



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Astini, Ricardo A.; Dávila, Federico M.
El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28-29°S), Andes centrales del oeste
argentino
Andean Geology, vol. 29, núm. 2, diciembre, 2002, pp. 241-254
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918525006>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28-29°S), Andes centrales del oeste argentino

Ricardo A. Astini

Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, CONICET, Córdoba, Argentina
raastini@com.uncor.edu
fmdavila@com.uncor.edu

Federico M. Dávila

RESUMEN

Se propone el nombre de Grupo Cerro Morado en la región central del Famatina, ubicada en el antepaís andino de Argentina, para denominar a un espeso conjunto volcánico-sedimentario (727 m) que suprayace en discordancia angular al Grupo Famatina (Ordovícico Temprano). Desde la base al techo está formado por las volcanitas de la Formación El Portillo (580 m, ex Formación o Volcanitas Cerro Morado) y un registro mixto volcánico-sedimentario con intervalos marinos denominado Formación La Escondida (147 m). Este registro extiende el rango de edades en la región al Ordovícico Medio y posiblemente más joven. La alternancia de ciclos regresivos-transgresivos marca la existencia de una actividad volcánica recurrente en la región del Famatina, propia de arcos magmáticos. Estos ciclos se interpretan como la respuesta flexural a episodios de volcanismo activo e intervalos de tranquilidad volcánica, durante los cuales se produjeron incursiones marinas en ambientes someros. Este comportamiento episódico habría influido generando fluctuaciones relativas del nivel del mar responsables del patrón cíclico observado en el Famatina durante gran parte del Ordovícico. Este estudio permite establecer una estrecha vinculación con el proceso de subducción y acreción de la Precordillera. En este contexto, la discordancia angular intraordovícica entre los grupos Cerro Morado y Famatina se relaciona con el evento de deformación oclóyico.

Palabras claves: Grupo Cerro Morado, Famatina, Argentina, Ordovícico Medio, Orogenia Oclóyica, Ciclos transgresivos-regresivos.

ABSTRACT

The Cerro Morado Group (Middle Ordovician) in Famatina, Andean foreland, Argentina. The new denomination of Cerro Morado Group is proposed for a thick volcano-sedimentary succession (727 m) that unconformably overlies the Early Ordovician Famatina Group in the central region of the Sierra de Famatina, Andean foreland of western Argentina. From bottom to top a mainly volcanic unit, El Portillo Formation (580 m, former Cerro Morado Formation) is composed of acidic volcanic flows and succeeded by the volcano-sedimentary La Escondida Formation (147 m). These records allow to expand the Ordovician record in Famatina to the Middle Ordovician and possibly younger. Alternations of regressive-transgressive cycles indicate recurrent volcanic activity, characteristic of volcanic arc settings. These cycles are interpreted as the flexural response to active volcanism followed by intervals of quiescence, where shallow marine environments interact with important volcanoclastic input. This episodic basin dynamics influenced relative sea level fluctuations and caused the cyclical pattern recognized throughout the Ordovician in Famatina. This study establishes a

direct link to Ordovician subduction and later accretion of Precordillera. In this context, the intraordovician angular unconformity between the Cerro Morado Group and the Early Ordovician Famatina Group is related to the Ocoyic orogeny.

Key words: Cerro Morado Group, Famatina, Argentina, Middle Ordovician, Ocoyic Orogeny, Transgressive-regressive cycles.

INTRODUCCION

Las sedimentitas y el volcanismo ordovícico del Famatina (Aceñolaza y Toselli, 1981, 1984, 1986, 1988) asociados con un pico de intrusividad y metamorfismo (Dalla Salda y Varela, 1982; Rapela *et al.*, 1992; Toselli, 1978, 1992; Pankhurst *et al.*, 1998) dieron lugar a la noción de 'Ciclo Famatiniano' (Aceñolaza y Toselli, 1973; Ramos *et al.*, 1984; Pankhurst y Rapela, 1998). Este ciclo orogénico caracteriza al Paleozoico temprano del oeste argentino (Astini, 1999a), a pesar que sus efectos se reconocen con distinta expresión e intensidad. El término 'Orógeno Famatiniano' (a diferencia del de Ciclo Famatiniano) fue acuñado por Rapela *et al.* (1992) y Dalla Salda *et al.* (1992) para englobar a un conjunto de procesos geológicos en un marco

geotectónico particular. Este último es aún discutido, a pesar de los recientes avances (Aceñolaza *et al.*, 1996; Astini, 1998; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Huff *et al.*, 1998; Quenardelle y Ramos, 1999; Cisterna, 2001; Casquet *et al.*, 2001; Dávila *et al.*, en prensa).

El objetivo de la presente contribución es dar a conocer una nueva unidad ordovícica que aumenta el rango de edades conocidas para el Famatina y permite reconsiderar el ordenamiento estratigráfico de la región, sobre la base de nuevos estudios y cartografía en la región central. Asimismo, se analiza brevemente la estratigrafía descubierta, se establecen consideraciones paleoambientales y se discuten las implicancias tectosedimentarias.

UBICACION, ESTRUCTURA Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

La región de estudio se encuentra en la provincia de La Rioja, Argentina, a 17 km al oeste de la localidad de Angulos sobre la ladera oriental de la sierra de Famatina, coordenadas 28°43'19"S y 67°47'13,7"W (Fig. 1), zona que está comprendida en la hoja geológica 15c de Vinchina (Turner, 1964). El sitio de los afloramientos en cuestión se halla a 1 km al sur del puesto Cachiuyo entre los arroyos Escondido y del cerro Morado, sobre la ladera norte del cerro Morado (a y b en la Fig. 2).

El estilo estructural de la región central del Famatina ha sido definido recientemente como una típica faja plegada y corrida, caracterizado por estructuras plegadas con núcleos de Paleozoico Superior e Inferior y flancos fallados sobre depósitos sinorogénicos, sobrecorridos por los granitos y milonitas ordovícicas del Cordón de la Cumbre (Astini, 1998; Dávila *et al.*, 2001) (Fig. 2). Dentro de esta faja de deformación se destaca el anticlinal Los Colorados, recientemente estudiado por Dávila *et al.* (en prensa), un pliegue que puede ser seguido

a lo largo de su línea de charnela por más de 15 km y posee un eje orientado 8°/16°. El anticlinal Los Colorados es un pliegue por propagación de falla con vergencia este e involucra discordancias mayores desarrolladas entre las distintas unidades sedimentarias: ordovícicas, carboníferas, pérmicas y terciarias. El inicio del crecimiento del anticlinal se dató en 470 Ma (Dávila *et al.*, en prensa). Dado que la inmersión es hacia el norte del eje del anticlinal, las unidades más antiguas se exponen hacia el sur.

