

Periodos eruptivos e inter-eruptivos en el Grupo Choiyoi de la Precordillera mendocina

Daniel A. GREGORI¹ y Leonardo STRAZZERE²

Resumen: En la zona del Cerro Siete Colores, ubicado al este de Uspallata, en la Precordillera mendocina, se localiza un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias que fue asignado a la sección ácida del Grupo Choiyoi, alcanzando las segundas 300 m de espesor.

Las volcánicas, que representan un periodo altamente explosivo, incluyen dos eventos eruptivos con grandes volúmenes de rocas, siendo el primero generado por pulsos piroclásticos unitarios a los que les siguieron plumas volcánicas sustentadas durante largos periodos con colapsos parciales. El segundo evento eruptivo es correlacionable con cuerpos dómicos que tienen una edad Pérmico inferior alto. El mismo muestra una disminución areal considerable respecto al primero, así como un estadio generalizado de subsidencia en el área estudiada.

Las asociaciones sedimentarias del primer evento inter-eruptivo se hallan constituidas por conglomerados, fanglomerados, areniscas, calizas y fangolitas y representan flujos densos, lahares, ambientes fluviales y lagunares. Estos últimos son los que poseen el mayor desarrollo areal y se encuentran representados por calizas donde se reconocen estromatolitos, restos de vermes y palinomorfos.

El segundo evento inter-eruptivo está casi exclusivamente representado por sistemas lagunares y posiblemente fue de mayor duración que el primero. La morfología y el espesor de los depocentros fue condicionada por la estructura previa de las Formaciones Bonilla (Cambro-Ordovícico) y Formación Santa Elena (Carbonífero) así como por un sistema de fallamiento generalizado durante los últimos eventos volcánicos del Grupo Choiyoi.

Abstract: *ERUPTIVE AND INTER-ERUPTIVE STAGES IN THE CHOIYOI GROUP OF THE MENDOZA PRECORDILLERA.* In the area of the Cerro Siete Colores, located east of Uspallata, in the Mendoza Precordillera, appears a set of volcanic and sedimentary rocks which were assigned to the acidic section of the Choiyoi Group. The sedimentary rocks reach 300 m thickness. The volcanic rocks represent a highly explosive period that includes two eruptive events with large volumes of rock, being the first generated by a single-surge current followed by quasi-steady phase sustained currents. The second eruptive event represented by highly-welded ignimbrites, can be correlated with the emplacement of domes of late Lower Permian age. It shows a considerable areal reduction compared to the first event, as well as a generalized stage of subsidence.

The first inter-eruptive sedimentary event is made up by conglomerates, sandstones, limestones and mudstones that represent dense flows, lahars, lagoon and river environments. The latter have the largest areal development and are constituted by limestones where stromatolite, verme and palynomorph remains were recognized. The second inter-eruptive event is almost exclusively represented by lagoon systems and was probably larger than the first. The morphology and the thickness of the depocenters were conditioned by the previous structure of the Bonilla (Cambro-Ordovician) and Santa Elena (Carboniferous) formations, as well as by a widespread system of faulting during the last volcanic events of the Choiyoi Group.

Palabras clave: Grupo Choiyoi. Precordillera. Mendoza. Estadios eruptivos e inter-eruptivos. Pérmico inferior. Argentina.

Key words: Choiyoi Group. Mendoza Precordillera. Eruptive and inter-eruptive stages. Lower Permian. Argentina.

¹ INGEOSUR, Cátedra de Geología Argentina, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: usgregor@ciba.edu.ar

² Minera Andacollo S.A., Andacollo, Neuquén, Argentina. E-mail: leostrazzere@hotmail.com

Introducción

La provincia magmática Choiyoi (Llambías, 1999) representa un ciclo volcánico de considerable actividad desarrollado durante el Permo-Triásico, con afloramientos ($> 200.000 \text{ km}^2$) que se extienden desde la provincia de La Rioja a la provincia de Neuquén. La actividad magmática se desarrolla principalmente a lo largo de la cadena andina (Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Precordillera, Cordillera Neuquina), pero también se han reconocido afloramientos en porciones extrandinas (Bloques de San Rafael, Las Matras y Chadileuvú y Sierras de San Luis, *Figura 1A, B*). En la Precordillera de Mendoza (*Figura 1A*), los afloramientos forman dos cinturones N-S casi paralelos. La Formación Portezuelo del Cenizo (Coira y Koukharsky, 1976) y la Formación Tambillos (Cortés, 1985) forman el cinturón occidental, mientras que la Formación Mal País (Harrington, 1941) conforma el cinturón oriental (Cortés *et al.*, 1997). El área de estudio se ubica 7 km al este de la localidad de Uspallata, en la zona de la Quebrada de Santa Elena (*Figura 1C*). En este sector, Cortés *et al.* (1997) denominaron a las rocas piroclásticas y epiclásticas Formación Siete Colores (Triásico medio). Una secuencia sedimentaria, incluyendo calizas, de más de 300 m de espesor, fue encontrada durante las tareas de detalle que se realizó en la Formación Siete Colores. Los afloramientos ($> 8 \text{ km}$ de largo) forman parte de un evento volcanoclástico mayor ($\sim 1.000 \text{ m}$ de espesor).

Debido a la amplia actividad volcánica acaecida en esta zona (Strazzere y Gregori, 2005; Strazzere *et al.*, 2006) se pueden reconocer espesos depósitos volcánicos y volcanoclásticos que se encuentran orientados en dirección N-S.

Este trabajo se enfoca en los resultados de los estudios realizados en la Formación Siete Colores con el propósito de establecer la naturaleza y ubicación de la zona fuente, comprender la evolución y configuración de los depocentros sedimentarios así como la influencia de los eventos volcánicos en el proceso sedimentario. También se realizan comparaciones con los eventos volcánicos del Grupo Choiyoi reconocidos en zonas cercanas por Strazzere *et al.* (2006).

Geología del sector sur de la Precordillera occidental mendocina

En la zona de Uspallata, las rocas más antiguas son metamorfitas de bajo grado que pertenecen a la Formación Bonilla y a la Formación Puntilla de Uspallata (Keidel, 1939, nom subst. Varela, 1973; Rodríguez, 1967). Las rocas forman fajas N-S compuestas por escamas tectónicas vergentes al oeste (*Figura 1C*). Análisis radiométricos (Cucchi, 1971; Varela, 1973; Caminos, 1979; Davis *et al.*, 1999) en rocas ígneas y micas indican edades del Ordovícico al Devónico superior.

Las sedimentitas marinas del Carbonífero tardío-Pérmico temprano descansan discordantemente sobre las metamorfitas (Yrigoyen, 1976). Estas rocas están cubiertas mediante discordancia angular (*Figura 1C*) por una sucesión de volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi (Strazzere y Gregori, 2005). Cortés *et al.* (1997) describen depósitos de caída de ceniza y brechas, con escasos componentes epiclásticos en contacto tectónico con el Grupo Choiyoi. A estas rocas las denomina Formación Siete Colores, correlacionándolas con la Formación Tunduqueral (Cortés *et al.*, 1997) y la Formación Cabras (Morel y Artabe, 1993) del Triásico medio. Sin embargo, dataciones K/Ar (Rocha Campos *et al.*, 1971) en tobas cristalinas de la Formación Siete Colores indican edades de $246 \pm 14 \text{ Ma}$, $221 \pm 14 \text{ Ma}$, y

214±14 Ma. Esta sucesión fue asignada al Grupo Choiyoi por Rocha Campos *et al.* (1971), explicando que estas edades, relativamente jóvenes, se deben a la pérdida de Ar por alteración de los feldespatos.

