DIAGÉNESIS Y PROCEDENCIA DE LA FORMACIÓN LOS COLORADOS (NORIANO), CUENCA DE ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN, NOROESTE DE ARGENTINA

Laura Jazmín SCHENCMAN[1,2], Carina COLOMBI[2,3], Paula SANTI MALNIS[2,3] y Carlos Oscar LIMARINO[1,2]

[1] Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires.

[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

[3] Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan

E-mail: jazminsch@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se discuten la historia diagenética y las áreas de proveniencia de la Formación Los Colorados, unidad de bancos rojos que representa el relleno final de la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión. Esta Formación fue muestreada en su área tipo y las investigaciones corresponden al análisis de 45 secciones delgadas, estudios por microscopía electrónica de barrido y ocho análisis químicos de areniscas. Desde el punto de vista diagenético fueron consideradas dos situaciones diferentes, ya que el medio depositacional influyó fuertemente en la ulterior diagénesis: 1. areniscas tempranamente cementadas por yeso, probablemente vinculadas a pequeños cuerpos de agua efímeros y 2. areniscas con mucho más complejos patrones diagenéticos, posiblemente relacionadas a ambientes fluviales no inundados. En este último caso se reconocieron cuatro estados diagenéticos que se desarrollaron entre la eogénesis y la mesogénesis temprana, predominando ampliamente la compactación física sobre la química. Las areniscas muestran valores máximos de porosidad ligeramente superiores al 10 %, corresponden a porosidad secundaria, principalmente intergranular. Teniendo en cuenta la morfología, conectividad, tamaño y tipo de porel se identificaron tres patrones porales dominantes. En lo que respecta a las áreas de proveniencia, las modas detríticas y los análisis químicos de areniscas indican que el aporte fue tanto desde el basamento metamórfico-ígneo de la Sierra de Valle Fértil, como de las rocas graníticas de las Sierras de Sañogasta. Además, se descarta a la Precordillera como área de proveniencia durante la depositación de la Formación Los Colorados en esta área.

Palabras clave: *Triásico, diagénesis, modas detríticas de areniscas, cuenca Ischigualasto*

ABSTRACT

Diagenesis and provenance of the Los Colorados Formation (Norian), Ischigualasto-Villa Unión Basin, northwest of Argentina

This paper deals with the diagenetic history, and the source areas of the Los Colorados Formation, a red bed sequence that records the final filling of the Triassic Ischigualasto-Villa Unión Basin. Forty-five unaltered sandstone were selected for thin section analysis, six by scanning electron microscopy investigation and eight for chemical analysis. From the diagenetic point of view, were considered two different situations due to the depositional environment strongly influenced the subsequent diagenetic processes: 1. Early cemented sandstones (for gypsum) probably linked to small ephemeral water bodies, and 2. Sandstones showing much more complex diagenetic patterns, probably related to fluvial environments with water table below the depositional surface. In this last case, four diagenetic stages were recognized, comprised between the eogenesis and the early mesogenesis. The reduction of the intergranular space was widely dominated by physical compaction. The sandstones showed maximum porosity values slightly higher than 10 %, predominating the intergranular secondary porosity. Considering the morphology, conectivity, size and type of porel, three major porous patterns were identified. In relation to the provenance areas, the detrital modes of sandstones as well as chemical analysis indicated that the source areas corresponding both, the metamorphic-igneo basement of the Sierra de Valle Fértil and the granitic rocks of the Sierras de Sañogasta. Moreover, the Precordillera was discarded as source area during the deposition of the Los Colorados Formation in the studied area.

Keywords: *Triassic, diagenesis, sandstone detrital modes, Ischigualasto Basin*

INTRODUCCIÓN

La Formación Los Colorados (Triásico tardío, Noriano, Kent *et al.* 2014) representa una clásica sucesión de bancos rojos continentales, de unos 1000 m de espesor, con la que culmina la sedimentación triásica en la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión (Stipanicic y Bonaparte 1979; Fig. 1). Esta cuenca forma parte de otras varias áreas depositacionales sujetas a tectónica extensional, las que cubrieron buena

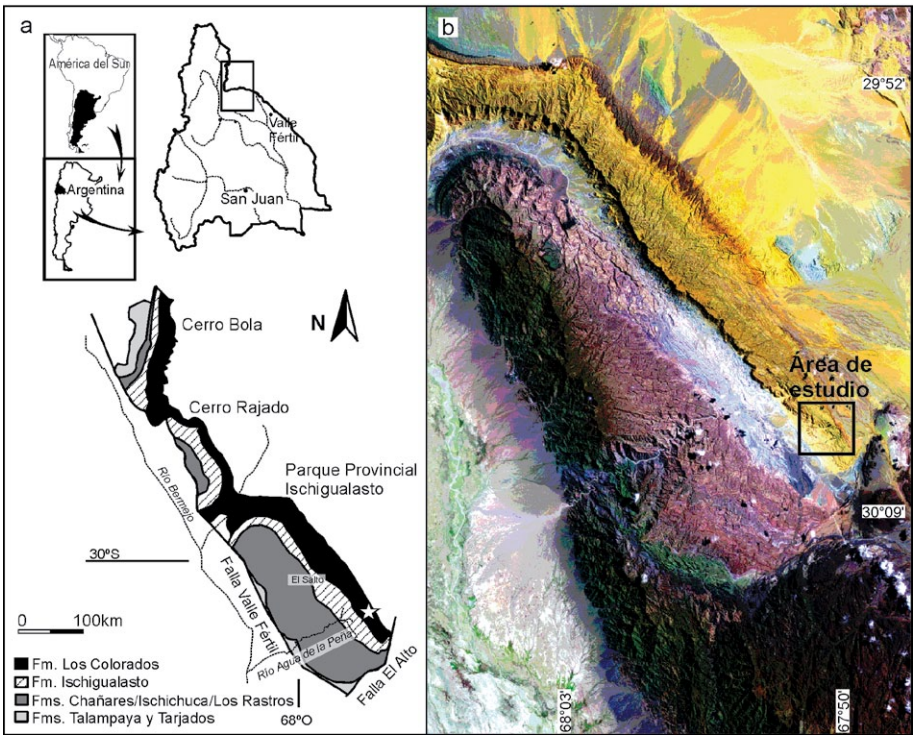


Figura 1: a) Mapa de ubicación y bosquejo geológico de la zona estudiada. La estrella indica la zona donde fue efectuado el perfil de la figura 3; b) Imagen satelital de la región.

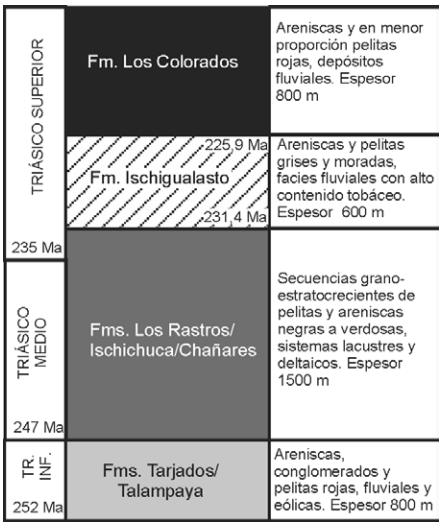


Figura 2: Columna estratigráfica general de la cuenca triásica Ischigualasto-Villa Unión.

parte del centro-oeste argentino y se relacionan a la apertura del Gondwana durante el Mesozoico (Uliana y Biddle 1988, López Gamundi *et al.* 1994). Las cuencas triásicas muestran frecuentemente la acumulación de pelitas lacustres con significativos tenores de materia orgánica, las que en algunos casos resultan rocas generadoras de hidrocarburos con importancia económica (ej. cuenca Cuyana). Sobre estos depósitos lacustres se desarrollan potentes facies fluviales y fluviodeltaicas que frecuentemente constituyen rocas reservorios (Boggetti *et al.* 2002). En el caso de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión las sucesiones lacustres, incluyendo pelitas con importantes tenores de materia orgánica, se encuentran en la base de la espesa columna sedimentaria, correspondiendo a las formaciones Ischichuca y Los Rastros (Milana 1998, Fig. 2). Estas unidades son sucedidas por depósitos fluviales correspondientes a las formaciones Ischigualasto y Los Colorados (Milana y Alcober 1994).

La composición petrográfica, historia diagenética y áreas de proveniencia de la Formación Los Colorados han sido motivo de escasos estudios previos, por lo que es exigua la información referente a sus áreas fuente y a la evolución postdepositacional de la pila sedimentaria (Milana y Alcober 1994, Caselli *et al.* 2001, Santi Malnis *et al.* 2014). Este déficit en el conocimiento genera cuatro problemas principales: 1) no es posible establecer al presente, en forma fehaciente, la composición modal y áreas de procedencia de las secuencias de *postrift* correspondiente a la Formación Los Colorados; 2) esta falta de información no permite elaborar modelos paleogeográficos sobre bases sustentables; 3) la caracterización de probables reservorios ubicados en el tope de la sucesión triásica es sólo hipotética y aspectos tales como el origen y patrones de porosidad son ignorados y 4) poco se sabe acerca del grado diagenético alcanzado por esta sucesión.

Se ha procedido al muestreo y estudio microscópico de areniscas de la Formación Los Colorados en su área tipo, ubicada en la Hoyada de Ischigualasto, provincia de San Juan (Fig. 1), con el propósito de contribuir a una mejor comprensión de los aspectos arriba señalados. En todos los casos las litologías muestreadas corresponden a depósitos fluviales cuya ubicación puede consultarse en la figura 3.

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Stipanicic y Bonaparte 1979) se formó como resultado de la extensión triásica vinculada a la apertura del Gondwana en el centro-oeste argentino (Kokogian *et al.* 1993, 1999; López Gamundi *et al.* 1994; Zerfass *et al.* 2004). La estructura de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión es interpretada como un hemigraben que surge por el desplazamiento normal de la falla maestra de Valle Fértil (Milana y Alcober 1994), o bien como un graben generado entre la falla de Valle Fértil y la falla de El Alto (Currie y Colombi 2007). La depositación en esta cuenca comenzó durante el Triásico Inferior-Pérmico Superior y se continuó durante todo el Triásico (Milana y Alcober 1994) alcanzando un espesor de relleno clástico de aproximadamente 3,5 km (Milana y Alcober 1994, Alcober 1996). La estratigrafía de la cuenca está conformada por las Formaciones Talampaya y Tarjados, del Triásico Inferior, las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros del Triásico Medio y las Formaciones Ischigualasto y Los Colorados del Triásico Superior (Stipanicic y Bonaparte 1979, Fig. 2).

Este estudio se focaliza en la Formación

Los Colorados la cual, como se mencionó anteriormente, representa las últimas facies de relleno de esta cuenca extensional. Esta unidad ha sido interpretada como depositada durante la etapa de subsidencia térmica de la cuenca, previa al cierre de la misma (Milana y Alcober 1994). La Formación Los Colorados posee un espesor variable que oscila entre los 400 metros en el sur de la cuenca y los 1000 metros en el área norte. Esta unidad, una clásica secuencia de bancos rojos *(red-beds)*, está conformada por una sucesión clástica depositada en ambiente fluvial. La misma involucra areniscas gruesas-medianas y, en menor proporción, conglomerados pertenecientes a depósitos de canal y facies de llanura de inundación compuestas por areniscas finas a muy finas y escasas limolitas. La edad de la Formación Los Colorados ha sido considerada noriana en base a estudios magnetoestratigráficos (Santi Malnis 2014, Kent *et al.* 2014), la misma concuerda con la interpretada por criterios bioestratigráficos en base a la asociación de paleovertebrados preservados en el techo de esta unidad (Bonaparte 1973).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se estudiaron 45 secciones delgadas correspondientes a diferentes intervalos estratigráficos (Fig. 3) con el fin de analizar las características diagenéticas y las áreas de proveniencia de las areniscas de la Formación Los Colorados. Se relevó un perfil de detalle (escala 1:10.000) con el propósito de estudiar el control que ejercieron los diferentes ambientes depositacionales. El estudio diagenético se realizó teniendo en cuenta la fábrica de cada arenisca, el tipo y estratigrafía de cementos, la porosidad y los procesos diagenéticos principales. En el caso de la porosidad, para su caracterización cuantitativa, las secciones delgadas fueron impregnadas con resina epoxy azul de manera de resaltar la presencia de poros. De forma similar a lo realizado por Net y Limarino (2006) la porosidad fue analizada mediante un programa de análisis de imágenes petrográficas (en este trabajo JMicroVision v1.2.7®) lo que permitió una evaluación precisa, no solo del porcentaje de porosidad, sino también los principales parámetros porales.