La unidad más antigua dentro del núcleo del anticlinal Los Colorados es la Volcanita del cerro Tocino. Esta yace por debajo de una espesa secuencia marina volcano-sedimentaria ordovícica y muy fosilífera representada por el Grupo Famatina (formaciones Suri y Molles, Fig. 3) (Astini, 1998). Por encima y en discordancia angular de alto ángulo afloran las volcanitas y sedimentitas del Grupo Cerro Morado definido en este trabajo (formaciones El Portillo y La Escondida, Fig. 3). Areniscas feldespáticas blanquecinas de la Formación Agua

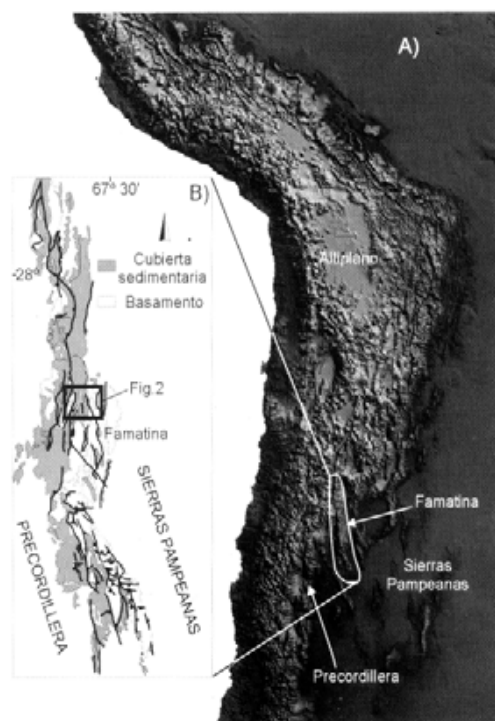


FIG. 1. Topografía satelital de los Andes centrales (Cornell University-USGS) y mapa del Sistema de Famatina ubicado en el antepaís andino de Argentina.

Colorada (Carbonífero) y pertenecientes al piso 1 del Paganzo (Bodenbender, 1912, 1922), descritos en esta localidad por Turner (1964); Parker (1974) y Astini (1998), cubren a las sedimentitas ordovícicas. Esta unidad se halla en discordancia angular de 12° sobre el Grupo Cerro Morado. Dado que la angularidad de la discordancia es tanto de rumbo como de manteo, el Carbonífero solapa tanto a la unidad superior (Formación La Escondida) como a las volcanitas basales (Formación El Portillo) del Grupo Cerro Morado, en el extremo noroeste del cerro homónimo (Fig. 2), próximo al corrimiento con vergencia este que sobrepone las unidades ordovícicas sobre los depósitos terciarios sinorogénicos de la Formación del Crestón (Dávila *et al.*, en prensa). Estratos rojos de la Formación de la Cuesta (Pérmico) solapan en discordancia de alto ángulo a diferentes unidades que le infrayacen y son, a su vez, cubiertos por las sedimentitas aluviales moradas de la Formación del Crestón (Paleógeno), en discordancia angular de bajo grado ($<7^\circ$). La Formación del Crestón representa la sedimentación más joven involucrada en el crecimiento del anticlinal Los Colorados. Corrimientos menores hacia el oeste de la región de estudio (zona de Cerro Negro) ponen en contacto tectónico al Grupo Morado por sobre los estratos de la Formación de la Cuesta (Fig. 2).

EL ORDOVICICO DE LA REGION

Astini (1998) revisó la estratigrafía ordovícica de la comarca aflorante en la región próxima al río Cachiuyuyo, separando a las volcanitas de la Formación Morado del Grupo Famatina (Turner, 1960, 1964) sobre la base de la existencia de una discordancia angular entre ellas. Asimismo, informalmente, las denominó como volcanita superior dentro del Ordovícico *sensu lato* (Astini, 1999a). Los afloramientos orientales, bien expuestos en el núcleo de la estructura anticlinal de Los Colorados, en el cerro Tocino (o Suri), constituyen los mayores espesores del Ordovícico sedimentario mapeados en el Famatina. Dentro de la sucesión volcanosedimentaria se reconocen, de manera informal, diferentes miembros cartografiados (Astini, 1998). El conjunto se incluye dentro del Grupo Famatina y comprende a

las Formaciones Suri y Molles (Harrington *in* Harrington y Leanza, 1957) las que presentan sus estratotipos en esta región (Turner, 1964). La Formación Suri (unidad inferior) descansa sobre un complejo volcánico basal de riolitas y andesitas que Astini (1998) denominó Volcanitas Cerro Tocino.

Las volcanitas incluidas dentro de la Formación Morado (Turner, 1964; en este trabajo Grupo Cerro Morado) afloran al suroeste del río Cachiuyuyo y al norte del arroyo Saladillo Chico (Fig. 2), cubriendo el cerro Morado de donde toma su nombre. El cerro Negro, al oeste-noroeste del río Cachiuyuyo, también está cubierto parcialmente por esta unidad. Se trata de riolacitas violáceas en superficie que fueron localmente descritas como ortófidios por Turner (1964) y poseen pastas afaníticas y fenocristales

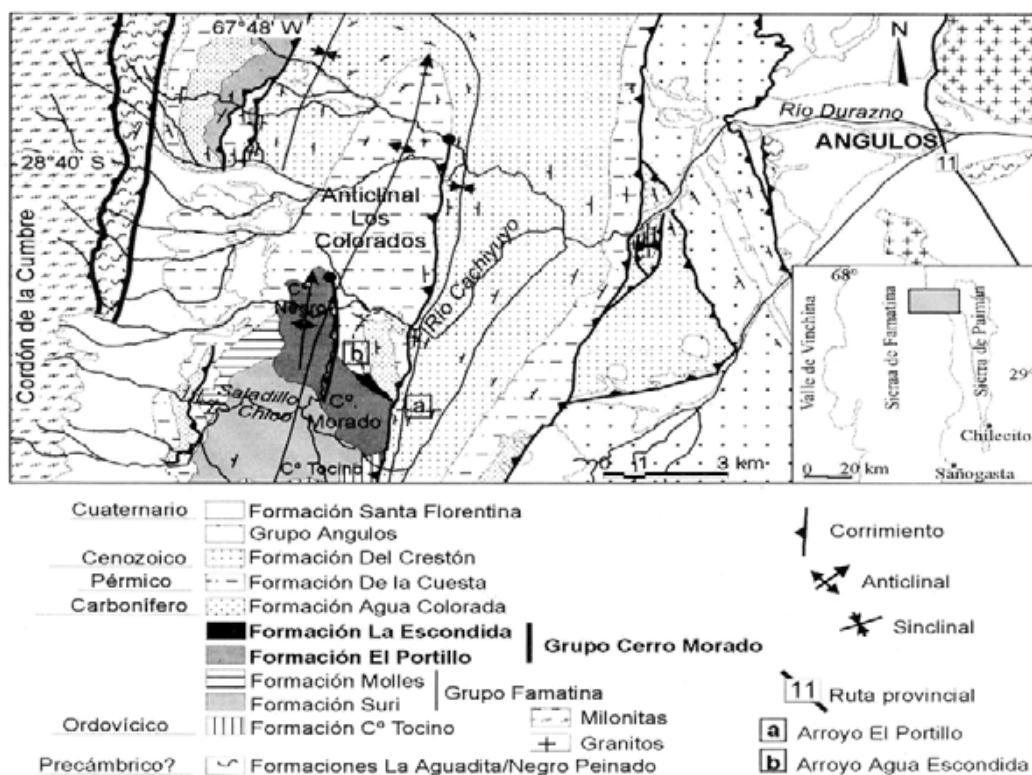


FIG. 2. Mapa geológico de la región de estudio. Obsérvese la exposición del Grupo Cerro Morado y la diferenciación de sus unidades en el flanco oriental del anticinal Los Colorados.