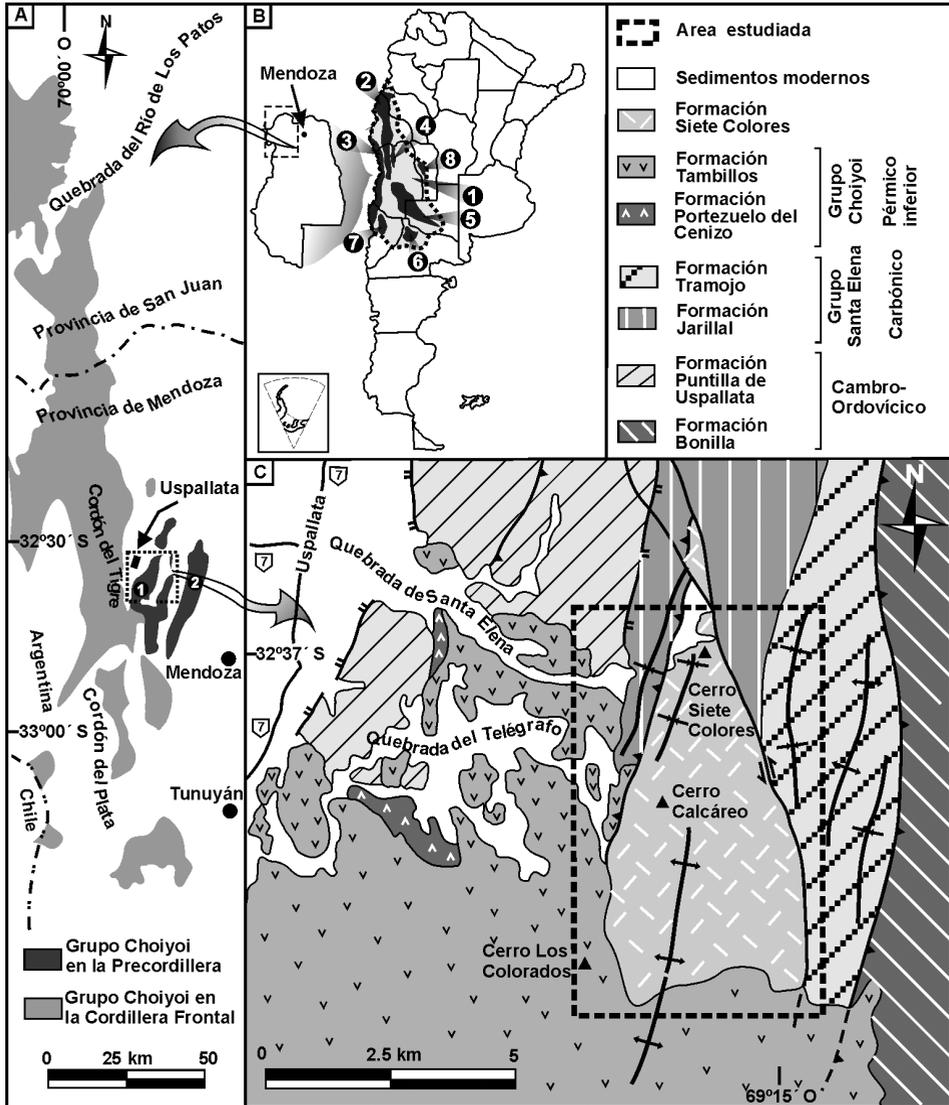


Figura 1. A) Afloramientos del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan y en el sector sur de la Precordillera. 1) Formaciones Portezuelo del Cenizo y Tambillos (Coira y Koukharsky, 1976; Cortés *et al.*, 1985). 2) Formación Mal País (Harrington, 1941) B) Afloramientos del Grupo Choiyoi: 1) Provincia magmática Choiyoi (Llambías, 1999). 2) Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan. 3) Cordillera Principal de San Juan, Mendoza y Neuquén. 4) Precordillera de Mendoza. 5) Bloque San Rafael, Las Matras y Chadileuví. 6) Comarca Nordpatagónica. 7) Macizo del Chachil y Cordillera del Viento. 8) Extremo sur de la Sierra de Varela. C) Geología del sector occidental de la Precordillera de Mendoza (al este de Uspallata) según Cortés *et al.* (1997).

Geología local

Este estudio se centra en los afloramientos de la Formación Siete Colores, entre los $69^{\circ} 14'$ y $69^{\circ} 18' O$ y entre los $32^{\circ} 36'$ y $32^{\circ} 41' S$. Las rocas más antiguas (Formación Puntilla de Uspallata) afloran en el sector oeste del mapa y forman un cinturón N-S limitado por fallas. Se trata de metamorfitas de bajo grado afectadas por plegamiento apretado, no representado en el mapa, disarmónico, con abundantes kink-bands (Figura 2). En discordancia aparece una secuencia sedimentaria medianamente plegada, compuesta por areniscas calcáreas, conglomerados y calizas de las formaciones Tramojo y Jarillal (Cortés *et al.*, 1997) que integran el Grupo Santa Elena de edad carbonífera (Figura 2). Los afloramientos más importantes pertenecen a la Formación Siete Colores integrada por tobas e ignimbritas densamente soldadas, vitrófros fluidales, depósitos de caída de ceniza y depósitos basales de oleadas piroclásticas. Intercaladas en la secuencia aparecen areniscas tobáceas blancas, lahares, abanicos aluviales con estratificación entrecruzada y niveles de calizas. La secuencia fue ligeramente afectada por plegamiento de gran radio de curvatura. Hacia el este aparece el Complejo Bonilla (Cámbrico) que mediante un retrocorrimento vergente el oeste se coloca sobre el Grupo Santa Elena. A su vez, esta unidad se sobrepone mediante corrimientos vergentes al oeste sobre la Formación Siete Colores. De tal manera los afloramientos de esta unidad se encuentran fuertemente condicionados por la estructura de las unidades más antiguas y por la deformación posterior.

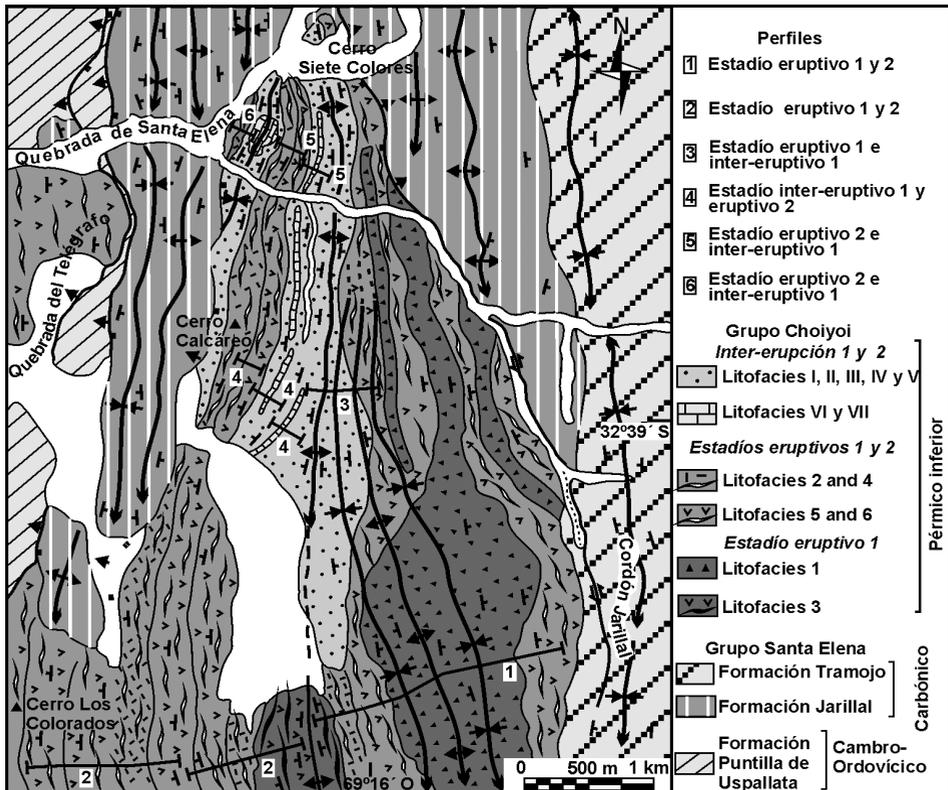


Figura 2. Geología de la zona del Cerro Siete Colores y Cerro Los Colorados de acuerdo a observaciones propias. Los perfiles se representan como segmentos.

Depósitos volcanoclásticos y epiclásticos del área del Cerro Siete Colores

Durante las tareas de campo y el análisis de la información se reconocieron dos estadios eruptivos y dos inter-eruptivos. La nomenclatura adoptada en la descripción de los eventos volcánicos es la de Branney y Kokelaar (2002).

ESTADIO ERUPTIVO 1. Corresponde al primer evento piroclástico de composición riolítico-dacítico del sistema volcánico del área del Cerro Siete Colores (Figuras 2 y 3B). Las rocas se depositaron sobre la Formación Puntilla de Uspallata y el Grupo Santa Elena, de acuerdo con los fragmentos de filitas y arenisca incluidos en las volcanitas.

