

# AGLOMERADOS VOLCÁNICOS Y CONGLOMERADOS VOLCANOGÉNICOS ESTRATIFICADOS DEL MIOCENO TEMPRANO EN LA BASE DE LAS SERIES CENOZOICAS DEL CAMPO DE TALAMPAYA: INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y SIGNIFICADO GEOLÓGICO

Ricardo A. ASTINI<sup>1</sup>, Carina E. COLOMBI<sup>2</sup>, Juan C. CANDIANI<sup>3</sup>, Dennis KENT<sup>4</sup>, Carl SWISHER<sup>5</sup> y Brent D. TURRIN<sup>5</sup>

<sup>1</sup> CICTERRA (CONICET-UNC), Córdoba.

<sup>2</sup> CIGEOBIO (CONICET-UNSJ) San Juan.

<sup>3</sup> SEGEMAR, Córdoba.

<sup>4</sup> Department of Earth and Planetary Sciences, Rutgers University, New Jersey.

<sup>5</sup> U.S Geological Survey, Reston, Virginia

## RESUMEN

Este trabajo destaca una época de intenso volcanismo andesítico en el interior de la placa sudamericana desarrollado con anterioridad al inicio de la cuenca de antepaís de retroarco en el segmento sur de los Andes Centrales. Análisis de facies junto a una cartografía detallada del campo de Talampaya, localizado entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera (29°30'-30° lat. S) en el oeste argentino, permiten reconstruir un estadio de volcanismo andesítico representado por una unidad volcanosedimentaria de grano grueso que ocurrió con antelación a la amplia cuenca de antepaís del Bermejo. La estratigrafía volcanosedimentaria estudiada (Formación La Moradita nov. nom.) cubre en discordancia a rocas del Cretácico y es truncada erosivamente por series bien datadas del Mioceno medio. El análisis estratigráfico acompañado de nuevas dataciones <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar permite reconstruir la evolución paleogeográfica y realizar una correlación regional de este evento a través del antepaís incluyendo la faja corrida y plegada de Precordillera y el cordón de Famatina (dentro del antepaís fragmentado) y, señala un evento de magmatismo regional que ocurrió entre ca. 20-18 Ma (Mioceno temprano). Este episodio habría generado sistemas volcánicos localizados dentro del retroarco andino asociados con extensión que junto a la carga litostática contribuyeron a incrementar la acomodación y favorecer la preservación de este intervalo volcánico. Este evento es más joven que el volcanismo asociado con horizontalización de la subducción ocurrido entre el Mioceno tardío y Plioceno y precede a los espesos depósitos sinorogénicos que caracterizan al antepaís en este segmento de los Andes.

**Palabras Claves:** *Depósitos volcanoclásticos, Neógeno temprano, Paleogeografía, Antepaís de retroarco, Andes Centrales.*

## ABSTRACT

*Early Miocene stratified volcanic agglomerates and volcanogenic conglomerates at the base of the Cenozoic series at Campo de Talampaya: stratigraphic interpretation and geologic meaning*

The purpose of this work is to highlight an epoch of intense andesitic volcanism within the interior of the South American plate prior to the inception of the Bermejo foreland basin in the retroarc region of the southern Central Andes. Facies analysis and detailed mapping of the Campo de Talampaya area, located between the Sierras Pampeanas and the Precordillera between 29°30'-30°S in western Argentina, allow reconstruction of an important andesitic volcanic stage represented by a coarse-grained volcanoclastic unit that developed before the wide and asymmetric Bermejo foreland basin. The latter took place as a response of flexural loading associated to progressive Andean deformation and crustal thickening after the breakup of Farallon plate and initiation of orthogonal convergence along the Pacific margin. The studied volcanosedimentary stratigraphy (La Moradita Formation nov. nom.) unconformably overlies Cretaceous rocks and is erosively truncated by well-dated mid Miocene distal foreland series. Stratigraphic analysis and new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating allows reconstruction of the paleogeographic evolution. The results portray a regional correlation across the present foreland including the Precordillera thrust and fold belt and into the Famatina ranges (within the broken foreland) that shows a broad magmatic event that occurred between ca. 20-18 Ma (early Miocene). This episode built localized volcanic systems across the Andean retroarc associated with extension that together with the lithostatic load contributed to increase accommodation and allowed the preservation of this unique volcanic stage. This event is much younger than the volcanism associated with more recent (late Miocene-Pliocene) shallowing of subduction within this segment of the Andes and precedes the thick synorogenic stratigraphy within the foreland.

**Key words:** *Volcanoclastic deposits, Early Neogene, Paleogeography, Retroarc foreland basin, Central Andes.*

## INTRODUCCIÓN

En la vertiente oriental del cordón serrano que margina por el oeste al campo de Talampaya (flancos occidentales de la sierra Morada y el cerro Rajado), próximo al límite interprovincial entre San Juan y La Rioja, se ha cartografiado una unidad volcanosedimentaria compleja que ha sido motivo de discusiones estratigráficas en la bibliografía de la región, sin haberse publicado a la fecha un riguroso análisis de facies. El intervalo desarrolla una continuidad lateral de ~21 km y lenticularidad a nivel cartográfico, que permiten su mapeabilidad. Un estudio preliminar de la unidad permitió reconocer litologías y relaciones estratigráficas muy similares a las reconocidas en Precordillera y Famatina para un intervalo volcanosedimentario andesítico-basandesítico que durante mucho tiempo fue controvertido, tanto en relación con su posición estratigráfica, como en relación con su génesis. Recientemente, el intervalo que registra actividad volcánica entre los 29° y 31° LS en el antepaís andino fue datado como Mioceno Inferior alto en Precordillera y en Famatina (Limarino *et al.* 2002, Dávila *et al.* 2004) y su génesis fue asociada con horizontalización de la subducción. Sin embargo, vale preguntarse por qué el magmatismo se extendió tan rápidamente hacia el interior continental, cuál fue su origen y por qué razones quedó preservado cuando el mismo se desarrolló antes de la subsidencia regional asociada con la cuenca de antepaís del Bermejo.

El intervalo aflorante en el borde occidental del campo de Talampaya aparece en una posición menos complicada desde un punto de vista estructural que los depósitos de Precordillera y Famatina y con muy buenas relaciones de campo, interpuesto entre las series mesozoicas y neógenas. El mismo fue considerado alternativamente como parte de un grupo presuntamente cretácico (Parker 1974) o como la unidad basal del Neógeno (Bossi 1977). Este último intervalo, fue estudiado en detalle por Malizia *et al.* (1995) quienes lo caracterizaron como depósitos distales de la cuenca de antepaís del Bermejo (Jordan *et al.* 2001).

El objetivo del presente trabajo es realizar un estudio paleoambiental basado en el análisis de facies, acotar la edad de la unidad y definir el marco paleogeográfico para poder

discutir la génesis de estos depósitos sobre la base de una correlación regional con los intervalos equivalentes, explicando algunos de los interrogantes planteados.

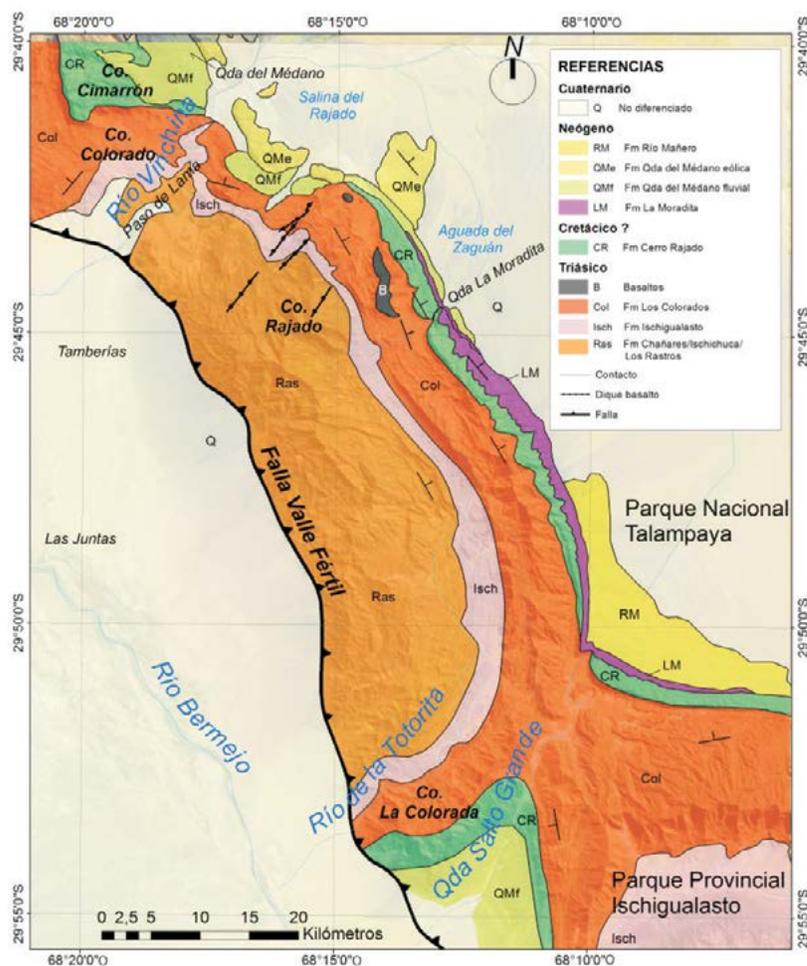
Además de completar el registro estratigráfico de la región, el estudio servirá para completar la rica historia geológica de una zona con gran valor patrimonial para la República Argentina, dado que la misma sirve de límite entre el Parque Provincial Ischigualasto y el Parque Nacional Talampaya, ambos considerados Patrimonio Mundial de la Humanidad por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) en el año 2000 (<http://whc.unesco.org/es/list/966>).

## MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La región de estudio se ubica (Fig. 1) en el borde oeste del campo de Talampaya, próxi-

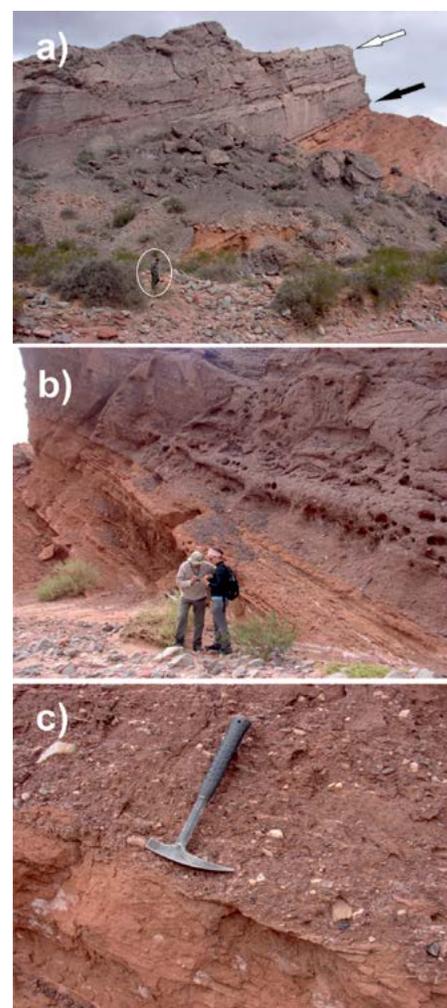
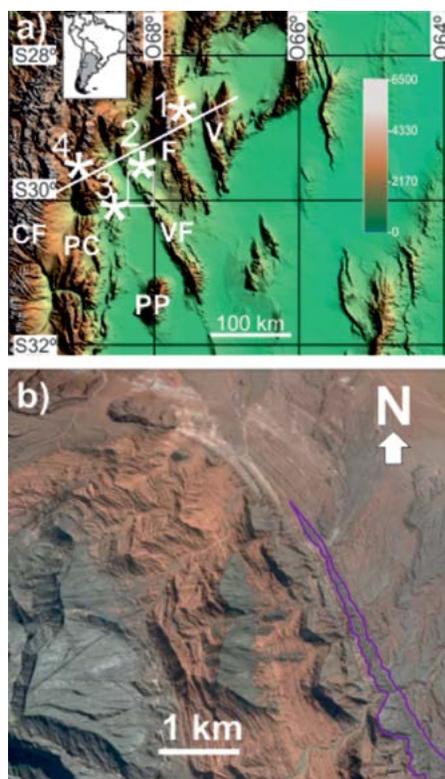
mo al límite interprovincial entre La Rioja y San Juan, siguiendo la estratigrafía expuesta en los flancos orientales (dorsales) de la sierra Morada (continuación septentrional de la sierra de Valle Fértil) y el cerro Rajado, ubicados dentro de la Hoja Geológica Cerro Rajado (Gentili 1972). Allí aflora una espesa sucesión homoclinal buzante hacia el este con bajo ángulo, como producto del basculamiento de bloques de basamento que afectan la cubierta sedimentaria, producto de corrimientos de zócalo con estilo pampeano (con vergencia hacia el oeste). Desde el punto de vista regional (Fig. 2a) es considerada como las últimas estribaciones de las Sierras Pampeanas interpuestas entre el Sistema de Famatina y la Precordillera (Camino 1979, Ramos 1999).

La unidad volcanosedimentaria forma la cresta de un cordón (Fig. 2b), que resalta por su resistencia erosiva y su coloración morada, contrastando con los colores roji-



**Figura 1:** Mapa geológico del Campo de Talampaya con ubicación y cartografía de la unidad volcanosedimentaria estudiada en el presente trabajo.

**Figura 2:** a) Imagen de topografía satelital sombreada de la región sur de los Andes Centrales, incluyendo el antepaís fragmentado (modificada de Dávila y Astini 2007). El recuadro blanco indica la posición de la figura 1 y la línea blanca la posición de la transecta en la figura 16. V: Velasco; F: Famatina, VF: Valle Fértil; PP: Pie de Palo; PC: Precordillera, CF: Cordillera Frontal; b) Imagen satelital de la zona de estudio tomada de Google Earth, destacando (en línea de puntos violeta) la geometría cartográfica lenticular de la unidad estudiada. Nótese la marcada diferencia de colores entre la unidad volcanosedimentaria y las unidades infra y suprayacentes de la región. Compárese con el mapa de la figura 1.



**Figura 3:** Afloramientos de la Formación La Moradita (nov. nom.) en su estratotipo (véase ubicación en Fig. 1). a) Vista panorámica hacia el sur mostrando su yacencia en contacto neto sobre la Formación Cerro Rajado (flecha negra). Nótese el contacto entre los dos miembros informales reconocidos (flecha blanca) caracterizados por asociaciones de facies volcanoclásticas y epiclásticas respectivamente. Escala en círculo. b) Sección basal de la Formación La Moradita sobre la margen izquierda de la quebrada homónima. Nótese el contacto neto erosivo que la separa de la Formación Cerro Rajado. c) Detalle del conglomerado basal polimítico. Nótese la abundancia de clastos de cuarzo blanquecino redondeados y subredondeados junto con clastos subangulosos y angulosos procedentes de basamento y unidades volcánicas del Triásico mezclados con algunos clastos rojizos procedentes de la unidad infrayacente.

zos abigarrados de la Formación Los Colorados (Triásico) y rojizos anaranjados de la Formación Cerro Rajado (Cretácico) sobre la cual apoya (Fig. 3a y b). También se diferencia claramente de las series cenozoicas suprayacentes, que poseen colores marrones y rojizos pálidos y menos resistencia erosiva. El intervalo ha sido descrito e interpretado como yaciendo entre discordancias con escasa angularidad (Parker 1974, Bossi 1977) y su característica principal, aparte del color, es su granulometría muy gruesa y la notable composición volcánica, predominantemente andesítica.

## FACIES Y PROCESOS DEPOSITACIONALES

Nuestro estudio litofacial ha permitido reconocer que la unidad apoya sobre un conglomerado fino, tabular y polimítico (Fig. 3c) con abundante cuarzo y espesor reducido (~1,5-2 m) que posee una distribución regional y ha sido cartografiado sistemáticamente en la base de la serie cenozoica (QM-1 o RM-1, Bossi 1977).

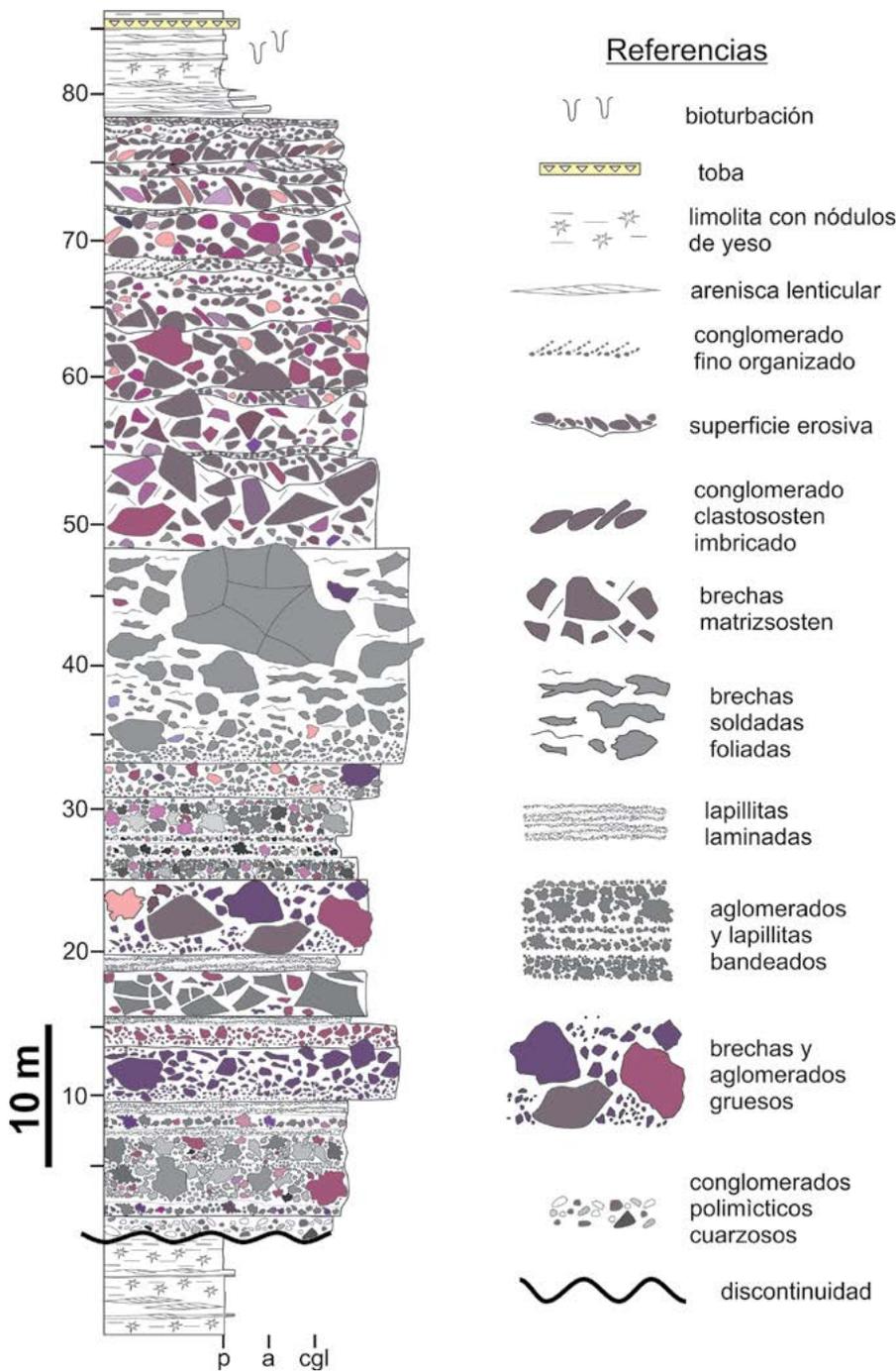
Para la caracterización litofacial (véase Cuadro 1) se ha seguido una nomenclatura de litofacies utilizando nombres codificables (e.g., Limarino *et al.* 2002) y para cada li-

tología, luego de una descripción siguiendo sugerencias de McPhie *et al.* (1993), se efectuó una interpretación en función de los posibles procesos depositacionales. Vale aclarar que el criterio seguido en este trabajo es el de estos últimos autores que consideraron dos categorías texturales principales: texturas volcanoclásticas y texturas volcánicas coherentes. Para el primer tipo textural, McPhie *et al.* (1993), siguiendo a Fisher (1961), utilizaron el término “texturas volcanoclásticas” como descriptivo de texturas primarias, para denominar a depósitos compuestos predominantemente de partículas volcánicas (independientemente de la forma y tamaño y prescindiendo de los procesos). White y Houghton (2006) sugirieron incluir la totalidad de los productos fragmentales (*cf.*, Cashman *et al.* 2000) originados por volcanismo explosivo o efusivo dentro de las rocas volcanoclásticas primarias (para una revisión terminológica en castellano véase Murcia *et al.* 2013). McPhie *et al.* (1993) diferenciaron dentro de las texturas volcanoclásticas las siguientes categorías genéticas: autoclásticas, piroclásticas, resedimentadas tempranas y volcanogénicas (resedimentadas tardíamente y estrictamente epiclásticas en el sentido de Fisher (1961 y 1966), término también

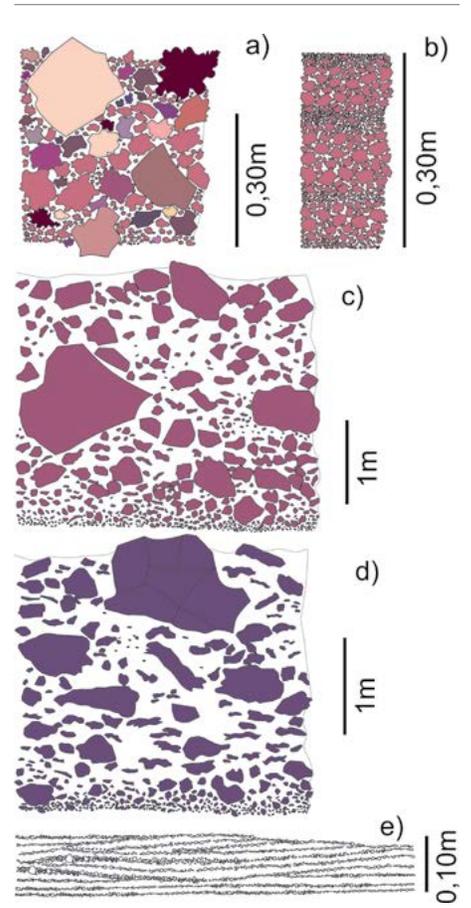
sugerido por Tucker (1990). A su vez, las “texturas volcánicas coherentes” resultan según McPhie *et al.* (1993) del enfriamiento y solidificación de lavas o magmas. Dentro de ellas, estos autores incluyeron fábricas por-

fíricas, afíricas, afaníticas, etc, acompañadas por rasgos vesiculares, foliados, esferulíticos, etc, que aunque son comunes en lavas coherentes, no son enteramente diagnósticos de ellas, puesto que también se desarrollan en depósitos volcanoclásticos, sobre todo en los autoclásticos y piroclásticos soldados (siguiendo a Smith 1960).