de plagioclasa, cuarzo y minerales ferromagnéticos cloritizados. Su exclusión del Grupo Famatina se basa en que cubre discordantemente a ambas unidades del Grupo Famatina (formaciones Suri y Molles). Esta discordancia alcanza un ángulo máxi-

mo de 25° en el flanco este del anticinal Los Colorados. Sobre la margen norte del arroyo Saladillo Chico (Fig. 4, a), la discordancia separa directamente a la Formación Suri de las volcanitas, involucrando un prolongado intervalo erosivo.

EL GRUPO CERRO MORADO (NOM. NOV.)

Recibe este nombre el conjunto de unidades predominantemente volcánico limitado entre discordancias angulares (Fig. 3) que suprayace al Grupo Famatina e infrayace al Paleozoico Superior (Paganzo). Se trata de dos unidades que presentan su estratotipo y mejor exposición en el flanco norte del cerro del mismo nombre, donde alcanzan un espesor total de 727 m. Mientras que la unidad basal es volcánica, la superior es volcanosedimentaria e

involucra paquetes fosilíferos. Para las volcanitas basales se propone el nombre de Formación El Portillo, reemplazando la denominación de Formación Morado cuyo rango es elevado, por las razones expuestas, al de Grupo Cerro Morado. La unidad superior se denomina Formación La Escondida, en alusión al arroyo que desagua el flanco norte del cerro Morado hacia el río Cachiuyo (b en la Fig. 2).

La Formación El Portillo (*nom. nov.*) está constituida por 580 m de volcanitas ácidas y series ignimbríticas de colores morados con alteraciones ocreas. Su nombre se deriva del abra más próxima (abra El Portillo 3.500 m s.n.m., a en la Fig. 2) que conduce a la zona desde la localidad de Angulos. Se trata de riolitas y riolacitas con texturas porfíricas y glomeroporfíricas con pastas afaníticas y abundancia de fenocristales de plagioclasa y cuarzo, generalmente euhedrales o con bordes de adsorción (engolfamientos). La unidad presenta un notable bandeado con intervalos con marcada textura de flujo (fábrica fluidal) intercalados entre pa-

quetes macizos con desarrollo de texturas vacuolares y, en ocasiones, con estructura brechosa (autobrecha y posiblemente hialoclastitas). Con frecuencia incluye líticos sedimentarios con borde de reacción térmica. Las ignimbritas, en tanto, constituyen bancos de entre 5 y 10 m de espesor individual, predominantemente macizos. Localmente en el cerro Negro, se observaron estructuras de disyunción columnar y posibles conductos de escape de gas ('pipe-like'). Es común la presencia de fábricas fluidales acentuada por el desarrollo de fiammes alargadas hasta casi aplanadas y estructuras de desgasificación. Se trata de rocas silicificadas que se caracterizan por contener abundantes lapilli pumíceos, con hábitos alargados, además de cristales, cristales fragmentados, vidrio y líticos accesorios. En general, presentan una variada gama de procesos de devitrificación representados por agregados cripto a microcristalinos de cuarzo y feldespato con proporciones variables de sericita.

La Formación La Escondida (*nom. nov.*) está constituida por una sucesión sedimentario-volcánica de 147 m de espesor (Fig. 5) de color amarillento, verde y morado que aflora en continuidad y sobre la Formación El Portillo, cubriendo un acentuado paleorelieve (Fig. 4, b). La unidad comienza con 5 m de niveles psamíticos y microconglomerádicos, parcialmente silicificados, que solapan altos topográficos de la Formación El Portillo, contribuyendo a nivelar la topografía. Los altos de volcanitas presentan texturas rugosas y alteración profunda, denotando una exposición subaérea prolongada a agentes geomorfológicos (cf. Thouret, 1999) previa a su recubrimiento. Le siguen 5-6 m de paquetes de vaques y pelitas limoarcillosas amarillentas y verde olivo en capas de hasta 0,1 m de espesor con faunas de invertebrados marinos (fundamentalmente braquiópodos) y un espeso manto de ignimbritas moradas (i_1 en Fig. 4, b) cubierto por un conjunto de tobas amarillentas con destacada continuidad lateral. La tobas, actualmente silicificadas, poseen buena estratificación y estructura interna gradada, gradada laminada o maciza. Con frecuencia hacia el techo de las capas existe una importante concentración de lapilli acrecionales (Fig. 6, a). Estos últimos constituyen agregados esferoidales a elipsoidales con estructura concéntrica gradada (no laminada) y diámetros variables entre 2 y 10 mm. Tamaños máximos de hasta 12,5 mm se han observado en el tope de algunas capas. Las acumulaciones de lapilli acrecionales muestran un cierto grado

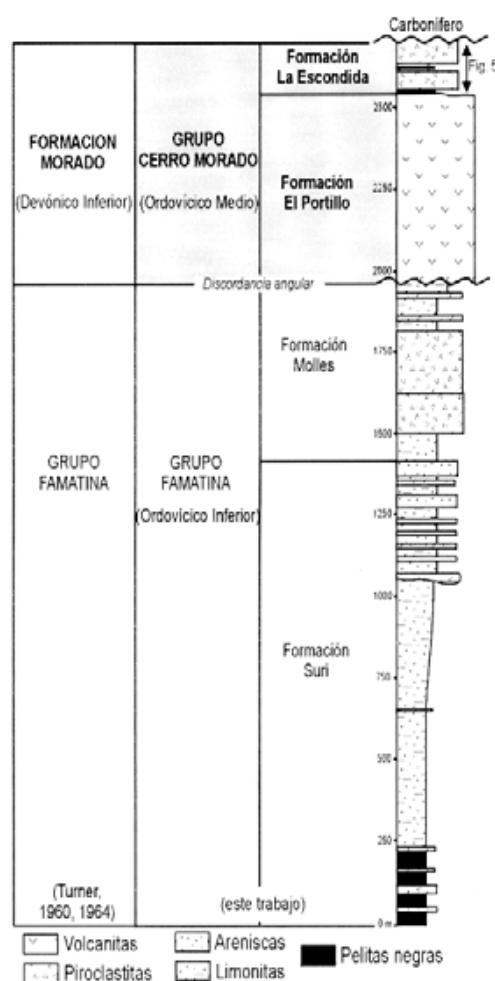


FIG. 3. Posición estratigráfica del Grupo Cerro Morado y relación con el Grupo Famatina.

