciones planares) + B (plegamiento) regional en donde el plegamiento es no cilíndrico y asociado a una deformación no coaxial (Martino *et al.* 1999). Por otro lado, Otamendi *et al.* (2004) mencionaron una foliación (S_{1b}) asociada a un evento D_{1b} que se desarrolla conjuntamente con el metamorfismo en facies de granulita y que se encuentra definida por un bandeado estromatítico que es coetáneo a tardío con el inicio de la fusión parcial experimentada por los protolitos sedimentarios más fértiles.

Para la zona de estudio, la anatexis sin-deformacional favorece los procesos de extracción y acumulación de fundidos y promueve la partición de la deformación en zonas de menor y mayor concentración de la misma (Lee *et al.* 2018, Tibaldi *et al.* 2019). De esta manera, en filetes de alta intensidad de deformación se desarrolla la foliación de cizalla (S_{2c}).

Por último, el estado final de la evolución se encuentra asociada a un evento retrogrado (M_3 - D_3), que en el área estudiada se encuentra restringido a discretas fajas de cizalla de carácter dúctil-frágil y frágil que muestran una foliación milonítica (S_3) desarrollada en condiciones que van desde facies de anfibolita a esquistos verdes. Las condiciones termobarométricas de equilibrio han sido aproximadamente acotadas por Barzola *et al.* (2019) a temperaturas y presiones inferiores a los 600 °C y 0,4 GPa. Las evidencias microtexturales y microestructurales muestran procesos de recristalización dinámica acompañadas de reemplazos por la asociación Ms+Chl. El desarrollo de estas fajas de cizalla se encuentra asociado a la exhumación final de los niveles de corteza medio y su ocurrencia esporádica a lo largo de la zona de basamento estudiada aumenta desde el este al oeste (Barzola *et al.* 2019), alcanzando su máxima expresión en la Faja de Cizalla Guacha Corral (Fagiano *et al.*

2002, Martino 2003, Otamendi *et al.* 2004) cuyas fábricas miloníticas pueden ser correlacionables con las aquí descriptas.

CONCLUSIONES

El basamento aflorante de la zona estudiada se corresponde con niveles de corteza media que sufrieron un metamorfismo de alto grado con anatexis sin-deformacional. El evento de deformación principal que acompaña a la fusión parcial se caracteriza por ser fuertemente compresivo con transporte tectónico al oeste y desarrollarse progresivamente dentro de un régimen no coaxial.

La historia estructural es compleja y la evolución pre-fusión parcial se encuentra en gran parte obliterada por los productos de la deformación en zonas de menor y mayor intensidad de la misma, permitió que relictos de las estructuras pre-migmáticas sean preservados en sitios puntuales. De esta manera, se observa que una secuencia, cuyos precursores eran principalmente metasedimentarios, alcanzaron las condiciones de fusión parcial de manera diacrónica. Este evento anatético fue acompañado del evento deformacional principal, asociado a la orogenia Pampeana (570-520 Ma), que favoreció los procesos de extracción y acumulación de fundidos originando una zona de transferencia de los mismos.

Por lo tanto, se sugiere que las rocas migmatíticas y su estructura final se encuentran principalmente controladas por la deformación desarrollada coetáneamente con la fusión parcial y, solo de manera subordinada, al protolito.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los revisores del trabajo Dr. Juan A. Murra y Dr. Pablo D. González por las correcciones y sugerencias aportadas para mejorar sustancialmente la calidad del manuscrito. Esta investigación fue respaldada por el proyecto de FONCyT PICT2549/17. Además, el trabajo de campo fue parcialmente financiado mediante la ayuda económica del proyecto PIP 18/C485 de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

REFERENCIAS

- Baldo, E., Demange, M. y Martino, R. 1996. Evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics* 267: 121-142.
- Barzola, M. 2015. Mapeo, petrología y geoquímica de cuerpos básicos del área Cerro Pelado, Córdoba, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 140 p., Río Cuarto.
- Barzola, M., Tibaldi, A., Otamendi, J., Cristofolini, E., Demichelis, A., Armas, P., Camilletti, G. 2019. Geología del basamento ígneo-metamórfico en el sector sur del Embalse Cerro Pelado, Sierra de Comechingones, Córdoba: Análisis geotermobarométrico de las rocas anatéticas y sus implicancias en la evolución del orógeno Pampeano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76-2: 84-108.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J.A., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores (Memoria y Mapa Geológico). SEGEMAR, Boletín 250, Buenos Aires.
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36 (1-2): 83-130.
- Brown, M., Averkin, Y.A., McLellan, E.L. y Sawyer, E. 1995. Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research* 100: 15655-15679.
- Brown, M.A., Brown, M., Carlson, W.D. y Denison, C. 1999. Topology of syntectonic melt flow networks in the deep crust: inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites. *American Mineralogist* 84: 1793-1818.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 41-80, Córdoba.
- Dewey, J.F. y Bird, J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75: 2625-2647.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R.D. 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264, El Calafate.
- Gordillo, C. 1984. Migmatitas cordieríticas de la

- Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40.
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Leanza, A.P. (ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 577-650, Córdoba.
- Guereschi, A.B. 2000. Estructura y petrología del basamento metamórfico del flanco oriental de la Sierra de Comechingones, pedanías Cañada de Álvarez y Río de Los Sauces, departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 196 p. y Anexos (47 p., 3 mapas), Córdoba.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. *Gondwana Research* 13: 176-188.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R. y Guereschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina, 67-94, Córdoba.
- Haller, J. 1956. Probleme der Tiefentektonik: Bauformen im Migmatit Stockwerk der Ostgronlandischen Kaledoniden. *Geologische Rundschau* 45: 159-167.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Korhonen, F.J., Saito, S., Brown, M. y Sildoway, C.S. 2010. Modeling multiple melt loss events in the evolution of an active continental margin. *Lithos* 116: 230-248.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 47-59.
- Lee, A., Torvela, T., Lloyd, G. y Walker, M. 2018. Melt organisation and strain partitioning in the lower crust. *Journal of Structural Geology* 113: 188-199.
- Marchildon, N. y Brown, M. 2003. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany: implications for melt-transfer at grain- to orogeny-scale. *Tectonophysics* 364: 215-235.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 549-571.
- Martino, R. y Guereschi, A. 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En Martino, R. y Guereschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina: 95-128, Córdoba.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnoso, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J. 1999. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba; Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(2): 469-479.
- Otamendi, J. y Patiño Douce, A. 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751-1772.
- Otamendi, J., Patiño Douce, A. y Demichelis, A. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 415-434.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P.A., Fagiano, M.R., Demichelis, A.H. y Tibaldi A.M. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and Exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7(4): 1143-1155.
- Otamendi, J., Barzola, M., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Álvarez-Valero, A. y Demichelis, A. 2019. Petrological and geochemical variations of a turbidite-like metasedimentary sequence over the metatexite to diatexite transition within the Pampean Orogen, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 108: 1361-1385.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 366 p., Berlin-Heidelberg.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a collisional history. *Episodes* 11(3): 168-174.
- Ramos, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142(1): 181-217, London.
- Rosenberg, C.L. y Handy, M.R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* 23 (1): 19-28.
- Sawyer, E. 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology* 22: 1019-1022.
- Sawyer, E. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19 (3): 291-309.
- Sawyer, E. 2008. *Atlas of migmatites*. NRC Research Press, 371 p, Québec.
- Tibaldi, A.M. 2006. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 459 p. Río Cuarto, Córdoba.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis A.H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 172-187.
- Tibaldi, A., Cristofolini, E., Otamendi, J., Baliani, I. y Gaido, G. 2012. Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (2): 252-262.
- Tibaldi, A., Demichelis, A., Fagiano, M., Otamendi, J. y Rabbia, O. 2014. Las rocas máficas del paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. En Martino, R. y Guereschi, A. (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina: 151-167, Córdoba.
- Tibaldi, A., Barzola, M., Cristofolini, E., Otamendi, J., Demichelis, A., Leisen, M., Romero, R., Barra, F., Camilletti, G. y Armas, P. 2019. Syn-deformational anatexis along the Santa Rosa river section, Argentina: Feedback relations between deformation, metamorphism

- and melt extraction. *Journal of Structural Geology* 124: 151-167.
- Vanderhaeghe, O. 2009. Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477 (3-4): 119-134.
- Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C. 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342: 451-472.
- Valley, P.M., Whitney, D.L., Paterson, S.R., Miller, R.B. y Alsleben, H. 2003. Metamorphism of the deepest exposed arc rocks in the Cretaceous to Paleogene Cascades belt, Washington: evidence for large-scale vertical motion in a continental arc. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 203-220.
- Vernon, R.H. y Paterson, S.R. 2001. Axial-surface leucosomes in anatectic migmatites. *Tectonophysics* 335: 183-192.
- Wegmann, C.E. 1935. Zur Deutung der Migmatite. *Geologische Rundschau* 26: 305-350.
- Weinberg, R.F. y Mark, G. 2008. Magma migration, folding, and disaggregation of migmatites in the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin* 120 (7-8): 994-1009.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1): 185-187.