También fueron reconocidos fragmentos de porfiritas básicas, lo cual demuestra la existencia de un volcanismo poco evolucionado anterior a la secuencias aflorantes en esta zona. El conjunto forma un amplio anticlinorium entre el Cerro Los Colorados y el faldeo occidental del Cordón Jarillal, desapareciendo en la zona del Cerro Siete Colores (Figura 2). De acuerdo a las observaciones en el campo se puede dividir en varias litofacies.

Litofacies 1 (Lf 1) Toba lapillítica vitrofírica masiva (vmLT). Son capas tabulares, continuas y resistentes (60 a 100 m de espesor) de perlitas rojas y marrones así como vitrófiros fluidales con *fiamme* bien desarrollados. Se ubican por debajo de los flujos piroclásticos pobremente soldados y son transitorias a la facies emLT (tobas lapillíticas eutaxíticas masivas). Lateralmente muestran variaciones de espesor (Figuras 3B y 4, perfiles 1 y 2). Presentan una

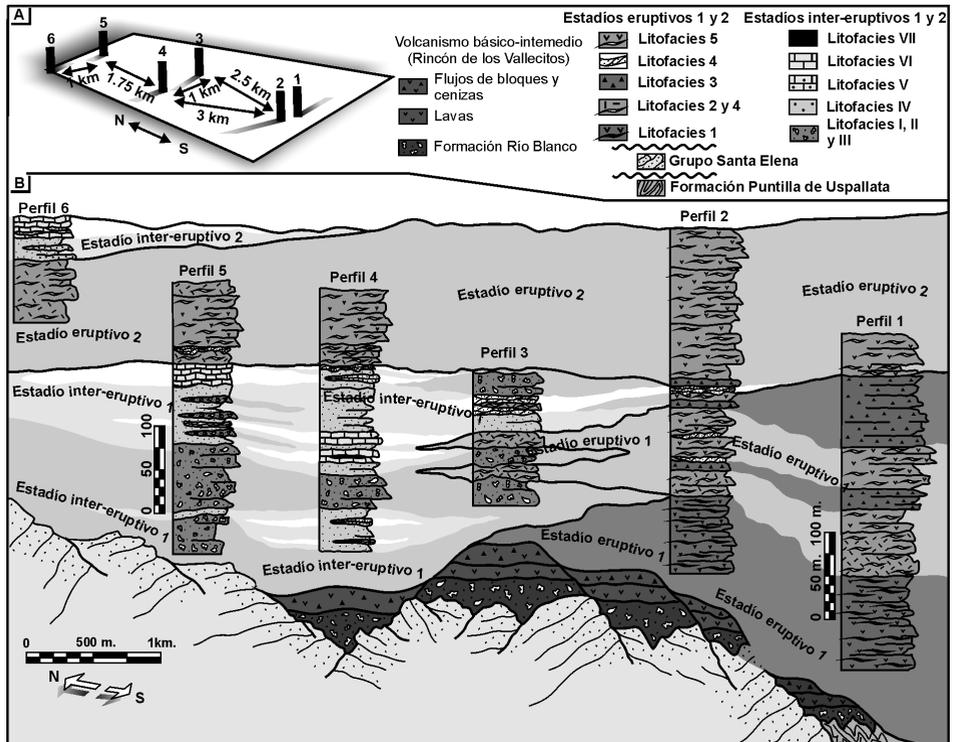


Figura 3. A) Distribución de los perfiles en el área estudiada. B) Organización esquemática de la facies y relación entre los estadios eruptivos e inter-eruptivos. Se interpreta además la posición del evento volcánico básico intermedio reconocido en Rincón de los Vallecitos.

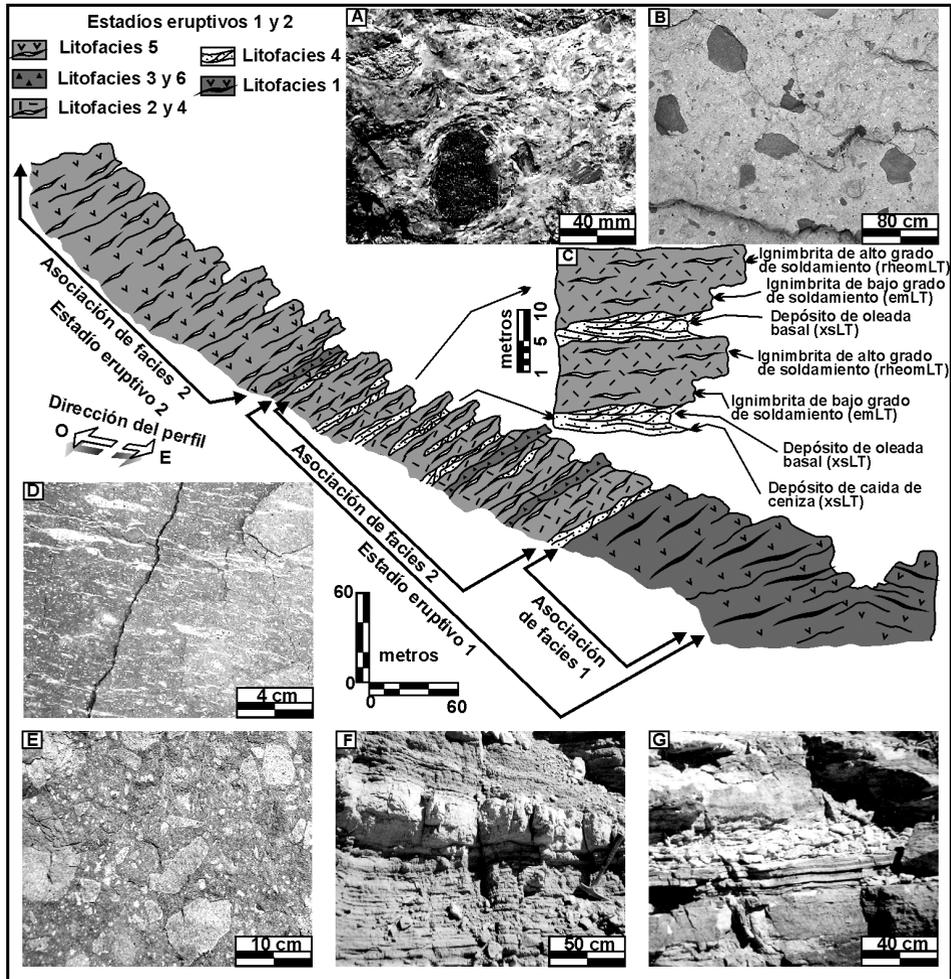


Figura 4. Organización y relaciones entre los estadios eruptivos 1 y 2 y la asociación de facies 1 y 2 en el perfil 2, área del Cerro Los Colorados. Estadio eruptivo 2: A) Litofacies 5, Toba lapillítica masiva reomórfica (rheomLT) o Toba lapillítica masiva tipo lava (lavamLT). B) Litofacies 6, Brecha lítica masiva (mlBr). Estadio eruptivo 1: C) Relación entre las facies emLT y xsLT indicativo de una fase cuasi estática en corrientes sostenidas. D) Litofacies 2, Toba lapillítica masiva eutaxítica (emLT). E) Litofacies 3 Brecha lítica masiva con estratificación difusa (dsmLBr). F) Litofacies 4, Toba lapillítica con estratificación entrecruzada (xsLT), depósitos de oleadas basales. G) Litofacies 4, Toba lapillítica con estratificación entrecruzada (xsLT), depósitos de caída de cenizas.

textura eutaxítica a porfirítica formada por fenocristales de plagioclasa, *fiamme*, vitroclastos y vidrio volcánico. La proporción de fenocristales es menor al 10%. Los fenocristales de plagioclasa se orientan según al flujo magmático. Los *fiamme* son alargados y continuos y forman el 90% de la roca.

Litofacies 2 (Lf 2) Toba lapillítica eutaxítica masiva (emLT). Integrada por ignimbritas de bajo grado de soldamiento de color gris azulado pálido a pardo. El espesor es constante y se pueden seguir por varios kilómetros. En algunos sectores muestran estratificación muy difusa (2-3 metros de espesor) que representan pausas entre diferentes pulsos volcánicos (*Figuras 3B y 4D*). Las rocas poseen textura eutaxíticas, compuesta por fenocristales, litoclastos, vitroclastos y pasta. Los fenocristales de plagioclasa son anhedrales, mientras que la biotita

se halla alterada y reemplazada por cloritas y minerales finos. Los litoclastos son profusos y de varios tipos, siendo los más importantes fragmentos de andesita pertenecientes a las secuencias intermedias reconocidas por Strazzere y Gregori (2007) en la zona de Rincón de los Vallecitos (*Figura 3B*). Esta facies es transicional a las facies xsLT.