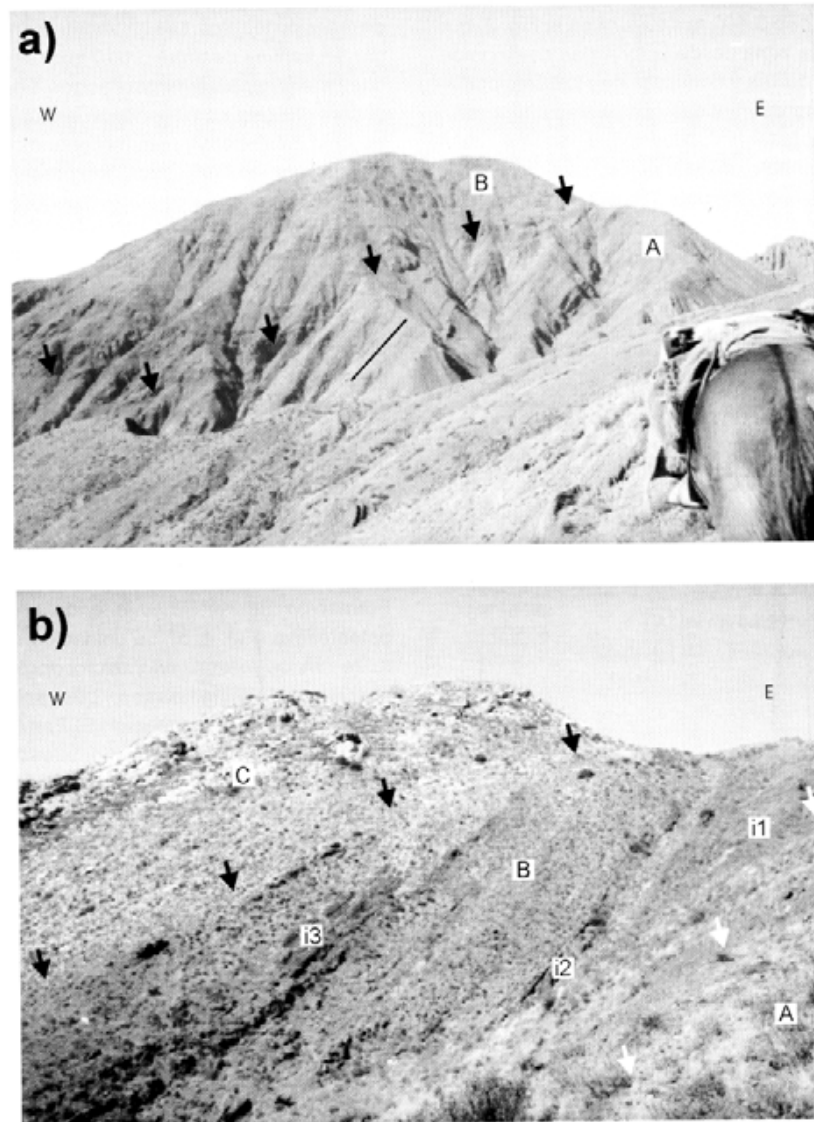


FIG. 4. **a)** vista panorámica de la discordancia angular entre el Grupo Famatina (A) y la Formación El Portillo (B) en la vertiente norte del arroyo Saladillo Chico. Las flechas negras señalan la superficie de contacto. La línea negra indica la inclinación del subyacente Grupo Famatina; **b)** vista panorámica de la Formación La Escondida. Las flechas blancas señalan el paleorelieve erosivo en el tope de la Formación El Portillo (A) y la base de la Formación La Escondida (B). Las flechas negras indican el contacto mediante discordancia angular entre el Carbonífero (C) y la Formación La Escondida (B). i1, i2 e i3 corresponden a los mantos ignimbríticos mencionados en el texto.

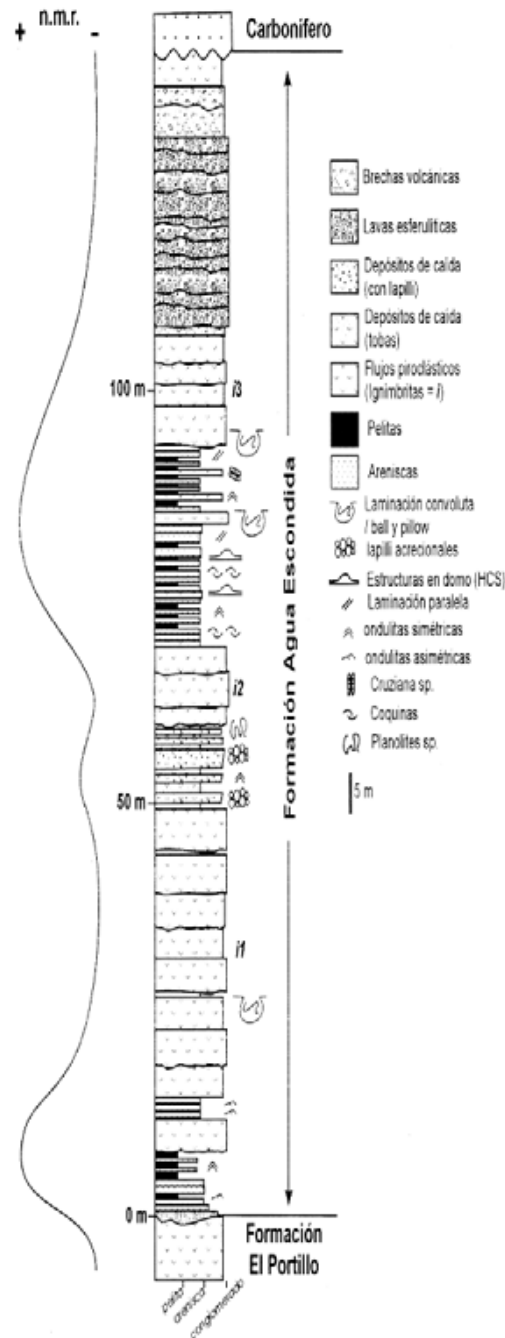


FIG. 5. Columna estratigráfica de detalle de la Formación La Escondida y curva de fluctuaciones relativas del nivel del mar, basada en los ciclos transgresivos regresivos observados.

de fragmentación (Fig. 7, a), indicando que se trata de depósitos sensiblemente retrabajados. En el techo de algunas tobas se desarrollan trenes de ondulas simétricas a las que se superponen densos patrones de trazas posteventuales (epícnias del tipo de *Planolites*, Fig. 6, b). Este paquete es interpretado como tobas de caída con un pobre retrabajo tractivo subácueo y permite individualizar al tramo inferior de la unidad. Tanto las tobas vítreas como el importante desarrollo de lapilli acrecionales de tipo 1 ('rim-type' de Schumacher y Schmincke, 1991) evidencian depósitos de caída, producto de erupciones violentas vinculadas a explosiones subaéreas de origen freatomagmático (Kokelaar, 1986; McPhie *et al.*, 1993; Lowe, 1999) frecuentemente relacionadas con volcanismo ácido (Schumacher y Schmincke, 1995).