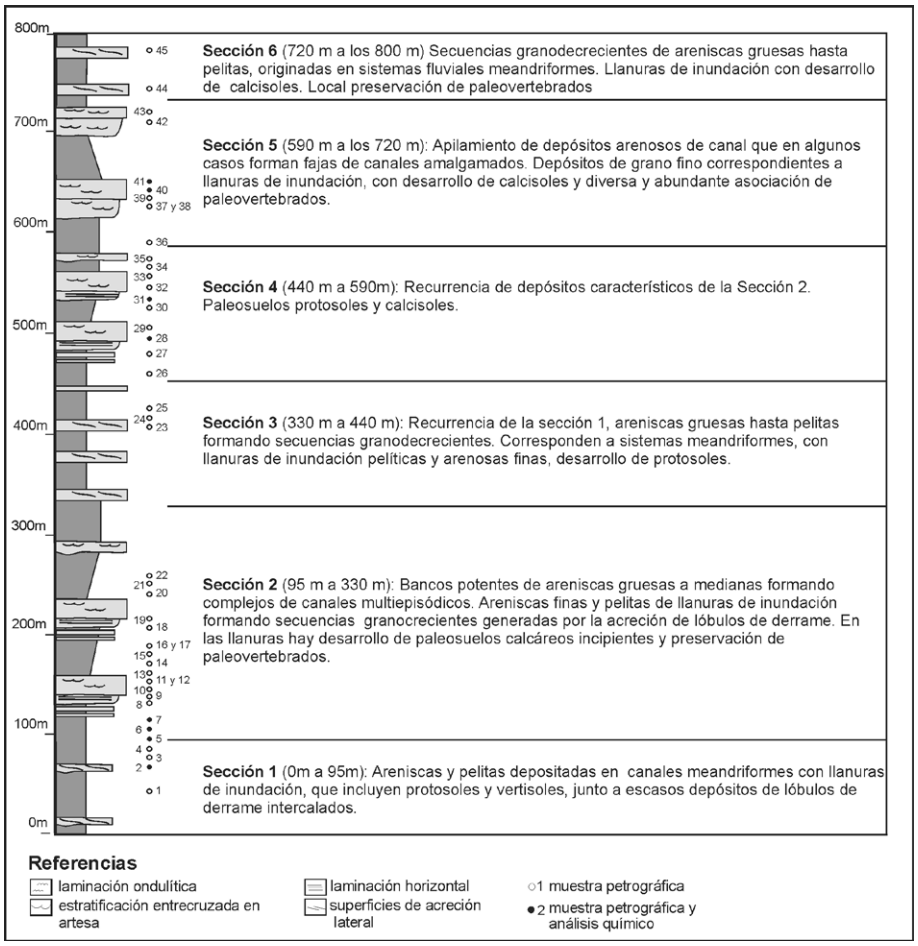


Figura 3: Perfil estratigráfico de la Formación Los Colorados en el área de La Esquina (máximo espesor) mostrando la ubicación relativa de las muestras sobre las que se efectuaron los estudios petrográficos (círculos blancos) y petrográficos-geoquímicos (círculos negros).

En lo que respecta a los estudios de procedencia, en el muestreo se seleccionaron areniscas medianas y gruesas, de modo tal de minimizar el control granulométrico que ejerce un menor tamaño de grano sobre las fracciones compuestas de fragmentos líticos. Se seleccionaron 13 litotipos que caracterizan adecuadamente las diferentes áreas de aporte. Dentro de los fragmentos monominerales se individualizaron el cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino de grano grueso, cuarzo policristalino de grano fino, feldespato potásico ortosa, feldespato potásico microclino, plagioclasa y micas. Dentro de los fragmentos líticos se distinguieron las siguientes clases: líticos volcánicos ácidos, líticos volcánicos mesosilícicos, líticos volcánicos básicos, líticos metamórficos, líticos plutónicos y por último líticos sedimentarios.

Como en el caso de la porosidad, la contribución relativa de cada uno de los litotipos se determinó empleando el programa de análisis de imágenes JMicroVision v1.2.7®, lo que permitió una medición precisa de los porcentajes modales, preservando un registro electrónico de las mediciones efectuadas.

Los análisis de fábrica, textura y composición por microscopía electrónica fueron realizados en el Centro de Microscopía Avanzada de la Universidad de Buenos Aires. Para ello se utilizó un Microscopio *Field Emission SEM* (FESEM, Zeiss-Supra 40) con un detector de EDS *(Energy Dispersing Spectroscopy),* marca Oxford Instruments, modelo Inca X- Sight. La capacidad de detección de este instrumento es de concentraciones de 0,1% de cada ele-

mento con volumen de interacción mínimo de un micrón.

Finalmente, se efectuó el análisis químico de roca total de ocho muestras de areniscas por el método Fusión-ICP (metaborato de litio/tetraborato) en los laboratorios ACTLABS. De esta forma se obtuvieron el porcentaje de todos los elementos mayoritarios y de los siguientes elementos traza: Ba, Sr, Y, Zr, Sc, Be y V. Los valores obtenidos fueron volcados en los diagramas de caracterización geoquímica de áreas de proveniencia propuestos por Bhatia (1983), Roser y Korsch (1986), Maynard *et al.* (1982).

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN LOS COLORADOS

Desde el punto de vista paleoambiental, la Formación Los Colorados fue depositada principalmente por sistemas fluviales que variaron en el tiempo y recurrentemente desde meandriformes a anastomosados. Estos sistemas mostraron diferente grado de complejidad, no sólo en la arquitectura de sus canales sino también en las planicies de inundación, condicionado por la variación del espacio de acomodación sedimentaria en el tiempo.

A lo largo de la sucesión se han identificado seis secciones (Fig. 3). La sección 1, de 95 m de espesor, está compuesta por bancos tabulares de areniscas, con predominio de gruesas y muy gruesas, que corresponden a depósitos de canales monoepisódicos. Hacia arriba las areniscas gruesas pasan a areniscas medianas, finas y pelitas, estas últimas con abundantes paleosuelos (Protosoles y Vertisoles). Este conjunto muestra bien desarrolladas secuencias granodecrecientes y es interpretado como depositado en sistemas fluviales meandriformes. La sección 2, de 235 m de espesor (Fig. 3), se diferencia de la anterior por la naturaleza de sus canales de arena gruesa a mediana, los que resultan ahora multiepisódicos, y por el mayor espesor de los depósitos de areniscas finas y pelitas depositadas en áreas de planicies de inundación con desarrollo de Calcisoles. Además, las sucesiones de planicies suelen mostrar algunos ciclos granocrecientes que indicarían la progradación de lóbulos de desbordamiento *(crevasse splay)*. Desde el punto de vista genético este intervalo es interpretado como formado por cursos fluviales anastomosados. La sección 3, 110 m de espesor, corresponde básicamente a una recurrencia de los depósitos de la sección 1, esto es a secuencias granodecrecientes de areniscas gruesas hasta pelitas formadas en ambiente fluvial meandriforme (Fig. 3).

La sección 4, alcanza 150 m de espesor (Fig. 3), constituida mayormente por areniscas gruesas. Algunos niveles pueden presentar clastos de grava aislados, que conforman canales multiepisódicos en la base de la sección, que pasan a monoepisódicos en el techo. Estos canales se intercalan entre depósitos de areniscas finas y pelitas correspondientes a ambientes de planicies de inundación, los que muestran arreglos granocrecientes (lóbulos de desbordamiento) e incluyen paleosuelos correspondientes a Protosoles y escasos Calcisoles. La sección 5, de 130 m de potencia (Fig. 3), se caracteriza por la acumulación y amalgamación de depósitos de canal, junto a depósitos finos de planicie de inundación de escaso espesor y escasa presencia de lóbulos de desbordamiento. Las secciones 4 y 5 están genéticamente relacionadas y habrían sido formadas en sistemas fluviales multicanalizados que fueron perdiendo espacio de acomodación sedimentaria desde la sección 4 a la 5. Finalmente, los últimos 80 m de la unidad (sección 6, Fig. 3) comprenden ciclos granodecrecientes, que van desde areniscas gruesas de canal hasta areniscas finas y pelitas de planicies de inundación con desarrollo de Calcisoles. En forma similar a las secciones 1 y 3 se interpreta que este intervalo fue depositado por sistemas fluviales unicanalizados de alta sinuosidad.

De acuerdo a lo expuesto, la Formación Los Colorados en la sección estudiada corresponde básicamente a la depositación en dos tipos principales de sistemas fluviales. Por un lado, aquellos unicanalizados de alta sinuosidad, con depósitos de canales monoepisódicos, arreglos granodecrecientes y planicies de inundación dominadas por acreción vertical (secciones 1, 3, 5 y 6). Por el otro, sistemas multicanalizados, con facies de canales multiepisódicos, extensas planicies y buen desarrollo de lóbulos de desbordamiento (secciones 2 y 4). Estos sistemas fluviales se han reemplazado recurrentemente a lo largo del tiempo.

ANÁLISIS COMPOSICIONAL-DIAGENÉTICO DE ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LOS COLORADOS

Composición de las areniscas

Las areniscas analizadas de la Formación Los Colorados corresponden a diferentes niveles estratigráficos de la unidad, que incluyen muestras de las seis secciones previamente definidas (Fig. 3).

Estas psamitas son en su mayor parte de tamaño de grano mediano a grueso (media entre 250 y 1000 μm), muestran moderada a muy buena selección y muy bajos porcentajes de matriz (menor a 5 %), por lo que todas las muestras corresponden a arenitas en el sentido de Dott (1964) y Pettijhon *et al.* (1987). Los principales tipos de clastos (litotipos) y la composición modal de las areniscas se muestran en las cuadros 1 y 2 respectivamente, su ubicación en el diagrama de clasificación propuesto por Folk *et al.* (1970) en la figura 4. La mayoría de las muestras analizadas corresponden a feldarenitas líticas (43,18 %) y litoarenitas feldespáticas (36,36%), contando con escasas muestras que corresponden a feldarenitas y subfeldarenitas.

El principal componente es el cuarzo, que se presenta en proporciones que varían entre un máximo de 78,5 % y un mínimo de 37 % (Cuadro 2). El litotipo de cuarzo dominante es policristalino de grano grueso (Qpg en Fig. 5a, c y e) y le sigue en orden de abundancia el cuarzo monocristalino (Qm en Fig. 5c). La presencia de cuarzo policristalino de grano fino (chert) es excepcional, constituyendo la mayoría de las veces cantidades accesorias (Cuadro 2).

CUADRO 1: Litotipos modales reconocidos en las areniscas de la Formación Los Colorados.

Qm:	Cuarzo monocristalino
Qpg:	Cuarzo policristalino con cristales >62 micrones
Qpf:	Cuarzo policristalino con cristales <62 micrones
Fko:	Ortosa monocristalina
Fkm:	Microclino monocristalino
Fpg:	Plagioclasa monocristalina
Lva:	Vulcanitas ácidas
Lvm:	Vulcanitas mesoilícicas
Lvb:	Vulcanitas básicas
Lm:	Metamorfitas de bajo a alto grado
Ls:	Fangolitas
Lp:	Aplitas
M:	Micas

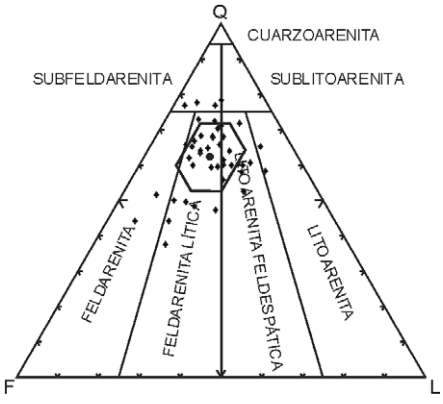


Figura 4: Clasificación petrográfica de las areniscas estudiadas en el esquema de Folk *et al.* (1970). El área indica el polígono de confianza.

Los feldespatos se presentan en porcentajes que varían entre 40 % y 7 %, dominando la ortosa, seguida por plagioclasa y en menor medida microclino (Cuadro 2). Es frecuente que la ortosa (Fko en Fig. 5a) y el microclino resulten pertíticos (Fkp en Fig. 5e) y exhiban moderada alteración arcillosa y ferruginosa. En lo que respecta a la plagioclasa (Fpg en Fig. 5d) se muestra invariablemente maclada y de composición oligoclasa-andesina.

Los fragmentos líticos varían entre el 31 % y el 1 % (Cuadro 2), siendo dominantes los líticos metamórficos de mediano y alto grado y en mucha menor proporción líticos volcánicos ácidos, mesosilícicos, fragmentos plutónicos (aplitas) y muy excepcionalmente líticos volcánicos básicos. Cabe destacar la escasa presencia de intraclastos pelíticos y de yeso en algunas muestras.