También vale aclarar, que si bien según White y Houghton (2006) los productos de reciclado epiclástico de series volcánicas (depósitos volcanogénicos) deben ser descritos directamente con la terminología clásica de depósitos detríticos (e.g., areniscas andesíticas) sin emplear terminología volcanoclástica, esto no resulta sencillo en



**Figura 4:** Columna estratigráfica de la Formación La Moradita en la quebrada homónima. Nótese la división en dos miembros informales, uno inferior de carácter netamente volcanoclástico (piroclástico) y uno superior de carácter epiclástico (volcanogénico). Explicaciones en el texto.



**Figura 5:** Facies principales que constituyen la asociación de facies volcanoclástica: a) aglomerados gruesos bandeados con moderada selección (Ab); b) aglomerados lapillíticos bandeados (Alb); c) aglomerados y brechas volcánicas gruesas y macizas (ABm); d) Aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo (AF); e) lapillitas laminadas y gradadas (LI-g). Nótese la presencia de bloques sobredimensionados en a, c y d.

el campo y en depósitos antiguos. Menos aun cuando se analizan series que abarcan episodios volcánicos e intervolcánicos (o posvolcánicos). Esta dificultad es notable en el caso de la brechas y aglomerados que pueden formarse por multiplicidad de factores (e.g., Fisher 1960) y donde la naturaleza de los componentes (*componentry*) del depósito (e.g., componentes juveniles, líticos o mixtos), el grado de selección y la morfología de clastos permiten diferenciar distintos tipos. Esto resulta crítico porque comúnmente las brechas y aglomerados se caracterizan por ausencia de estructuras mecánicas que en las granulometrías más finas resultan diagnósticas de determinados procesos deposicionales.

**CUADRO 1:** Asociaciones de facies y facies principales de la unidad estudiada (véase figuras 4 a 14 y explicaciones en el texto).

Asociaciones de facies	Facies	Código	Descripción	Interpretación
Asociación dominante piroclástica (depósitos del intervalo inferior)	Aglomerados gruesos bandeados con moderada selección	Ab	Aglomerados gruesos a medianos con moderada selección y matrices lapillíticas a tobáceas gruesas, sin finos intersticiales. Composiciones volcánicas juveniles y accesorias, ocasionalmente accidentales, dominan andesitas y basandesitas vesiculadas. Abundantes cristaloclastos fracturados y líticos volcánicos vesiculados en la matriz. Cemento zeolítico y calcítico. Porosidad remanente. Sutiles gradaciones granulométricas y superposición de bloques sobredimensionados.	Depósitos de caída muy proximales con superposición de eyectos. El bandeado indica la naturaleza pulsante y discontinua del proceso explosivo.
	Aglomerados y brechas volcánicas gruesas y macizas	ABm	Aglomerados gruesos mal seleccionados de aspecto mantiforme y contactos irregulares. Internamente macizos o caóticos. Textura clastosoposte a clastoflotante. Bloques sobredimensionados, a veces equivalentes al espesor de las capas. Rango de tamaños máximos entre 1,5-0,8 m. Formas angulosas, irregulares, ameboidales y en ocasiones desfleçadas. Frecuentes bordes de reacción. Composición volcánica polimíctica, Dominan componentes juveniles y accesorios (>99 %), de aspecto porfírico, afírico, escoriáceo y vesiculado. Composiciones basandesíticas, andesíticas y traquíticas. Bloques accidentales de basamento y de areniscas de hasta más de 10 cm de diámetro. Matrices fragmentales con mala selección. Cemento intersticial vítreo sericitizado-argilitizado.	Depósitos de bloques y cenizas producto de erupciones explosivas y flujo proximal, altas temperaturas y afectados por actividad hidrotermal. Depósitos de removilización gravitacional y resedimentación temprana (avalanchas de escombros).
	Aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo	Af	Mantos con contactos netos y espesores entre 3 y 15 m, en general monocomposicionales, conteniendo una variada clastometría y muy resistentes al intemperismo. Matriz volcanoclástica porfírica vesiculada, foliada y de color rojizo. Bloques de hasta 6 m, con geometrías irregulares y ameboidales, con aureolas afaníticas y notables cambios de color y resistencia en los bordes, diaclasamiento concoidal y texturas externas microcolumnares, en costra de pan o esferulitización en bordes. Delgado intervalo basal con gradación inversa o laminación grosera. Gradaciones normales con colas de gruesos y bloques protruyendo del tope.	Depósitos de flujos piroclásticos proximales (ignimbritas) de alta temperatura y localmente afectados por autobrechamiento e hidrotermalismo.
	Lapillitas laminadas y gradadas	LI-g	Depósitos delgados (0,10-0,5 m) de lapillitas laminadas y sutil gradación normal. Geometría tabular. Gradación inversa en los centímetros basales. Laminaciones paralelas y truncamientos internos con muy bajo ángulo. Ondulaciones de escasa amplitud y longitud de onda métrica. En ocasiones se desarrollan en la base de Af.	Oleadas piroclásticas y depósitos de flujos piroclásticos turbulentos (alto régimen de flujo) y de baja concentración y alta temperatura.
	Aglomerados lapillíticos bandeados	ALb	Depósitos delgados y tabulares de aglomerados finos bien seleccionados con textura clastosoposte. Internamente macizos o con sutil gradación. Elevada porosidad primaria (20-30 %) y cementados por carbonatos. Dominio de fragmentos juveniles, vesiculados-escoriáceos rojizos de 1 cm promedio.	Depósitos de caída (aéreos) mejor seleccionados, generados a partir de episodios explosivos.
	Bloques sobredimensionados	E	Bloques aislados de gran tamaño superando el espesor de las capas que los contienen o flexionando interfaces y contactos (sags). Geometrías irregulares o ahusadas. Vesiculación variable y texturas de flujo en bordes.	Eyectos balísticos (bombas). Fragmentos juveniles y accesorios.
Asociación epiclástica (depósitos volcanogénicos del intervalo superior)	Conglomerados y brechas desorganizadas polimícticos	CyBd	Bancos gruesos y muy gruesos (espesor métrico) con contactos netos irregulares. Internamente macizos o con gradaciones inversas en la base y normales al tope Clastometría muy variada. Selección moderada a mala. Bloques angulosos a subangulosos con aristas redondeadas. Tamaños máximos promedio de 1 m. Bloques sobredimensionados (hasta 1,8 m). Matrices arenolimosas. Composición volcánica polimíctica de bloques (>99 % andesitas, lacitas, traquitas y basandesitas, <1 % sedimentarios y metamórficos). Frecuentes texturas de relave e infiltración de finos al tope.	Depósitos gravitacionales de flujos densos e hiperconcentrados con limitada segregación. Naturaleza polimíctica y redondeamiento de aristas indicando retrabajo y resedimentación.
	Conglomerados organizados (clastosoportados arenosos lenticulares, estratificados)	Co	Conglomerados polimícticos gruesos a medianos gradados-estratificados con geometrías lenticulares en bancos gruesos y medianos. Contactos netos planares con superficies de corte y relleno. Estratofábricas crudas a bien organizadas. Fábricas clastosoportadas. Selección moderada. Bloques y clastos subangulosos a subredondeados. Gradaciones granulométricas normales. Estratificaciones paralelas groseras y cruzadas de bajo ángulo. Matrices arenosas. Cuñas de areniscas andesíticas.	Depósitos de escorrentía superficial, retrabajo y mayor selección granulométrica. Estructuras erosivas y tractivas. Núcleos y frentes de barras. Fluctuaciones internas indicando estacionalidad climática.
	Fangolitas y areniscas fangosas moradas en parches	F/FS	Parches de limolitas arenosas y fangolitas arcillosas rellenando intersticios y cubriendo o nivelando el tope de depósitos psefticos. Ocasional segregación de arenas gruesas en láminas microgradadas y conjuntos con laminación cruzada de algunos centímetros de espesor.	Depósitos de nivelación y relave (tracción en bajo régimen de flujo e infiltración). Retrabajo en etapas tranquilas con escorrentía superficial y acción eólica.

Una columna sedimentaria de detalle (Fig. 4) relevada en la quebrada La Moradita (véase ubicación en Fig. 1 y 2) permite diferenciar dos grandes grupos de asociaciones de facies dentro de la unidad: una asociación volcanoclástica inferior (piroclástica) y una asociación epiclástica volcanogénica superior.

### Asociación volcanoclástica (piroclástica) inferior

La asociación volcanoclástica inferior (Cuadro 1 y Fig. 5) está compuesta por un intervalo de aglomerados y brechas volcánicas gruesas a lapillíticas, bien estratificadas y

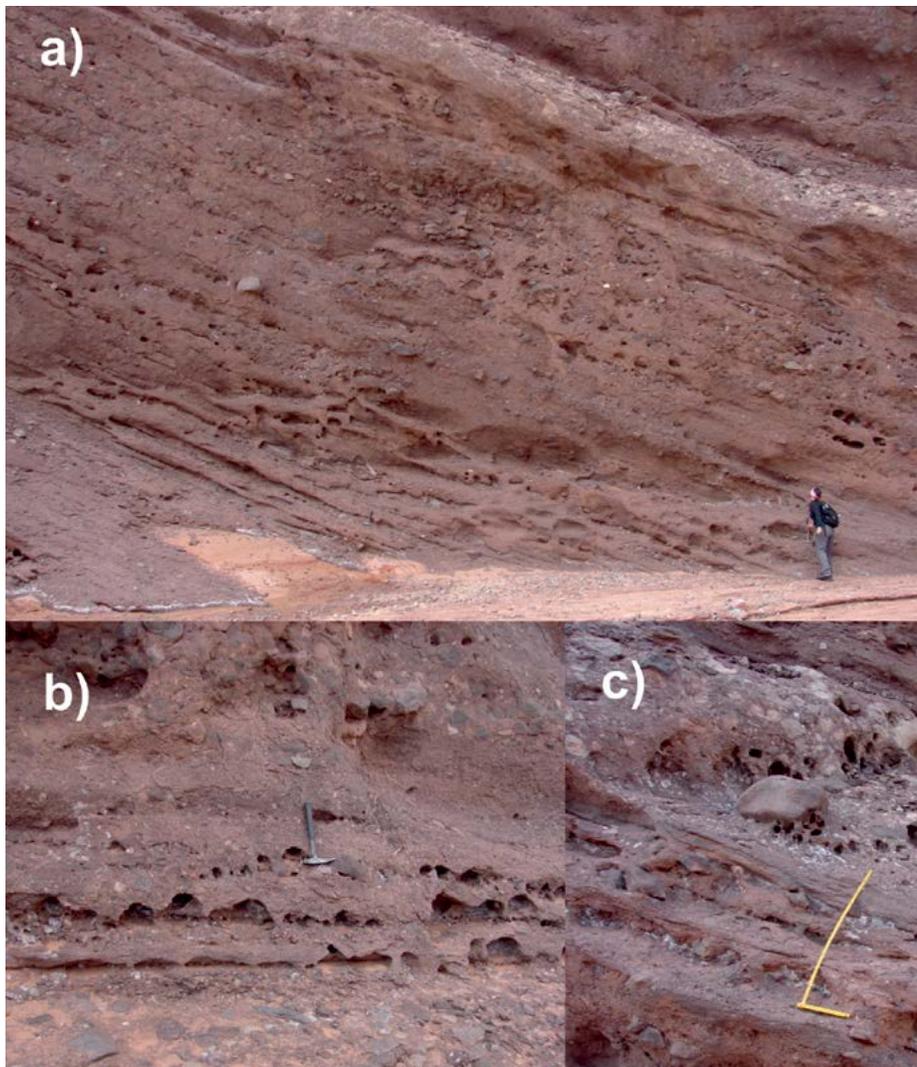
donde se reconocen: a) facies de aglomerados gruesos bandeados con moderada selección (Ab), b) facies de aglomerados y brechas macizas mal seleccionadas (ABm), c) aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo (Af), d) depósitos de lapillitas laminadas y gradadas (Ll-g) y e) depósitos de aglomerados lapillíticos bandeados, delgados y bien seleccionados (ALb). A través de la sección se reconocieron múltiples bloques sobredimensionados (E) y localmente también se reconoció un nivel autobrechado.

Dentro de esta asociación dominan volumétricamente los depósitos de aglomerados

bandeados y de aglomerados y brechas macizas y se reconocen tres unidades de flujo caracterizadas por una mayor tenacidad (mayor resistencia erosiva) de 3, 5,5 y 15 m de espesor, respectivamente (Fig. 4).

*Agglomerados gruesos bandeados (Ab)*: La facies de aglomerados gruesos bandeados con moderada a pobre selección (Fig. 5a) domina en los 15 m basales de la asociación (Fig. 4) y se desarrolla inmediatamente por encima del conglomerado polimictico cuarzoso y tabular con que inicia la unidad. Se trata de depósitos notablemente bandeados, clastosoportados y con escasa selección (Fig. 5a) dispuestos en bandas delgadas a medianas con contactos graduales (Fig. 6a). La composición de los fragmentos en general está dominada por andesitas vesiculadas en grado variable y afectadas por oxidación (de colores rojizos), pero también se reconocen bloques de traquitas y lacitas o laciandesitas de colores más claros. Las matrices son lapillíticas y relativamente limpias. Internamente las bandas presentan notables fluctuaciones en los tamaños de bloques que pueden alcanzar 35 cm, prácticamente igualando el espesor de las bandas que los contienen. Algunos bloques sobredimensionados (E) con geometrías angulosas, ahusadas y texturas escoriáceas y vesiculadas son comunes en estos depósitos (Fig. 6b) y superan el espesor de las bandas, produciendo cierta inflexión en los contactos (*sags*).

Estos depósitos se interpretan como el resultado de procesos de caída proximal con superposición de bombas de mayor tamaño. En este sentido, los bloques sobredimensionados que producen la inflexión de capas o contactos se interpretan como eyectos balísticos (E) depositados en proximidad al aparato volcánico del cual proceden (Hildreth y Drake 1992, McPhie *et al.* 1993, Orton 1996, Houghton *et al.* 2000). La pobre segregación y escasa selección de tamaños en estos depósitos de caída serían el resultado de trayectorias cortas y superposición de procesos eruptivos y de dispersión complejos, que ocurren con gran proximidad a centros eruptivos (Fierstein *et al.* 1997, Houghton *et al.* 2004, 2015, Carey *et al.* 2007). A su vez, el bandeo y la fluctuación de tamaños por niveles indicaría variaciones en la intensidad del proceso explosivo y la naturaleza pulsante y discontinua del fenómeno eruptivo (Houghton *et al.* 2000, 2015). Houghton *et al.* (2004) describen y anali-

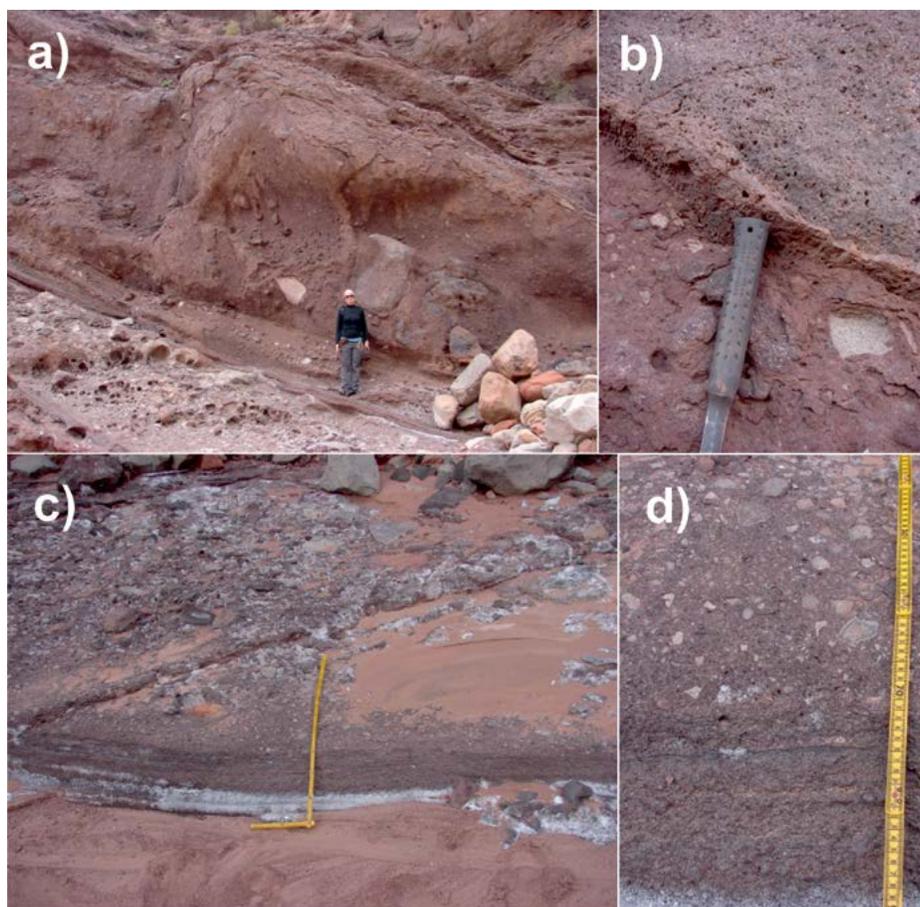


**Figura 6:** Facies de aglomerados gruesos bandeados (Ab). a) Panorámica del intervalo dominado por esta facies en el tercio inferior de la unidad (véase Fig. 4). Nótese la intercalación de una unidad de flujo hacia el tope; b) Nótese el bandeo interno y los bloques dispersos (deprimidos en el perfil de meteorización por sus texturas vesiculadas), muchas veces sobresaliendo de las capas y superando el espesor de las bandas e interpretados como eyectos (E). Martillo de escala; c) detalle de la sección superior mostrando el contacto con el nivel de brechas soldadas. Escala amarilla 1 m.

zan depósitos bandeados mal seleccionados similares a los de esta facies.

**Aglomerados y brechas macizas (ABm):** Los depósitos de aglomerados y brechas muy gruesas macizas forman capas de geometría y contactos irregulares de entre 0,5 y 5 m de espesor que, en general, carecen de estructura interna (arreglo interno caótico) y dominan en el tercio inferior de la unidad (Fig. 4) alternando con la facies de aglomerados bandeados con moderada selección (Ab). Se caracterizan por una muy mala selección de tamaños, inmadurez textural y matrices lapillíticas polimodales (Fig. 5c). Los bloques que comúnmente alcanzan 1 m son en general angulosos a muy angulosos (Fig. 5c, 7a y b). Se reconocen diversas texturas desde porfíricas densas hasta vesiculares, de flujo y escoriáceas. Dominan composiciones andesíticas y acompañan variedades de basandesitas, traquitas y laciandesitas. Esto último refleja una cierta heterogeneidad de magmas (*cf.*, Cas y Wright 1987, Roobol *et al.* 1987, Carey y Houghton 2010). Es común que muchos de los bloques de estos aglomerados presenten cambios de color y texturas gradacionales en los bordes externos (Fig. 7b), indicando aureolas de enfriamiento y afectación superficial por hidrotermalismo o alteración térmica (Wright *et al.* 1980, Carey 1991). También algunos poseen vesiculación evidente y rasgos de flujo (elongación).