Les sucede una alternancia de 26 m de potencia de capas tobáceas delgadas medianas que separan depósitos de flujos piroclásticos macizos (i_2 en Fig. 4, b) gruesos y muy gruesos, de colores ocres y morados, que culminan con una capa fuertemente silicificada sobre la que apoyan niveles definitivamente marinos (Fig. 5). Se trata de una sucesión alternante de pelitas verde amarillentas bioturbadas y areniscas delgadas y medianas amarillentas con niveles de coquinas calcáreas (Fig. 6, c), con abundantes braquiópodos de gran porte. Estructuras en domo y cuenca (HCS, Fig. 6, d), estratificación paralela y cruzada en conjuntos con bajo ángulo, como así también gradaciones normales y retrabajos en los techos, con laminación ondulítica, constituyen frecuentes indicadores tanto de acción de oleaje como de tormentas en un ambiente marino somero. Si bien se intercalan escasas tobas retrabajadas, es notable la presencia, en el tramo superior, de depósitos macizos de flujos piroclásticos de hasta 1,5 m de espesor con deformación sinsedimentaria y estructuras de 'ball y pillow' de hasta 0,5 m de diámetro. Estos indican deposición súbita y escape de agua a partir de episodios volcánicos próximos, en posible combinación son actividad sísmica. A continuación, se exponen 8 m de niveles tabulares de tobas y flujos piroclásticos con particiones pelíticas menores que 0,05 m de espesor, que culminan en colores rojos morados. Dentro de este intervalo se hallaron abundantes trazas preeventuales de *Cruziana* sp.

Sucede al intervalo marino antes descrito, otro episodio efusivo con desarrollo de un manto de 52

m de potencia, constituido por una ignimbrita basal de 11 m de espesor (i_3 en Fig. 4, b), que culmina con un intervalo de tobas estratificadas y un paquete escoriáceo de aproximadamente 24 m, intensamente silicificado con abundantes litofisas de cuarzo. Este último intervalo no presenta evidencias de retrabajo subácueo y su coloración dominante es morada a rojo morada, exceptuando una faja verde fuertemente epidotizada (Fig. 5), próxima al contacto discordante con la Formación Agua Colorada del Carbonífero (unidad basal del Grupo Paganzo en la región) (Figs. 3 y 4, b). El depósito i_3 posee una marcada foliación (Fig. 7, b). Al microscopio, se puede observar rasgos de fluidalidad viscosa (e.g. Kokelaar y Busby, 1992) con deformación plástica del vidrio ('pinch and swell') envolviendo cristales y fragmentos pumíceos que contribuyen a eliminar totalmente la porosidad (soldamiento). Esto es común de depósitos soldados y flujos piroclásticos

calientes que generan foliación por flujo paralela a los planos de estratificación, generalmente bien definida a partir de alineamiento de lapilli pumíceos compactados (fiammes). Texturas perlíticas con intersección de fracturas arqueadas y concoidales, remarcadas por sericita y algo de clorita separando poliedros seudoredondeados de vidrio recrystalizado y reemplazado por cuarzo microcristalino y feldespato son comunes en los lapilli vítreos. Estas texturas indican procesos de hidratación y enfriamiento rápido de vidrio volcánico coherente y apoyan una génesis juvenil de los fragmentos vítreos elongados que definen los fiammes. El conjunto de evidencias disponibles permite interpretar a éste como un depósito de ignimbritas soldadas (Smith, 1960; Branney y Kokelaar, 1992), producido directamente por fragmentación explosiva generado en condiciones de alta temperatura y a partir de flujos densos gas soportados (cf. Grupo I de White, 2000).

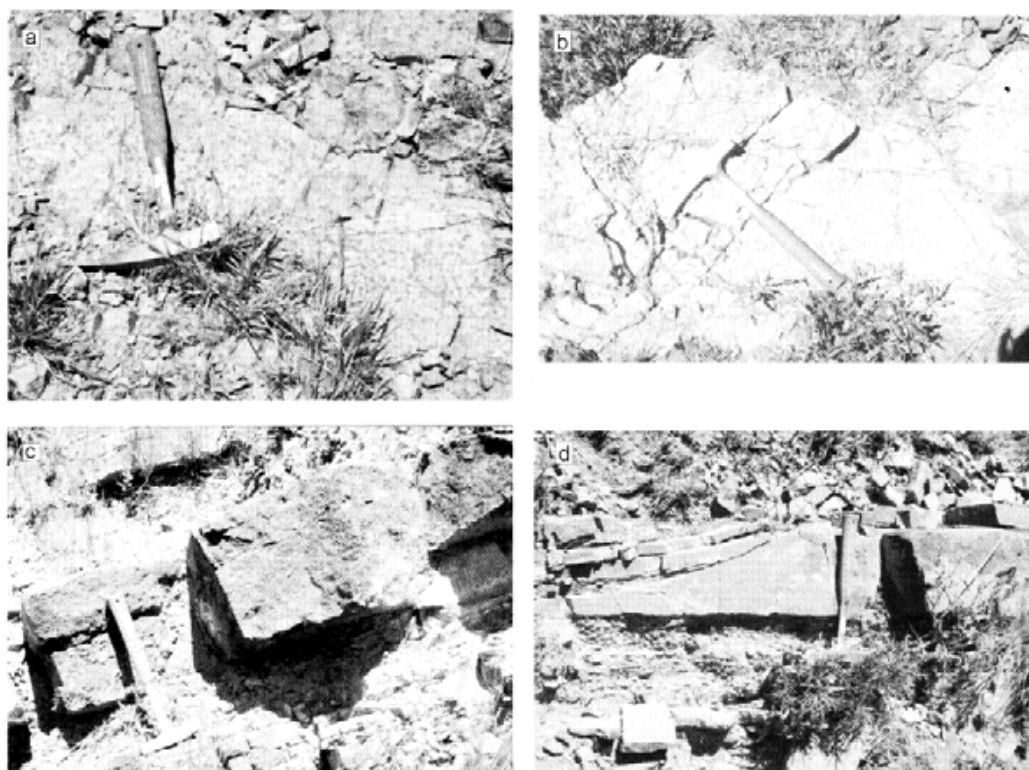


FIG. 6. Detalles de la asociación de facies marina somera del segundo intervalo transgresivo de la Formación La Escondida (B en Fig 4b): **a)** concentración de lapilli acrecionales en el tope de tobas vítreas producto de caída, con escaso retrabajo; **b)** Planolites sp. tapizando el tope de una capa de tobas subácueas; **c)** concentración esquelética conformada casi exclusivamente por braquiópodos de gran tamaño, y **d)** capa de tormenta con estructuras en domo ('hummocky cross stratification') entre limonitas verdes.