CUADRO 2: Recuentos modales en las areniscas de la Formación Los Colorados.

Muestra Nº	Qm	Qpg	Qpf	Fko	Fkm	Fpg	Lva	Lvm	Lvb	Lm	Ls	Lp	M
1	13,89	51,38	0,00	2,32	0,00	5,41	0,00	0,00	0,00	27,00	0,00	0,00	0,00
2	26,15	52,30	0,00	6,93	0,00	3,85	0,00	0,00	0,00	10,77	0,00	0,00	0,00
3	15,04	58,01	0,00	15,04	0,00	4,03	0,00	0,00	0,00	7,88	0,00	0,00	0,00
4	11,43	60,43	0,00	5,17	0,00	4,46	0,00	0,00	0,00	18,52	0,00	0,00	0,00
5	23,35	37,42	0,00	15,85	0,00	6,67	0,84	0,00	0,00	8,35	1,67	1,67	4,17
6	28,51	41,92	0,00	10,84	0,00	4,82	0,00	0,00	0,00	13,91	0,00	0,00	0,00
7	30,83	34,99	0,00	11,67	0,84	5,00	0,00	0,00	0,00	16,67	0,00	0,00	0,00
8	33,07	27,25	0,00	11,54	0,84	3,32	0,00	0,00	0,00	23,98	0,00	0,00	0,00
9	21,67	38,34	0,00	13,33	0,00	4,17	0,00	0,00	0,00	22,50	0,00	0,00	0,00
10	16,99	35,50	0,00	3,63	10,53	4,10	0,00	0,00	0,00	29,26	0,00	0,00	0,00
11	24,17	44,16	0,00	19,17	0,00	1,67	0,00	0,00	1,67	9,17	0,00	0,00	0,00
12	31,28	28,85	0,00	14,43	0,00	5,00	0,00	0,00	0,00	20,45	0,00	0,00	0,00
13	15,83	40,83	0,00	7,50	0,00	4,17	13,33	0,00	0,00	10,00	1,67	0,00	6,67
14	11,67	25,84	0,00	35,00	0,00	10,00	0,00	0,00	0,00	17,50	0,00	0,00	0,00
15	21,67	34,17	0,00	17,50	0,00	4,17	0,00	0,00	0,00	22,50	0,00	0,00	0,00
16	13,96	32,14	0,00	13,10	6,57	7,43	5,79	0,00	1,25	17,32	0,00	0,00	2,45
17	23,34	34,99	0,00	8,34	0,00	1,67	0,00	0,00	0,00	31,66	0,00	0,00	0,00
18	25,70	34,82	0,00	21,56	0,00	4,65	0,84	0,00	0,00	8,30	1,66	0,00	2,49
19	34,16	19,99	0,00	12,50	2,50	4,17	0,84	0,00	0,00	5,84	10,84	0,00	9,17
20	19,95	56,08	0,00	11,17	0,00	9,07	0,41	0,00	0,00	1,24	0,83	0,00	1,25
21	28,33	29,16	0,00	13,32	0,00	0,84	1,67	0,00	0,00	13,34	6,67	2,50	4,17
22	35,29	27,73	0,00	15,12	0,00	7,56	1,68	0,00	0,00	5,89	5,04	0,00	1,68
23	25,46	26,18	0,00	31,91	2,50	5,73	0,00	0,00	0,00	8,23	0,00	0,00	0,00
24	23,34	20,84	0,00	42,49	0,00	6,67	2,50	0,00	0,00	1,67	2,50	0,00	0,00
25	29,99	15,00	1,67	25,83	5,00	0,00	5,84	0,00	0,84	0,84	7,50	0,00	7,50
26	24,16	41,66	0,00	24,16	0,00	1,67	5,84	0,00	0,00	0,84	1,67	0,00	0,00
27	28,33	15,84	0,00	40,00	0,00	0,84	7,50	0,00	0,00	7,50	0,00	0,00	0,00
28	36,66	11,67	Tr	29,16	0,00	3,34	5,00	0,00	0,00	5,84	8,33	0,00	0,00
29	19,99	29,99	0,00	34,17	0,00	2,50	7,50	0,84	0,00	4,17	0,84	0,00	0,00
30	38,45	28,45	0,00	16,61	1,65	4,93	2,44	0,00	0,00	6,62	0,00	0,84	0,00
31	43,39	16,73	0,00	18,34	0,00	0,00	9,62	0,00	0,00	8,85	0,77	0,00	2,31
32	31,72	44,25	0,00	7,52	1,67	7,51	0,00	0,00	0,00	5,01	0,00	0,00	2,31
33	48,50	17,00	0,00	11,50	0,00	6,00	5,00	0,00	0,00	5,50	3,00	0,00	3,50
34	54,41	12,83	0,00	14,52	0,00	3,29	0,00	0,00	0,00	13,03	0,50	0,00	1,42
35	30,10	32,04	0,00	11,66	2,91	0,97	0,00	4,85	0,00	10,68	3,88	0,00	2,91
36	36,66	18,33	0,00	10,00	0,00	1,67	1,67	0,00	0,00	5,84	1,67	0,00	24,16
37	53,65	14,43	0,00	15,45	0,00	0,00	4,74	0,00	0,00	10,19	1,54	0,00	0,00
38	35,82	28,33	0,00	20,00	0,00	4,17	3,34	0,00	0,00	6,67	0,00	0,00	1,67
39	22,13	40,98	0,00	5,74	2,46	2,46	0,00	0,00	0,00	6,56	0,82	0,82	18,03
40	33,33	16,24	0,00	8,55	0,85	4,27	1,71	0,00	0,00	18,80	0,00	1,71	14,53
41	43,82	12,38	0,00	9,52	0,95	7,62	0,95	0,00	0,00	9,52	0,00	1,90	13,33
42	47,17	8,49	0,00	10,38	0,00	6,60	0,94	0,00	0,00	16,98	0,00	0,00	9,43
43	45,05	9,01	0,00	11,71	0,90	11,71	0,00	0,00	0,00	10,81	0,00	0,90	9,91
44	27,27	27,27	Tr	14,55	0,00	6,36	0,91	0,00	0,00	15,45	0,00	0,00	8,18
45	53,12	7,96	0,00	5,30	0,88	6,19	2,65	4,42	0,00	5,31	0,00	0,00	14,16

Recuento modal empleando los litotipos señalados en la cuadro 1. Para consultar la ubicación de las muestras véase figura 3.

Diagénesis física: compactación

De acuerdo al tamaño de grano y selección de las areniscas aquí analizadas, estas rocas presentan una porosidad depositacional relativamente alta, con valores comprendidos entre el 40 % y 35 % calculados por el método de Beard y Weyl (1973). La posterior pérdida de porosidad durante el sepultamiento fue enteramente física en la mayoría de las muestras, sin evidencias de compactación química. El tipo de contacto que predomina entre los clastos de las areniscas es recto, siguiéndole en orden de importancia los contactos tangenciales y en menor medida los cóncavo-convexos (Taylor 1950). Excepcionalmente algunas areniscas exhiben fábrica flotante, ello ocurre cuando se ha producido una muy temprana cementación que inhibe la posterior compacta-

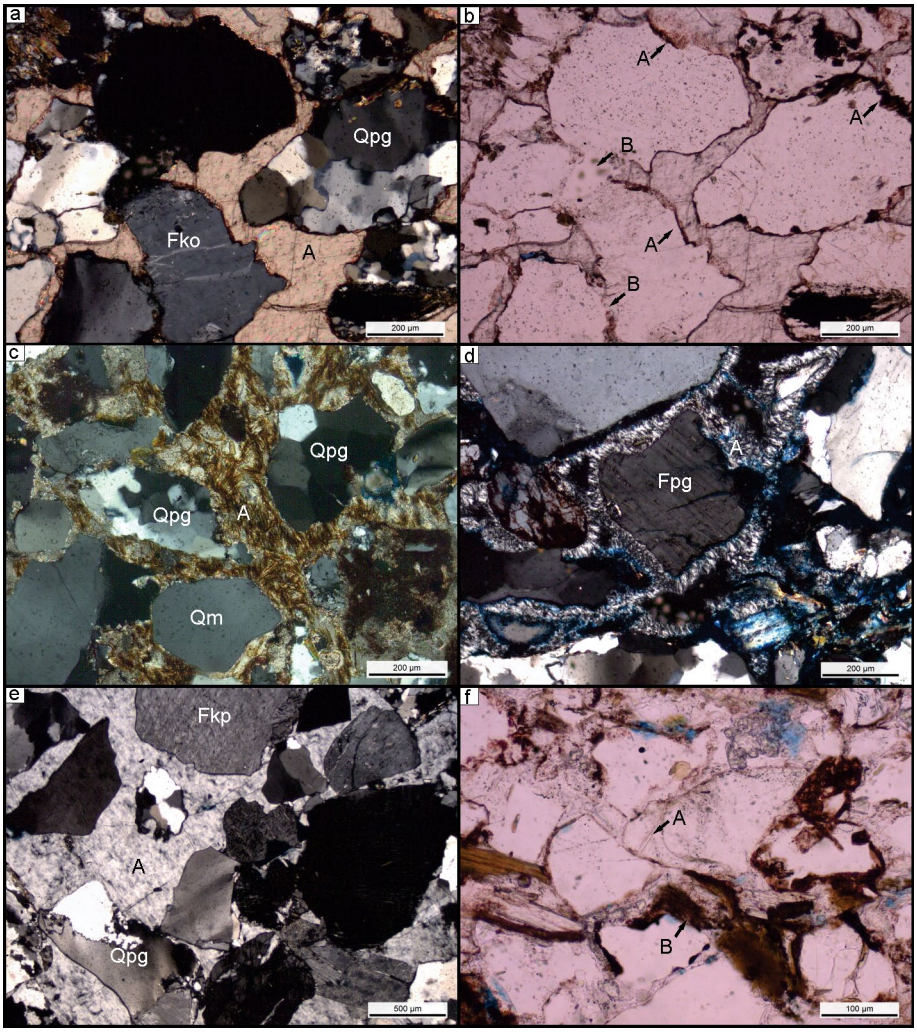


Figura 5: Microfotografías de las areniscas de la Formación Los Colorados. a) Cemento carbonático poikilítico (A); b) Cementos de cobertura de clastos ferruginoso, que en ocasiones se corta en el contacto de dos clastos (A) y cemento carbonático poikilítico (B); c) Cemento carbonático fibroso teñido por acción de los óxidos de hierro; d) Yeso fibroso; e) Yeso poikilítico; f) Crecimiento secundario de cuarzo (A), migración de óxidos a partir de la alteración de las micas (B). Referencias para la fracción clástica, Qm=cuarzo monocristalino, Qpg=cuarzo policristalino de grano grueso, Fko=feldespato potásico ortosa, Fpg=feldespato plagioclasa y Fkp=feldespato potásico pertítico.

ción. El índice de empaquetamiento cerrado (TPI *index*, Wilson y McBride 1988) varía entre un valor máximo de 67 % y un valor mínimo de 20 %, lo que indica una moderada a moderadamente baja compactación. Lo dicho es también sugerido por el limitado flexuramiento de minerales micáceos.

De acuerdo a lo expuesto la reducción de la porosidad depositacional ha sido en mayor medida el resultado de pérdida por cementación (*cementational porosity loss,* Houseknecht 1987, Ehrenberg 1995) y en menor grado compactación mecánica (*compactional porosity loss,* Houseknecht 1987, Ehrenberg 1995), aún teniendo en cuenta la reducción en volumen de clastos dúctiles (Wang *et al.* 2012).

Diagénesis química: minerales diagenéticos

Carbonato: El carbonato de calcio, dominado por calcita y en menor proporción dolomita en cristales romboidales, se presenta como cemento y en algunos casos como reemplazo de clastos. En el caso de los cementos, existen tres fábricas principales: poikilítico, microgranular ecuante y tipo *rim*. El cemento poikilítico es excluyente en algunas muestras, conforma cristales de varios milímetros de diámetro compuestos por calcita frecuentemente maclada (A en Fig. 5a). La calcita microgranular está presente en casi todas las muestras analizadas, en algunas de ellas es dominante, mientras que en otras se presenta subordinada. Se desarrolla como un cemento de oclusión, formando cristales aproximadamente equidimensionales de hasta 150 micrones de diámetro. Ocasionalmente el cemento carbonático se asocia estrechamente a cemento ferruginoso de hematita, en estos casos, entre los cristales de carbonato se distribuyen patinas de hematita de aspecto filiforme, formando en conjunto un cemento de oclusión (A en Fig. 5c). Es excepcional la presencia de cemento microgranular espáritico de unos 300 micrones de diámetro. El cemento tipo *rim* es muy escaso y se desarrolla como cobertura de pocos micrones de espesor sobre los clastos. En algunas ocasiones, la calcita aparece como mineral de reemplazo, ya sea como sustituciones parciales en feldespatos o fragmentos líticos, o bien como un reemplazo total de clastos.