Litofacies 3 (Lf 3) Brecha lítica masiva con estratificación difusa (dsmIBr). Incluye depósitos brechosos rojizos y azulados de 5 a 10 m de espesor con desarrollo de estratificación difusa con afinamiento hacia el tope de las secuencias. La sección inferior se inicia con bloques de 30 cm a 1 m de diámetro de rocas porfíricas.

Transicionalmente pasa a brechas matriz soporte con fragmentos de 10 cm de diámetro de rocas porfíricas, terminando con ignimbritas de bajo grado de soldamiento (emLT). Los litoclastos son (95%) de andesitas y dacitas (*Figura 4E*). Este esquema de afinamiento es frecuente, generando planos de estratificación difusos de 1 m de espesor.

Los litoclastos pertenecen a las secuencias intermedias ya reconocidas por Strazzere y Gregori (2006) más al sur. La matriz presenta las mismas características que las explicadas para la litofacies 2.

Litofacies 4 (Lf 4) Toba lapillítica con estratificación entrecruzada (xsLT). Consiste en bancos de lapilli con desarrollo de estratificación entrecruzada y paralela de bajo ángulo. El grado de selección es variable de acuerdo al tamaño del grano y composición de los litoclastos. Los niveles con estratificación paralela integran secuencias de 10 cm de espesor de afinamiento hacia el tope, mientras que aquellos con estratificación entrecruzada son de 40 cm de espesor (*Figuras 4F y G*). Las secuencias tienen poco desarrollo vertical (< 2 m) y siempre se encuentran por debajo de la facies emLT. El tamaño de los litoclastos varía de 0,5 a 2 cm (*Figura 4F*).

Puede observarse una textura porfírica fragmentada, integrada por fenocristales, vidrio volcánico y pasta. Los fenocristales de plagioclasa son anhedrales y presentan maclas difusas debido al calentamiento de los cristales. El feldespató potásico fue reemplazado por albita y sericita secundaria.

ESTADIO ERUPTIVO 2. Representa el último evento piroclástico reconocido en el área del Cerro Siete Colores y corresponde a rocas de composición riolítica (SiO_2 siempre > 75%). En el Cerro Los Colorados, la base del sistema volcánico corresponde al estadio eruptivo 1, siendo la relación con el estadio eruptivo 2 de paraconcordancia (perfiles 1 y 2 en la *Figura 3B*). Sin embargo, al analizar la base del conjunto en la zona del Cerro Siete Colores se puede reconocer la existencia de una secuencia sedimentaria entre los estadios eruptivos 1 y 2 (*Figura 2* y perfiles 3, 4 y 5 en la *Figura 3B*). Se han observado fragmentos angulares de ignimbritas y rocas volcánicas del estadio eruptivo 1 junto con rocas volcánicas básicas anteriormente descritas (Strazzere y Gregori, 2007).

Litofacies 5 (Lf 5) Toba lapillítica reomórfica masiva (rheomLT) o toba lapillítica masiva tipo lava (lavamLT). Representada por ignimbritas masivas (*Figuras 3B, 4A, 5 y 6*) equivalentes a las ignimbritas de alto grado de Cas y Wright (1993) y Llambías (2003). Se caracterizan por la presencia de fragmentos de rocas ordovícicas, carboníferas y pórfidos pertenecientes a la facies emLT (4-5 cm de diámetro, aunque pueden llegar a 1 m).

La estructura es homogénea, sin estratificación. La textura eutaxítica tiene buen desarrollo (*Figura 4A*). El grado de soldadura varía desde intensamente soldado y deformado en los niveles inferiores a incipiente y entonces pasa transicionalmente a la facies emLT. Los feldespatos potásicos son abundantes y no están alterados, mientras que la plagioclasa es minoritaria.

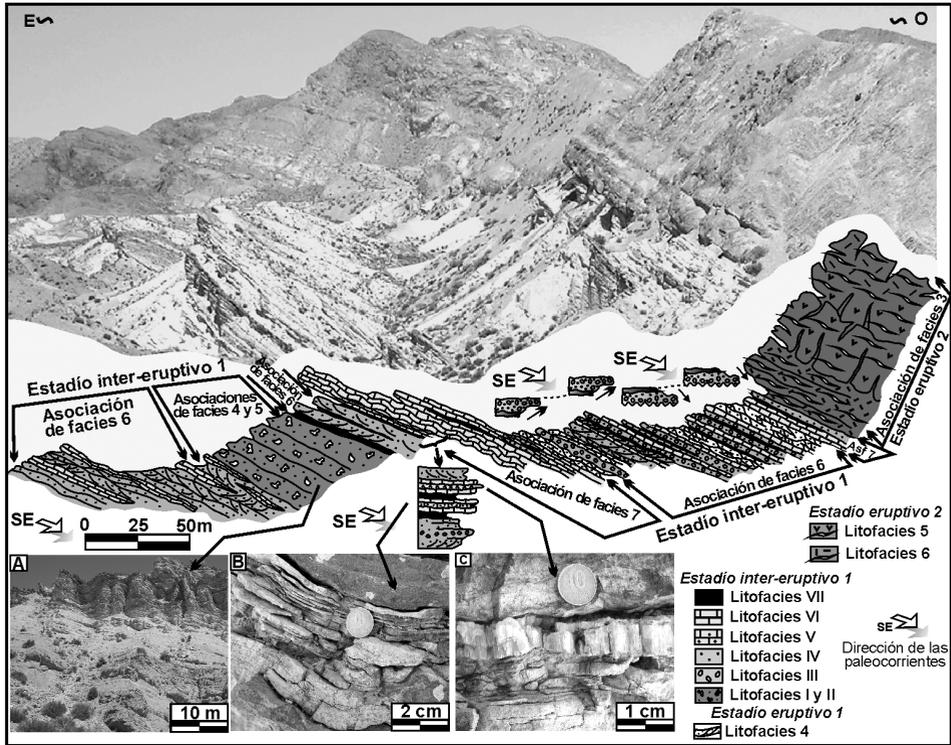


Figura 5. Organización y relación entre los estadios inter-eruptivos 1, eruptivo 2 y las asociaciones de facies en el perfil 4, área de Cerro Calcáreo. Intererupción 1: A) Litofacies I, Conglomerado polimítico clasto sostén y Litofacies II, Conglomerado polimítico matriz sostén. B) Litofacies VII, Calizas estratificadas y calizas oolíticas. C) Litofacies VII, Yeso y niveles pelíticos.

Litofacies 6 (Lf 6) Brecha lítica masiva (mlBr). Corresponde a brechas líticas matriz sostén, situados por debajo y transicionalmente a la facies rheomLT. Los niveles son masivos, sin estructuras internas y poseen hasta un 70% de litoclastos de hasta 1 m de diámetro. La matriz está compuesta por una masa cristalina y pequeños fenocristales de feldespato K, plagioclasa y cuarzo (Figuras 3B y 4B). Microscópicamente, los litoclastos poseen una textura eutaxítica a porfirítica formada por fenocristales de feldespato, plagioclasa, cuarzo, abundante litoclastos, vitroclastos y pasta.

ESTADIO SEDIMENTARIO 1. En la zona central y norte del área analizada, entre los estadios eruptivos 1 y 2 se reconoce una importante secuencia de rocas sedimentarias que incluye 7 litofacies.

Litofacies I (Lfs I) Conglomerados polimíticos clasto sostén. Se caracteriza por niveles de conglomerados rojos pálidos con geometrías muy irregulares (Figura 5A) de 1 a 3 m de espesor con una relación clastos/matriz 90 a 10 (Figura 6B). Los fragmentos son areniscas, grauvacas, fanglomerados y calizas del Grupo Santa Elena, junto con metamorfitas de la Formación Bonilla. Los tamaños varían entre 40 y 70 cm, pero algunos llegan a 2 m (Figura 6D). El grado de maduración es bajo y la mayoría de los clastos son angulares. Siempre está representada por secuencias grano-decrecientes de base erosiva que pasan transicionalmente a las Lfs II. La matriz es una arenisca gruesa con un porcentaje alto de componentes volcánicos. Las paleocorrientes inferidas a partir de clastos imbricados y estratificación entrecruzada indican procedencia desde el NO y N del Cerro Siete Colores, mientras que en la zona de Cerro Colorado son del NO y SO.