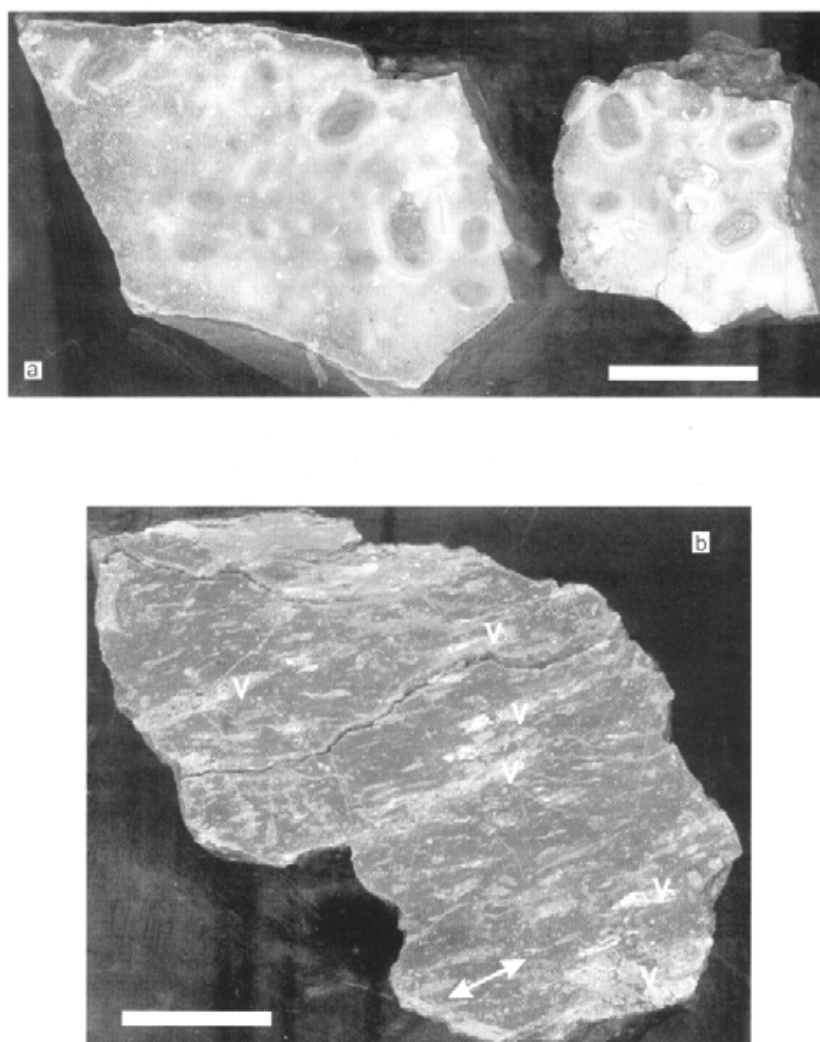


FIG. 7. Secciones pulidas de depósitos volcanoclásticos de la Formación La Escondida; **a)** tobas con lapilli acrecionales parcialmente fragmentados. Obsérvese la gradación con tamaño de grano decreciente desde el centro a la periferia de los lapilli; **b)** foliación de flujo en la ignimbrita i_3 ; V: vitroclastos elongados con textura perlítica. La barra blanca representa 2 cm.

MARCO TECTOSEDIMENTARIO

Algunas consideraciones litoestratigráficas y litofaciales permiten esbozar conclusiones importantes para discutir la evolución tectosedimentaria de la región.

Del estudio del Grupo Cerro Morado pueden deducirse repetidas etapas de efusión volcánica

intercaladas con etapas transgresivas. Los episodios de sedimentación marina, resultarían de fluctuaciones relativas del nivel del mar (Fig. 5), que según Astini (1998) habrían sido producidas por fenómenos volcanotectónicos asociados a la propia actividad del arco volcánico. Si bien un patrón

similar se presenta en el techo de la Formación Molles (unidad infrayacente al Grupo Cerro Morado) (Fig. 3), en la Formación La Escondida el contraste adquiere mayor relevancia, pudiendo interpretarse, junto a las evidencias de efusividad, como la respuesta flexural a episodios de volcanismo activo y carga volcánica (cf. Ayres *et al.*, 1991). La relativa rigidez de la corteza y la elevada tasa de eruptividad y sedimentación permiten que los aparatos volcánicos rellenen rápidamente el espacio de acomodación subácueo disponible, obligando al sistema volcánico a emerger y a expandirse arealmente. Esto genera el efecto regresivo observado, donde sistemáticamente se asocian ignimbritas o coladas lávicas. Similar efecto ha sido destacado por Orton (1991) quien relacionó las fases regresivas con un efecto de domamiento térmico ('pre-erupción inflación') y emersión que precede a las erupciones silíceas de gran magnitud. La relajación térmica junto al incremento de la sobrecarga (tanto puntual como arealmente) serían a continuación los responsables de iniciar la subsidencia a través de mecanismos de flexuración isostática (Watts, 2001). Este efecto de hundimiento se traduce en intervalos transgresivos, que son aquellos en los que ingresan las faunas marinas y el sistema se deprime por debajo del nivel del mar (aumento relativo del nivel del mar). Si bien puede existir volcanismo asociado, en estas etapas la tasa de sedimentación y eruptividad disminuye (etapas de tranquilidad) lo que produce una disminución progresiva de la subsidencia. Como consecuencia, el nivel del mar puede mantenerse relativamente estable si las tasas de sedimentación equiparan a las de subsidencia. Estas etapas habrían sido propicias para la recuperación de faunas relictuales y desarrollo de nuevas formas oportunistas. Al sobrevenir una nueva etapa de volcanismo activo se produce la repetición del ciclo. Este mecanismo sería esencialmente responsable de los ciclos regresivos-transgresivos que se observan tanto en el tope del Grupo Famatina como dentro del Grupo Cerro Morado y permiten interpretar una cierta continuidad de los procesos asociados con la actividad volcánica recurrente en un marco tectónico convergente, como el que caracterizó al Famatina durante gran parte del Ordovícico.

Efusiones lávicas y deposición de equivalentes piroclásticos producto de vulcanismo explosivo ocurren comúnmente en arcos magmáticos edificados sobre corteza continental (Kokelaar y Busby,

1992) y en marcos caracterizados por domamiento y expansión térmica responsables de tendencias estratigráficas regresivas. Durante estas etapas las cúpulas volcánicas, expuestas en forma subaérea, habrían generado erupciones violentas, responsables de la sedimentación de mantos de tobas vítreas y depósitos de lapilli acrecionales. Muchos de estos depósitos primarios habrían sido parcialmente retrabajados en ambientes subácueos por la proximidad misma de los medios marinos que habrían circundado los aparatos volcánicos. Asimismo, existirían depósitos volcánicos de naturaleza subácuea con propensión al desarrollo de hidroclástitas y brechas hialoclásticas como destaca Cisterna (2001). En contraparte, durante episodios de tranquilidad volcánica, caracterizados por enfriamiento y subsidencia flexural, habrían tenido lugar los episodios transgresivos con desarrollo de mares relativamente someros que inundaron y retrabajaron las complejas topografías heredadas del paisaje volcánico emergente. Durante estas etapas la sedimentación fue predominantemente epiclástica, posibilitando el desarrollo de comunidades marinas normales a profundidades por encima del nivel de base del oleaje de buen tiempo (<10 m). Esta alternancia indica la existencia de una actividad volcánica recurrente en la región del Famatina, considerada como un arco magmático activo durante gran parte del Ordovícico (Astini, 1999).