Estas características permiten interpretar que, en general, los aglomerados y brechas macizas representan flujos de bloques y cenizas calientes (Fisher y Heicken 1982, Fisher y Schmincke 1984, McPhie *et al.* 1993, Freundt *et al.* 2000). Algunos bancos, sin embargo, poseen una mayor proporción de matriz fina, desarrollan estratificación gruesa, sutiles gradaciones granulométricas y contienen bloques con aristas redondeadas (Fig. 8b, c y d) indicando cierto grado de retrabajo. Por esta razón, es posible que algunos niveles constituyan productos de removilización y resedimentación temprana por gravedad (Francis *et al.* 1974, Hoblitt y Kelloggs 1979, Smith 1986, Arguden y Rodolfo 1990, Smith y Lowe 1991, McPhie *et al.* 1993, Vallance 2000). Esto último, mejoraría la estratofábrica, redondearía aristas y eliminaría rasgos de enfriamiento en bloques, incrementaría las proporciones de matriz fina y generaría las gradaciones sutiles que se ven en algunos bancos.



**Figura 7:** a) Facies de aglomerados y brechas macizas (ABm) dentro de la asociación volcániclastica. Nótese el espesor del depósito y el gran porte de los bloques angulosos sobredimensionados que contiene. Estos depósitos masivos se interpretan como flujos de bloques y ceniza; b) detalle del bloque andesítico encima de la persona de escala. Nótese la vesiculación que posee y su orientación incipiente (textura de flujo). Nótese asimismo la textura fragmental volcániclastica de la matrix; c) Depósito de una unidad de flujo soldada (flujo piroclástico) con gradación inversa en la base y desarrollo de un término basal laminado, interpretado como oleada basal; d) Detalle de la base gradada inversa del flujo piroclástico mostrando la textura angular de los componentes fragmentales andesíticos y bordes de enfriamiento. En a) y c) pueden verse intervalos delgados de la facies de lapillitas laminadas y gradadas (Llg). Nótese la laminación paralela y suaves ondulaciones métricas atribuibles a un alto régimen de flujo.

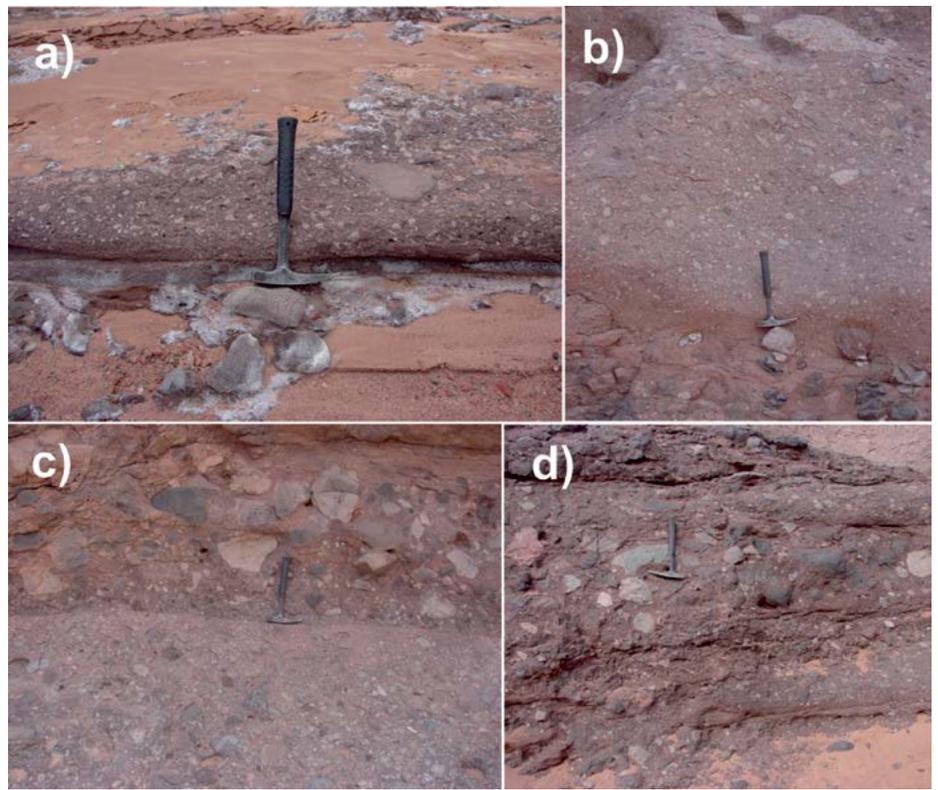
**Aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo (Af):** Corresponden a depósitos relativamente homogéneos, de gran espesor, marcada tenacidad y contactos netos. Internamente son monocomposicionales y desarrollan lineaciones de flujo a distinta escala. Poseen una limitada continuidad lateral. En la base contienen un intervalo con gradación inversa bien desarrollado (Fig. 7c, 7d y 8a). Su distribución granulométrica es polimodal (Fig. 5d) y contienen bloques de andesitas y andesitas hornblendíferas aislados o agrupados de tamaños y geometrías variadas, angulosos, irregulares y elongados. Un gran número de bloques posee límites difusos o graduales con la matriz y resaltan como bloques so-

breddimensionados (Fig. 9a). Estos últimos, pueden disponerse “flotando” en el interior o sobresaliendo del tope (protruyendo). La matriz volcániclastica andesítica está vesiculada y posee incipiente foliación. Contiene volcániclastos elongados con desarrollo de colas y alineados paralelos a los contactos. En la unidad de 15 m de espesor los diámetros máximos de bloques alcanzan 6 m, muestran caras planares a cóncavas e internamente desarrollan diaclasamiento concooidal (Fig. 9b). Acompañan bloques menores con diversidad de formas, algunos muy irregulares y que pueden ser descritos como subangulosas a fluidales o ameboidales (*cf.*, White y Houghton 2006). Además, las superficies externas de estos bloques están

afectadas por notables cambios de color y tamaño de grano (texturas vítreas afánicas o afíricas) y en ocasiones poseen patrones de esferulitización, costrificación y craquelación (tipo corteza de pan y diaclasamiento superficial) (Fig. 9c).

En base a las características estructurales, texturales y composicionales de bloques y matrices, estos depósitos se interpretan como generados a partir de flujos piroclásticos densos. Mientras que las formas externas irregulares son comunes como producto de estiramiento y flujo en depósitos piroclásticos de alta temperatura, los patrones texturales sintaxiales (aureolas afánicas, bordes de reacción o costras en “cascara de pan”) en un gran número de bloques indican procesos de enfriamiento. Por la mala selección de tamaños y el dominio de bloques angulosos monocomposicionales, con caras planares a cóncavas y aristas curvilíneas producto de diaclasamiento térmico, se interpreta que un buen número de los componentes juveniles fueron derivados de autobrechamiento. Los bloques de mayor dimensión con fracturas internas cóncavas y patrones de esferulitización indican gradientes de enfriamiento. La notable tenacidad de estos depósitos, las texturas vesiculares de las matrices que indican desgasificación y los bordes irregulares y de reacción en bloques constituyen elementos de juicio suficientes como para interpretar una elevada temperatura de transporte y emplazamiento. La mala selección de tamaños y la presencia de grandes bloques en el interior y hacia el tope indican una elevada competencia y escasa capacidad de diferenciación, aspectos que muestran la alta densidad que habrían tenido de estos flujos piroclásticos. El desarrollo de un término con notable gradación inversa en la base (Fig. 7c y d) sería producto de cizalla e interacción granular capaz de propiciar un efecto de zarandeo dinámico (Branney y Kokelaar 2002, Sulpizio y Dellino 2008). De acuerdo con estas características las unidades de flujo (sensu Wright y Walker 1981) constituirían depósitos ignimbríticos (Sparks *et al.* 1973, Sparks 1976, Carey 1991, Freundt *et al.* 2000) con alto grado de cohesión primaria y soldamiento (Walker 1983, Branney y Kokelaar 1992).

Una posibilidad alternativa para el origen de algunos de estos depósitos y en particular el de 15 m de espesor, es que constituyan depósitos de bloques y ceniza soldados (Cas



**Figura 8:** Facies de aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo (Af) y brechas resedimentadas dentro de la asociación volcanoclástica. a) corresponde a una unidad de flujo piroclástico relativamente homogéneo y con sutil gradación inversa y contacto neto ondulado en la base; b-d) Constituyen depósitos de brechas ricas en matriz resedimentadas tempranamente a partir de flujos gravitacionales densos. Nótese la mayor participación de finos en la matriz, las aristas subredondeadas de numerosos bloques y el desarrollo de gradaciones inversas indicando flujos densos.

y Wright 1987, Michol *et al.* 2008, Heap *et al.* 2014) que requieren una gran proximidad al área fuente, alta tasa de suministro (espesor considerable) y un emplazamiento a altas temperaturas por encima de la temperatura de transición del vidrio en la fase fundida y una buena inercia térmica que impidan su rápido enfriamiento. El colapso gravitacional o la explosión de lavas silíceas a intermedias y domos lávicos comúnmente genera corrientes piroclásticas densas caracterizadas por contener una importante proporción de bloques juveniles y accesorios densos y escoriáceos mezclados con una fracción lapillítica y matrices cineríticas finas que se depositan en regiones proximales luego del quiebre de pendientes y rellenando depresiones y trincheras, a partir de flujos de alta concentración de partículas y mecanismos inerciales-granulares (Branney y Kokelaar 2002). Estos depósitos de bloques y cenizas (*block-and-ash*) son productos frecuentes en volcanismo explosivo en contextos de estratovolcanes intermedios

a félsicos (Soracchi *et al.* 2011, Heap *et al.* 2014). Cierta aplanamiento o planaridad de los bloques puede interpretarse como producto de estiramiento y elongación que resultan de deformación por compactación viscosa acompañada de disminución de volumen y pérdida de porosidad producto de soldamiento ocurrido bajo altas temperaturas. Estos efectos han sido descriptos y analizados por Michol *et al.* (2008), quienes realizaron análisis texturales detallados en depósitos similares con diferente grado de soldamiento.

*Lapillitas laminadas y gradadas (Llg):* Si bien volumétricamente los depósitos de lapillitas laminadas y gradadas (Fig. 5e) están muy subordinados, su reconocimiento resulta clave para completar la asociación de depósitos volcanoclásticos. Se trata de depósitos delgados a medianos, internamente bien estructurados, con contactos netos y generalmente planares a ondulados. Son frecuentes en la sección media de la asociación volcanoclástica (Fig. 4). Además de sus contactos

basales netos sobre otras litologías (Fig. 7a y 7c) se caracterizan por tener buena continuidad lateral y desarrollo de laminación planar con ondulaciones en fase y de longitud de onda métrica. Algunos niveles muestran conjuntos laminados con truncamientos internos de bajo ángulo ( $<10^\circ$ ). Al microscopio se observa que las matrices de estos depósitos poseen escasez de matriz fina y abundancia de cristaloclastos, en general muy fracturados, junto a fragmentos líticos volcánicos angulosos con vesiculación variable y fragmentos irregulares de escorias. Se encuentran cementados por zeolitas y carbonatos. El predominio granular y ausencia de matriz cinerítica fina indicaría elevados niveles de turbulencia durante el transporte. Los rasgos descritos son típicos de oleadas piroclásticas (Crowe y Fisher 1973, Sheridan y Updike 1975, Wohletz y Sheridan 1979, Fisher y Heicken 1982, Fisher y Schmincke 1994, Cas y Wright 1987, Valentine 1987) y se interpretan como depósitos de flujos piroclásticos de baja densidad (Carey 1991, Valentine y Fisher 2000). Su buena selección y ausencia de matrices finas son consistentes con dispersiones turbulentas de baja concentración (Wilson y Houghton 2000), mientras que las laminaciones paralelas, ondulaciones métricas y truncamientos de bajo ángulo se interpretan como estructuras de alto régimen de flujo (Fisher y Schmincke 1994). En nuestro caso, estos depósitos se disponen como eventos aislados o pueden ocurrir en la base de depósitos ignimbríticos (FPs) (Fig. 7c), en cuyo caso se interpretan como depósitos de oleadas basales (Chough y Sohn 1990, Valentine y Fisher 2000).

**Aglomerados lapillíticos bandeados (ALb):** A diferencia de la facies de aglomerados gruesos bandeados con moderada y pobre selección, la facies de aglomerados lapillíticos bandeados, delgados y bien seleccionados (Fig. 10a) se encuentra poco representada y sólo se hallaron dentro de la sección media (Fig. 4). Estos depósitos se caracterizan por su espesor reducido ( $< 10$  cm) y contactos también graduales entre bandas (Fig. 5b), pero desarrollo de muy buena selección de tamaños, sutiles gradaciones normales y empaquetamiento abierto (Fig. 10b). Estos rasgos son comunes en depósitos de caída más distales desarrollados a mayor distancia de centros eruptivos y asociados con una buena capacidad de segregación granulo-

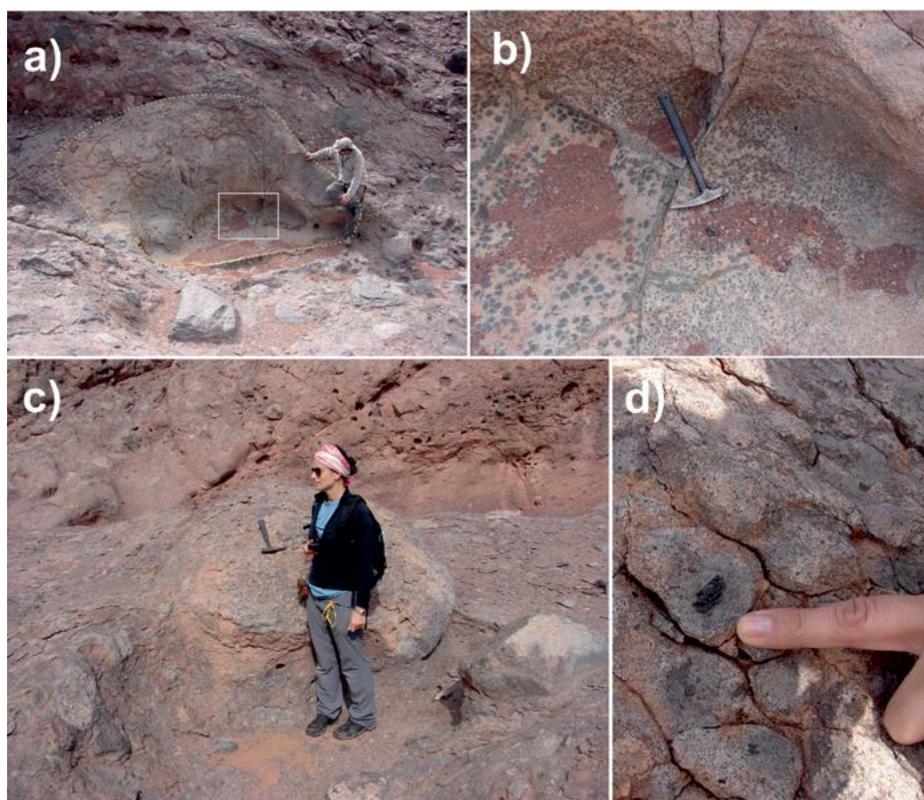
métrica a través de la columna aérea (Sohn y Chough 1993, Houghton *et al.* 2000, 2015). Este tipo de depósitos se reconocen por su elevada porosidad primaria (Oviedo y Astini 2014) y por constituir depósitos sueltos que suelen tener muy bajo potencial de preservación. En nuestro caso la porosidad está parcial a totalmente ocluida por calcita y zeolitas (Fig. 10b).

**Nivel volcánoclastico autobrechado:** Además de los depósitos mencionados, por encima de la facies de aglomerados gruesos bandeados que dominan en los 15 m basales se reconoció un nivel de aproximadamente 2,5 m relativamente homogéneo (Fig. 11) y constituido por una pasta porfiroclástica fina, notablemente vesiculada y afectada por oxidación térmica que le confiere coloración rojiza. Flotan en la matriz rojiza una variedad de litoclastos volcánicos (Fig. 11c) que reflejan un carácter fragmental del depósito, razón por la cual se lo interpreta como un depósito piroclástico. Localmente, este de-

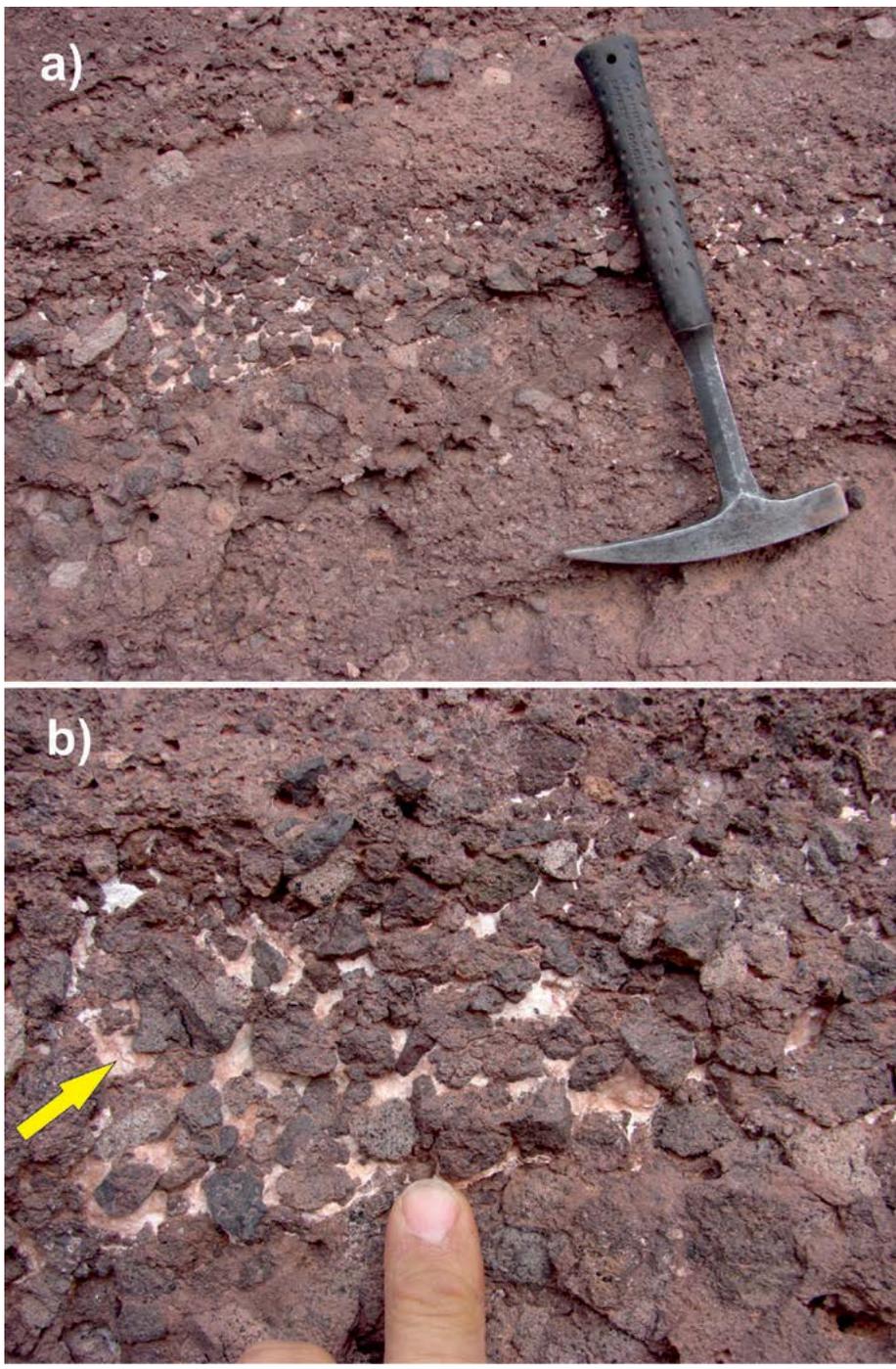
pósito posee una textura de flujo, notada a partir de la orientación de porfiroclastos y elongación de burbujas y está afectado por estrangulamientos y brechamiento que permiten interpretarlo como un nivel piroclástico afectado por autobrechamiento. No se descarta que se trate de depósito de flujo de escorias.