Yeso: El yeso se presenta como principal especie cementante en algunas areniscas, aunque más frecuentemente está asociado a cemento de carbonato y sílice. Se identifican tres variedades principales: fibroso, microgranular y poikilítico (A en Fig. 5d y e, y A en Fig. 6a). El yeso fibroso es más frecuente y corresponde a cristales aciculares, de hasta 50 micrones de largo, que se apoyan sobre el contorno de clastos conformando un cemento tipo *rim* (A en Fig. 7a y b). En otros casos, el cemento fibroso pasa sin solución de continuidad a cemento de yeso microgranular que ocluye el espacio poral. Finalmente, el cemento de yeso poikilítico sólo ha sido observado en algunas muestras, pero cuando está presente resulta excluyente (A en Fig. 5e).

Hematita: Se presenta como un cemento de cobertura de clastos en casi todas las muestras analizadas, aunque su proporción rara vez excede 5% de las especies cementantes. Este mineral es el responsable del color rojo que exhibe la secuencia al cubrir la superficie de los clastos con una película de solo unos pocos micrones

de espesor (A en Fig. 5b). Para establecer el momento de formación de la hematita, esto es si se encontraba adherida a la superficie de los granos previos a la depositación (*coating* predeposicional) o bien se originó durante la diagénesis, debido a la alteración de minerales ferromagnesianos (*coating* postdepositacional), se inspeccionó la relación entre el cemento y los contactos primarios entre clastos. En un gran número de casos la película de hematita se interrumpía en los contactos primarios (B en la Fig. 5b), lo que sugiere una formación postdepositacional de al menos la mayor parte del cemento. Esto es avalado por la falta casi total de cemento hematítico en areniscas que han sufrido una muy temprana cementación, principalmente de yeso, que obliteró totalmente el espacio poral e inhibió la alteración de minerales ferromagnesianos y la circulación de soluciones ricas en Fe^{3+}.

Cuarzo: Se presenta formando dos tipos de cementos de cobertura. Por un lado, crecimiento secundario (A en Fig. 5f), el que se desarrolla en algunos casos como cemento de sostén. Por el otro, cemento de cobertura de alta superficie específica (B en Fig. 7b), se trata mayormente de microcuarzo, frecuentemente desarrollando cristales piramidales con su eje mayor dispuesto en forma perpendicular a la superficie de los clastos (B en Fig. 6b). Este tipo de cemento sólo se presenta en algunas muestras, y en ocasiones aparece engolfado y corroído antes de la precipitación de los cementos carbonáticos arriba considerados.

Zeolita: Se presentan en alrededor de un 50% de las muestras analizadas formando dos tipos de cementos principales: de cobertura de clastos y de oclusión con fábrica microgranular. Se caracterizan por su baja birrefringencia, aspecto límpido y en algunos casos la presencia de maclas. El estudio con microscopio electrónico permitió reconocer analcima como al menos una de las especies de zeolitas cementantes principales (C en Figs. 6c y 7c).

Arcilla: Si bien muchos clastos, en particular los feldespatos, muestran variable grado de alteración arcillosa, principalmente a caolinita, es muy probable que

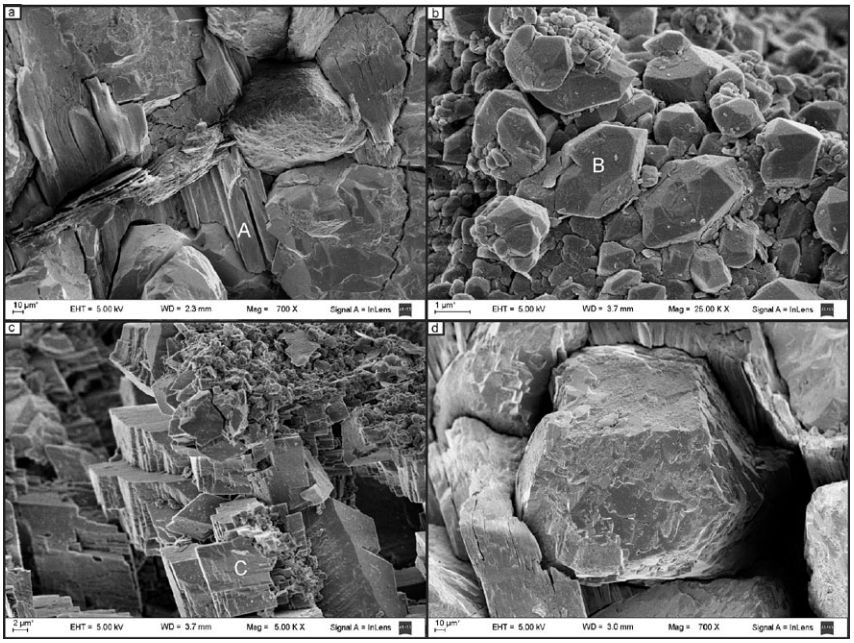


Figura 6: Imágenes por microscopía electrónica de barrido sobre los cementos de las areniscas. a) Cemento de yeso fibroso; b) Microcuarzo apoyado sobre la superficie de un clasto; c) Cemento zeolítico; d) Porosidad por disolución de cemento de yeso.

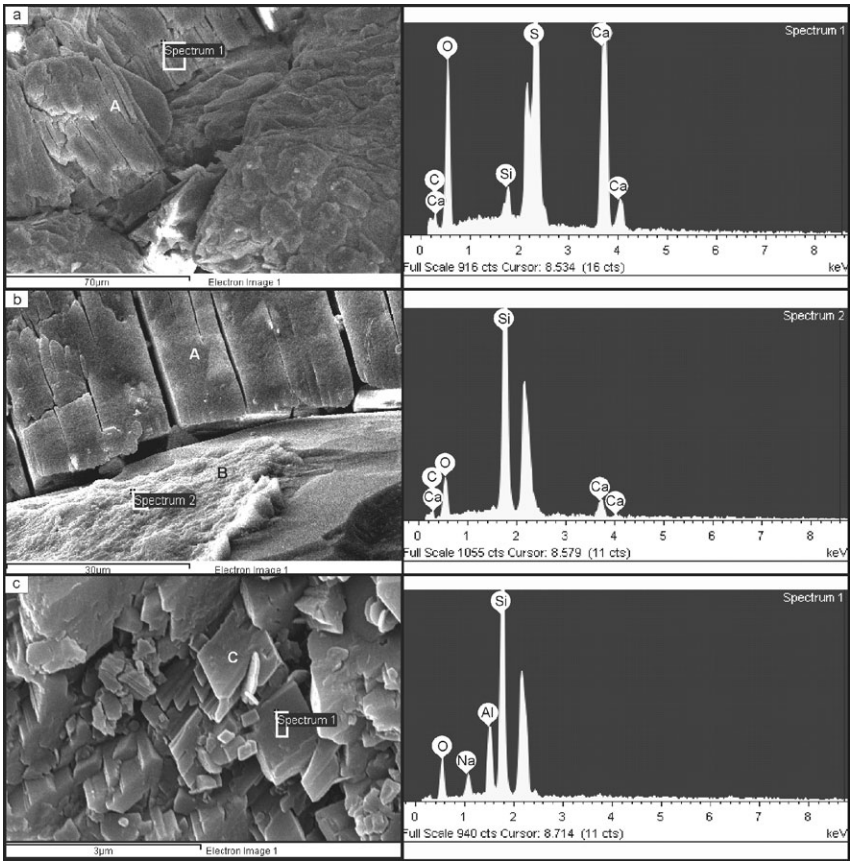


Figura 7: Imágenes por microscopía electrónica de barrido y análisis con microsonda. a) Cemento de yeso poikilítico ocupando casi la totalidad del espacio intergranular; b) Cemento de cobertura de microcuarzo seguido por cemento de oclusión de yeso (A); c) Cemento de zeolita sódica distribuida en el espacio intergranular.

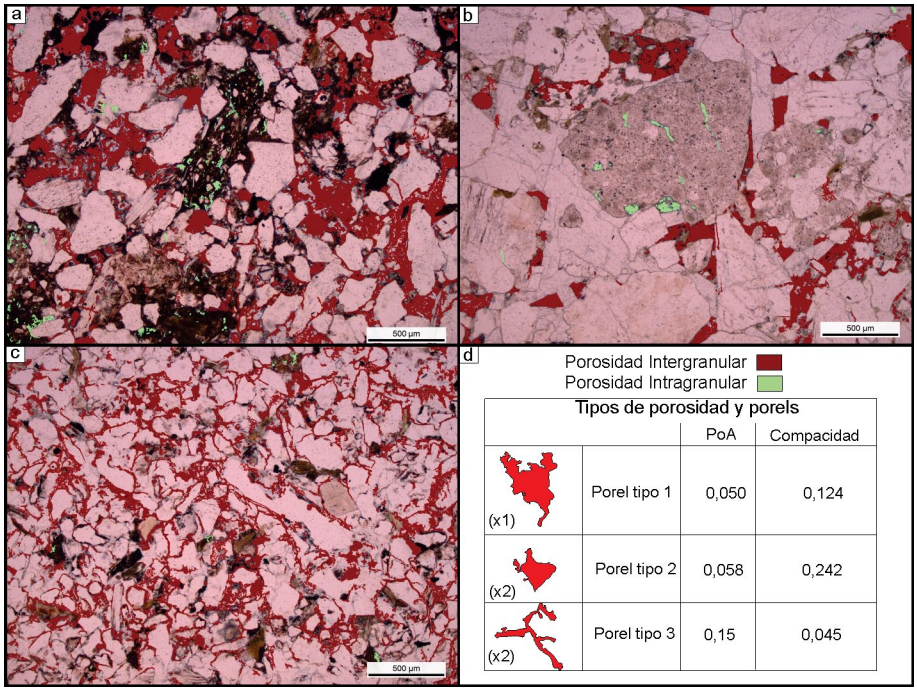


Figura 8: Patrones porales. a) Poros equidimensionales producto de la disolución de clastos que presentan moderada interconexión poral; b) Poros equidimensionales aislados con baja a nula interconexión poral; c) Poros alargados con diseño irregular con muy alta interconexión poral; d) Tipos de porels discriminados en la Formación Los Colorados.

este mineral se haya formado en el área fuente y no necesariamente refleje procesos diagenéticos. Lo dicho se basa en la falta de un patrón generalizado de alteración de feldespatos, en la ausencia de procesos de disolución y en el hecho de que mientras algunos clastos exhiben fuerte alteración arcillosa otros se presentan totalmente frescos. Por el contrario el reemplazo de clastos líticos de volcanitas por cloritas parece haber ocurrido durante la diagénesis a juzgar por el similar grado y la común mineralogía que muestran estos fragmentos. En algunos casos, y como resultado de la compactación y el crecimiento de arcillas autigénicas dentro de los clastos se produce la formación de epimatriz y pseudomatriz (Dickinson 1970). La participación de otras arcillas (probablemente illita) como cemento es escasa y se limita a cemento de cobertura de clastos estrechamente relacionadas al cemento hematítico antes descripto.

Porosidad

Las areniscas estudiadas muestran bajos a moderados valores de porosidad promedio (entre 1 % y 5 %), alcanzándose en algunas muestras valores superiores al 10 % (Fig. 8). En todos los casos domina la porosidad secundaria, principalmente del tipo intergranular por disolución de clastos inestables (Fig. 8a) y en menor medida del cemento (Fig. 8b y c). La contribución de la porosidad secundaria intragranular es limitada y se debe mayormente a microporosidad formada por la disolución parcial de líticos volcánicos y en menor medida feldespatos (Fig. 8). En lo que respecta a la porosidad primaria, es escasa y menor al 3 % en todos los casos, ya que la cementación, la compactación y la falta de un cemento de sostén eodiagenético no han contribuido a su preservación.