La paleotopografía irregular registrada en el techo de la Formación El Portillo junto a la capa cuspidal meteorizada permiten inferir que, al menos parte de esta unidad fue producto de efusiones subaéreas que tuvieron lugar luego de una importante reorganización topográfica asociada con la generación de la discordancia angular que limita al grupo en su base (Fig. 4, a). Esta discordancia separa las unidades con influencia volcánica del Grupo Famatina de las del Grupo Cerro Morado, con neto predominio de volcanismo y marca un importante episodio de plegamiento intraordovícico (Dávila *et al.*, 2001, en prensa). Esto permite concluir que la actividad volcánica se acentuó hacia principios del Ordovícico medio como consecuencia directa de la subducción en el margen sudoccidental de Gondwana.

A partir de este estudio puede, asimismo, establecerse una estrecha vinculación con la proximidad y acreción de la Precordillera, siendo este volcanismo ácido, posiblemente, la fuente de los numerosos niveles de bentonitas potásicas (Huff *et*

et al., 1998) que se registran en niveles correlativos de la contigua cuenca de Precordillera.

Las relaciones estratigráficas observadas en la región permiten inferir la existencia de un plegamiento que afectó a las rocas ordovícicas previo a la deposición del Grupo Cerro Morado, que constituiría un episodio póstumo del volcanismo ordovícico. De confirmarse una edad ordovícica media para este grupo sedimentario-volcánico, serían los movimientos oclóricos del Ciclo Famatiniano (Ramos, 1986), asociados con la acreción de la Precordillera Astini *et al.*, 1995, 1996), los responsables de haber plegado la sucesión infrayacente. Esta faja plegada y corrida habría involucrado a buena parte del terreno de Famatina, sobrecorriéndolo hacia el este (Astini, 1998; Dávila *et al.*, 2001; Dávila *et al.*, en prensa).

Los estudios de Toselli *et al.* (1990); Mannheim (1993); Mannheim y Miller (1996) y Cisterna (2001) han permitido clasificar al grueso de las volcanitas sinsedimentarias y discordantes del Ordovícico como producto de magmas calcoalcalinos de arco. Si bien existe un cierto carácter bimodal, Mannheim (1993) y Mannheim y Miller (1996) destacaron el neto predominio de los términos félsicos (riolitas,

dacitas y pórfiros cuarcíferos) que en numerosas localidades se hallan representados por equivalentes explosivos (brechas, tobas e ignimbritas) (Mannheim, 1988; Astini, 1998; Conci *et al.*, 2001; Cisterna, 2001). Según Mannheim (1993) y Rapela (1999) la tendencia evolutiva es hacia magmas con creciente influencia de corteza continental, seguidos por magmas sin y poscolisionales generados en una corteza continental engrosada. Estos resultados concuerdan con lo sugerido por la historia sedimentaria esbozada para la región, que indica el desarrollo de un arco magmático parcialmente sumergido, a manera de arcos de islas, en el borde suroccidental del Gondwana. La permanente interacción del volcanismo con facies marinas someras indica que durante la mayor parte del desarrollo de los Grupos Famatina y Cerro Morado el sistema se ubicaba muy próximo al nivel del mar y que se habría tratado de sistemas insulares, en una situación muy diferente a la del presente margen de subducción andino. Asimismo, la sucesión litofacial (Astini, 1998), registra una tendencia a la somerización con desarrollo de facies profundas sólo en la base de la Formación Suri y unidades equivalentes (Astini, 1999a).

INFERENCIAS SOBRE LA EDAD Y CONSIDERACIONES FINALES

Estudios en sistemas de arcos de islas edificadas sobre corteza oceánica indican tiempos mínimos del orden de un millón de años para la construcción y emersión de los sistemas por encima del nivel de base (Watts, 2001). La litósfera continental es más rígida, por lo que la etapa constructiva y el descenso relativo del nivel del mar pueden ser aún más rápidos. Sin embargo, la relajación y flexuración responsables de las etapas transgresivas deberían ser más lentas. A pesar de ciertas anomalías señaladas por Astini (1998, 1999a y b) los datos isotópicos y de fraccionamiento geoquímico (Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Rapela, 1999) indican que el Famatina habría constituido parte de un arco magmático edificado sobre corteza continental. En este contexto, es posible que los ciclos regresivos-transgresivos hayan tenido una duración comparable (~2-4 millón de años) con la que desarrollan en marcos oceánicos. Partiendo de esta premisa simplista y considerando que sólo en el Grupo Cerro

Morado se preservan tres de estos ciclos es muy posible que la edad de la parte superior de la unidad sedimentario-volcánica se ubique en el Ordovícico Medio (Llanvirniano) o incluso sea más joven. Si bien los datos preliminares de macrofauna permiten anticipar cambios en la composición general con respecto a los niveles más altos del Grupo Famatina (Arenigiano medio en la Formación Molles), sólo futuras dataciones o análisis micropaleontológicos permitirán arrojar luz sobre la edad de esta secuencia que, sin dudas, representa la sedimentación más joven vinculada con el ciclo famatiniano reconocida en el Famatina. Una evidencia independiente que indicaría una edad sensiblemente más joven lo constituye el hecho de que el Grupo Cerro Morado es discordante con el Grupo Famatina. A pesar que discordancias angulares aparentes son frecuentes en ambientes volcánicos, nuestro estudio de campo (Astini, 1998; Dávila *et al.*, 2001; Dávila *et al.*, en prensa) revela que dicha

discordancia se asocia con plegamiento. Esto indica que la región habría registrado episodios de tectonismo asociados con la evolución temprana

del margen proto-andino, posiblemente asociados con la acreción del terreno de Precordillera.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los subsidios otorgados por la Secretaría de Ciencias y Técnica de la Universidad Nacional de Córdoba (SECyT 104/02) y por la 'American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Foundation' (a FMD). El trabajo fue mejorado por los comentarios y observaciones de los árbitros, E. Godoy (Sernageomin), V. Ramos (Universidad de Buenos Aires), H. Bahlburg (Universität Münster) y G. Aceñolaza (Universidad Nacional de