### Tipología de componentes y características texturales de la asociación volcánoclastica

Un análisis composicional y textural de los clastos (o fragmentos) en brechas y aglomerados de la asociación volcánoclastica permite sugerir que en su gran mayoría constituyen fragmentos piroclásticos juveniles y accesorios producto de explosividad con muy escaso o nulo transporte. Si bien también se reconocen fragmentos hialoclasticos y producto de autobrechamiento (bloques con diaclasamientos conoideos) estos son menos comunes y están restringidos a las



**Figura 9:** Facies de aglomerados monocomposicionales tenaces con lineaciones de flujo (Af). a) Tramo superior del depósito de flujo ubicado en la sección media de la unidad y en el tope de la asociación volcánoclastica con evidencias de emplazamiento a alta temperatura. Nótese el bloque sobredimensionado en el centro de la imagen protruyendo desde el techo; b) detalle del interior del bloque sobredimensionado de la diapositiva anterior mostrando fisuras con diseños cóncavos y esferulitización de tamaño creciente hacia el interior del bloque; c) bloque de gran dimensión con superficie externa en “costra de pan”; d) detalle del patrón de micro diaclasamiento columnar en la superficie de un bloque.



**Figura 10:** Facies de aglomerados lapillíticos bandeados (ALb). a) Detalle del bandeo característico de esta facies y las sutiles gradaciones. Se interpretan como depósitos de caída proximales (en la proximidad de aparatos volcánicos y en taludes), producidos por eventos explosivos; b) Detalle de la anterior mostrando la buena selección de tamaños y naturaleza de las partículas. Nótese la angulosidad e irregularidad de los componentes predominantemente esocriáceas o vesiculares y la elevada porosidad primaria (empaquetamiento abierto). Nótese el relleno poral de cemento calcítico.

unidades de flujo. Fragmentos hialoclasticos formados por enfriamiento rápido y fragmentación pasiva de lavas o domos en crecimiento se encuentran distribuidos o agrupados dentro de algunas de las unidades

de flujo y se caracterizan por desarrollar formas muy irregulares y texturas en máculas y esferulíticas vítreas (Fig. 9b). En algunos casos, estos fragmentos parecen haber resultado de procesos de fragmentación y diacla-

samiento autoclástico de lavas o domos algo más ácidas (términos lacíticos o laciandesíticos) e incorporados dentro de los depósitos de bloques y cenizas y de flujos piroclásticos densos.

El examen petrográfico de las texturas fragmentales de la asociación de facies volcanoclástica revela una gran abundancia de cristaloclastos generalmente fracturados (angulosos) y de litoclastos de variadas composiciones y texturas desde afaníticas hasta porfíricas y traquíticas con grados de vesiculación variable (Fig. 12). Asimismo, resulta notable la vesiculación en matrices de las unidades de flujo ignimbrítico. En general, las láminas delgadas muestran escasez de matriz primaria y cemento calcítico y zeolítico (Fig. 12).

A excepción de los depósitos de caída tanto proximales como distales donde dominan los fragmentos juveniles (incluyendo fragmentos de salpicaduras, bombas y escorias), la variedad textural y composicional en los componentes de brechas y aglomerados, interpretados como depósitos de bloques y cenizas y depósitos de flujos piroclásticos densos, indica una importante incorporación de fragmentos líticos accesorios (Fig. 12). Es decir, fragmentos volcánicos que forman parte del sistema volcánico asociado (conductos y edificio volcánico) incluyendo depósitos preexistentes y que, a veces, resulta bastante difícil y hasta subjetivo separarlos de los fragmentos juveniles. Asimismo, fragmentos líticos accidentales han sido hallados macroscópicamente en los depósitos de la sección basal y microscópicamente dentro de las matrices de los depósitos de flujos piroclásticos densos. Estos últimos, corresponden a fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas compatibles con la estratigrafía del subsuelo de la región.

La vesiculación y la oxidación térmica que le confiere coloración rojizo-morada tanto a matrices como a clastos son rasgos característicos en la asociación volcanoclástica. Mientras que la vesiculación constituye una medida de la exsolución y expansión de gases (volátiles en general) durante el proceso eruptivo donde la distribución, densidad y tamaño de vesículas depende de la explosividad y naturaleza del magma, la oxidación térmica temprana ocurre asociada a procesos de condensación, despresurización de agua freática exsuelta e hidrotermalismo temprano bajo altas temperaturas (Hough-

ton *et al.* 2000, Wilson y Houghton 2000, Ohba y Nakagawa 2002). Si bien la vesiculación es evidente macroscópicamente en las matrices de las unidades de flujo (Fig. 11c), es más notable aún en los litoclastos juveniles tanto de brechas y aglomerados (Fig. 13) como de los depósitos lapillíticos y de caída descriptos. En estos últimos, petrográficamente se destacan aquellos con vesiculación moderada, aunque la observación de detalle permite reconocer rangos entre vesiculación pobre y elevada (Houghton y Wilson 1989), dependiendo de la composición y textura de los fragmentos juveniles. Los casos extremos (Fig. 13a y b) constituyen verdaderas escorias en el sentido de Murcia *et al.* (2013), quienes propusieron denominar así a fragmentos de origen piroclástico fundamentalmente vítreos de color oscuro con burbujas esféricas o irregulares y vesículas con paredes gruesas y oscuras (color café o rojizas) que sugieren magmas poco viscosos.

#### Asociación epiclástica superior

La asociación de facies superior (Fig. 4) de composición volcánogénica (Cuadro 1) se compone de: a) conglomerados y brechas desorganizadas (CyBd), gruesas y muy gruesas (de bloques), matriz a clasto-soportados, pobremente estratificados y dispuestos en bancos muy gruesos a medianos, con contactos irregulares y b) conglomerados organizados (Co) arenosos y lenticulares, con contactos netos planares, con buen redondeamiento de componentes y cuñas de areniscas sabulíticas con estratificación cruzada. Además, esta asociación contiene en forma minoritaria fangolitas limosas (F/Fs) moradas dispuestas en particiones discontinuas o parches irregulares entre las camadas pefíticas.

**Conglomerados y brechas desorganizadas (CyBd):** Los conglomerados gruesos y muy gruesos son macizos o desarrollan tanto gradación inversa en la base, como normal en el tope y contienen bloques sobredimensionados que a veces protruyen del tope de los bancos (Fig. 14a y b). Los bloques, en general, son angulosos a subangulosos y de acuerdo con la angulosidad de sus componentes clasifican como brechas, pero a diferencia de las brechas volcánicas de la asociación de facies inferior, muestran algo de redondeamiento de sus aristas (Fig. 14a). El espectro de granulometrías es muy variado (distribuciones granulométricas polimodales) y en general,

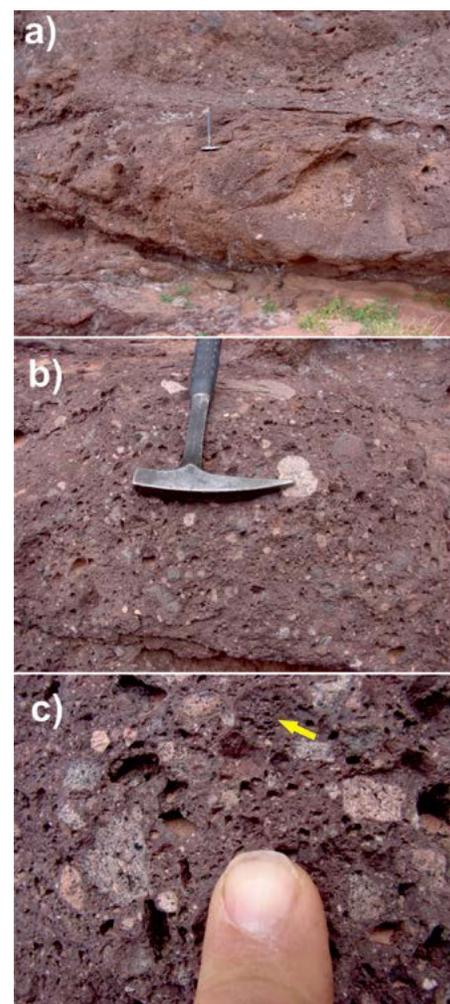
contienen bloques sobredimensionados distribuidos al azar y “flotando” entre granulometrías menores que le sirven de matriz (Fig. 14b). Las matrices son areno-fangosas moradas y contienen fracciones que van de gránulo a limos y composiciones volcánicas. En la sección superior de la unidad, se reconocen en el tope de los bancos intervalos delgados con fábricas abiertas y contactos puntuales entre clastos y desarrollo de parches areno-limosos morados dispuestos entre bloques y nivelando la topografía irregular.

El grado de desorganización de estos conglomerados y brechas, su mala selección y el desarrollo de gradaciones inversas en la base y normales hacia el tope indican que estos depósitos se formaron a partir de flujos gravitacionales, relativamente densos y con alta concentración capaces de suprimir la turbulencia e impedir una mejor organización y segregación interna. Los espesores de bancos y su relación con tamaños de bloques son consistentes con flujos de alta capacidad y competencia que en algunos casos habrían podido sostener bloques sobredimensionados, incluso sobresaliendo del flujo (flujo laminar y alta tensión de matriz). Un cierto redondeamiento de aristas indica que los bloques y clastos de estos depósitos estuvieron sometidos a procesos de erosión, meteorización y desgaste previos a su incorporación en flujos gravitacionales. El desarrollo de fábricas abiertas e intervalos clasto-sostén con contactos puntuales y parches areno-limosos y limo-fangosos (facies F) en el tope de algunos bancos indica procesos de segregación e infiltración de materiales finos (posiblemente eólicos o producto de escorrentía superficial) compatibles con retrabajo y exposición prolongada entre episodios gravitacionales.

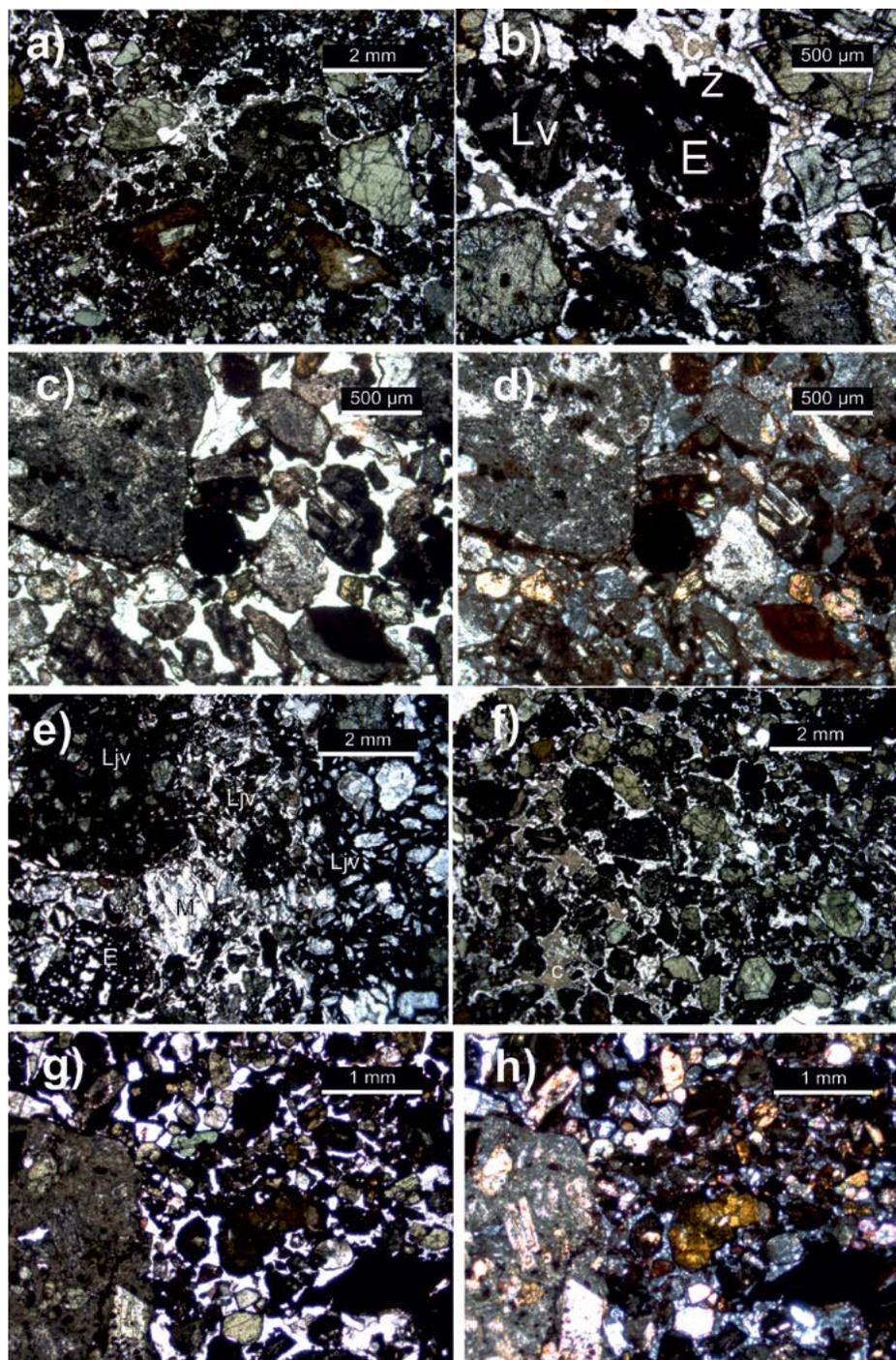
Estas pefíticas incluyen una proporción dominante de bloques y clastos de volcánicas mesosilícicas diversas y muy subordinadamente algunos clastos de basamento (granitos y metamorfitas), cuarzos de vena (blanquecinos) y clastos de sedimentitas (rojas y amarillentas) como las que se exponen en las unidades del Mesozoico infrayacente. De acuerdo con esta composición, la mala selección y el redondeamiento de aristas, se interpretan como conglomerados volcánogénicos, redepositados a partir de flujos de gravedad densos (avalanchas y flujos de detritos), resultando de procesos gravitacionales y de retrabajo de depósitos volcánicos

y volcánicoclásticos primarios que reflejan una gran proximidad con el área de aporte. No se descarta la posibilidad de que algunos niveles ricos en matriz se hayan originado como lahares.

**Conglomerados organizados (Co):** Los conglomerados arenosos muestran un mayor grado de organización interna, lenticularidad y segregación. En ocasiones esta facies alterna con los depósitos gruesos mal seleccionados, intercalándose como particiones limitadas por contactos netos planares. Se trata de conglomerados con fábrica clasto so-



**Figura 11:** Unidad de flujo autobrechada (facies Af) perteneciente a la asociación volcánicoclástica: a) Obsérvese la fábrica reomórfica seguida de una brecha. Se interpreta como un depósito piroclástico soldado, de alta temperatura; b) Detalle de la textura fragmental del depósito con bloques andesíticos flotando en una matriz volcánica vesiculada; c) Detalle textural mostrando litoclastos andesíticos a lacíticos vesiculados y fragmentos escoriáceos en matriz basandesítica de grano fino afectada por oxidación térmica temprana.



**Figura 12:** Petrografía de las texturas fragmentales volcánicas de la asociación de facies volcánicas de la Formación La Moradita. a) Cristaloclastos y litoclastos volcánicos variados (algunos vítreos y oxidados) en matriz cinerítica fina en los depósitos de bloques y ceniza. Nicules paralelos; b) Detalle mostrando litoclasto volcánico con textura traquítica en matriz vítrea oxidada (Lv), fragmento escoriáceo de distinta composición (E) y varios fragmentos internamente fracturados de cristales de hornblenda y piroxenos. Cemento zeolítico (z) y calcítico (c). Nicules paralelos; c) Textura fragmental limpia de un depósito de lapillitas laminadas y gradadas (Llg) con litoclastos volcánicos con texturas variadas y alteradas en nicules paralelos. Nótese fragmentos de pastas afaníticas (microcristalinas a microporíficas) y porfíricas y escasos cristaloclastos; d) idem anterior a nicules cruzados. Nótese bordes de granos oxidados producto de oxidación térmica temprana. Cemento zeolítico tardío; e) depósito volcánicas rico en fragmentos líticos juveniles vesiculados (Ljv) y fragmentos de escorias (E). Asimismo, en el centro de esta imagen hay un fragmento lítico no volcánico de una metaarcosa (M). Nicules paralelos; f) Textura fragmental volcánicas rica en cristaloclastos y litoclastos volcánicos escoriáceos. Nótese la moderada a buena selección y el cemento calcítico (c) en parches. Nicules paralelos; g-h) Depósito fragmental volcánicas algo retrabajado en nicules paralelos y cruzados. Nótese la pobre selección (textura polimodal) y bordes de algunos fragmentos líticos y cristales algo más redondeados.

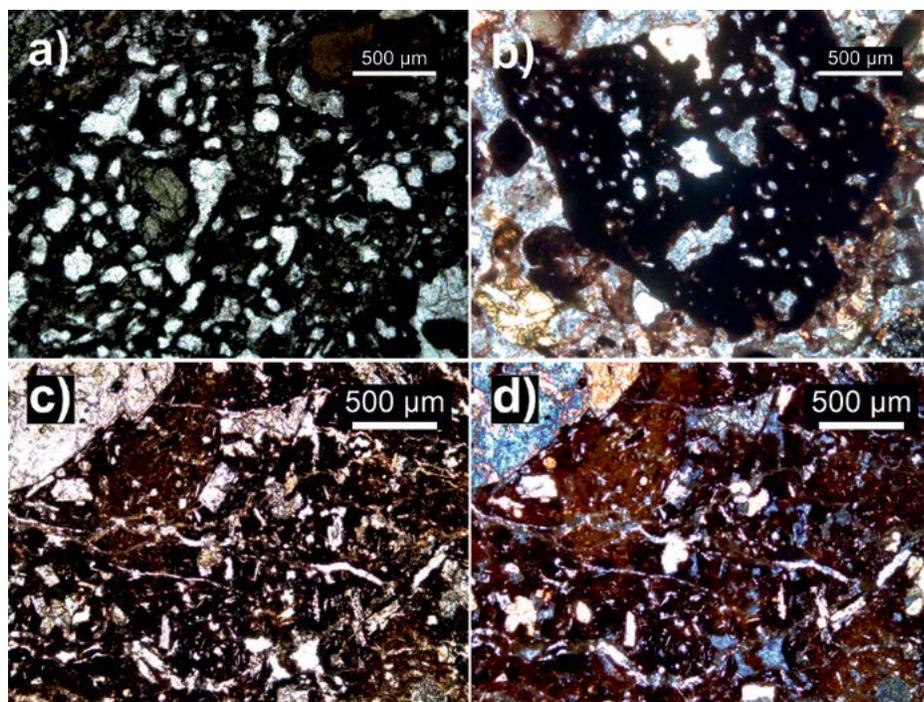
portada y con matrices arenosas (hasta 25% de arena) o polimodales y se caracterizan por un mejor redondeamiento de clastos y desarrollo de estructuras mecánicas (estratificaciones paralelas groseras, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y artesas, Fig. 14c). Algunos niveles dentro de esta facies desarrollan buena imbricación de clastos, otros muestran notables agrupamientos de bloques y clastos con colas de finos y gradaciones normales dentro de fábricas clasto-soportadas. También se intercalan cuñas de areniscas y areniscas conglomerádicas laminadas. Al microscopio la matriz arenosa (arenitas líticas andesíticas) contiene algunos granos de cuarzo y plagioclasas redondeados y subredondeados mezclados con los componentes líticos volcánicos que son dominantes y cemento calcítico.

Las fábricas clasto-soportadas, matrices limpias areno-sabulíticas, mejor redondeamiento y buena selección de clastos, desarrollo de imbricación y frecuentes agrupamientos indican la presencia de flujos fluidales turbulentos actuando reiteradamente sobre estos depósitos. El desarrollo de contactos netos planares, geometrías lenticulares y estratificaciones planares y cruzadas indican actividad erosiva y persistencia de corrientes fluidales que permitieron el desarrollo de formas de lecho. Gradaciones normales, cuñas de arena y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo son indicativas del desarrollo incipiente de barras asociadas con escorrentía superficial (*stream flows*), afectada por fluctuaciones estacionales.

*Fangolitas y areniscas fangosas moradas en parches (F/SF):* Esta facies es volumétricamente minoritaria y, como se menciona más arriba, se intercala entre los depósitos de brechas desorganizadas a manera de particiones que cubren o mantienen parcialmente los depósitos gruesos y contribuyen a nivelar su topografía irregular (Fig. 14a y b). Se trata de limolitas y areniscas medianas a finas arcillosas que ocupan espacios intersticiales entre bloques y pueden alcanzar 10 cm de espesor, aunque su registro lateral es discontinuo. Se reconoce por su color morado oscuro y relativa homogeneidad, aunque algunos niveles poseen laminación cruzada y ocasionalmente pueden contener hileras de clastos pequeños en la base.