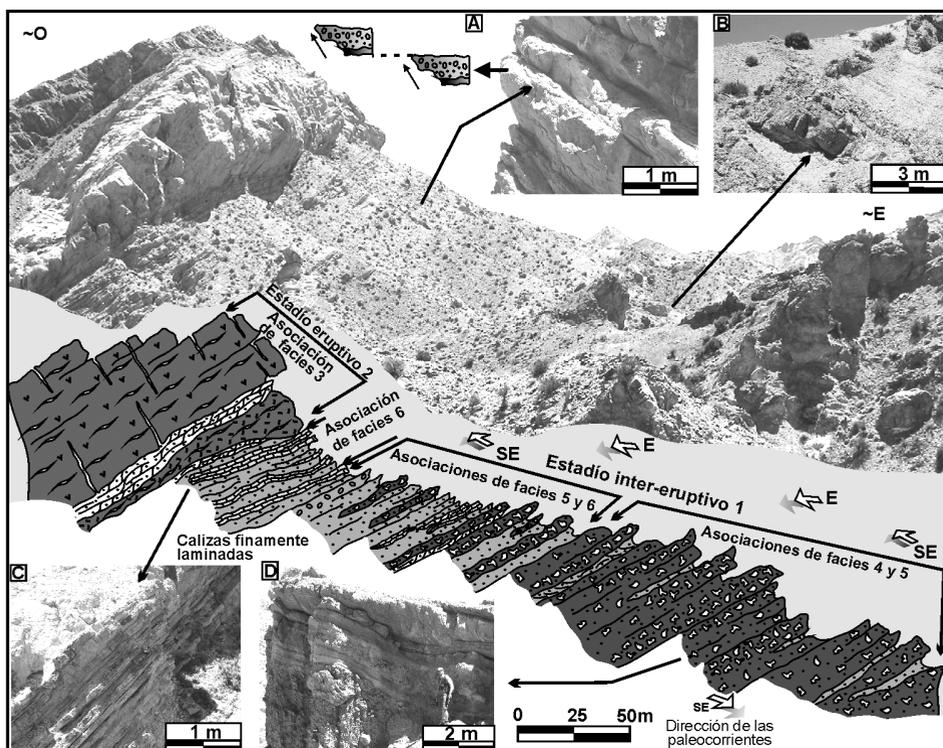


Figura 6. Organización y relación entre los estadios inter-eruptivos 1, eruptivo 2 y las asociaciones de facies en el perfil 5, área de Cerro Siete Colores. Intererupción 1: A) Litofacies IV, Areniscas tobáceas con estratificación planar y entrecruzada. B) Litofacies I y II, Conglomerados polimíctico clasto y matriz sostén y Litofacies III, Conglomerado polimíctico matriz sostén. C) Intererupción 1, Litofacies VI, niveles de calizas y calizas oolíticas. D) Litofacies I, Conglomerado polimíctico clasto sostén, Litofacies II Conglomerado polimíctico matriz sostén y Litofacies III, Conglomerado polimíctico clasto sostén fino. Mismas referencias que las figuras 4 y 5.

Litofacies II (Lfs II) Conglomerados polimícticos gruesos matriz sostén. Se trata de bancos tabulares conglomerádicos matriz sostén de 2 a 3 m de espesor de color marrón oscuro con relación de clastos/matriz 70/30. Forman secuencias de afinamiento ubicados transitoriamente sobre la Lfs I. Los fragmentos varían entre 10 y 40 cm de diámetro y son principalmente de fanglomerados y areniscas del Grupo Santa Elena. La matriz es una arenisca gruesa, pero también se observan limolitas oscuras (Figuras 5A y 6B y D).

Litofacies III (Lfs III) Conglomerados polimícticos finos clasto sostén. Caracterizada por bancos marrón rojizos, tabulares, de conglomerados finos, con estratificación plana, muchas veces algo difusa. Los clastos alcanzan los 7 cm de diámetro y son de areniscas. Forman secuencias de afinamiento hacia el tope, de formas lenticulares con bases erosivas que pasan transicionalmente a areniscas tobáceas (Figuras 5A y 6B y D).

Litofacies IV (Lfs IV) Areniscas tobáceas con estratificación entrecruzada y planar. Se trata de areniscas tobáceas finas, lenticulares, de 20-30 cm de espesor de colores gris pálido a blanquecinos con estratificación entrecruzada y paralela, con afinamiento hacia el tope. Presentan escasos fragmentos angulares de areniscas y grauvacas. En los niveles ricos en tobas, aparecen antidunas y estructuras de canales, características de oleadas basales de alta energía. Las estructuras laminares se interpretaron como depósitos de caída de ceniza, los de afinamiento al tope como canales fluviales, mientras que los de engrosamiento al tope como barras fluviales (Figura 6A).

Litofacies V (Lfs V) Areniscas calcáreas tobáceas. Comprende niveles amarillentos de areniscas calcáreas con abundantes componentes volcánicos que desarrollan ondulitas ascendentes, estratificación entrecruzada y planar, hummocky y estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo. Aparecen en grupos de 20 a 30 cm con perfiles de afinamiento hacia arriba. Se observan estructuras convolutas y replegamiento debido al escape de agua. Se reconocen grietas y oolitas en el tope de los estratos calcáreos. Aunque no se encontraron fósiles se observaron abundantes tubos rellenos por pelitas, posiblemente originados por vermes (Figura 7B).