Teniendo en cuenta la morfología, conectividad, tamaño y tipo de *porel* se han identificado al menos tres tipos de patrones porales dominantes, lo que reflejan distintos orígenes de la porosidad (Fig. 8d). El término *porel ("PORosity ELement")* es utilizado aquí en el sentido de Ehrlich *et al.* (1991) para referirse al conjunto de poros y gargantas que define una unidad geométricamente representativa del sistema poral cuando se emplea el análisis óptico de la porosidad como herramienta de análisis (véase también Net y Limarino, 2000). El primer patrón de porosidad (*Porel* tipo 1 en Fig. 8a y d) corresponde a los *porels* de mayor diámetro, los que son más o menos equidimensionales, con relación de PoA (perímetro/área) menor a 0,5, compacidad (medida como área del poro/área del círculo de idéntico perímetro) intermedia (0,124) y moderado grado de interconexión poral (Fig. 8d). Este tipo de arreglo está dominado por porosidad secundaria intergranular, y en menor medida intragranular, resultante de la disolución de clastos líticos, en ocasiones transformados previamente en pseudomatriz (Fig. 8a).

Un segundo tipo de porosidad (*Porel* tipo 2 en Fig. 8b y d) incluye a *porels* equidimensionales, aislados o con muy bajo grado de interconexión, compactos (índice de compacidad 0,242), que presentan valores de PoA muy bajos, similares a los del tipo 1 (0,058). Este patrón de porosidad resulta en gran medida de la disolución del cemento y en menor proporción de clastos inestables (Fig. 8b).

Finalmente, un tercer tipo de configuración poral corresponde a *porels* alargados (*Porel* tipo 3 en Fig. 8c y d), de diseño irregular, definiendo una red de alta interconexión poral, aunque constituida por poros pequeños en los que abundan las gargantas porales. Las características morfológicas de esta clase de *porel* son muy diferentes cuando se las compara con las anteriores, lo que queda reflejado en el mayor valor del PoA (0,15) y en su carácter muy poco compacto (índice de compacidad 0,045). Desde el punto de vista genético, este tipo poral resulta de porosidad secundaria intergranular vinculada principalmente a la disolución de cementos (calcita y yeso).

HISTORIA DIAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN LOS COLORADOS

Las muestras analizadas exhiben una compleja historia diagenética, pues las diferentes fases cementantes han bloqueado el sistema durante distintas etapas de la diagénesis y además la naturaleza del am-

biente sedimentario influenció en gran medida la composición de las aguas porales. En la figura 9 se esboza un modelo diagenético para las areniscas de la Formación Los Colorados, en él se han considerado dos situaciones contrastantes: 1. areniscas tempranamente cementadas por yeso y probablemente vinculadas a pequeños cuerpos de agua efímeros y 2. areniscas con una historia de cementación más compleja, y posiblemente relacionadas a ambientes fluviales no inundados (estas últimas resultan la situación más frecuente). Para una descripción ordenada se reconocen cuatro estados diagenéticos principales.

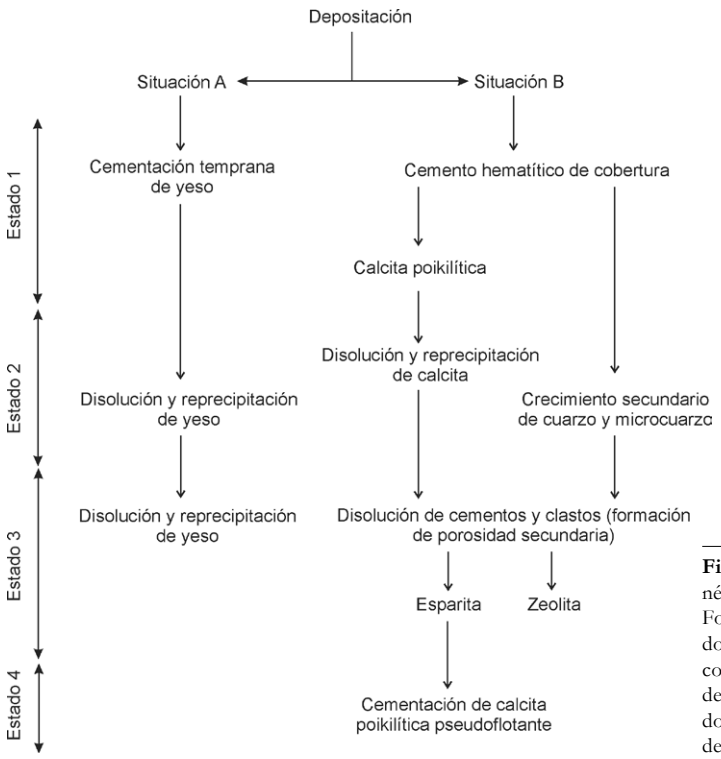


Figura 9: Modelo diagenético propuesto para la Formación Los Colorados. Obsérvese como las condiciones del medio depositacional generan dos secuencias diferentes de evolución diagenética.

Estado 1

Correspondiente a la eogénesis temprana, es el que muestra mayor influencia de las aguas porales sobre la diagénesis. En los ambientes vinculados a cuerpos de agua, probablemente efímeros, la precipitación temprana de yeso poikilítico durante los primeros metros de sepultamiento, produjo una fábrica abierta. En ésta no existe significativa evidencia de disolución química de clastos y el yeso es la especie mineral exclusiva, aunque muestra diferentes texturas (dominantemente poikilítico y en menor medida fibroso situación A en la Fig. 9). En este caso, no se ha formado ni siquiera el cemento de cobertura hematítico, responsable del color que muestra la Formación Los Colorados, indicando que la precipitación temprana de cemento de yeso cerró casi totalmente el sistema diagenético (Figs. 9 y 10a). Lo dicho está bien representado en la figura 10b donde se observa como el óxido de hierro de la biotita alterada (A en la Fig. 10b) no ha podido migrar debido al cierre muy temprano de la red poral por el cemento de yeso (compárese con Fig. 10c).

En el caso de los ambientes fluviales no inundados (situación B en Fig. 9) la alteración de minerales ferromagnesianos (principalmente biotita, anfíboles y piroxenos) condujo a la liberación de Fe3+ y su difusión a lo largo del sistema poral. Este Fe3+ precipitó como óxidos hidratados de hierro (por ejemplo goethita), para luego transformarse a hematita como un cemento de cobertura de clastos durante la eogénesis avanzada (Fig. 10c). La comparación de las situaciones A y B permite confirmar que el origen de la hematita es postdepositacional.

Sólo en algunas ocasiones se produjo la precipitación de cemento poikilítico de calcita que preservó en algunos casos fábricas abiertas y probablemente vinculadas a paleosuelos cálcicos (Fig. 5a). La calcita poikilítica sucede en muchos casos al desarrollo de cemento de cobertura de hematita cerrando el sistema diagenético, aunque probablemente no en forma tan eficiente como lo hizo el yeso.

Estado 2

Al progresar el sepultamiento en los depósitos vinculados a cuerpos de agua efímeros (situación A en Fig. 9), el yeso inhibió la compactación de la fábrica y sólo tuvieron lugar procesos de disolución, reprecipitación (yeso fibroso) y formación de porosidad secundaria (Figs. 5d y 10a). En el caso de las areniscas relacionadas a los ambientes fluviales no inundados (situación B en Fig.9) existen dos asociaciones diagenéticas principales. Por un lado, precipitación de calcita formando cementos de oclusión esparíticos, microesparíticos y sólo excepcionalmente tipo *rim*. Por el otro lado, crecimiento secundario de cuarzo o microcuarzo directamente dispuesto sobre el cemento de hematita (Figs. 5f, 6b, 10d y e). La precipitación de sílice es aquí interpretada como producida al fin de la eogénesis a partir de la sobresaturación en SiO_2 de las soluciones porales. Los tipos de contactos (ausencia de contactos suturados) y en general la fábrica relativamente abierta de las areniscas, llevan a descartar que la sílice sea producto de fenómenos de presión-solución (Weyl 1959, Trurnit 1968, Mc Bride 1989). Harwood *et al.* (2013) demostraron, mediante estudios isotópicos, que la cementación de crecimiento secundario de cuarzo puede comenzar durante la eogénesis a temperaturas tan bajas como 60-70 °C (hasta 35 ºC en casos particulares) si los fluidos porales están sobresaturados en sílice. Teniendo en cuenta los procesos diagenéticos desarrollados durante este estado, se lo refiere a la eogénesis media a avanzada.

Estado 3

El comienzo de esta etapa diagenética se caracteriza por un episodio de ligera di-

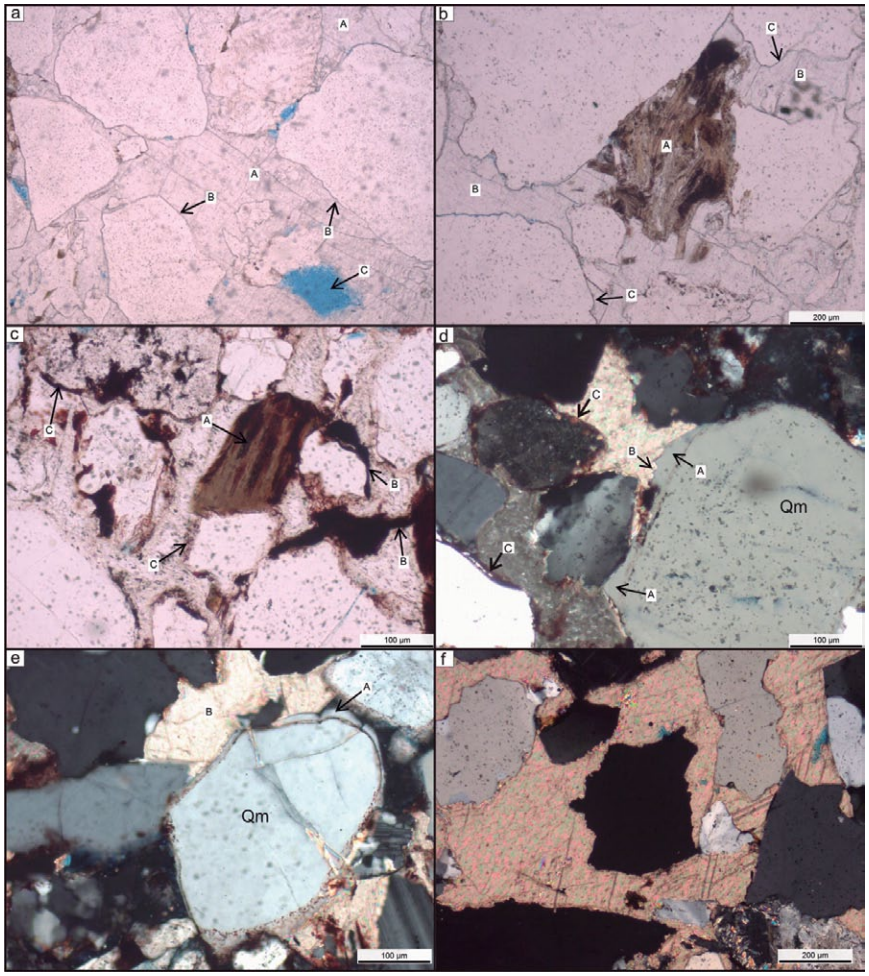


Figura 10: Microfotografías de las areniscas de la Formación Los Colorados. a) Cemento de yeso poikilítico (A) que inhibe la depositación del *coating* ferruginoso (B) con disolución parcial (C); b) Biotita alterada con el óxido de hierro alojado en los planos de clivaje (A) que no puede migrar por el cemento de yeso poikilítico (B) e impide la precipitación del mismo en los contornos de los clastos (C); c) Óxido de hierro migrando desde la biotita (A) hacia el resto de la roca ocupando los espacios porales (B) y cubriendo el contorno de los clastos (C); d) Crecimiento secundario de cuarzo (A), corrosión de los contornos del crecimiento (B) y *coating* ferruginoso (C); e) Crecimiento secundario de cuarzo (A) y cemento carbonático (B); f) Clastos con contornos corroídos por acción de la disolución y precipitación de cemento carbonático ocluyendo el espacio poral.

solución de los cementos anteriormente formados y en algunos casos de parte de la fracción clástica. Esta disolución se manifiesta en la corrosión del cemento carbonático, la disolución de parte del crecimiento secundario (B en Fig.10d) y las estructuras en caries observadas en muchos clastos. Se habría generado entonces una porosidad secundaria, mayormente intergranular, que fue luego casi totalmente obliterada por la precipitación de dos tipos de cementos de oclusión, zeolitas y/o calcita esparítica (Fig. 6c). Se interpreta este estado diagenético como correspondiente a la mesodiagénesis.