Se interpretan como depósitos de relave superficial e infiltración reflejando momentos de retrabajo por escorrentía a partir de flu-

**Figura 13:** Microfotografías de rasgos de vesiculación en los depósitos volcanoclásticos de la Formación La Moradita. a) Fragmento lítico juvenil de una andesita fuertemente vesiculada indicando desgasificación. Nótese microlitos feldespáticos y cristales de hornblenda en la pasta microporfírica relativamente oxidada. Nicóles paralelos; b) Fragmento escoriáceo fuertemente afectado por oxidación térmica temprana en depósito fragmental. Nicóles cruzados; c) Desarrollo de vesiculación en una unidad de flujo soldada, fuertemente oxidada y afectada por autobrechamiento. Nótese fenocristales y microlitos de feldespatos y cristales de piroxenos distribuidos en la pasta vítrea. Nicóles paralelos; d) Ídem anterior a nicóles cruzados. Nótese el grado de oxidación de la pasta vítrea.



jos diluidos o procesos eólicos que habrían, asimismo, afectado la sección más superficial de los depósitos gruesos mejorando su ordenamiento y generando intervalos bien segregados con texturas bimodales. Los parches de depósitos finos reflejan condiciones de transporte a partir de flujos fluidales o procesos eólicos en condiciones de bajo régimen de flujo con escaso potencial de preservación.

### Interpretación paleoambiental

Si bien el análisis de depósitos volcanosedimentarios y volcanoclásticos en particular dentro del registro fósil resulta extremadamente difícil por las complejidades que suman, la compactación mecánica, el soterramiento y las transformaciones diagenéticas sumadas a la falta de horizontalidad del registro (más allá de inclinaciones primarias) y la falta de continuidad lateral de los depósitos, que impiden la utilización de índices que se aplican en el análisis de depósitos modernos, nuestro análisis de facies permite observar que la asociación volcanoclástica domina en la base de la unidad y la asociación epiclástica lo hace en el tope, reflejando una clara evolución vertical del sistema. Se ha podido observar que la asociación de facies volcanoclástica de la sección inferior constituye depósitos proximales a una boca eruptiva donde alternan depósitos de caída con depósitos de flujos piroclásticos y flujo

volcánico, asociados con gradientes elevados, propios de un aparato volcánico. El arreglo general de la asociación de facies volcanoclástica (Fig. 4) indica una progresión desde un dominio de facies de caída a uno de flujos piroclásticos y de bloques y cenizas, indicando un incremento de la actividad volcánica, mientras que la asociación epiclástica (volcanogénica) superior refleja un retrabajo tardío de las facies volcanoclásticas primarias de la sección inferior. Esta última habría tenido lugar en una etapa tranquila donde el relieve volcánico paulatinamente se redujo por reciclado, formando abanicos aluviales con que culmina la unidad.

Nuestro estudio litofacial permite sostener que este intervalo estratigráfico constituye el relicto de una unidad eruptiva caracterizada por un sistema depositacional conoidal proximal (posiblemente ubicado a escasa distancia de la boca eruptiva), y permite interpretar el desarrollo de una época eruptiva (*cf.*, Fisher y Schminke 1984, Schminke y Van den Bogaard 1991) predominantemente andesítica que afectó tempranamente al retroarco andino (véase análisis estratigráfico).

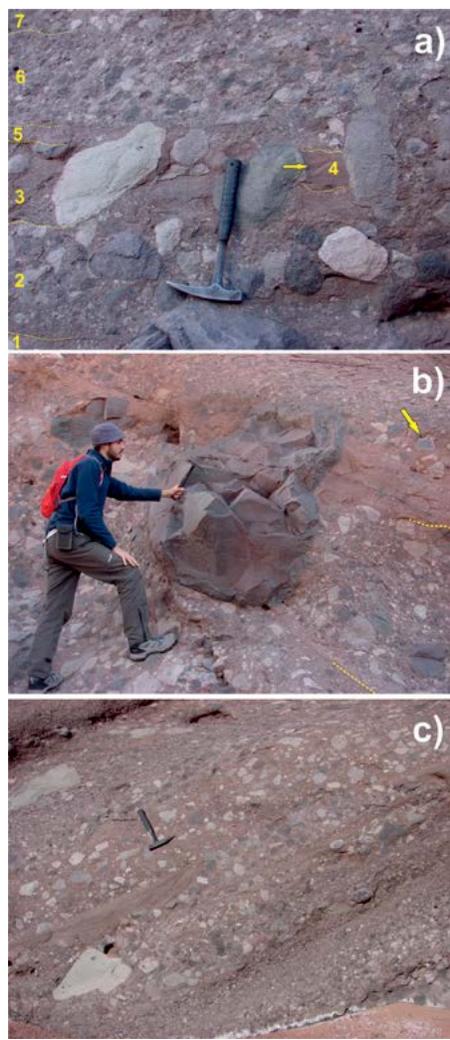
### FORMALIZACIÓN DE LA UNIDAD

Se propone el nuevo nombre de Formación La Moradita para el intervalo volca-

nosedimentario estudiado. Dicho nombre se justifica por lo distintivo y característico de sus litologías y por el espesor estratigráfico involucrado que la hacen fácilmente cartografiable (desde el punto de vista práctico). Además, su color notablemente morado contrasta con los rojizos intensos y pálidos, del infra y suprayacente respectivamente (observables tanto en el campo como en imágenes de color real y falso-color, véase Fig. 2). Asimismo, los contactos inferior y superior son netos y permiten separarla claramente de las unidades infra y suprayacentes.

La definición de este intervalo volcanosedimentario como unidad formal cumple con todos los requerimientos del Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992), definiéndose como estratotipo al perfil expuesto en la quebrada homónima (Fig. 1). Desde un punto de vista cartográfico (a escala 1:100.000), la unidad es lenticular, desarrollando una extensión de ~21 km en sentido norte-sur (Fig. 2). Su espesor máximo alcanzaría los 100 m inmediatamente al sur del estratotipo pero la quebrada La Moradita, inmediatamente al sur de la quebrada del Médano, es la de mejor acceso y más representativa del intervalo, donde la unidad alcanza 78 m de espesor total (Fig. 4) y en la cual se reconocen dos miembros informales (volcanoclástico inferior y epiclástico superior, Fig. 3a).

Con anterioridad, este intervalo estratigráfico fue motivo de discusión y alternativamente, fue considerado como parte de series presuntamente cretácicas o paleógenas (Faminiense de Parker 1974) o como perteneciente al neógeno suprayacente. Nuestro análisis estratigráfico permite confirmar la interpretación de Bossi (1977) que señala que el mismo constituye la unidad inferior del Terciario en la región del campo de Talampayá. Bossi (1977) incluyó a este intervalo dentro de la Formación Quebrada del Médano (QM-2 y posiblemente QM-3) y creó la Formación Río Mañero como un equivalente estratigráfico hacia el sur, más tarde estudiada en detalle por Malizia *et al.* (1995). No obstante, vale remarcar que si bien Parker (1974) introdujo una nomenclatura cuestionable, fue quien por primera vez individualizó a este intervalo de carácter regional lenticular llamándolo “Miembro conglomerados volcánicos” que incluyó en la base de su Formación Quebrada del Médano (Parker 1974 pg. 240). Lamentablemente, este autor agrupó a la Formación Quebrada del Médano junto con otra dentro del Grupo Cerro Overo que posicionó en el Cretácico por debajo de la Formación Vinchina, nombre de carácter regional que este autor, como así también Gentilli (1972) utilizaron para el neógeno suprayacente. Posteriormente, Bossi (1977) desestimando parcialmente la nomenclatura de Parker (1974) y argumentando que las unidades del grupo por él definido están separadas por discordancias angulares, propuso que la Formación Quebrada del Médano inicia el ciclo de sedimentación neógeno y que en su base contiene los aglomerados volcánicos (la Formación La Moradita nov. nom.) como se interpreta en este trabajo. Bossi (1977) señaló la distribución muy localizada de los aglomerados volcánicos e interpretó una procedencia local. Finalmente, en una posterior revisión de la Formación Quebrada del Médano en el perfil epónimo, Malizia y Limeres (1984) excluyen al intervalo volcánico de la misma, notando que en la región del estratotipo la unidad apoya directamente sobre la Formación Los Colorados. Nuestro estudio de campo demuestra que el intervalo volcanosedimentario apoya directamente sobre la Formación Cerro Rajado (redefinida en Bossi 1977) y que se acuña hacia el norte de la región por debajo de la Formación Quebrada del Medano (véase



**Figura 14:** Detalles de la asociación de facies epiclástica en el miembro superior de la unidad. a) Bancos de brechas polimodales alternantes con conglomerados clastosoportados separados por contactos sutiles indicados por diferencias en el grado de selección, segregación, granulometría promedio, tamaños máximos promedio, tipos de soporte o por particiones finas. Contactos indicados con líneas de puntos amarillas en el borde izquierdo. Nótese el intervalo fino fangoso (4) preservado entre bloques mayores sobresaliendo (protruyendo) del tope de un flujo denso (3) y el delgado nivel de conglomerados finos (5) que nivela la topografía previo al depósito clastosoportado y con imbricación (6) de la parte superior de la imagen. Nótese la gradación inversa del intervalo polimodal (2) y el bloque sobredimensionado que sobresale de la capa 1; b) Bloque sobredimensionado de andesita hornblendífera con corteza irregular y notable cambio de color y tamaño de grano en los bordes. Nótese que por sus dimensiones, el bloque atraviesa varias capas y el tamaño excede holgadamente al espesor de la capa que lo contiene (indicada con línea de trazos amarilla sobre el borde derecho), indicando que posiblemente se trate de un eyectado volcánico. La flecha amarilla indica reacción de borde muy común en los clastos y bloques de laciandesitas en esta brecha estratificada; c) Conglomerados organizados con cuñas y particiones discontinuas de areniscas y lente con estratificación cruzada en artesas. Nótese lenticularidad interna de cuerpos, contactos irregulares, gradaciones granulométricas, agrupamientos de bloques y diferentes relaciones de soporte en los depósitos gruesos. Asimismo, pueden observarse dos bloques sobredimensionados de andesitas (marcados con flechas).

Fig. 1). Esto confirmaría, la exclusión del intervalo volcanosedimentario de la Formación Quebrada del Médano, a partir de los perfiles del paso Lamas (del río Vinchina) y hacia el norte de la propia quebrada del Médano (su estratotipo) donde fue redefinida por Malizia y Limeres (1984). Nuestra cartografía (Fig. 1) muestra que la unidad volcanosedimentaria aquí estudiada es cubierta por la Formación Quebrada del Médano, (constituyendo la primer unidad o la unidad basal) dentro de la estratigrafía neógena que, regionalmente posee un conglomerado basal tabular y delgado exceptuando aquellas localidades donde los contactos son marcadamente erosivos y angulares como el caso de la región entre el paso Lamas (quebrada del río Vinchina) y la quebrada del Médano. En esta última región (ubicada inmediatamente al norte de nuestra área de estudio), un gran espesor estratigráfico, incluyendo la sección superior de la Formación Los Colorados, la

totalidad de la Formación Cerro Rajado y el intervalo volcánico objeto de este trabajo, ha sido eliminado por erosión producto del desarrollo de un paleocañón.

Por todo lo antes mencionado, se propone que el intervalo volcánico morado que tiene identidad propia, características cartografiables y se encuentra bien expuesto en la quebrada La Moradita lleve un nuevo nombre formacional. Asimismo, por el notable contraste (de color y composición) con las unidades infra y suprayacentes y por su espesor, se considera inapropiado incluirla como miembro de otra unidad (véase CAE 1992).

## EDAD

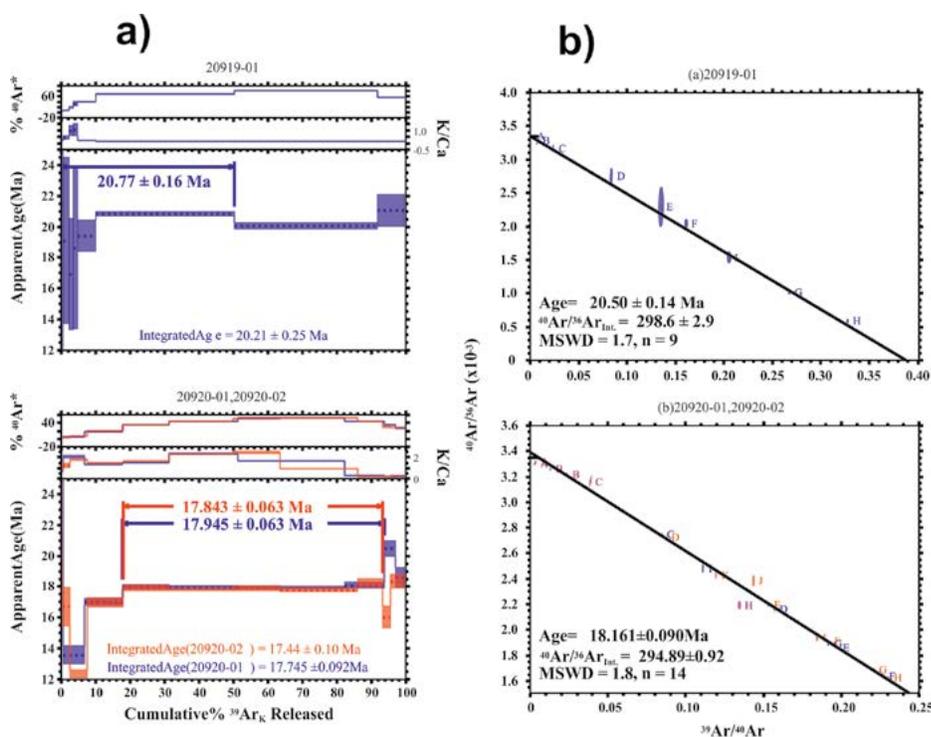
La edad del intervalo volcánico puede acotarse dentro del Cenozoico a partir de la composición del magmatismo (andesítico) y sus relaciones estratigráficas. La unidad se encuentra interpuesta entre depósitos cretá-

cicos y del Neógeno medio. La edad cretácica de la infrayacente Formación Cerro Rajado fue sugerida por Parker (1974) y Bossi (1977) por su correlación con el Grupo El Gigante de edad Cretácica (Flores y Criado Roque, 1972, Yrigoyen 1975, Vujovich *et al.* 2007). En tanto, dentro de la serie neógena que la cubre en concordancia, Malizia *et al.* (1995) obtuvieron una edad de  $15,0 \pm 2,7$  Ma (Mioceno medio) en tobos de caída que se intercalan en la sección media (en la base del miembro 3 de la Formación Río Mañero), a  $\sim 200$  m por encima del contacto con la Formación La Moradita definida en este trabajo. Malizia *et al.* (1995) estudiaron desde un punto de vista sedimentológico y magnetoestratigráfico el relleno neógeno del campo de Talampaya y extendieron la edad de la base del intervalo (Formación Río Mañero y su equivalente hacia el norte la Formación Quebrada del Médano) a  $\sim 20$  Ma. Esta edad es considerada desde entonces como la edad de inicio de la cuenca de antepaís del Bermejo (Jordan *et al.* 1990, 1993a y b, 2001) en consistencia con estudios de paleomagnetismo realizados en depósitos de la cuenca del Bermejo y Vinchina (Johnsson *et al.* 1984, Johnson *et al.* 1986, Reynolds *et al.* 1987, 1990) y con recientes dataciones en circones por el método U-Pb ( $19,4 \pm 0,7$  Ma Collo *et al.* 2011,  $15,6 \pm 0,4$  Ma Ciccio *et al.* 2014,  $20,84 \pm 0,39$  Ma Collo *et al.* 2017) en tobos de la sección inferior de la Formación Vinchina, que originalmente fuera extendida hasta esta región (Parker 1968 en Parker 1974, Gentili 1972). Vale remarcar que la sección del río Mañero, donde Malizia *et al.* (1995) efectuaron las dataciones, tiene continuidad cartográfica con la región donde aflora el intervalo volcánosedimentario motivo de este trabajo, resultando evidente (ver Fig. 2) que infrayace a la serie que contiene la edad radiométrica de  $15,0 \pm 2,7$  Ma, coincidente con las nuevas edades U-Pb para la base de la Formación Vinchina (Ciccio *et al.* 2014, Collo *et al.* 2011, 2017). Esto permite considerar esta edad razonablemente como una edad mínima para la Formación La Moradita.

Un conjunto de dataciones nuevas, dadas a conocer por primera vez en este trabajo, permite certificar la edad miocena temprana de la Formación La Moradita. Un bloque de andesitas honblendíferas tomado de la sección media de la unidad, dentro de una de las unidades de flujo de la asociación volca-

niclástica (muestra TIDD 6/7), fue datada por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Por separado se obtuvieron edades de la fracción mineral (anfíboles) y de roca total (matrices) (Fig. 15). Los análisis fueron realizados en el laboratorio de gases nobles de la Universidad de Rutgers (EE.UU) luego del proceso de irradiación llevado a cabo en el reactor TRIGA del Servicio Geológico de EE.UU, en Denver, Colorado (<http://pubs.usgs.gov/fs/2012/3093/>; DeBay *et al.* 2012). Para todas las edades las incertidumbres reportadas entraron dentro de  $1\sigma$ . Como patrón se coirradió el estándar de la sanidina de Fish Canyon con una edad conocida de 28,201 Ma (Kuiper *et al.* 2008). Durante el procedimiento se usaron los siguientes símbolos y constantes:  $\text{Ar}^*$  = argón radiogénico;  $^{39}\text{ArK}$  es el argón producido de  $^{39}\text{K}$ ;  $\lambda\epsilon = (5,81 \pm 0,17) \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ ;  $\lambda\beta = (4,962 \pm 0,086) \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{Ktotal} = 1,167 \times 10^{-4}$  (Steiger y Jäger 1977);  $^{36}\text{ArCa}/^{37}\text{ArCa} = (2,81 \pm 0,062) \times 10^{-4}$ ;  $^{39}\text{ArCa}/^{37}\text{ArCa} = (7,10 \pm 0,50) \times 10^{-4}$ ;  $^{40}\text{ArK}/^{39}\text{ArK} = (1,0 \pm 0,4) \times 10^{-3}$ ;  $^{38}\text{ArK}/^{39}\text{ArK} = (1,314 \pm 0,001) \times 10^{-2}$ ;  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  atmosférico =  $298,63 \pm 0,07$  (promedio de los valores de Lee *et al.* 2006 y Valkiers *et al.* 2010).

El procedimiento incluyó la trituration de la muestra y su tamizado húmedo a 150-250  $\mu\text{m}$ . Treinta granos de anfíboles y treinta granos de la roca total (matriz) fueron elegidos a mano y montados sobre un portamuestras junto con el estándar. Luego de la irradiación neutrónica, las muestras fueron sometidas a calentamiento incremental por etapas (*step-heating procedure*) utilizando un láser (Fig. 15a). Los isotopos de Argón fueron analizados usando un espectrómetro de masas (MAP 215-50) equipado con un detector de última generación (Turrin *et al.* 2010). Los análisis se llevaron a cabo siguiendo una serie de criterios propuestos originariamente por Fleck *et al.* (1977) para definir una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  confiable que consisten en: 1) obtener una meseta conteniendo al menos tres etapas de calentamiento consecutivas, incluyendo al menos el 50% o más del  $^{39}\text{ArK}$  total liberado. 2) Cuando se convierte a un diagrama de correlación isotópica, la matriz de datos isotópicos debe indicar una proporción  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$



**Figura 15:** Edades de la Formación La Moradita obtenidas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  en anfíboles (20919-01) y matrices (20920-01 y 20920-02). a) Diagramas de etapas de calentamiento mostrando edades de mesetas calculadas en base a la relación %  $^{40}\text{Ar}$  y el % acumulativo liberado de  $^{39}\text{Ar}$  y edades integradas; b) Isócronas para las mismas muestras. MSWD: desvío estándar promedio, n=pasos considerados. Nótese la confiabilidad de los datos por la buena consistencia entre las edades *plateau*, la edad integrada y la isócrona. Véase explicación detallada en el texto.

analíticamente indiferenciable del valor atmosférico (298,61). Además, la dispersión de datos no debe superar los errores de medición. Esto se define a partir del desvío estándar (MSWD-*Mean Standard Weighted Deviation*) y, en general, el valor de corte es de dos. 3) La correspondiente isócrona debe ser indiferenciable de la edad de la meseta (*plateau age*) con un nivel de confianza de al menos 95%. 4) La edad integrada de la fusión total también debe ser analíticamente indiferenciable de la edad de la meseta dentro de un nivel de confianza del 95%.