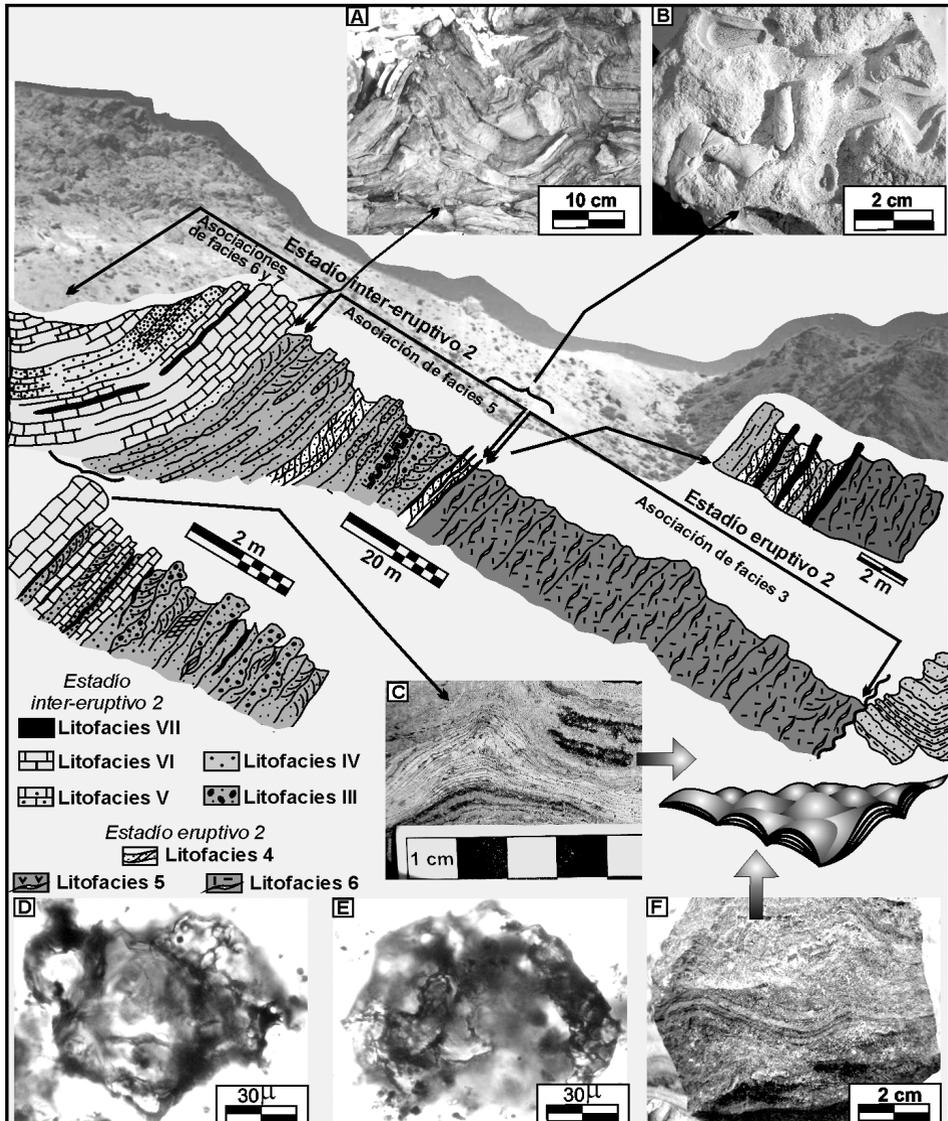


Figura 7. Organización y relación entre el estadio eruptivo 2, el inter-eruptivo 2 y las asociaciones de facies en el perfil 6, área de Cerro Siete Colores. Intererupción 2: A) Litofacies VI, Niveles de calizas y calizas oolíticas, estructura convoluta y replegada. B) Litofacies V, Areniscas tobáceas calcáreas, tubos de vermes rellenos de arcillas. C y F) Litofacies VI, Niveles de calizas y calizas oolítica con estromatolitos LLH (tipo hemisferoides lateralmente vinculados). D y E) Polen monosacado y bisacado encontrado en la litofacies VII, niveles de pelita y yeso

Litofacies VI (Lfs VI) Calizas y calizas oolíticas. Representada por niveles de calizas finas laminadas oscuras de 10 a 30 cm de espesor que forman cuerpos lenticulares (Figura 6C). Las estructuras convolutas y replegadas son comunes (Figura 7A), así como grietas con barro y niveles de yeso que aparecen en distintos niveles de la columna y que pasan transicionalmente a la Lfs VII (Figura 5B). Los estromatolitos tipo LLH (cuerpos hemisféricos lateralmente vinculados, Logan *et al.*, 1964) son abundantes y aparecen junto con chert y cenizas volcánicas (Figuras 7C y F). Este tipo de estromatolitos implican un crecimiento lateral continuo en ambientes de agua salada o hipersalina lateralmente extendidos de escasa profundidad.

Litofacies VII (Lfs VII) Niveles de yeso y pelitas. Corresponde a niveles finos de yeso asociado a calizas oolíticas (Figura 5C). La asociación indica niveles muy bajos de agua y exposición en un entorno lacustre hipersalino, posiblemente asociado con colmatación de la cuenca. Se reconocen palinomorfos no identificados, estromatolitos y restos carbonizados de plantas (Figuras 7D y E)

ESTADIO SEDIMENTARIO 2. Los depósitos sedimentarios formados durante el estadio sedimentario 2 se encuentran en el extremo noroeste del mapa y cubren las rocas del estadio eruptivo 2 (Figuras 2, 3B y perfil en la Figura 7). Aunque los afloramientos son reducidos y aislados, ocupan casi la misma posición del estadio sedimentario 1, lo cual sugiere que las fallas y fracturas que posibilitaron la depositación de dicho estadio se reactivaron durante el estadio sedimentario 2.

Se halla integrada por litologías de grano fino, típicas de ambientes de baja energía e incluye las litofacies IV, V, VI, y VII y en menor proporción las litofacies I, II y III. Las descripciones son coincidentes con las del estadio sedimentario 1.

Asociación de facies

Los flujos piroclásticos correspondientes al estadio eruptivo 1 fueron generados principalmente a través de dos mecanismos diferentes de erupción.

Asociación de facies 1. Está compuesta por las litofacies 1 y 2 (vmLT, emLT) que aparecen en la sección inferior de los perfiles 1 y 2 (Figura 3B y perfil en la Figura 4). Su composición dacita-riolítica y la elevada cantidad de material vesiculado implica magmas viscosos con altas cantidades de volátiles disueltos. Su disposición irregular que cubre un paleorelieve, junto con la alta compactación de las rocas son características de depósitos generados por un pulso piroclástico (*single-surge current*, Branney y Kokelaar, 2002). Este pulso fue rico en partículas de tamaño ceniza y volátiles y de alta temperatura, lo que permite la compactación y la soldadura de las mismas. Otras características son las pequeñas cantidades de fenocristales y la abundancia de *fiamme* que componen el 90% de la roca. Los depósitos pueden estar relacionados con el colapso de una columna pliniana única cuyo centro de emisión estaba relativamente cercano de la zona analizada, ello debido a la alta variación de los espesores observados en el depósito. Un volcanismo con estas características fue establecido por Strazzere y Gregori (2005) y Strazzere *et al.* (2006) en la Quebrada de Santa Elena, ubicada a 5 km hacia el oeste.

Asociación de facies 2. Incluye las litofacies 2, 3 y 4 (emLT, dsmlBr y xsLT) y representa la sección intermedia de los perfiles 1 y 2 (Figura 3B). De acuerdo a su composición riolítica y la cantidad de fragmentos menores en las ignimbritas, se deduce que los flujos piroclásticos se derivaron de magmas fuertemente vesiculados. La facies dsmlBr que se ubica en la base se asigna a brechas co-ignimbríticas, mientras que hacia la parte superior pasan a flujos de bloques y ceniza (dsmlBr).

Ambos tipos son clásicos depósitos proximales cercanos a los centros volcánicos (*Figura 4E*). En el perfil 2 de la *Figura 4* los depósitos de caída de ceniza pasan transicionalmente a depósitos de oleada basales (xsLT, *Figura 4F, G*), mientras que las ignimbritas de bajo grado de soldamiento (emLT, *Figura 4D*) pasan transicionalmente a ignimbritas de alto grado de soldamiento (*Figura 4C*). La correlación entre los perfiles 1 y 2 muestra que las brechas co-ignimbriticas y los flujos de ceniza pasan transicionalmente a ignimbritas de bajo y alto grado de soldamiento, indicativo que los probables centros volcánicos se encontraban en dirección sudeste (*Figuras 3A, B*).

Esta asociación de facies es debida al colapso de flujos lávicos de composición dacítica-riolítica ubicados en cercanías de centros volcánicos donde se desarrollaron voluminosas columnas plinianas. El gran espesor de estos depósitos, asociado con el esquema cíclico de facies, es indicativo de que las plumas volcánicas fueron sustentadas durante largos periodos con colapsos parciales (*quasi-steady phase, sustained current*, Branney y Kokelaar, 2002). Mecanismos similares ya fueron descritos por Strazzere *et al.* (2006) para el Grupo Choiyoi en la Quebrada del Telégrafo.

Los flujos piroclásticos asignados al estadio eruptivo 2 fueron agrupados en las siguientes asociaciones de facies.

Asociación de facies 3. Representada por las litofacies 2, 4, 5 y 6 (emLT, xsLT, rheomLT, mlBr). Corresponden a la sección superior de los perfiles 1 y 2 de la zona del Cerro Los Colorados (*Figuras 3A, B*). La composición es principalmente riolítica con grandes fenocristales de cuarzo y feldespatos potásico. En todos los perfiles la sección inferior está representada por oleadas basales (xsLT) de hasta 2 m de espesor que pasan transicionalmente a ignimbritas del alto grado de soldamiento (rheomLT) que incluyen fragmentos de hasta 1 m de diámetro (*Figura 4A*). Este tipo de brechas, junto con las oleadas basales son típicas de las erupciones freatomagmáticas, donde el agua provoca importantes eventos explosivos. Esto ocurre cuando la columna magmática intercepta un nivel freático que provoca una abrupta fragmentación del magma (*Figura 4B*). La formación de ignimbritas de alto grado de soldamiento es el resultado del colapso de domos y lavas, siendo una característica la abundancia de grandes fenocristales y las texturas de desvitrificación debido a las altas temperaturas. Lo último es una consecuencia de la baja tasa de intercambio de temperatura con la atmósfera. Por último, aparece un espesor importante de ignimbritas de bajo grado de soldamiento (emLT, perfil en la *Figura 7*).

Los eventos sedimentarios correspondientes al primer estadio fueron agrupados en las siguientes 4 asociaciones de facies.