Estado 4

Este estado sólo afectó a unas pocas muestras en las que el sistema diagenético no fue totalmente cerrado en las etapas anteriores. Probablemente a temperaturas mayores a los 110 ºC, se produjo una nueva etapa de disolución y formación de porosidad secundaria, pero que en este caso no sólo afectó a los cementos previamente formados, sino también a gran parte de la fracción clástica. Así, en algunas muestras se observa una disolución masiva tanto de fragmentos líticos como de tectosilicatos (cuarzo y feldespatos, Fig. 10f). A la disolución siguió la precipitación de cemento de calcita poikilítica de alta temperatura (Dapples 1971). La fuente de calcio para el cemento de calcita frecuentemente es la disolución de cementos previos, a lo que debe sumarse el calcio proveniente de plagioclasas y fragmentos líticos (Girard 1998). El cemento de hematita precipitado durante la eodiagénesis resultó en muchos casos inerte a la disolución y permite reconstruir la forma de los clastos originales.

ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA DE LA FORMACIÓN LOS COLORADOS

Componentes modales

Para los estudios de procedencia fueron elegidos 13 litotipos que caracterizan la composición modal de las areniscas (Cuadro 1). Los minerales pesados traslúcidos (biotita y anfíboles principalmente) y los opacos no fueron considerados. La exclusión de los mismos se basa en el hecho de que su proporción se encuentra fuertemente controlada por las condiciones hidrodinámicas de las corrientes, y por lo tanto su concentración no representa estrictamente al área de aporte (Dickinson y Suczek 1979; Scasso y Limarino 1997).

Dentro de los litotipos considerados, el más abundante es el cuarzo que aparece en tres variedades principales: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino de grano grueso (Qpg), cuarzo policristalino de grano fino (Qpf, Cuadro 1). El cuarzo monocristalino no presenta ideomorfismo, bordes de reacción o cristales negativos, lo que lleva a descartar una fuente volcánica para la mayoría de ellos (Figs. 5c, 10d, e). El cuarzo policristalino es en muchos trabajos incluido en un único litotipo, frecuentemente descripto como cuarzo "tipo chert", sin embargo en nuestro caso resulta conveniente separarlo en dos variedades (Cuadro 1). Por un lado, aquellos en los que los cristales exceden los 62 micrones (Qpg, Cuadro 1 y Figs. 5a, c, 11a), los que se presentan como agregados líticos, en ocasiones con extinción ondulosa o fragmentosa. Una segunda variedad corresponde al

cuarzo policristalino de grano fino (diámetros de cristales individuales inferiores a 62 micrones, Qpf, Cuadro 1), el que conforma agregados líticos (cuarzo tipo Chert en la literatura). Esta distinción se hace necesaria en nuestro caso para separar aquellos fragmentos derivados de rocas cristalinas (Qpg, Cuadro 1), de los que tienen un origen sedimentario o volcánico (Qpf, Net y Limarino 2006).

Los feldespatos fueron divididos en feldespatos potásicos (ortosa y microclino) y plagioclasas. La ortosa (Fko, Cuadro 1) suele mostrar pertitas (hasta un 6 % de ortosas pertíticas han sido contadas en algunas muestras, Fig. 5a, e) y alteración leve a moderada, con parciales reemplazos de caolinita y sericita dispuestas a lo largo de planos de clivaje y macla. El microclino (Fkm, Cuadro 1) aparece con su característico maclado en arpillera y levemente alterado (Fig. 11e). La plagioclasa (Fpg, Cuadro 1), se trata mayormente de oligoclasa y oligoclasa-andesina, muestra el típico maclado polisintético, no presentando la mayoría de los individuos zonación (Figs. 5d, 11d). La escasez de plagioclasas zonadas ha sido considerada por algunos autores como un índice de aporte metamórfico sobre magmático (Pittman 1963). Por otro lado, la relación feldespato potásico/plagioclasa es siempre mayor a 1, lo que también sugiere ausencia de un aporte volcánico significativo (Dickinson 1970).

Dentro de la fracción lítica se han separado aquellos fragmentos de roca derivados de metamorfitas, rocas intrusivas, sedimentitas y volcanitas. Las primeras son las más abundantes, se trata en general de esquistos micáceos y cuarzo-micáceos de mediano a alto grado, donde predominan la muscovita y la biotita sobre el anfíbol (Fig. 11a, b). En algunos casos se han desprendido láminas relativamente grandes de micas que han sido consideradas en los conteos (M en cuadros 1 y 2, véase también Fig. 11e).

Los líticos volcánicos son en general escasos (oscilan entre 13 y 0 % según la muestra analizada), predominan los de volcanitas ácidas (Lva en Cuadro 2) caracterizados por fragmentos afíricos en los que predominan las pastas felsíticas y granofíricas, raramente esferulíticas (Fig. 11c). En mucha menor proporción han sido identificados fragmentos de rocas mesosilícicas (Lvm, Cuadros 1, 2) y básicas (Lvb, Cuadros 1, 2). Los primeros corresponden a traquitas y andesitas con texturas bostonítica y pilotáxica (Fig. 11d), y los fragmentos básicos probablemente a basaltos con texturas hialopilíticas e importante alteración arcillosa y ferruginosa.

Los fragmentos de granitoides son muy escasos debido a que al tamaño de grano arena se han descompuesto en sus componentes minerales, es por ello que se restringen mayormente a aplitas (Cuadro 2).

En la Cuadro 2 se han contabilizado líticos sedimentarios en forma genérica, aunque un buen número de ellos parece tratarse de fragmentos intraformacionales de pelitas de color rojo. El hecho de que un número impreciso de fragmentos sedimentarios tenga un carácter intraformacional nos ha llevado a no considerar a los mismos para caracterizar las áreas de aporte (véase Mount 1985 y Zuffa 1980).

Geoquímica de las areniscas

Un total de 8 muestras de areniscas fueron analizadas químicamente, obteniéndose los porcentajes en óxidos de elementos mayoritarios y los siguientes elementos traza Ba, Sr, Y, Sc, Zr, Be y V (Cuadro 3). Los resultados obtenidos fueron analizados siguiendo el esquemas de clasificación propuestos por Pettijohn *et al.* (1972) y Herron (1988, Fig. 12). El diagrama de Pettijohn *et al.* (1972) muestra una mayor dispersión de valores cuando se lo compara con el diagrama de Herron (1988), pues las muestras grafican en los campos de litoarenitas, grauvacas y subarcosas. Por el contrario, el diagrama de Herron (1988) restringe la mayor parte de las muestras a los campos de litoarenita y sublitoarenita, lo que es mucho más consistente con lo determinado petrográficamente (compárese con la Fig. 4). Esta diferencia surge de la mayor proporción de Na_2O en relación al K_2O que muestran las areniscas (Cuadro 3), lo que no es frecuentemente encontrado en arcosas, desplazando los valores al campo de las grauvacas (Fig. 12a). La alta proporción de Na_2O en arcosas ha sido en algunos casos vinculada a procesos de albitización, lo que no debe ser descartado en nuestro caso debido a la alta proporción de feldespatos inhomogéneos (Fig. 11f). Sin embargo, como se verá más adelante, la relación $Na_2O>K_2O$ podría reflejar la geoquímica de las rocas del área de aporte.

La composición química de las areniscas fue utilizada para calcular el índice de alteración (CIA) propuesto por Nesbitt y Young (1982, 1996) de acuerdo a la relación:

$$CIA = [Al_2O_3 /(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$$

Es importante destacar que en cálculo del CIA la proporción de CaO se refiere exclusivamente al comprometido en los silicatos y no debe tenerse en cuenta el correspondiente a los cementos (Nesbitt y Young 1982, Armstrong-Altrin *et al.* 2004). Por esta razón al porcentaje de CaO obtenido de los análisis de roca total, le fue sustraído en cada caso el correspondiente al Ca incluido en el cemento. Los valores de CIA obtenidos se distribuyen en dos grupos (Fig. 13a). Por un lado, aquellos con valores bajos (CIA promedio 19,5) correspondientes a las muestras provenientes de la parte inferior de la formación y por el otro, las muestras de la parte superior de la sucesión con valores altos (CIA promedio 52,2). La diferenciación citada también se advierte en el diagrama binario CIA - SiO_2 (Figura 13b). Esta separación podría atribuirse a una variación en la tasa de subsidencia, y por tanto de transporte desde las áreas fuentes, relacionada al pasaje de condiciones de *postrift* avanzado. Esta disminución de la tasa de subsidencia ha sido previamente reconocida en estudios magnetoestratigráficos (Santi Malnis 2014).

Áreas de aporte

Conocido el marco geológico en el que se desarrolló la sedimentación de la Formación Los Colorados en la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, se establecen *a priori* cuatro potenciales áreas de proveniencia (Fig. 14a): 1) Las rocas graníticas que forman la Sierra de Sañogasta al este; 2) Los macizos metamórficos de media-

CUADRO 3: Análisis químicos efectuados en las areniscas de la Formación Los Colorados.

Muestra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3(T)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	Total	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V
					(%)										(ppm)				
																<			
2	70,42	4,77	0,93	0,1	0,69	7,45	1,53	1,02	0,165	0,02	10,96	98,06	382	211	10	2	132	1	18
5	60,06	8,48	2,34	0,439	4,37	7,98	3,47	1,32	0,343	0,04	11,82	100,7	259	100	22	6	174	1	37
6	70,02	6,56	1,7	0,145	0,27	9,27	2,48	1,16	0,307	0,03	8,39	100,3	256	105	16	4	216	1	32
7	67,04	4,48	1,3	0,016	0,14	8,22	1,65	1,16	0,113	0,02	8,17	92,3	2459	232	6	2	77	< 1	15
28	75,86	10,6	2,55	0,039	0,46	0,83	4,07	1,39	0,516	0,03	2,5	98,84	262	115	32	6	368	2	42
31	79,35	7,39	2,16	0,099	0,34	2,22	2,46	1,38	0,396	0,02	2,8	98,62	499	164	24	5	273	1	40
40	73,29	9,45	3,73	0,452	0,78	1,65	3,6	1,11	1,351	0,06	3,28	98,76	390	153	75	10	1255	2	69
41	79,57	9,27	2,37	0,05	0,35	0,85	3,62	0,96	0,513	0,03	2,02	99,62	400	128	28	6	401	2	38

Para consultar la ubicación de las muestras véase figura 3.

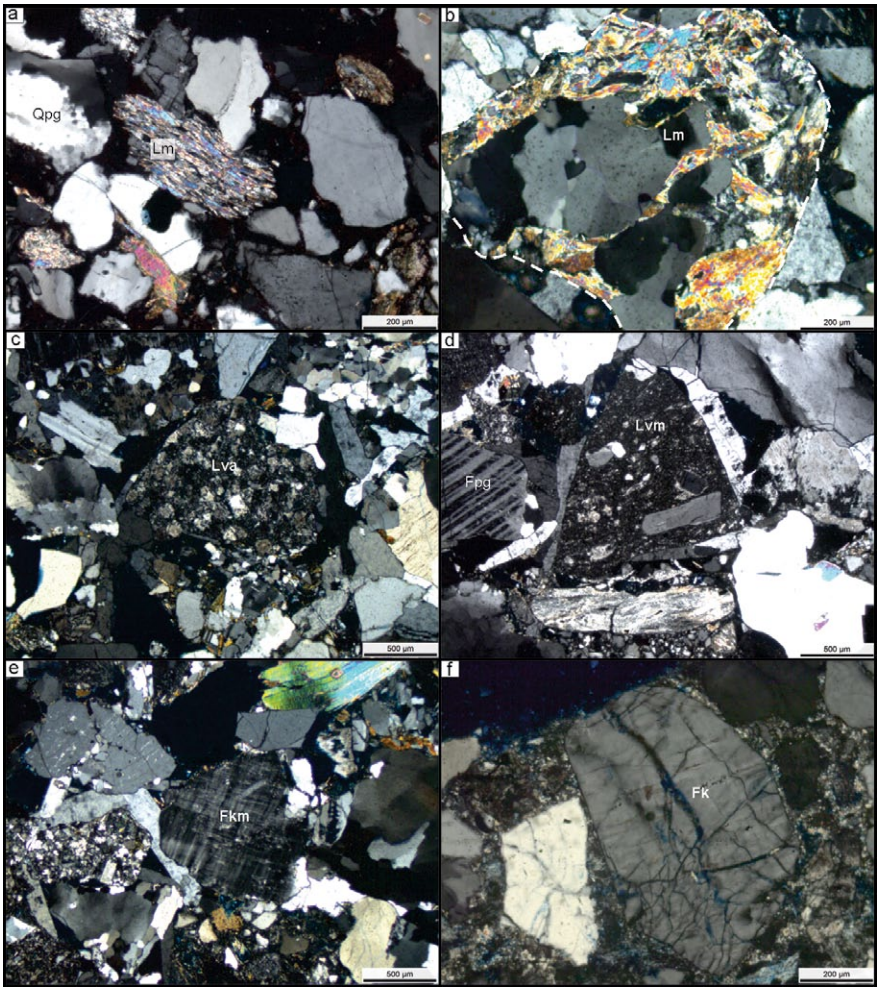


Figura 11: Microfotografías de las areniscas de la Formación Los Colorados. a) Lítico metamórfico de bajo grado (Lm) y cuarzo policristalino de grano grueso (Qpg); b) Lítico metamórfico de alto grado (Lm); c) Lítico volcánico ácido con pasta esferulítica (Lva); d) Lítico volcánico mesosilícico (Lvm) y feldespato plagioclasa (Fpg); e) Feldespato potásico microclino con su característico maclado en arpillera (Fkm); f) Feldespato potásico inhomogéneo (Fk).

no y alto grado con intrusiones plutónicas que predominan en la Sierra de Valle Fértil; 3) Un potencial aporte desde la Precordillera ubicada directamente al oeste de la cuenca (esta última caracteriza un típico orógeno reciclado paleozoico dominado por rocas sedimentarias) y 4) En forma distal las rocas volcánicas y volcaniclásticas del Grupo Choiyoi.