Los resultados que se obtuvieron de la muestra de la fracción mineral (anfíbol; 20919-01) produjeron un espectro de liberación que en las primeras siete etapas, de nueve pasos de calentamiento, definieron una buena meseta (Fig. 15a, diagrama a). La meseta contiene 50,1% del total del  $^{39}\text{ArK}$  liberado. Asumiendo una relación atmosférica de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  para el argón captado, esto indica una edad de  $20,77 \pm 0,16$  Ma. La edad integrada que surge de la fusión total es de  $20,21 \pm 0,25$  Ma. Cuando se vuelcan en un diagrama de correlación isotópica, nueve de nueve puntos son consistentes con una isócrona de  $20,50 \pm 1,14$  Ma (Fig. 15b, diagrama a), con una relación atmosférica de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $298,6 \pm 2,9$ , y un MSWD de 1,7. Las tres edades son indiferenciables dentro del nivel de confianza de 95%. Esta muestra reúne todos los requisitos para considerarse una edad confiable.

Las muestra tomadas de la matriz fueron divididas en dos (20920-01 y -02) y se hicieron por duplicado produciendo un espectro de liberación idéntico. Ambas muestran perturbaciones en las etapas de calentamiento iniciales (a baja temperatura) y finales (a alta temperatura), aproximadamente equivalentes al 18% y al 6,5% del total de  $^{39}\text{ArK}$  liberado, respectivamente (Fig. 15a, diagrama b). La muestra 20920-01 fue medida en nueve pasos, de los cuales cuatro etapas consecutivas definieron una meseta con edad de  $17,945 \pm 0,063$  Ma, comprendiendo el 76% del total de  $^{39}\text{ArK}$  liberado. La edad integrada que surge de la fusión total fue  $17,745 \pm 0,10$  Ma. Para la muestra 20920-02, la meseta se obtuvo con cinco de las once etapas de calentamiento, arrojando una edad de  $17,843 \pm 0,063$  Ma. La meseta comprendió el 75% del total del  $^{39}\text{ArK}$  liberado. La edad integrada que surge de la fusión total es  $17,440 \pm 0,10$  Ma. La

combinación de los datos isotópicos de ambas muestras en un diagrama de correlación isotópica (Fig. 15b) produjo una edad isócrona de  $18,161 \pm 0,090$  Ma y una relación de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  captado de  $294,89 \pm 0,92$ . Este último valor es estadísticamente diferente (algo menor) que la relación atmosférica  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  aceptada ( $298,63 \pm 0,07$ ), indicando un exceso de  $^{36}\text{Ar}$  en relación con el argón atmosférico. Por esta razón, estas dos muestras no cumplen con la totalidad de los criterios descritos anteriormente, pudiendo haber sido afectadas por meteorización. Específicamente, falla el segundo criterio en que los datos isotópicos no indican una proporción de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial/capturado analíticamente indiferenciable del valor atmosférico (298,61). Por lo tanto, creemos que la edad isócrona de  $18,161 \pm 0,090$  Ma (Fig. 15b, diagrama b) constituye la mejor estimación de la edad de estas muestras de la matriz.

En definitiva, la mejor edad para el conjunto de hornblendas es la edad *plateau* de  $20,77 \pm 0,16$  Ma, mientras que la isócrona de  $18,161 \pm 0,090$  Ma constituye la mejor edad de la matriz. Este rango de edades (ca. 20 y 18 Ma) es consistente con las interpretaciones estratigráficas y permite definitivamente correlacionar este intervalo con intervalos volcanosedimentarios similares en Precordillera y Famatina (véase más adelante). Asimismo, pone una edad que sirve de límite inferior al desarrollo de la cuña neógena que solapa la región de Sierras Pampeanas y que es considerada como una expresión estratigráfica distal de la cuenca de antepaís del Bermejo.

## ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

El intervalo estudiado tiene cartográfica-mente un carácter lenticular y hacia el sur y norte del campo de Talampaya, las unidades neógenas que la solapan apoyan directamente sobre intervalos estratigráficos de color rojo intenso, que han sido asignados, alternativamente a la Formación Los Colorados (Triásico Superior, Gentilli 1972) o a la Formación Cerro Rajado (Cretácico, Bossi 1977). Tanto la Formación Los Colorados como la Formación Cerro Rajado contienen intervalos conglomerádicos lenticulares, aunque mientras que los de la primera unidad se destacan por su composición notablemente cuarzosa y de clastos bien

redondeados (Caselli *et al.* 2001), los de la Formación Cerro Rajado son polimícticos, están mal seleccionados y contienen proporciones dominantes de metamorfitas y derivados graníticos deformados (ortogneises), compatibles con las litologías del basamento aflorante en la Sierra de Valle Fértil (Bossi 1977). Asimismo, los conglomerados de la Formación Cerro Rajado alcanzan espesores importantes (varias decenas de metros), granulometrías gruesas y muy gruesas (conglomerados de bloques), algo que permite diferenciarlos claramente de los conglomerados lenticulares, medianos, cuarzosos y bien seleccionados y redondeados del Triásico, según surge de nuestras propias observaciones. Estos conglomerados que pertenecen a las series que inmediatamente infrayacen a la Formación La Moradita se diferencian fácilmente del conglomerado basal, tabular y delgado, con que inicia el Neógeno a escala regional (Bossi 1977, Malizia *et al.* 1995, Dávila *et al.* 2004).

Tanto Parker (1974) como Bossi (1977) resaltaron el carácter angular del contacto basal de la Formación La Moradita y señalaron que la angularidad disminuye hasta desaparecer hacia el sur de la quebrada del Salto Grande y hacia el norte de la quebrada del Médano (véase Fig. 2). En el campo, los valores de esta angularidad son extremadamente bajos y casi imperceptibles a simple vista. No obstante, mediciones reiteradas y sistemáticas en los paquetes por encima y debajo de la discordancia marcan angularidades de entre  $3^\circ$  a  $5^\circ$ , hecho que resulta compatible con el acuífamiento estratigráfico de la Formación La Moradita. Vale también destacar que una angularidad sutil (de entre  $2^\circ$  y  $5^\circ$ ) también caracteriza al contacto basal de la Formación Cerro Rajado que apoya sobre el Triásico, algo también destacado por Bossi (1977).

La series neógenas se inician en toda la región del campo de Talampaya con un conglomerado basal de reducido espesor (1-2 m), geometría tabular, con calibre medio a fino y composición polimíctica (clastos de metamorfitas, rocas ígneas intrusivas y volcanitas), aunque notablemente enriquecido en clastos de cuarzo blanco. En varios de estos últimos, son notables las caras planares y lustre opaco, típicos efectos de la abrasión eólica (generación de facetas y percusión eólica -*frosted surfaces*-). Vale mencionar que Parker (1974) señala además, la presencia de

clastos de calizas de la Formación San Juan dentro de este conglomerado, aunque en nuestro estudio no hemos podido corroborarlo. Este conglomerado tabular cubre regionalmente a la Formación Cerro Rajado y más al sur posiblemente apoya directamente sobre unidades triásicas. El mismo se dispone en la base de la Formación la Moradita (Fig. 3a y b y Fig. 4), donde rápidamente incrementa el contenido volcánico andesítico que se torna excluyente dentro de esta unidad.

Todos los conglomerados mencionados (del Triásico Superior, del Cretácico y el basal del Neógeno) se diferencian tanto en composición como en calibre con los aglomerados volcánicos y depósitos volcanosedimentarios que componen la Formación La Moradita. Esto permite sugerir interpretaciones diferentes para todos ellos. Mientras que los del Triásico Superior (de composición cuarzoza, redondeados y bien seleccionados) pertenecen a depósitos de sistemas fluviales canalizados y con notable reciclado, los de la Formación Cerro Rajado, presuntamente cretácicos, poseen una procedencia desde un basamento cercano y su pobre madurez textural y composicional y mayor espesor indican escaso transporte y alternancia de procesos gravitacionales y fluidales, típicos de abanicos aluviales, sistemas fluviales distributarios y sistemas entrelazados gravosos. En el perfil expuesto en la quebrada La Moradita, los conglomerados pertenecientes a la Formación Cerro Rajado forman la base de dos ciclos grano-estratodecrecientes de centenares de metros de espesor, comparables a ciclos de sedimentación tectónicamente controlada en ambientes de *rif*.

Los conglomerados tabulares y ricos en cuarzo de la base del Neógeno, en cambio, registran procesos de notable “condensación estratigráfica”. Es decir, composiciones de mezcla y características propias de procesos superficiales que afectaron y retrabajaron sedimentos durante tiempos prolongados (*e.g.*, retrabajos fluvio-eólicos), logrando una mejor madurez textural. Esto es consistente con un estado de equilibrio del paisaje y reciclado desde las unidades infrayacentes, en paisajes aplanados y con subsidencia lenta y de gran longitud de onda, como la que caracteriza a las cuencas de antepaís en su estadio inicial (Heller y Paola 1989, Heller *et al.* 1988, 2003, Allen y Heller 2012). Esto resulta congruente con el desarrollo

inicial de la etapa de antepaís simple a partir del avance de la faja corrida y plegada cordillerana y precordillerana propuesta por Jordan *et al.* (1990, 1993a, 2001) y explicaría, no sólo la distribución regional del conglomerado tabular delgado con que inicia el Neógeno, sino también la naturaleza de las series que le suceden que fueron estudiadas por Malizia *et al.* (1995).

Los detallados estudios estratigráficos realizados por Malizia *et al.* (1995) sentaron las bases para denominar Formación Río Mañero y Formación Quebrada del Médano a las series neógenas que suprayacen a la Formación La Moradita, respectivamente al sur y norte del campo de Talampaya (Fig. 1). Estos autores, dataron varias tobas de caída dispuestas a través de la sucesión que permitieron determinar edades de entre  $15,0 \pm 2,7$  y  $7,4 \pm 0,7$  Ma para las series neógenas. Su análisis magnetoestratigráfico les permitió extender el intervalo sugiriendo una sedimentación comprendida entre  $-20$  Ma y  $6,1$  Ma para las series neógenas del campo de Talampaya. Las nuevas dataciones de la Formación La Moradita ubicada entre el conglomerado tabular de carácter regional y la serie neógena suprayacente, donde se ubican las tobas datadas por Malizia *et al.* (1995), permiten refinar la cronología y son consistentes con las edades sugeridas por estos últimos autores. De esta manera, se interpreta que la subsidencia flexural, asociada con el desarrollo de la cuenca de antepaís asimétrica del Bermejo, habría afectado a esta región con posterioridad al depósito volcanosedimentario de la Formación La Moradita. Este último, estaría indicando un ensanchamiento rápido del volcanismo andesítico que abarcó la región del retroarco, evento que se vincularía con un episodio geotectónico poco conocido en el ámbito de los Andes Centrales (véase Interpretación geológica más adelante).

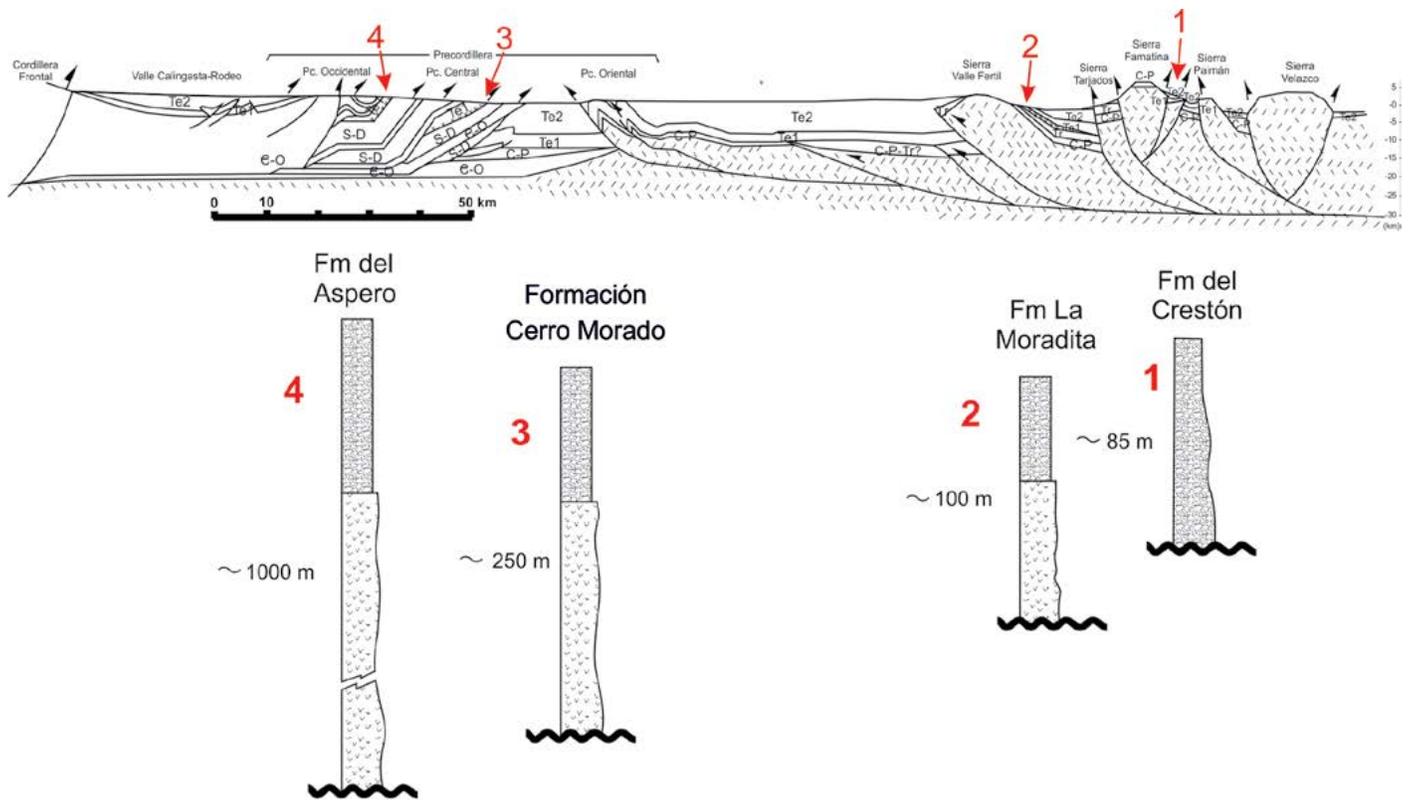
## CORRELACIÓN Y NATURALEZA DEL VOLCANISMO

Las características composicionales y edad de los depósitos de la Formación Moradita permiten su correlación regional con depósitos en la Precordillera Occidental y Central y en el Famatina (Fig. 16).

En la Precordillera Central, Braccacini (1946) reconoció originalmente una serie

de aglomerados y brechas andesíticas que denominó “aglomerado porfirítico” en la región ubicada entre Jáchal y Huaco, que por mucho tiempo permaneció como de posición estratigráfica incierta. Más tarde este intervalo volcanosedimentario fue denominado Formación Cerro Morado (Fig. 16) e incluido junto con las Formaciones Cauquenes y Vallecito dentro del Grupo Río Huaco (Borrello y Cuerda 1968). En tanto, un intervalo similar fue denominado Formación del Áspero (Furque 1963) en la Precordillera Septentrional y Occidental (Fig. 16). Furque (1963) dividió a esta unidad en dos facies principales: a) una inferior volcánica (“brechas andesíticas” y “andesitas”) y b) una superior sedimentaria, proponiendo más tarde elevar su rango a grupo (Furque 1979, pág. 48).

Las controversias sobre la posición estratigráfica del intervalo volcanosedimentario en la Precordillera (véase Furque 1963, López Gamundí *et al.* 1986, 1989, Reynolds *et al.* 1990, Limarino *et al.* 1988, 2000, Jordan *et al.* 1993a) fueron disipadas a partir del trabajo de Limarino *et al.* (2002), quienes cartografiaron las dos fajas volcanosedimentarias en la Precordillera Occidental y Central y, aparte de realizar un detallado estudio paleoambiental, dieron a conocer edades del volcanismo (método K-Ar) entre  $18,3 \pm 0,7$  Ma y  $17,6 \pm 0,5$  Ma, acotando este episodio dentro del Mioceno temprano alto y asignándolo a la Formación Cerro Morado. Estos autores reconocieron espesores próximos a los 1000 m en la faja occidental que tiene una continuidad norte-sur de casi 70 km y dentro de la misma separaron cuatro asociaciones litológicas compuestas de abajo hacia arriba por: a) coladas y aglomerados volcánicos, b) brechas volcanosedimentarias, depósitos de flujos piroclásticos y escasas coladas, c) conglomerados fluviales y depósitos de flujos de detritos y d) ortoconglomerados y areniscas depositados en ríos entrelazados. El ordenamiento estratigráfico les permitió interpretar una disminución progresiva de la actividad volcánica dentro del intervalo, coincidente con lo propuesto originalmente por Furque (1963) y consistente, de manera general, con el arreglo reconocido dentro la Formación La Moradita en el campo de Talampaya. Vale remarcar que Parker (1974) fue quien primero indicó que en el norte de la Precordillera (Furque 1963, 1972) la unidad se ubica inmediatamente por deba-



**Figura 16:** Correlación regional del intervalo sedimentario-volcánico en una transecta NE-SW (ubicada en la Fig. 2) entre Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal (compilada a partir de Allmendinger *et al.* 1990, Zapata *et al.* 1996, Jordan *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002 e información en hojas geológicas del SEGEMAR), con números indicando las secciones ilustradas abajo. 1: Famatina Central, 2: Campo de Talampaya, 3: Precordillera Central y 4: Precordillera Occidental septentrional. Referencias del perfil: C-O: Cambro-Ordovícico, S-D: Siluro-Devónico, C-P: Carbonífero-Pérmico, Tr: Triásico, Te1: Paleógeno, Te2: Neógeno.

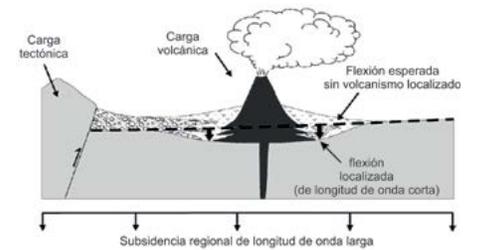
jo de la Formación Vinchina y cubriendo a un intervalo de eolianitas con estratificación cruzada que Fauqué (2000) asignó a la Formación Vallecito (Mioceno?) pero originalmente fue asignada al Permo-Triásico (Furque 1963, 1972). Asimismo, Parker (1974) notó que los 100 m basales de la Formación Vinchina, cuando se apoyan directamente sobre la Formación del Áspero, están dominados por areniscas líticas andesíticas. Esto podría estar indicando que son el resultado de retrabajo de series volcánicas donde esta litología es dominante.

Dentro de la Formación Cerro Morado, Limarino *et al.* (2002) reconocieron un dominio de magmas mesosilícicos (andesíticos, basandesitas, traquiandesitas, traquitas y lacitas) y sus derivados volcanoclásticos y volcanogénicos en general de colores morados, grises oscuros, verdosos, grises rosados y grises claros. Dentro de las andesitas diferenciaron, a su vez, variedades con texturas porfíricas con elevada proporción de fenocristales de plagioclasas zonadas, hornblenda

y augita afectados por alteraciones (caolinita, bowlingita, carbonato y óxidos de hierro) y texturas microporfíricas y más raramente africas con pastas pilotácicas en ocasiones fluidal, bastoníticas o microgranosas, dominadas por microlitos de plagioclasa. Asimismo, Limarino *et al.* (2002) describen y analizan facies muy similares a las descriptas y analizadas en este trabajo.

La unidad correlativa dentro del cordón del Famatina es la Formación Del Crestón (Dávila y Astini 2002, 2007) (Fig. 16), en particular, su sección basal. Esta unidad, ubicada en la vertiente oriental, contiene un espeso conglomerado andesítico en su base que fue originalmente incluido por Parker (1974) dentro de un intervalo al que denominó “famatinense” y atribuyó al Cretácico. Aunque el mismo posee un mayor grado de retrabajo y carece de depósitos primarios, posee afinidad composicional y similar posición estratigráfica que el caso aquí estudiado. Recientemente, Dávila *et al.* (2004) efectuaron varias dataciones sobre clastos andesíticos del con-

glomerado promediadas en ~17 Ma (método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíboles) y posteriores estudios magnetoestratigráficos (Zambrano *et al.*, 2011) permitieron corroborar esta edad.



**Figura 17:** Diagrama conceptual mostrando diferentes mecanismos de subsistencia que pueden haber operado durante la depositación de la Formación La Moradita en el retroarco andino durante el Mioceno inferior (-20-18 Ma). Nótese que el volcanismo puede constituir un factor de subsistencia localizado e independiente de la flexión tectónica regional en la cuenca de antepaís, posibilitando la acomodación localizada de depósitos volcanosedimentarios (adaptado de Martina *et al.* 1996).