Asociación de facies 4. Incluye a las Lfs I, II y III, reconocidas en la base del perfil 5, en la sección inferior del perfil 4 y en varios niveles de perfil 3 (*Figuras 3B*, perfil en las *Figuras 5 y 6*). Representan abanicos aluviales proximales de zonas con fuerte pendiente. Se reconocieron dos tipos; los formados por corrientes mantiformes, con bases erosivas y secuencias de afinamiento al tope (Lfs I y III), y los generados por corrientes gravitacionales de alta densidad (Lfs II). Los últimos son masivos, escasamente estructurados y con segregaciones de clastos en ciclos de engrosamiento al tope (*Figura 6D*). Ambos tipos fueron modificados por la erosión de canales fluviales de alta energía representados por la Lfs III. Ellos aparecen en la parte superior de las superficies de los abanicos aluviales sugiriendo largos periodos de reelaboración entre los eventos deposicionales y el desarrollo de los sistemas fluviales entrelazados.

Asociación de facies 5. Se reconoció en la sección inferior del perfil 4 y en varios niveles de perfil 3 e incluye a las litofacies II y IV (*Figura 3B*, perfiles en las *Figuras 5 y 6*). Aparece

interestratificada con la asociación de facies 4 y representa depósitos de lahares producidos por flujos de barro con bloques volcánicos angulosos de hasta 2 m de diámetro. Se generaron en laderas de muy alta pendiente adyacentes a altos topográficos. Los bloques se hallan inmersos en lodos cohesivos con un contenido de ceniza volcánica elevada. Flujos piroclásticos y depósitos de caída de ceniza mal conservados se hallan intercalados en los lahares. Esta asociación de facies pasa transicionalmente a la asociación de facies 4.

Asociación de facies 6. Comprende las litofacies III, IV y V de las secciones inferiores y medias de los perfiles 4 y 5 y en varios niveles del perfil 3 (*Figura 3B*, perfil en las *Figuras 5 y 6*). Fueron interpretadas como corrientes de baja energía canalizadas con secuencias de afinamiento hacia arriba (Lfs III y IV) que pasan en transición a la asociación de facies 5. El material tobáceo y los fragmentos volcánicos parecen ser depósitos de caída de ceniza y oleadas asociadas a procesos hidromagmáticos preservados en la secuencia. Esta asociación de facies se interpreta como sistemas fluviales de baja energía desarrollados en superficies de muy escasa pendiente, contemporáneas con un volcanismo menguante.

Asociación de facies 7. Se halla integrada por las litofacies VI y VII, reconocidas en la sección media y superior de los perfiles 4 y 5 y en varios niveles del perfil 3 (*Figura 3B*, perfiles en las *Figuras 5 y 6*). Representan ambientes lacustres que incluyen fangos negros, ricos en materia orgánica, así como calizas blanquecinas, grises y oscuras. Los estromatolitos y los restos de polen (monosacado y bisacado, esporas de hongos) indican la presencia de una flora de ambiente continental y lagunar de escasa profundidad. Ello se halla corroborado por la presencia de restos de *Botryococcus sp.*, un alga de agua salobre (*Figuras 7D y E*). Este conjunto es comparable con el polen monosacado y bisacado hallado por Zavatieri (2005) en la cuenca triásica de Cacheuta, pero debido a la mala calidad de nuestro material no se puede realizar una determinación concluyente de los géneros.

Eventos sedimentarios correspondientes al segundo estadio. Aparecen por arriba del estadio eruptivo 2 y comprende las asociaciones de facies VI y VII reconocidas en los sectores medios y superiores del perfil 6 (*Figura 3B* y perfil en la *Figura 7*). El pasaje entre ambas asociaciones es transicional y son típicas de ambientes sedimentarios de baja energía.

Discusión

Los mayores volúmenes de ignimbritas, registrados en diversas localidades del mundo, han sido asociados a calderas volcánicas. Entre los ejemplos se cuentan la zona volcánica de Taupo, la zona volcánica de Coromandel, la caldera Long Valley, el Complejo Caldera Platoro y varias unidades en la Puna.

Este tipo de estructuras generalmente tienen más de 10 km de diámetro y sus depósitos superan los 1.000 metros de espesor (Cole *et al.*, 2005). Se encuentran preferentemente en zonas extensionales ubicadas en márgenes convergentes y poseen un volcanismo cuyos productos finales generalmente tienen signatura de intraplaca, siendo la resurgencia de domos una característica común.

En los modelos clásicos se acepta que debido al continuo ascenso de magma relativamente viscoso, las cámaras se vuelven inestables y colapsan, con la consecuente emisión de material altamente fragmentado, los cuales luego producen volúmenes significativos de ignimbritas.

Este proceso suele generar depresiones en las cercanías del centro emisor que son ocupadas por material volcánico re trabajado y sedimento, los que se hacen preponderantes durante los estadios inter-eruptivos (*moat deposits*).

En nuestro caso, el estadio eruptivo 1 constituye la sección inferior del evento volcánico estudiado y representa el mayor volumen de rocas volcanoclásticas de todo el conjunto (Figura 8). La presencia de fragmentos de rocas volcánicas básicas incluidos en la mayoría de las ignimbritas es evidencia de la existencia de derrame de lavas andesíticas previas al desarrollo de este estadio (Figura 8A), como fuera reconocido en Rincón de los Vallecitos, ubicado 20 km suroeste, por Strazzere y Gregori (2007).

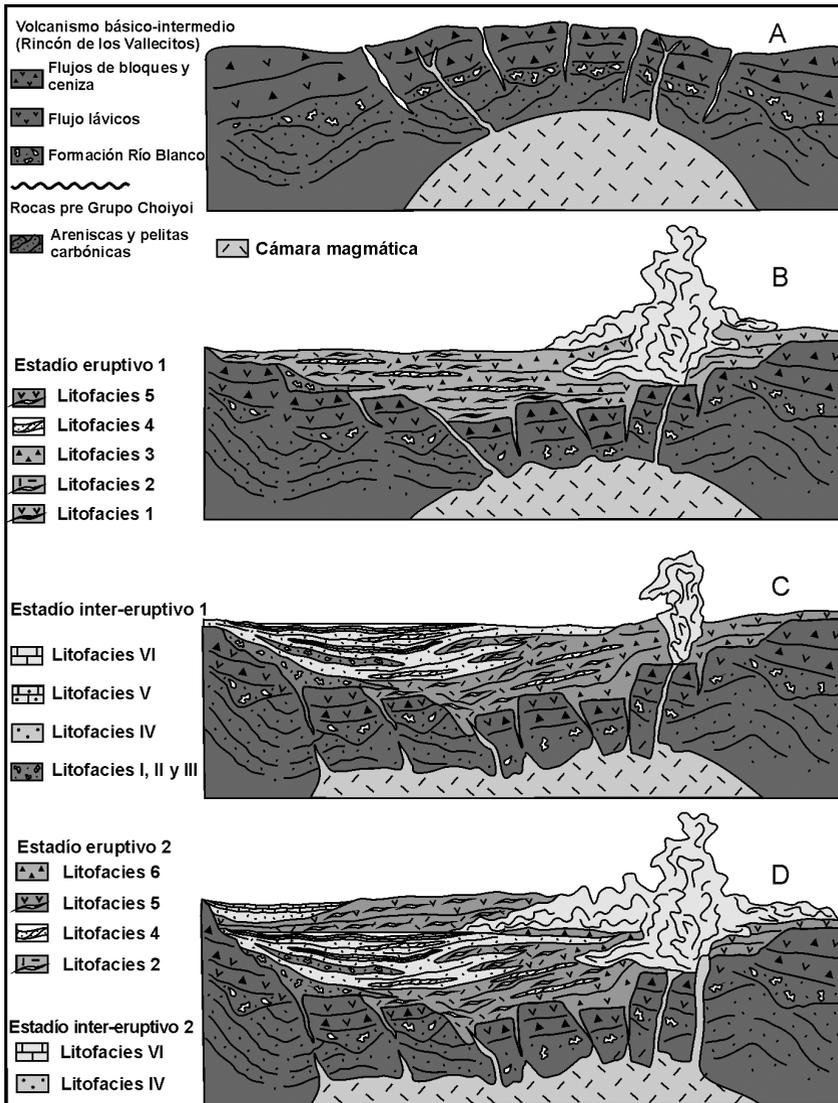


Figura 8. Diagrama esquemático representativo de la evolución de área del Cerro Siete Colores (no a escala). A) Estadio previo compuesto por lavas y flujos de bloques y cenizas de composición intermedia expuesto en el área de Rincón de los Vallecitos. Las rocas pre Grupo Choyoi son areniscas marinas carboníferas y conglomerados de la Formación Río Blanco. B) Primer estadio eruptivo. La cámara magmática está muy activa y relativamente poco afectada por fallamiento. C) Primer estadio inter-eruptivo, con relativa inactividad en la cámara magmática. Colapso del techo de la cámara causado por desalojo de la misma y generación de pequeños depocentros. D) Nuevo período de volcanismo (estadio eruptivo 2). Coetáneamente subsidencia de los depocentros. Pulso volcánico arealmente más limitado. Desarrollo del sistema inter-eruptivo 2.