Se utilizaron los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) para una caracterización genética del área de aporte. Como puede verse en el diagrama Qt-F-Li (Fig. 15a), las modas detríticas se ubican principalmente en el campo de orógeno reciclado, lo que a una primera vista podría sugerir un aporte desde la Precordillera. Se graficaron en el diagrama cuarzo monocristalino - feldespato - líticos totales (Qm-F-Lt, Fig. 15b) las modas detríticas, colocando al cuarzo policristalino en el vértice de líticos totales. Cuando esto ocurre, la mayor parte de las modas detríticas se desplazan hacia el vértice Lt ocupando los campos de arco magmático, mezcla y orógeno reciclado lítico a transicional. Este comportamiento no es frecuente en aportes de orógenos reciclados, y resulta del alto porcentaje de cuarzo policristalino que muestran las areniscas, lo que provoca una fuerte disminución en el vértice cuarzoso y un brusco incremento en el de líticos totales. Para evaluar un aporte desde la Precordillera se presenta el triángulo Líticos metamórficos - Líticos sedimentarios - Líticos volcánicos (Lm-Ls-Lv, Fig. 15c), que intenta caracterizar la composición del área de aporte utilizando exclusivamente los fragmentos líticos. En el triángulo C se ha excluido al cuarzo policistalino de grano grueso (Qpg) de los componentes líticos y el cuarzo policristalino de grano fino (Qpf) se suma a los líticos sedimentarios, queda entonces claro que teniendo en cuenta la composición de los fragmentos líticos, el área de aporte no es sedimentaria sino que existe una contribución significativa metamórfica de mediana a alto grado. Si ahora el Qpg es sumado a los líticos metamórficos (Lm, Fig. 15d) se acentúa aún más la predomi-

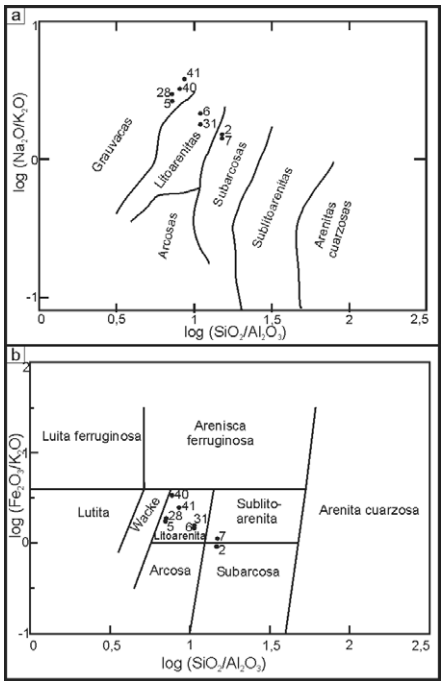


Figura 12: Esquemas de clasificación geoquímica propuestos por Pettijohn *et al.* (1972, Fig. 12 a) y Herron (1986, Fig. 12 b). Obsérvese el desplazamiento sufrido por las muestras al reemplazar el *log* (Na_2O/K_2O) utilizado por Pettijohn *et al.* (1972) por *log* (Fe_2O_3/K_2O) empleado por Herron (1986).

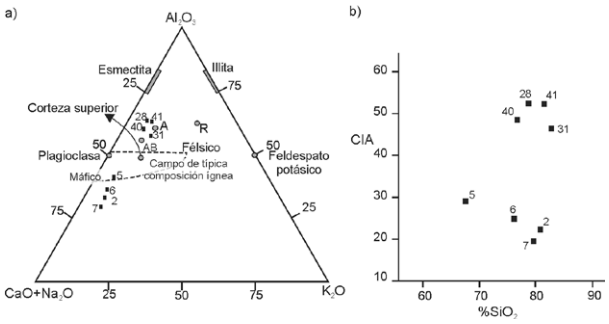


Figura 13: a) Diagrama ternario (CIA) Al_2O_3, Na_2O+CaO, K_2O para las muestras de la Formación Los Colorados. Como se indica en el texto las areniscas estudiadas se agrupan claramente en dos conjuntos; b) Variación del índice CIA en función de la SiO_2, obsérvese que se mantiene la división en dos grupos de muestras. Referencias: AB: andesita basáltica; A: andesita; R: riolita.

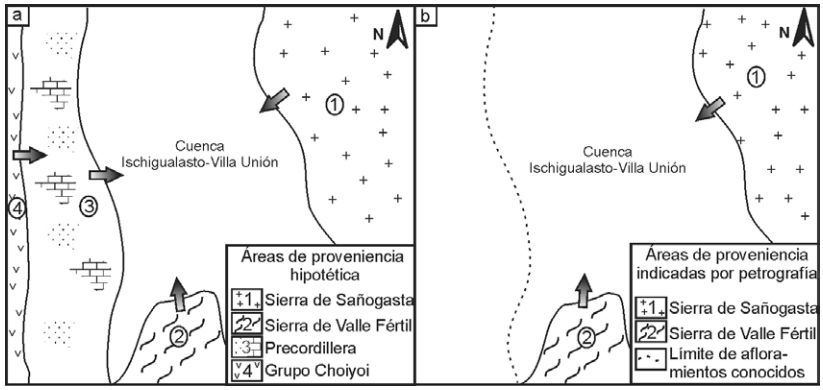


Figura 14: Modelo de áreas de aporte para la Formación Los Colorados, en a) Posibles áreas de aporte en función de la información geológica regional y datos paleogeográficos; b) Principales áreas fuentes en función de los resultados de composición modal y geoquímica obtenidos en este trabajo.

nancia del área metamórfica. Los triángulos 15c y 15d sirven para entender el origen del Qpg y su relación con los esquistos micáceos y anfibólicos reunidos en la categoría de Lm durante los conteos. En nuestra interpretación la mayor parte de Qpg y Lm presentan una procedencia común, el primero corresponde a los leucosomas de gneises, migmatitas y esquistos de alto grado, mientras que el segundo corresponde al melanosoma de estas rocas.

Sin embargo, no es sencillo separar las áreas de aporte relacionadas al basamento de la Sierra de Valle Fértil de los granitoides de la Sierra de Sañogasta a partir de las modas detríticas. En primer lugar, porque es difícil establecer litotipos que caractericen, con un margen aceptable de error, a alguno de los dos tipos de basamentos. En segundo lugar, porque en el basamento metamórfico de la Sierra de Valle Fértil ocurren frecuentes intrusiones pegmatíticas y de granitoides, que aunque minoritarias, introducen en los estudios de modas detríticas una señal de aporte de basamento granítico.

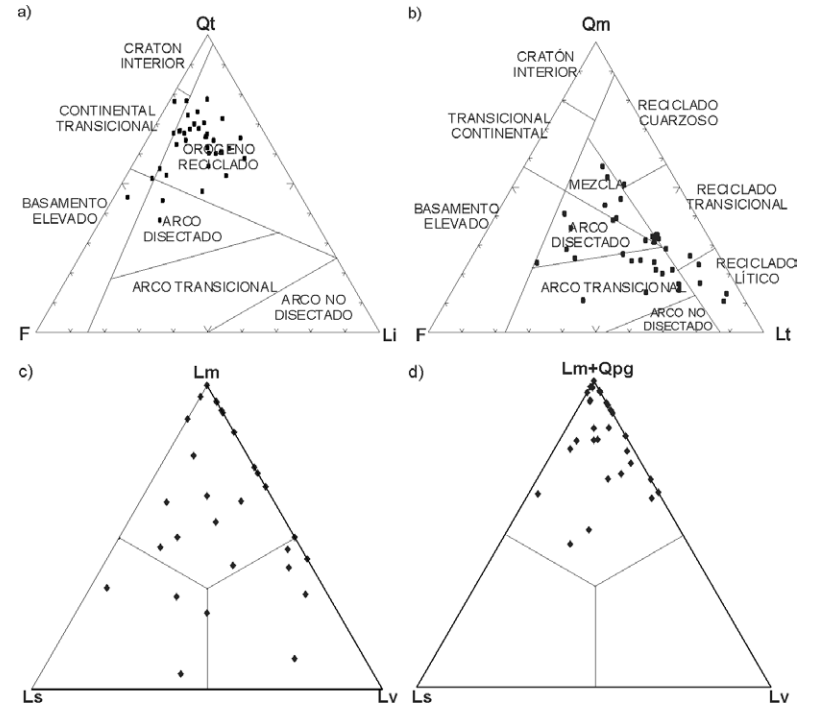


Figura 15: Diagramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1983). a) En el diagrama se observa que un gran porcentaje de las muestras corresponden al campo de orógeno reciclado, b) Las areniscas exhiben mayor dispersión que en el diagrama a) (para una discusión véase el texto); c y d) Diagramas auxiliares, propuestos en este trabajo, para separar áreas de proveniencia formadas por rocas metamórficas, sedimentarias y volcánicas. Referencias: Qm= cuarzo monocristalino, Qt= cuarzo total, F= feldespatos, Lt= fragmentos líticos totales, Li= fragmentos líticos inestables Lm= líticos metamórficos, Ls= líticos sedimentarios, Lv= líticos volcánicos, Qpg= cuarzo policristalino de grano grueso.

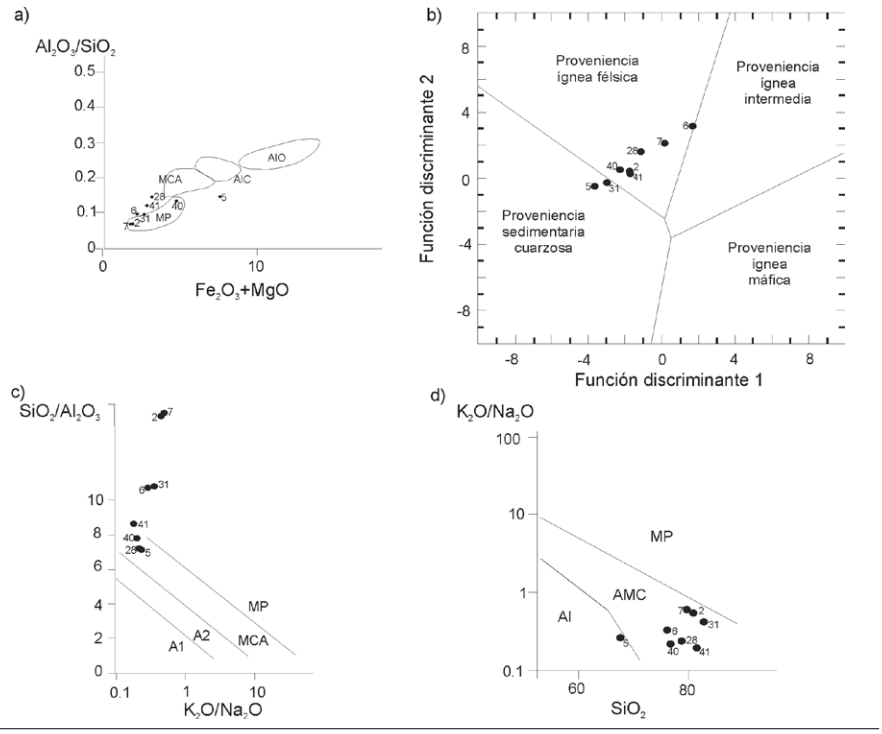


Figura 16: Diagramas de discriminación geoquímica de áreas de aporte a) *Sensu* Bhatia (1983) donde se observa que gran parte de las areniscas corresponden a márgenes pasivos (aporte de rocas graníticas y metamórficas de alto grado); b) *Sensu* Roser y Korsch (1986) las muestras indican una proveniencia ígnea félsica, consistente con los resultados obtenidos de estudios petrográficos; c) *Sensu* Maynard *et al.* (1982) donde las areniscas corresponden en su mayoría al sector de márgenes pasivos y escasas se desplazan a márgenes continentales activos; d) *Sensu* Roser y Korsch (1986) todas las muestras caen en el campo de márgenes continentales activos.