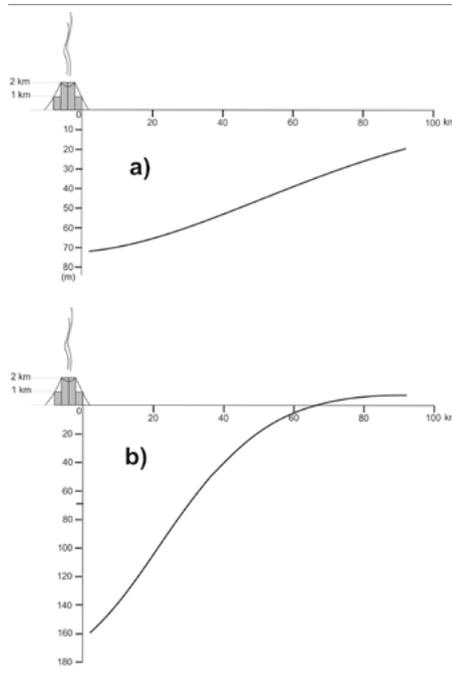
En la región central del Famatina esta unidad apoya en discordancia sobre sucesiones lacustres triásicas (Dávila *et al.* 2005) y está cubierta por series del Neógeno medio y tardío (Dávila y Astini 2007).

Dávila *et al.* (2004) efectuaron un estudio geoquímico de los clastos de andesitas hornblendíferas y basandesitas con augita de los conglomerados basales volcanogénicos de la Formación Del Crestón, permitiendo caracterizarlos como asociados con volcanismo de retroarco. En base a las características geoquímicas, estos autores interpretaron que el volcanismo extruyó a través una corteza continental con espesores <40 km, indicando fuentes magmáticas complejas, influenciadas por una componente de subducción, que habría estado asociado a complejos volcánicos con vida media de aproximadamente 2 millones de años. La presencia de abundantes fenocristales de anfíboles en estas volcanitas andesíticas indicaría además que los magmas habrían estado almacenados en cámaras magmáticas someras (3-4 km) antes de su erupción (*cf.*, Johnson y Rutherford 1989).

## INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DEL INTERVALO VOLCANOSSEDIMENTARIO Y DISCUSIÓN

Resulta difícil generar una interpretación geológica de este episodio regional volcanosedimentario que sea consistente con la posición estratigráfica y su distribución en relación con el sustrato y el resto de las unidades neógenas en el antepaís. A diferencia de lo que ocurre en la Precordillera y en el Famatina, fuertemente afectados por complejidades estructurales andinas, los depósitos de la Formación La Moradita en el campo de Talampaya, presentan claras relaciones de base y techo y terminaciones cartográficas y estratigráficas que permiten interpretar el significado geológico del intervalo y discutir el contexto paleogeográfico.

Las características texturales, composicionales y geométricas de los depósitos volcanosedimentarios de la Formación La Moradita sugieren una gran proximidad al centro eruptivo que le dio origen. Aunque el mismo no ha podido ser adecuadamente localizado, la geometría lenticular de la unidad a escala cartográfica refleja la extrema proxi-



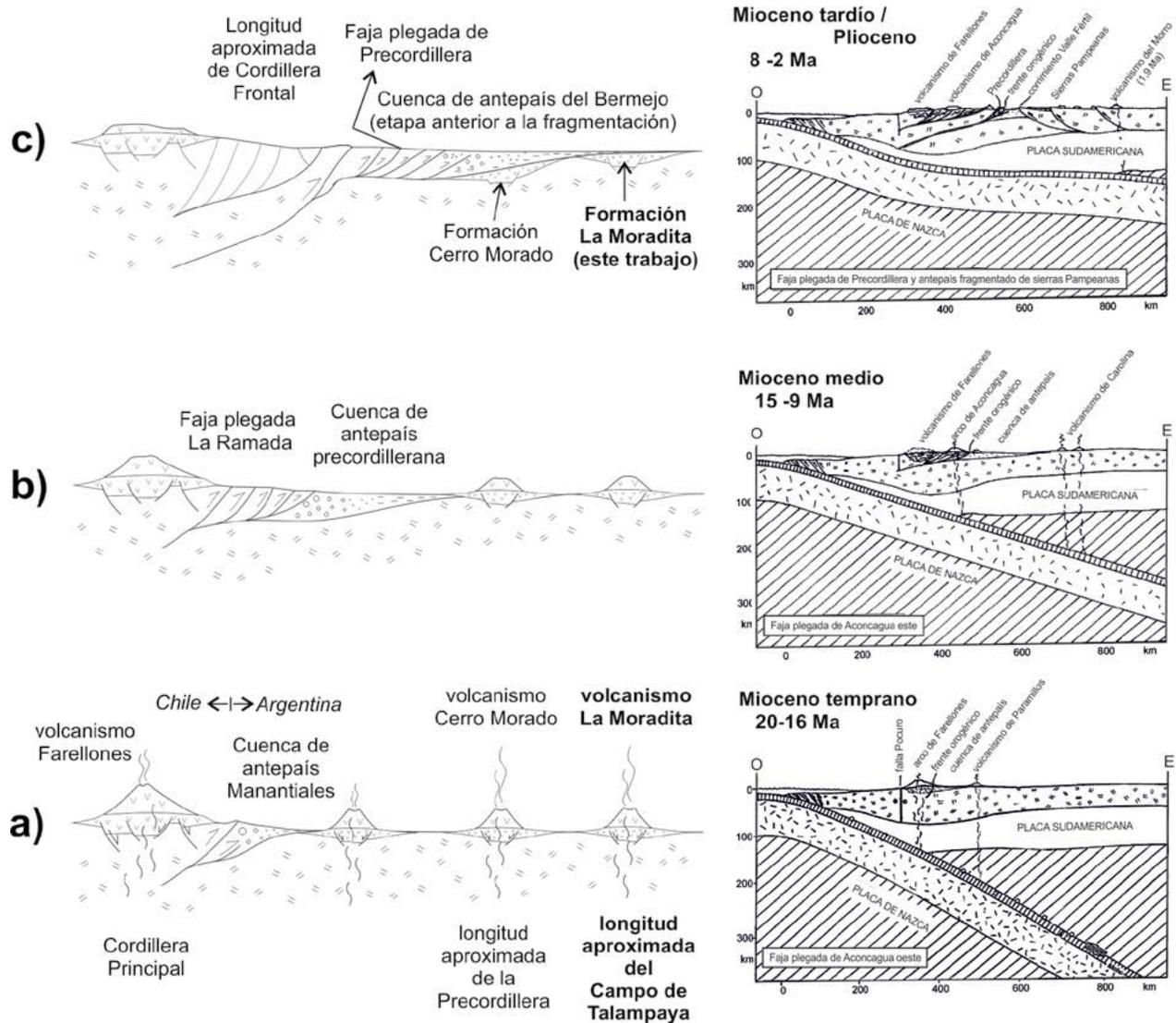
**Figura 18:** Ejercicios de flexión cortical realizados con el programa Flex2d (Cardozo y Jordan 2001) y redibujados en Corel Draw: a)  $T_e$  (espesor elástico)=30 km y b)  $T_e$ =10 km. El resto de las condiciones en a y b son iguales: Módulo de Young 70 Gpa, razón de Poisson 0.25. La densidad de los rectángulos es de  $2700 \text{ kg m}^{-3}$  y la carga está representada por 4 rectángulos de 2 km de base  $c/u$  (i.e. 8 km en total). La  $h$  de los rectángulos extremos tiene 1 km y los dos del centro 2 km  $c/u$ . Nótese cómo la cubeta flexural se profundiza (incrementa el espacio de acomodación) y enangosta (limitando la distribución areal de la unidad) al disminuir la rigidez y el espesor elástico producto de un mayor flujo térmico.

midad del sistema volcanosedimentario, compatible con la distribución de facies que indica un desarrollo cuneiforme del intervalo. Esto es consistente con un carácter conoidal-columbial, representando parte del propio edificio volcánico con el que se vincula.

Las asociaciones de facies volcanoclásticas proximales que dominan la sección basal de la unidad indicarían que estos depósitos representan vestigios del propio edificio volcánico. La composición del magmatismo y el análisis de facies y petrográfico de la Formación La Moradita indican que el volcanismo ocurrió con suficiente explosividad como para generar depósitos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas y depósitos de escoria y caída proximales, propios de sistemas volcánicos de radio reducido (<10 km, Walker 1973). El dominio de depósitos de bloques y cenizas, depósitos de caída proximales y de depósitos de flujos piroclásticos afectados por frecuentes retrabajos y resedimentación temprana indica pendientes superficiales elevadas y es consistente con la proximidad a bocas eruptivas. Es posible que, como indicara Parker (1974), la falla marginal de la Sierra de Valle Fértil o la intersección con las estructuras transversales que limitan los principales bloques de sierras en el área, hayan permitido el ascenso magmático y la construcción de sistemas volcánicos en la superficie, de los cuales la Formación La Moradita representaría un relicto.

Los espesores de la unidad junto con las

características antes enunciadas permiten suponer que el complejo volcánico habría generado carga litostática local capaz de flexionar la litosfera y favorecer la acomodación y preservación parcial de este registro (Fig. 17). A los efectos de testear la hipótesis de acomodación flexural se realizó un análisis flexural simple (Fig. 18) con el objeto de explicar: 1) la acomodación y potencial de preservación de esta unidad dentro del antepaís andino y 2) la disposición con muy baja angularidad por encima de la Formación Cerro Rajado y debajo del Neógeno de la región. La figura 18 muestra que disminuyendo el espesor elástico (y en consecuencia, la rigidez flexural) por incremento del flujo térmico puede generarse, a partir de una carga puntual representada por el sistema volcánico, una flexión de longitud de onda corta que potenciaría la acumulación y preservación de esta unidad. Si bien modelaciones flexurales en otros contextos (Watts 2001, Smith *et al.* 2002) han permitido explicar el desarrollo de flexiones corticales de corta longitud de onda inducidas por cargas localizadas, asociadas a la construcción de aparatos volcánicos y debilitamiento térmico del sustrato (*e.g.*, Martina *et al.* 2006), el modelo para acomodar los espesores de la Formación La Moradita necesita de un espesor elástico ( $T_e$ ) muy reducido (Fig. 18b), difícil de alcanzar en contextos de litósferas continentales. Alternativamente, una menor longitud de onda que explica mejor la



**Figura 19:** Modelo evolutivo propuesto para el desarrollo estratigráfico de la Formación La Moradita (Campo de Talampaya) y el episodio regional de volcanismo andesítico datado entre ~20 y 17 Ma. En recuadro a la derecha diagramas evolutivos tomados de Ramos *et al.* (2002) indicando las etapas de la evolución del margen andino entre la época de subducción normal (anterior a la colisión de la dorsal de Juan Fernández) y la de subducción subhorizontal (finalizando con la fragmentación del antepaís y generación de las Sierras Pampeanas en el Mioceno tardío-Plioceno). Los diagramas en a), b) y c) constituyen etapas de evolución interpretadas a partir de la posición estratigráfica del volcanismo andesítico estudiado. Nótese en a) que el desarrollo de este volcanismo es casi contemporáneo con el de la alta Cordillera en Chile, con brechas andesíticas en la cuenca de Manantiales (intervalo Tc1 de Pérez 2001) y con el magmatismo ocurrido en la región de Paramillos a la latitud de Mendoza. En b) se expande la cuenca de antepaís y migra hacia el este desarrollando la faja plegada de La Ramada (Aconcagua) en coincidencia con el cese de la etapa volcánica analizada. En c) se muestra el rápido avance de la deformación hacia el ámbito de la Precordillera, el ensanchamiento de la cuenca de antepaís (prefragmentación) y el solapamiento de los registros volcánicos andesíticos que forman parte del relleno inicial de retroarco en la cuenca del Bermejo. A la longitud del Campo de Talampaya indicado en a) ubicado actualmente en la dorsal del corrimiento de Valle Férril (véase antepaís fragmentado del diagrama superior derecho y Fig. 16) el Mioceno medio está caracterizado por series pelítico-evaporíticas-eólicas (Formaciones Río Mañero y El Médano) que cubren a la Formación La Moradita (véase Fig. 1).

restricción areal y el espesor localizado de la unidad (ambos parámetros entendidos como el espacio de acomodación disponible), como así también las relaciones estratigráficas de base y techo de la misma, puede alcanzarse a partir de fallamiento normal. En esta alternativa, el espacio de acomoda-

ción localizado está controlado por una tectónica distensiva que habría ocurrido en el retroarco, concomitantemente con este volcanismo andesítico (Fig. 19a). Esto requeriría de una etapa de extensión previamente no interpretada para la región. Esta última alternativa, es consistente con la posición

estratigráfica del intervalo volcanosedimentario que claramente antecede a la etapa de fuerte acortamiento y estructuración de la faja plegada y corrida (Fig. 19b) y la posterior fragmentación del antepaís (Malizia *et al.* 1995, Jordan *et al.* 1993a, 2001). En consecuencia, sugerimos que un episo-

dio de construcción volcánica y agradación rápida, asociado con una etapa de actividad volcánica (*cf.*, Smith 1987, 1991) y fallamiento normal, habría inducido una acomodación localizada y amplificado el potencial de preservación de estos registros volcanosedimentarios, muy próximos a edificios volcánicos que tienen la capacidad de modificar abruptamente el perfil de equilibrio e incrementar el relieve y la tasa de suministro (volcánico + volcánoclastico). Esto permitiría explicar contrastes estratofábricos que pueden resultar en discordancias de bajo ángulo o fuertemente erosivas como las que limitan al intervalo estudiado (respectivamente en la base y techo) que resultan de rotación, erosión, reciclado y truncamiento. Asimismo, estos mecanismos son consistentes con el hecho de que la Formación Vinchina, unidad que regionalmente solapa al episodio volcánico, contenga localmente en su base un intervalo de areniscas andesíticas (*cf.*, Parker 1974) y que las unidades neógenas que solapan a la Formación La Moradita en el campo de Talampaya (Formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero) se apoyen en contacto neto (con un salto de facies notable), indicando la existencia de una discordancia erosiva entre ambas.

Unidades correlativas en la Precordillera y en el Famatina (Fig. 16) permiten sostener que el volcanismo basandesítico habría sido de carácter regional y contemporáneo, abarcando centenares de kilómetros dentro del retroarco. Si bien este notable ensanchamiento del volcanismo dentro de la región pampeana ha sido sugerido como evidencia de una etapa de horizontalización prematura de la subducción en el contexto de los Andes Centrales (Limarino *et al.* 2002, Dávila *et al.* 2004, Collo *et al.* 2017), es posible que este evento se asocie con fenómenos de fusión parcial y anomalías térmicas inducidas por el desarrollo de una cuña astenosférica en el retroarco (*cf.*, Litvak y Poma 2010), desvinculada con la horizontalización y segmentación actual de los Andes. Más al oeste en la Cordillera Frontal de San Juan, Pérez (2001) describió un intervalo basal de brechas andesíticas en la región de Manantiales que de acuerdo a su geoquímica fue asignado a volcanismo típico de retroarco. Estas unidades fueron correlacionadas con unidades similares mapeadas por Leveratto (1976) en proximida-

des de Barreal acotadas entre 18 y 20 Ma e interpretadas como andesitas de retroarco (Perez y Ramos 1996, Pérez 2001). Mas al sur, en la Cordillera Principal de Mendoza, Sruoga *et al.* (2008) describen series calco-alcalinas de alto potasio (Complejo Volcánico Cordón del Burrero) abarcando un espectro composicional muy amplio, con abundante participación de basaltos y andesitas basálticas con características geoquímicas consideradas transicionales entre los ambientes de arco y retroarco. Estos fueron comparados con los basaltos y andesitas del ciclo eruptivo Molle (Nullo *et al.* 2002) con definido sello tholeítico.

Alonso *et al.* (2011) consideraron las manifestaciones volcánicas del Mioceno temprano en relación con la evolución del antepaís a ~30°S y ubicaron al volcanismo de la Formación Cerro Morado en Precordillera dentro de una etapa inicial de estructuración del antepaís. Sin embargo, tal vez este evento se correlacione mejor con la etapa previa, asociada con un estadio de mayor inclinación de la subducción y dentro de un ambiente extensional de retroarco (Fig. 19a), similar al del basalto las Máquinas (Ramos *et al.* 1989, Kay *et al.* 1991, Litvak *et al.* 2007) con expresión regional, incluso fuera del segmento andino central (Charrier *et al.* 2002, 2014). En este sentido, varios autores (Kay *et al.* 1987, 1991, Kay y Copeland 2006, Sruoga *et al.* 2008, Charrier *et al.* 2014) sugieren que el volcanismo de ~ 20 Ma representaría la transición de un régimen extensional a uno compresivo dentro de la región del retroarco, al menos entre San Juan y Neuquén. En Chile, este evento estaría marcado por la discordancia en la base de la Formación Farallones (Charrier *et al.* 2002, 2014) y en Argentina, cronológicamente antecede al desarrollo de la cuenca de antepaís (Perez 2001, Jordan *et al.* 1993a, 2001).

Algunos de estos aspectos podrían profundizarse con estudios geoquímicos isotópicos complementarios de la suite volcánoclastica aquí estudiada. No obstante, en el caso del campo de Talampaya, en el dorso oriental de la sierra de Valle Fértil - sierra Morada - cerro Rajado - cerro Bola (Fig. 1), el desarrollo de una potente serie neógena de grano fino (*e.g.*, Formación Río Mañero y equivalentes) solapando concordantemente a esta unidad indica que el episodio volcánico antecede a la típica cuña sedimentaria

de antepaís y a la etapa póstuma de fragmentación.

Si bien existen conglomerados en las series infrayacentes, los mismos poseen significados diferentes a los del Neógeno (véase Análisis Estratigráfico). El conglomerado tabular delgado ubicado en la base de las series neógenas del campo de Talampaya puede considerarse como un depósito de nivelación, representando un intervalo condensado con retrabajo fluvio-eólico desarrollado en posiciones distales y ubicado en la base de las series de antepaís. Su gran distribución areal y el reducido espesor son consistentes con una escasez de relieve y amplia dispersión. Esto caracterizaría a etapas de equilibrio del paisaje durante el inicio de la subsidencia regional de gran longitud de onda asociada con la cuenca del Bermejo. Su posición estratigráfica en la base del evento volcánico andesítico que depositó la Formación La Moradita en el campo de Talampaya indica que el episodio magmático mioceno temprano que generó este intervalo, al menos en esta región, antecede a la sedimentación típica asociada con subsidencia flexural de gran longitud de onda característica de la cuenca de antepaís (Fig. 19b y c).

La influencia del magmatismo del Mioceno temprano en el retroarco de este segmento andino puede interpretarse independientemente a partir del análisis de trazas de fisión (Dávila *et al.* 2004). Coughlin *et al.* (1998) interpretaron edades de enfriamiento para las regiones de Famatina y Sierra de Maz que podrían constituir evidencias indirectas de una etapa de rápido calentamiento ocurrida en el Mioceno temprano. Aunque estos autores interpretaron este calentamiento asociado con etapas de soterramiento, alternativamente es posible que refleje la influencia de la actividad magmática desarrollada en el retroarco durante el Mioceno temprano. Asimismo, el incremento del flujo térmico asociado podría haber modificado las condiciones reológicas de la litósfera, disminuyendo el espesor elástico (*cf.* Ramos *et al.* 2002). Sin embargo, resulta difícil, que por sí sólo, este factor alcance para generar un espacio de acomodación tan localizado durante las etapas iniciales de estructuración del antepaís. En este sentido, la alternativa de tectónica extensional concomitante con el volcanismo andesítico explicaría de manera más sencilla la distri-

bución localizada de este episodio volcánico y su preservación excepcional (Fig. 19a). Kay y Mpodozis (2002) reconocieron actividad volcánica durante el Mioceno temprano en la región orogénica interna, que asociaron con el cambio en los patrones de convergencia (velocidad y dirección) ocurridos ~24 Ma (Pardo Casas y Molnar 1987, Somoza 1988; Maloney *et al.* 2013). A partir de ese momento, se inició una convergencia ortogonal (Yañez *et al.* 2001) que afectó al segmento andino central induciendo progresivamente la subhorizontalización de la subducción, que a partir de ca. 20-16 Ma (Fig. 19) fue acompañada por el rápido desarrollo de la cuña orogénica y la migración del antepaís (Jordan *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002). Asociado con el cambio de la cinemática regional y la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos (Cande y Leslie 1986), se produjo un magmatismo andesítico en la Cordillera Principal y Frontal (arco de Farellones) fechado entre  $20 \pm 0,5$  Ma y  $16,6$  Ma al que se asocian domos andesíticos y cuerpos subvolcánicos dacíticos que intruyeron la región de retroarco (Kay *et al.* 1991) y han sido reconocidos en Paramillos (Fig. 19) y datados entre  $18,9 \pm 0,7$  Ma y  $16 \pm 0,8$  Ma (Ramos *et al.* 1991). Según Ramos *et al.* (2002) este episodio magmático con firmas geoquímicas típicas de retroarco finalizó a los  $15 \pm 0,51$  Ma e indicaría la transición entre una subducción relativamente empinada con influencia de cuña astenosférica (Fig. 10a en Ramos *et al.* 2002), y el proceso de horizontalización que afectó al segmento andino central a partir del Mioceno medio (Kay y Copeland 2006). Más recientemente, Limarino *et al.* (2002) y Dávila *et al.* (2004) notaron la propagación y extensión de las manifestaciones volcánicas hacia el interior continental a la latitud de entre  $29^\circ$  y  $31^\circ$  (LS). Nuestro trabajo permite generalizar la distribución del episodio volcánico neógeno temprano dentro del retroarco (Fig. 19), y lejos de estar reflejando una clara tendencia de migración espacial con edades progresivamente más jóvenes hacia el interior continental, está bien acotado a un intervalo entre 20 y 16 Ma. No obstante, vale mencionar que a escala regional deben tenerse en cuenta las particularidades asociadas con posibles efectos de propagación de la deformación en sentido oeste-este y comportamientos

localizados donde la partición de esfuerzos genera campos transtensivos que favorecen este tipo de manifestaciones. En este sentido, es posible que el lineamiento de Valle Fértil haya tenido en el pasado un comportamiento diferente al que evidencia en el presente, facilitando el desarrollo de volcanismo en esta región.