El gran volumen de rocas y gases emitidos durante este primer estadio (*Figura 8B*) posiblemente generó subsidencia de los terrenos ubicados en cercanías del centro emisor, con la generación de depresiones que fueron llenadas paulatinamente. La configuración de estas depresiones se encuentra condicionada por la estructura de las unidades previas. Estas depresiones siguen direcciones aproximadas N-S que son notablemente coincidentes con los ejes de plegamiento y fallas de las unidades anteriores.

Hay evidencias de una importante reducción de la actividad volcánica de este primer estadio eruptivo, lo cual dio paso al estadio sedimentario 1, representado por abanicos aluviales, lahares, sistemas fluviales de alta y baja energía y sistemas lacustres (*Figura 8C*).

Es posible que la subsidencia continua de las depresiones arriba citadas, con la consecuente disminución del tamaño de las cámaras y conductos magmáticos, así como la inyección de nuevos pulsos de magma, hayan producido un incremento de la actividad volcánica, generándose el estadio eruptivo 2 (*Figura 8D*).

Nuevamente la migración y el ascenso de magma en la cámara producido durante el estadio volcánico 2 generaron inestabilidad gravitacional que posiblemente colapsó parte de su techo, posibilitando una subsidencia relativamente rápida de los depocentros ocupados por las rocas del estadio sedimentario 1.

Ello llevó al desarrollo de nuevos sistemas fluviales y lacustres. El diseño de estos nuevos depocentros indica que se trata de estructuras de menor envergadura, se hallan desplazadas en dirección norte y poseen menor espesor que las correspondientes al ciclo sedimentario 1 (*Figura 8D*).

Los depósitos relacionados a los estadios volcánicos 1 y 2 representan porciones distales de edificios volcánicos de composición mayoritariamente riolítica, que incluyen domos de la misma composición situados 5 km al suroeste, en los márgenes del río Mendoza.

Determinaciones U-Pb en circones de estas rocas (Strazzere, 2009), que son correlacionables con el estadio volcánico 1, indican una edad de 273 ± 1.3 Ma, lo cual incluye al evento inter-eruptivo 1 en el Pérmico inferior alto y por lo tanto dentro del Grupo Choiyoi.

Una característica importante de las asociaciones de facies analizadas, tanto las volcánicas como las sedimentarias, son los notables cambios de espesores de las capas individuales. Ello hace presumir la existencia de considerables cambios topográficos en distancias relativamente pequeñas.

El conjunto de evidencias apunta a un estadio generalizado de fallamiento y colapso de bloques que en general tiene un rumbo norte-sur, aunque también se han observado direcciones noreste-sudoeste.

Las unidades carboníferas fueron además afectadas por un fallamiento de desplazamiento de rumbo previo a la depositación del Grupo Choiyoi. Este conjunto tiene rumbo NO-SE y es de tipo siniestral. El mismo podría haber colaborado en el desarrollo de una estructura de bloques subsidentes, lo cual explicaría en parte el notable cambio de facies y de espesores.

El material volcánico que formó áreas elevadas estuvo disponible durante un período de tiempo relativamente largo a la erosión, dando origen a secuencias sedimentarias-volcanoclásticas, resultando en el desarrollo de depósitos en parte coetáneos con el volcanismo. Este proceso de sedimentación, en principio relativamente ineficiente en la selección del material, alcanzó madurez con el desarrollo de sistemas lacustres, cuando el evento volcánico prácticamente se desvaneció.

Conclusiones

De acuerdo a las correlaciones litoestratigráficas realizadas la Formación Siete Colores, ubicada en el área homónima en la Precordillera de Mendoza, forma parte del Grupo Choiyoi, siendo su edad establecida en base a correlaciones con unidades datadas en la cercanía. La unidad se halla integrada por dos eventos eruptivos y dos eventos inter-eruptivos. Los primeros generaron depósitos producidos por pulsos piroclásticos unitarios a los que les siguieron plumas volcánicas sustentadas durante largos periodos con colapsos parciales. Los estadios inter-eruptivos están representados por abanicos aluviales proximales, lahares, sistemas fluviales y sistemas lacustres.

Este conjunto indica una disminución considerable del volcanismo, así como un estadio generalizado de subsidencia en el área estudiada durante el Pérmico inferior alto.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer en primer lugar a la Dra. Vallecillo, de la Universidad Nacional de San Juan, por la lectura y los comentarios realizados en el trabajo. Sus sugerencias, así como las del Editor han permitido mejorar considerablemente el trabajo.

Un agradecimiento muy especial a las autoridades del 1° Simposio Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada realizado en la ciudad de San Miguel de Tucumán por la invitación a contribuir y participar de dicho simposio. Así mismo nuestra gratitud a las autoridades del Instituto Superior de Correlación Geológica de la Universidad Nacional de Tucumán.

Bibliografía

- Branney, M.J. y Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London, Memoria 27, London, 143 pp.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1993. Volcanic successions, modern and ancient. *Chapman and Hall*, London, 528 pp.
- Coira B. y Koukharsky, M. 1976. Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. *1° Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Actas II (F): 105-124.
- Cole, J.W., Milner, D.M. y Spinks, K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, 69: 1-26.
- Cortés, J.M. 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de Estancia Tambillos, Mendoza, Argentina. *IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Actas I: 89-108.
- Cortés, J.M., González Bonorino, G., Koukharsky, M.M.L., Pereyra, F. y Brodtkorb, M. 1997. Memoria de la Hoja Geológica 3369-09, Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina. *Subsecretaría de Minería de la Nación. SEGEMAR*, Buenos Aires, 116 pp.
- Cucchi, R.J. 1971. Edades radimétricas y correlación de las metamorfitas de la Precordillera San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 503-515.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., y Snee, L.W. 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the SW Precordillera. En: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Special Paper 336. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 115-138.
- Harrington, H.J. 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 49: 1-54, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas Gondwánicas. 1. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (14): 349-376. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 2003. Geología de los cuerpos ígneos. *AGA-INSUGEO*, Buenos Aires, 182 pp.
- Logan, B.W., Rezak, R., y Ginsburg, R.N. 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites.

- Journal of Geology*, 72: 68–83.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (provincia de Mendoza). *II Reunión de Ciencias Naturales, Physis XIV* (46): 3-96. Buenos Aires.
- Morel, E.M. y Artabe, A. 1993. Floras Mesozoicas. *12º Congreso Geológico Argentino*, Mendoza, Relatorio 2: 317-324.
- Rodríguez, E.J. 1967. Contribución al conocimiento del Carbónico del extremo sudoccidental de la Precordillera. *II Jornadas Geológicas Argentinas*, Salta, Actas 3: 303-331.
- Rocha Campos, A.A., Amaral, G. y Aparicio, E.P. 1971. Algunas edades K-Ar de la “Serie Porfírica” en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 343-410.
- Strazzere, L. 2009. [Evolución del Gr. Choiyoi en Precordillera y Cordillera Frontal. Tesis doctoral inédita. *Biblioteca Central de la Universidad Nacional del Sur*. Bahía Blanca. Inédito].
- Strazzere, L. y Gregori, D. 2005. Interpretación de la sucesión volcániclaística del Grupo Choiyoi en la Quebrada de Santa Elena, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 486-494.
- Strazzere, L., Gregori, D. y Dristas, J. 2006. Genetic evolution of Permo-Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Research*, 9: 485-499.
- Strazzere, L. y Gregori, D. 2007. [The Río Blanco Conglomerado and its relationship with the the basaltic-andesitic section of the Choiyoi Group at Rincón de los Vallecitos, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. Inédito].
- Varela, R. 1973. Estudio geotectónico del extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 241-267.
- Yrigoyen, M.R. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *I Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Actas 1: 168-190.
- Zavateri, A.M. 2005. Estudio microflorístico de las Formaciones Potrerillos y Cacheuta (Triásico) en el sur del cerro Cacheuta, Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 42: 513-534.

Recibido: 5 de octubre de 2011

Aceptado: 5 de diciembre de 2011