En la figura 16 se presentan los resultados de los estudios geoquímicos efectuados sobre las areniscas. Como allí puede verse, en el diagrama de Bhatia (1983, Fig. 16a) la mayoría de las muestras caen en el campo de márgenes pasivos, que sería consistente con el aporte de rocas graníticas y metamórficas de alto grado que indican los análisis modales (Fig. 15). Consistentemente, en el diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1986, Fig. 16b) la totalidad de las muestras plotean en el campo de aporte de proveniencia ígnea félsica, lo que es totalmente coherente con los resultados obtenidos de estudios petrográficos.

Es importante analizar las variaciones que se producen cuando es tenido en cuenta el Na_2O. En el diagrama de Maynard *et al.* (1982), en el que se grafican la relación SiO_2/Al_2O_3 vs. K_2O/Na_2O (Fig. 16c), aunque las muestras también caen principalmente en el sector de márgenes pasivos, unas pocas se desplazan a márgenes continentales activos. La razón de este desplazamiento es la ya mencionada alta concentración de Na_2O en comparación a K_2O observada en muchas de las muestras analizadas. Este desplazamiento se acentúa aún más, cuando se utiliza el esquema de Roser y Korsch (1986, Fig. 16d) donde se grafica la relación K_2O/Na_2O vs. SiO_2 en el que las areniscas se agrupan en el campo de márgenes continentales activos en su totalidad. Para entender el comportamiento de las muestras en los diagramas geoquímicos de áreas de proveniencia resulta recomendable compararlo con los datos geoquímicos disponibles sobre rocas del basamento de la Sierra de Valle Fértil. En este sentido nuevos datos sobre las características geoquímicas del basamento metamórfico de la Sierra de Valle Fértil han sido recientemente brindados por Casquet *et al.* (2012). En este trabajo se muestra una constante relación $Na_2O > K_2O$ en todas las muestras analizadas de anfibolitas, las que son similares a los fragmentos líticos encontrados en las areniscas estudiadas en este trabajo. Sin embargo, esta relación se invierte en los paragneises y migmatitas. Por otro lado, Otamendi *et al.* (2012) reportaron relaciones $Na_2O > K_2O$ en las rocas ígneas máficas e intermedias que integran el basamento, así como también en la mayor parte de las rocas silícicas. Nuevamente esta relación se invierte en el caso de las migmatitas y leucogranitos. Es interesante destacar que la composición del basamento de la Sierra de Valle Fértil, próxima al área de la cuenca estudiada, muestra importante participación de gabros, cuarzodioritas, tonalitas y anfibolitas (Mirré 1976; Furque *et al.* 2003; Castro *et al.* 2012). Castro *et al.* (2012) reportaron nuevamente relaciones $Na_2O > K_2O$ en la mayor parte de estas rocas. Por lo expuesto, nosotros interpretamos que la alta proporción de Na_2O con respecto a K_2O, que muestran las areniscas de la Formación Los Colorados, son una evidencia más del aporte del basamento de la Sierra de Valle Fértil. Por lo tanto, los diagramas de Maynard *et al.* (1982) y Roser y Korsch (1986) reflejan correctamente el aporte desde un margen continental activo antiguo.

CONCLUSIONES

Los datos obtenidos en el presente trabajo permiten arribar a las siguientes conclusiones:

- Las areniscas analizadas de la Formación Los Colorados corresponden a feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas de grano mediano a grueso con muy bajas proporciones de matriz.
- El estado diagenético máximo alcanzado por la Formación Los Colorados corresponde a la mesogénesis temprana, sin que se observen fenómenos de compactación química significativos.
-Existió un fuerte control entre los tipos de cementos y el ambiente depositacional. De esta forma las areniscas acumuladas en zonas inundadas (cuerpos de agua efímeros) presentan mayormente cemento poikilítico de yeso, el que resulta excluyente de otros tipos de cementación. Por el contrario, las areniscas acumuladas en áreas no inundadas, exhiben una mayor complejidad en sus cementos, incluyendo

hematita tipo *rim* y distintos tipos de cementos de calcita, silíceos y zeolitas.

- El color rojo de la Formación Los Colorados se debe a la presencia de cemento hematítico tipo *rim* dispuesto sobre la superficie de los clastos. El origen de este cemento, y por lo tanto del color rojo, es postdepositacional y es probable que se deba a la alteración de materiales ferromagnesianos durante la diagénesis temprana.
- En cuanto a la porosidad, la misma es baja a moderada (hasta 10 %). En términos generales corresponde a porosidad secundaria e intergranular. Se identificaron tres patrones de porosidad diferenciados por su geometría (PoA y compacidad), grado de interconexión poral y génesis.
- Las modas detríticas indican que las áreas de aporte fueron el basamento metamórfico-ígneo de la Sierra de Valle Fértil y las rocas graníticas de las Sierras de Sañogasta. A la vez, el aporte desde arcos volcánicos es mínimo y se descarta una proveniencia de la Precordillera. La falta de aporte desde la Precordillera sugiere que la misma no se encontraba elevada, o bien, el arco de la Sierra de Valle Fértil actuó como una barrera eficiente evitando el ingreso de sedimentos desde el oeste.
- Los diagramas de procedencia basados en la geoquímica de las areniscas refuerzan los resultados obtenidos a partir de las modas detríticas. Por otro lado, la alta proporción de Na_2O con respecto al K_2O produce en los diagramas de Roser y Korsh (1986) un desplazamiento hacia el campo de los márgenes continentales activos. Esto refuerza la interpretación que una de las principales áreas de proveniencia fue el basamento metamórfico-ígneo de la Sierra de Valle Fértil, el que representa un antiguo margen continental activo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los árbitros de la revista las valiosas sugerencias efectuadas, asimismo se agradece al Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires y al IGEBA por el apoyo logístico. Este trabajo es una contribución al proyecto PIP-CONICET 252.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alcober, O.A. 1996. Revisión de los Crurotarsi, Estratigrafía y Tafonomía de la Formación Ischigualasto. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 260 p., San Juan.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. y Ramasamy, S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. Journal of Sedimentary Research 74: 285-297.

Bhatia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology 611-627.

Beard, D.C. y Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin 69: 622-626.

Boggetti, D., Scolari, J. y Regazzoni, C. 2002. Cuenca Cuyana: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (Eds.) Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina: 585-604.

Bonaparte, J.F. 1973. Edades/Reptil para el Triásico de Argentina y Brasil. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 123-125, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

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.

Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Galindo C., Fanning, C.M. y Dahlquist, J. 2012. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Gondwana Research 22: 664-673.

Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Fernández, C. 2012. Fractionation and incipient self-granulitization during deep-crust emplacement of Lower Ordovician Valle Fértil batholith at the Gondwana active margin of South America. Gondwana Research 25: 685-706.

Currie, B.S. y Colombi, C.E. 2007. Structural configuration of the Mesozoic Ischigualasto Basin, Northwestern Argentina: Geological Society of America Meeting. GSA Abstracts with Programs 39: 341, Denver.

Dapples, E.C. 1971. Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. Journal of Sedimentary Research 41: 196-204.

Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology 40: 695-707.

Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. 1979. Plate tectonic and sandstone composition. American Association of Petroleoum Geologists, Bulletin 63: 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of American Bulletin 94: 222-235.

Dott, R.H. 1964. Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. Journal of Sedimentary Petrology 34: 625-632.

Ehrenberg, S.N. 1995. Measuring sandstone compaction from modal analysis of thin sections: how to do it and what the results mean. Journal of Sedimentary Research A65, 369-379.

Ehrlich, R., Horkowitz, K. O., Horkowitz, J. P. y Crabtree, S. J. 1991. Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 75: 1547-1562.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. New Zeland Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968

Furque, G., González, P. y Caballé, M. 2003. Descripción de la hoja geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, 259, 80 p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires

Girard, J.P. 1998. Carbonate cementation in the Middle Jurassic Oseberg reservoir sandstone, Oseberg field, Norway: a case of deep burial-high temperature poikilotopic calcite. International Association of Sedimentology, Special Publication 26: 285-307.

Harwood, J., Aplin, A.C., Fialips, C.I., Iliffe, J.E., Kozdon, R., Ushikubo, T. y Valley, J.W. 2013. Quartz cementation history of sandstones revealed by high-resolution SIMS oxygen isotope analysis. Journal of Sedimentary Research 83:522-530.

Herron, M.M. 1988. Geochemical classification

of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology 58: 820-829

Houseknecht, D.W. 1987. Assessing the relative importance of compactional processes and cementation to the reduction of porosity in sandstones. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 71: 633-642.

Kent, D. V., Malnis, P. S., Colombi, C. E., Alcober, O. A. y Martínez, R. N. 2014. Age constraints on the dispersal of dinosaurs in the Late Triassic from magnetochronology of the Los Colorados Formation (Argentina). Proceedings of the National Academy of Sciences, 111, 7958-7963

Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y recursos naturales de Mendoza, Asociación Geológica Argentina, 1: 65-78, Mendoza.

Kokogian, D.A., Spalletti, L., Morel, E.M., Artabe, A.E., Martínez, R.N., Alcober, O.A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M. y Papú, O.H. 1999. Los depósitos continentales triásicos. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29: 377-398, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

López-Gamundi, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J. y Powell, C.McA. 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J., Powell, C.McA. (Eds.), Permian - Triassic Pangean basins and fold belts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America, Memoir, 184: 281-329, Colorado.

Maynard, J. B., Valloni, R. y Yu, H. S. 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. Geological Society, London, Special Publications, 10: 551-561.

McBride, E.F. 1989. Quartz cementation in sandstones. Earth-Science Reviews 26: 69-112.

Milana, J.P. 1998. Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 365-387.

Milana, J.P. y Alcober, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 217-235.

Mirré, J.C. 1976. Descripción geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín, N° 147. Ministerio de Economía, 70 p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Mount, J. 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. Sedimentology 32: 435-442.

Net, L.I. y Limarino, C.O. 2000. Caracterización y origen de la porosidad en areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero superior), Cuenca Paganzo, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 49-72.

Net, L.I. y Limarino, C.O. 2006. Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences 22: 239-254.

Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299: 715-717.

Nesbitt, H.W. y Young, G. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. Sedimentology 43: 341-358.

Otamendi, J.E., Ducea, M. N. y Bergantz, G.W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. Journal of Petrology 53: 761-800.

Pittman, E. D. 1963. Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. Journal of Sedimentary Research 33: 380-386.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1972. Sand and sandstone. Primera edición, Springer-Verlag, 553 p., New York.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. Sand and sandstone. Segunda edición, Springer-Verlag, 553 p., New York.

Roser, B. P., y Korsch, R. J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. The Journal of Geology, 635-650.

Santi Malnis, P. 2014. Magnetoestratigrafía y vinculaciones paleoclimáticas de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), San Juan-La Rioja. Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 245 p., San Juan.

Santi Malnis, P., Colombi, C., Schencman, L.J. y Limarino, C.O. 2014. Diagénesis de la Formación Los Colorados (Triásico Noriano) Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, San Juan, noroeste Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: 330-331, Córdoba. Scasso, R. A., y Limarino, C. O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, 257p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Stipanicic, P.N. y Bonaparte, J.F. 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). Simposio de Geología Regional Argentina. Vol. 1: 523-575, Córdoba.

Taylor, J.M. 1950. Pore space reduction in sandstones. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 34: 710-716.

Trurnit, P. 1968. Pressure solution phenomena in detrital rocks. Sedimentary Geology 2: 89-114.

Uliana, M. A., y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de geociencias 18: 172-190.

Wang, D., Song, Y. y Zhao, M. 2012. Influence of the volume loss of framework grains on the quantitative analysis of diagenetic modification of the original intergranular porosity. Marine and Petroleum Geology 30: 26-31.

Weyl, P. K. 1959. Pressure solution and force of crystallization-a phenomenological theory. Journal Geophysic Research 64: 2001-2005.

Wilson, J.C. y McBride E.F. 1988. Compactation and porosity evolution of Pliocene Sandstones, Ventira Basin, California. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 56: 2150-2159.

Zerfass, H., Chemale, F., Schultz, C.L. y Lavina, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Sedimentary Geology 166: 265-292.

Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. Journal Sedimentary Petrology 50: 21-29.

Recibido: 31 de julio, 2014
Aceptado: 12 de diciembre, 2014