Desde un punto de vista paleogeográfico, el episodio regional de volcanismo andesítico del Mioceno temprano en el retroarco habría generado aparatos volcánicos localizados como el que genero la Formación La Moradita asociados con tectónica distansiva que favorecieron la acomodación y preservación excepcional, precediendo el desarrollo de la cuenca de antepaís del Bermejo.

## CONCLUSIONES

Se cartografió, estudió y definió una unidad volcanosedimentaria en el campo de Talampaya, próximo al límite interprovincial entre La Rioja y San Juan, la cual se denominó Formación La Moradita, utilizando las normativas del código de nomenclatura estratigráfica vigente.

El intervalo de 100 m de espesor máximo se apoya en suave discordancia angular sobre la Formación Cerro Rajado (asignada al Cretácico) y es solapada concordantemente por el Neógeno bien conocido en la región. Cartográficamente tiene una geometría lenticular y una extensión de ~21 km en sentido norte-sur.

La unidad inicia con un conglomerado basal tabular delgado y cuarzo de expresión regional que en la localidad rápidamente se torna volcánico. Por encima de este intervalo basal se reconocen dos miembros, uno inferior dominado por asociaciones de facies volcanoclásticas (depósitos de bloques y ceniza, flujos ignimbríticos, oleadas piroclásticas y depósitos de caída) de composición predominantemente andesítica y otro superior predominantemente epiclástico (volcanogénico desde el punto de vista composicional) y dominado por procesos de retrabajo del miembro inferior. La serie es, a nivel general, grano-estratodecreciente y refleja una evolución desde una etapa volcánica indicando una gran proximidad al centro eruptivo, hasta una etapa posvolcánica caracterizada por procesos de retrabajo y aplanamiento del relieve.

Su datación permitió establecer una edad

ca. 20-18 Ma. Ésta es consistente con otras edades reconocidas en la Precordillera y en el Famatina para depósitos de similar composición. Por esta razón, se agrupan dentro de un único evento de carácter regional desarrollado en el retroarco andino entre 20 y 16 Ma, que precede al relleno de la cuenca de antepaís del Bermejo y la horizontalización de la subducción en el segmento sur de los Andes centrales.

De acuerdo con nuestro análisis, la construcción de aparatos volcánicos localizados junto al debilitamiento térmico regional no habría alcanzado como para generar una flexión cortical tan localizada, permitiendo la adición de fallas normales explicar la acomodación y preservación excepcional de este registro de volcanismo al inicio del Neógeno en gran parte del retroarco. La suave discordancia angular que la separa de la unidad infrayacente (Formación Cerro Rajado) y el solapamiento progresivo de la suprayacente Formación El Médano (Mioceno medio) con depósitos de areniscas y conglomerados volcanogénicos habrían resultado de la combinación de rotación, erosión, reciclado y truncamiento.

En el campo de Talampaya donde las relaciones estratigráficas son claras y la complejidad tectónica es menor que en la Precordillera y el Famatina puede afirmarse que este episodio volcanosedimentario ocurrió con antelación al relleno de la cuenca del Bermejo y la posterior fragmentación del antepaís.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR) por la realización de las hojas geológicas escala 1:100.000 en el Campo de Talampaya, particularmente, al programa de Cartas Geológicas por la renovación y cartografía permanente de sitios de Interés Geológico de la República Argentina y al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (PICT 2015-2074 a CC) quienes subvencionaron el trabajo. RA y CC agradecen al CONICET y a la universidad pública (CICTERRA-UNC y la CIGYB-UNSJ, respectivamente) donde desempeñan su trabajo. Agradecemos al Dr. F.M. Dávila la modelación cortical realizada con el programa Flex2D y comentarios a una versión preliminar del manuscrito. Agradecemos asimismo a los árbitros de

la revista, Dres. V.A Ramos y C.O. Limarino quienes contribuyeron a pulir el texto y sus comentarios y sugerencias mejoraron el trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Heller, P.L. 2012. The timing, distribution and significance of tectonically generated gravels in terrestrial sediment routing systems. En: Busby, C. y Azor Pérez, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell, 111-130, New Jersey.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Alonso, M.S., Limarino, C.O., Litvak, V.D., Poma, S.M., Suriano, J. y Remesal M.B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the Andean Orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J.A y Marquillas, R.A. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, 23-45, Salta,
- Arguden, A.T. y Rodolfo, K.S. 1990. Sedimentologic and dynamic differences between hot and cold laharic debris flows of Mayon Volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin* 102: 865-876.
- Borrello, A. y Cuerda, A. 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, *Noticias* 7: 3-15.
- Bossi, G.E. 1977. La Formación Cerro Rajado, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana* 14:19-40.
- Braccini, I.O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuana-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23: 260-265.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P. 1992 A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 54: 504-520.
- Branney, M.J., y Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic Density Currents in the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society Memoirs* 27, 1-152, Londres.
- CAE, 1992 (Código Argentino de Estratigrafía). Comité Argentino de estratigrafía. Serie "B" (Didáctica y Complementaria), N°20, Asociación Geológica Argentina, 1-64, Buenos Aires.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales. En: Turner, J.C.M. (ed.), 2° Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, I: 225-291, Córdoba.
- Cande, S.L. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496.
- Cardozo, N. y Jordan, T. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Basin Research* 13: 335-357.
- Carey, R.J. y Houghton, B.F. 2010. "Inheritance": An influence on the particle size of pyroclastic deposits. *Geology* 38: 347-350.
- Carey, R.J., Houghton, B.F., Sable, J.E. y Wilson, C.J.N. 2007. Contrasting grain size and componentry in complex proximal deposits of the 1886 Tarawera basaltic Plinian eruption. *Bulletin of Volcanology* 69: 903-926.
- Carey, S.N. 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in volcanic setting*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 45: 39-57, Oklahoma.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1987. Volcanic successions - Modern and Ancient. A geological approach to process, products and successions. Unwin Hyman, 1-528, Londres.
- Caselli, A.T., Marsicano, C.A. y Arcucci, A.B. 2001. Sedimentología y Paleontología de La Formación Los Colorados, Triásico Superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 173-188.
- Cashman, K.V., Sturteran, B., Papale, P. y Naron, O. 2000. Magmatic Fragmentation. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 421-430, Amsterdam.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flatslab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S. L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F. y Sagripanti, L. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). En: Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D. y Farías, M. (eds), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, Special Publications 399, <http://dx.doi.org/10.1144/SP399.20>, Londres.
- Chough, S.K. y Sohn, Y.K. 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology* 37: 1115-1135.
- Ciccioli, P., Limarino, C.O., Friedman, R. y Marensi, S.A. 2014. New high precision U-Pb ages for the Vinchina Formation: implications for the stratigraphy of the Bermejo Andean foreland basin (La Rioja province, western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 56: 200-213.
- Collo, G., Dávila, F. M., Nóbile, J., Astini, R. A. y Gehrels, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics* 30, TC4012, doi:10.1029/2010TC002841.
- Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nóbile, J., Sant' Anna L.S. y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. y Holcombe, R.J. 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology* 26: 999-1002.
- Crowe, B.M. y Fisher, R.V. 1973. Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 2: 663-682.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 463-482.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina Belt): Implications for Central Andean foreland development. *Geological Society of America Bulletin* 119: 609-622.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E. y Kay, S.M. 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 89-101.
- Dávila, F.M. Astini, R.A. y Ezpeleta, M. 2005. Sucesiones lacustres postgondwánicas-preandinas en la región de Famatina (La Rioja y Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*

- tina 60: 88-95.
- DeBey, T.M., Roy, B.R. y Brady, S.R. 2012. The U.S. Geological Survey's TRIGA reactor: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2012-3093, 2 p. Reston.
- Fauqué, L. 2000. Descripción geológica de la Hoja 2969-4 Villa Unión (provincias de La Rioja y San Juan). Servicio Geológico Minero Argentino (inédito) 1-68, Buenos Aires.
- Fierstein, J., Houghton B.F., Wilson, C.J.N. y Hildreth, W. 1997. Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76: 215-227.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1994. Volcaniclastic sediment transport and deposition. En: Pye, K. (ed.), *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, 351-388, Londres.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 1-442, Berlin.
- Fisher, R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Geological Society of America Bulletin* 71: 973-982.
- Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin* 72: 1409-1414.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews* 1: 287-298.
- Fisher, R.V., y Heiken, G.H. 1982. Mt. Pelee, Martinique: May 8 and 20 pyroclastic flows and surges: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13: 339-371.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F. y Elliot, D.H. 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 41: 15-32.
- Flores, M. A., y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. *Geología de la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 567-579, Córdoba.
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P., Colbold, P.R. y Coward, M.P. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of North Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau* 63: 357-388.
- Freundt, A., Wilson, C.F.N. y Carey, S.N. 2000. Ignimbrites and block and ash flow deposits. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 581-600, Amsterdam.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 92: 1-104, Buenos Aires.
- Furque, G. 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b Cerro La Bolsa (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 125: 1-70, Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c Jachal (provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164: 1-79, Buenos Aires.
- Gentili, C.A. 1972. Descripción geológica de la Hoja 17c, Cerro Rajado: Provincias de La Rioja y San Juan. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Servicio Nacional Minero Geológico, 1-62, Buenos Aires.
- Heap, M.J., Kolzenburg, S., Russell, J.K., Campbell, M.E., Welles, J., Farquharson, J.I. y Ryan, A. 2014. Conditions and timescales for welding block-and-ash flow deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289: 202-209.
- Heller, P.L. y Paola, C. 1989. The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier Orogenic Belt, United States western interior. *Geological Society of America Bulletin* 1001: 864-875.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., y Paola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland basin sequences. *Geology* 16:501-504.
- Heller, P.L., Dueker, K. y McMillan, M., 2003. Post-Paleozoic alluvial gravel transport as evidence of continental tilting in the U.S. Cordillera. *Geological Society of America Bulletin*, 115: 1122-1132.
- Hildreth, W. y Drake, R.E. 1992. Volcan Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 54: 93-125.
- Hoblitt, R.P. y Kelloggs, K.S. 1979. Emplacement temperature of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques. *Geological Society of America Bulletin* 90: 633-642.
- Houghton B.F. y Wilson, C.J.N. 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 51: 451-462.
- Houghton B.F. y Carey, R.J. 2015. Pyroclastic Fall Deposits. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Segunda Edición. Academic Press, 599-616, Amsterdam.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. y Pyle, D.M. 2000. Pyroclastic fall deposits. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 555-570, San Diego.
- Houghton, B.F., Wilson C.J.N., Fierstein J. y Hildreth, W. 2004. Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 66: 95-133.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnsson, P.A. y Naeser, C.W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age, and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. En: Homewood, P. y Allen, P. (eds.), *Foreland Basins*. Special Publication International Association of Sedimentologists, Blackwell, 223-225, Oxford.
- Johnsson, P.A., Johnson, N.M., Jordan, T.E., y Naeser, C.W. 1984. Magnetic polarity and age of the Quebrada del Cura, Rio Jáchal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-96, Bariloche.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F., y Drake, R.E. 1993a. Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: the Precordillera, 30°-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101 (2): 135-156.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W. 1993b. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración. Hidrocarburos, Mendoza, Actas 2: 132-141; Mendoza.
- Jordan, T.E., Ruttly, P.M., McRae, L.E., Beer, J.A., Tabbutt, K. y Damanti, J.F. 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul section, Precordillera thrust belt, San Juan Province, Argentina. *Journal of Geology* 98: 519-539.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F., y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, S.M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. En: Kay, S.M., y Ramos, V.A (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper* 407: 185-213. Boulder.
- Kay, S.M., MaksaeV, V.A., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi, C., 1987. Probing the evolving An-

- dean lithosphere: Mid-late Tertiary Magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munisaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the Central Andes (28-33°S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 26: 113-137, Boulder.
- Kuiper, K. F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman W., Renne, P.R., y Wijbrans, J.R. 2008. Synchronizing rock clocks of the Earth. *Science* 320: 500-504.
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B. y Kim, J.S. 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4507-4512.
- Leveratto, M.A. 1976. Edad de los intrusivos cenozoicos de la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 53-58.
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 83-99.
- Limarino, C., Sessarego, H., Lopez Gamundi, O., Gutiérrez, P. y Césari, S. 1988. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de La Ciénaga, oeste de Huaco, provincia de San Juan: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 153-167.
- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R., Gagliardo, M.L. y Escosteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 289-304.
- Litvak, V.D. y Poma, S. 2010. Geochemistry of mafic Paleocene volcanic rocks in the Valle del Cura region: Implications for the petrogenesis of primary mantle-derived melts over the Pampean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 705-716.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 117-137.
- López Gamundi, O., Álvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, I., Fernández Seveso, F., Legarreta, L., Kokogian, D., Limarino, C. y Sessarego, H. 1989. Cuencas intermontanas. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 123-167, Tucuman
- López Gamundi, O., Limarino, C.O. y Cesari, S. 1986. Evidencias sedimentológicas de la evolución paleoambiental del Paleozoico Superior de las cuencas Calingasta-Uspallata-Paganzo. 1º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes 141-144, La Plata.
- Malizia, D.C. y Limeres, M.H. 1984. Estudio de facies de la Formación Quebrada del Médano en el perfil de la quebrada epónima. Provincia de La Rioja. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 310-321, Bariloche.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y Tabbutt, K.D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology* 96: 231-255.
- Maloney, K., Clarke, G., Klepeis, K y Quevedo, P. 2013. The late Jurassic to present evolution on the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics* 32(5): 1049-1065.
- Martina, F.M., Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2006. Volcanic controls on sedimentation in retroarc foreland basins: a case from Mio-Pliocene volcanoclastic deposits of Famatina (28°40'S), Argentina, southern Central Andes. *Sedimentary Geology* 186: (2): 51-65.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, 1-196, Hobart.
- Michol, K.A., Russell, J.K.R., Andrews, G.D.M. 2008. Welded block and ash flow deposits from Mount Meager, British Columbia, Canada. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 169: 121-144.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. 2013. Depósitos volcánoclasticos: Términos y conceptos para una clasificación en Español. *Revista Geológica de América Central* 48: 15-39.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57:119-132.
- Ohba T. y Nakagawa, M. 2002. Minerals in Volcanic Ash 2: Non-magmatic Minerals. *Global Environmental Research* 6: 53-59.
- Orton, G.J. 1996. Volcanic environments. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 485-567, Oxford.
- Oviedo, N.del V. y Astini, R.A. 2014. Depósitos volcánosedimentarios del Cretácico en la región cumbral de la Sierra Chica (Córdoba) y redefinición de la Formación El Pungo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 472-483.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 231-247.
- Pérez, D. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 693-705.
- Perez D.J. y Ramos, V.A. 1996. Los depósitos sinorogénicos. En: Ramos, V.A. *et al.* (eds), *Geología de la Región del Aconagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico Anales 24 (11): 317-341, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico y Minero, 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., Page, R. y Munizaga, F., 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 336-352.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M. 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud. *Geocronología y relaciones tectónicas*. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 892-896, Viña del Mar.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E. y Johnson, N.M. 1987. Cronología Neogénica y velocidad de sedimentación en la cuenca de la Troya, La Rioja. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 109-112, San Miguel de Tucumán.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M. y Tabbutt, K.D. 1990. Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 102: 1607-1622.
- Roobol, M.J., Smith, A.L. y Wright, J.V. 1987. Lithic breccias in pyroclastic flow deposits on St.

- Kitts, West Indies. *Bulletin of Volcanology* 49: 694-707.
- Sarocchi, D., Sulpizio, R., Macías, J.L., Saucedo, R. 2011. The 17 July 1999 block-and-ash flow (BAF) at Colima Volcano: New insights on volcanic granular flows from textural analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 204: 40-56.
- Schmincke, H.U. y Van del Boogard, P. 1991. Tephra layers and tephra events. En: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, 392-429, Berlin.
- Sheridan, M.F. y Updike, R.G. 1975. Sugarloaf Mountain Tephra — A Pleistocene Rhyolitic Deposit of Base-Surge Origin in Northern Arizona. *Geological Society of America Bulletin* 86: 571-581.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow-hiperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in volcanic setting*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 45: 59-70, Oklahoma.
- Smith, G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1-10.
- Smith, G.A. 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, U.S.A.. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.G. (eds.), *Recent developments in fluvial sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 39: 217-228, Oklahoma.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 45: 109-121, Oklahoma.
- Smith, G.A., Moore, Y.D., y McIntosh, W.C. 2002. Assessing roles of volcanism and basin subsidence in causing Oligocene-Lower Miocene sedimentation in the Northern Rio Grande Rift, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 72: 836- 848.
- Smith, R. L. 1960. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin* 71: 795-842.
- Sohn, Y.K. y Chough, S.K. 1993. The Udo tuff cone, Cheju Island, South Korea: Transformation of pyroclastic fall into debris fall and grain flow on a steep volcanic cone slope. *Sedimentology* 40: 769-786.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Sparks, R.S.J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23: 147-188.
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L. 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology* 1:115-118.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1977 Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constraints in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 359-362.
- Sulpizio, R., y Dellino, P. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. En: Gottsman, J. y Marti, J. (eds.), *Calderas Volcanism Analysis, Modeling and Response*. *Developments in Volcanology*. Elsevier, 10: 57-96, Amsterdam.
- Tucker, M., 1991. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Blackwell Science, Second Edition, 1-260, Londres.
- Turrin, B.D., Swisher III, C.C. y Deino, A.L. 2010. Mass discrimination monitoring and intercalibration of dual collectors in noble gas mass spectrometer systems, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q0AA09, doi:10.1029/2009GC003013.
- Valentine, G.A. 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology* 49: 616-630.
- Valentine, G.A. y Fisher, R.V. 2000. Pyroclastic surges and blasts. En: Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 571-580, San Diego.
- Valkiers, S., Vendelbo, D., Berglund, M., de Podesta, M. 2010. Preparation of argon Primary Measurement Standards for the calibration of ion current ratios measured in argon: *International Journal of Mass Spectrometry* 291: 41-47.
- Vallance, J.W., 2000. Lahars. En: Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 601-616, San Diego.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiliguirian, P., Go-deas, M., Marín, G., Pezzutti, N., y Sepúlveda, E. 2007. Hoja geológica 3166-III, Chepas, provincias de San Juan y La Rioja, Servicio Geológico Minero Argentino. 1-251, Buenos Aires
- Walker, G.P.L. 1973. Length of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 274: 107-118.
- Walker, G.P.L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 65-88.
- Watts, A.B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, 1-356, Cambridge.
- White, J.D.L. y Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34 (8): 677-680.
- Wilson, C.J. N. y Houghton, B.F. 2000. *Pyroclast Transport and Deposition*. En: Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 545-554, San Diego.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. 1979. A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America Special Paper* 180: 177-194. doi:10.1130/SPE180-p177.
- Wright, J.V. y Walker, G.P.L. 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9: 111-131.
- Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8: 315-336.
- Yañez, G., Ranero, G.R., von Huene, R. y Diaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the Southern Central Andes (32-34°S): implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during the upper Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.
- Yrigoyen, M.R. 1975. La edad Cretácica del Grupo Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 29-56, San Miguel de Tucumán.
- Zambrano, O., Rapalini, A.E., Dávila, F.M., Astini, R.A. y Spagnuolo, C.M. 2011. Magnetostatigraphy and Paleomagnetism of Early Neogene Synorogenic Strata: Basement Partitioning and Minor Block Rotation in Argentine Broken Foreland. *International Journal of Earth Sciences* 100: 591-602.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W. 1996. The Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80: 359-381.