Tucumán). Este trabajo forma parte de estudios de Tesis Doctoral de uno de los autores (FMD) y de las investigaciones en el Paleozoico Inferior del oeste argentino que se llevan a cabo en la Cátedra de Estratigrafía Geología Histórica de la Universidad Nacional de Córdoba. Los autores agradecen, muy especialmente, a F. Alvarez, baquiano experto en la región.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 2, Vol. 2, p. 755-783. Caracas.
- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Universidad Nacional de Tucumán*, Publicación Especial 1287, 212 p. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. In *Aspects of the Ordovician System* (Bruton, D.L.; editor). *Paleontological Contributions, University of Oslo, Universitetsforlaget*, Vol. 295, p. 203-209. Oslo.
- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1986. Volcanismo intercalado al Ordovícico inferior clástico en el noroeste de Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, Vol. 6, p. 49-63. San Salvador de Jujuy.
- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Actas, Vol. 1, p. A55-A67. Antofagasta.
- Aceñolaza, F.G.; Miller, H.; Toselli, A. 1996. Geología del Sistema de Famatina. *Münchener Geologische Hefte. Reihe A Allgemeine Geologie*, A19, 410 p. Munich.
- Astini, R.A. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 53, No 4, p. 445-460.
- Astini, R.A. 1999a. El Ordovícico del Sistema de Famatina. In *Geología del Noroeste Argentino* (González-Bonorino, G.; Omarini, R.; Viramonte, J.; editores). In *Relatorio del Congreso Geológico Argentino*, No. 14, Vol. 1, p. 152-158. Salta.
- Astini, R.A. 1999b. El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Réplica, Vol. 55, p. 136-138.
- Astini, R.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, E.N. 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a Geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, p. 253-273.
- Astini, R.A.; Ramos, V.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, E.N.; Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 13 y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 3, Actas, Vol. 5, p. 293-324. Buenos Aires.
- Ayres, L.D.; Van Wagoner, N.A.; Ferreira, W.S. 1991. Voluminous shallow-water to emergent phreatomagmatic basaltic volcanoclastic rocks, Proterozoic (~1886 Ma) Amisk Lake composite volcano, Flin Flon greenstone belt, Canada. In *Sedimentation in Volcanic Settings* (Fisher, R.V.; Smith, G.A.; editors). *Society of Economic Geologists and Mineralogists*, Special Publication 45, p. 175-187. Tulsa.
- Bodenbender, G. 1912. Parte Meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, Vol. 7, No. 3. Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1922. El Nevado de Famatina. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, Vol. 16, No. 1, 71 p. Buenos Aires.

- Branney, M.J.; Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 54, p. 504-520.
- Casquet, C.; Baldo, E.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Saavedra, J. 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology*, Vol. 29, No. 8, p. 703-706.
- Cisterna, C.E. 2001. Volcanismo subácuo en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 56, p. 16-24.
- Conci, I.D.; Dávila, F.M.; Astini, R.A.; Martino, R.D. 2001. La faja de deformación de Chuschín (29°17'S), sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. In *Avances en Microtectónica* (Cortés, M.J.; Rosello, E.; Dalla Salda, L.; editores). *Asociación Geológica Argentina*, Serie D, Publicación Especial 5, p. 117-120. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.; Varela, R. 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Vol. 1, p. 451-468. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.; Cingolani, C.A.; Varela, R. 1992. Paleozoic belt of the Andes and southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, Vol. 20, p. 617-620.
- Dávila, F.M.; Schmidt, C.J.; Astini, R.A. 2001. 450 Million years of episodic co-axial folding, Central Andes, Famatina, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, p. A448. Boston.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A.; Schmidt, C.J. (En prensa). Unravelling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding, Famatina Ranges, Western Argentina. *Geology*.
- Harrington, H.J.; Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas, Special Publication* 259 p. Kansas.
- Huff, W.D.; Bergstrom, S.M.; Kolata, D.R.; Cingolani, C.; Astini, R.A. 1998. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. In *The Proto-Andean margin of Gondwana*. (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of London, Special Publication* 142, p. 107-126. London.
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 48, p. 275-289.
- Kokelaar, P.; Busby, C. 1992. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, Vol. 257, p. 196-201.
- Lowe, D.R. 1999. Shallow-water sedimentation of accretionary lapilli-bearing strata of the Msauli Chert: Evidence of explosive hydromagmatic komatiitic volcanism. In *Geologic evolution of the Barberton Greenstone Belt, South Africa* (Lowe, D.R.; Byerly, G.R.; editors). *Geological Society of America, Special Paper* 329, p. 213-232.
- Mannheim, R. 1988. Die ordovizische, vulkano-sedimentäre Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW-Argentinien. Diplomarbeit (Unpublished), *Universität München*, 89 p. Munich.
- Mannheim, R. 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas*, Vol. 4, p. 147-155. Mendoza.
- Mannheim, R.; Miller, H. 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. In *Geología del Sistema de Famatina* (Aceñolaza, F.G.; Miller, H.; Toselli, A.; editores). *Münchner Geologische*, Vol. A19, p. 159-186. Munich.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *University of Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies*, 198 p. Launceston, TAS, Australia.
- Orton, G.J. 1991. Emergence of subaqueous depositional environments in advance of a major ignimbrite eruption, Capel Curig Volcanic Formation, Ordovician, North Wales- an example of regional of volcanotectonic uplift? *Sedimentary Geology*, Vol. 74, p. 251-286.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In *The Proto-Andean margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of London, Special Publications* 142, p. 1-9. London.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Baldo, E.; Dahlquist, J.A.; Pascua, I.; Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In *The Proto-Andean margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of London, Special Publications* 142, p. 343-367. London.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-type and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, Vol. 91, p. 151-168.
- Parker, G. 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los estratos de Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 29, p. 23-29. Buenos Aires.
- Quenardelle, S.; Ramos, V.A. 1999. Ordovician Western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. In *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea* (Ramos, V.A.; Keppie, J.D.; editors). *Geological Society of America, Special Paper* 336, p. 63-86.
- Ramos, V.A. 1986. El Diastrofismo Oclóyico: un ejemplo

- de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, Vol. 6, p. 13-28. San Salvador de Jujuy.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M.A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Vol. 2, p. 84-106. Bariloche.
- Rapela, C.W.; Coira, B.; Toselli, A.J.; Saavedra, J. 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el sudoeste del Gondwana. In *El Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutiérrez-Marco, J.C.; Saavedra, J.; Rábano, I.; editores). *Universidad de Extremadura*, p. 21-68. Extremadura.
- Rapela, C.W. 1999. El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Comentario, Vol. 557 p. 134-136.
- Schumacher, R.; Schmincke, H.U. 1991. Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 53, p. 612-634.
- Schumacher, R.; Schmincke, H.U. 1995. Model for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 56, p. 626-639.
- Smith, R.L. 1960. Ash flows. *Geological Society of America*, Bulletin, Vol. 71, p. 793-842.
- Thouret, F.C. 1999. Volcanic geomorphology - an overview. *Earth Science Reviews*, Vol. 47, p. 95-131.
- Toselli, A.J. 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 33, No. 1, p. 86-89.
- Toselli, A.J. 1992. El magmatismo del noroeste argentino. Reseña sistemática e interpretación. *Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, Vol. 8, 234 p. San Miguel de Tucumán.
- Toselli, A.J.; Saavedra, J.; Pellitero, E.; Rossi de Toselli, J.; Aceñolaza, F.G.; Medina, M.E. 1990. Geoquímica y petrogénesis del volcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 45, p. 13-322.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 42, p. 77-126.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, 81 p. Buenos Aires.
- Watts, A.B. 2001. Isostasy and flexure of the lithosphere. *Cambridge University Press*, 458 p. Cambridge.
- White, J.D.L. 2000. Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research*, Vol. 101, p. 87-109.