

ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ARENISCAS DE LA FORMACIÓN CASTILLO (ALBIANO) EN LA FAJA PLEGADA DE SAN BERNARDO, CUENCA GOLFO SAN JORGE, ARGENTINA

Maisa A. TUNIK^{1,2}, José M. PAREDES³, María I. FERNANDEZ³, Nicolás FOIX^{2,3} y José O. ALLARD³

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Río Negro.

E-mail: mtunik@unrn.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

³ Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Comodoro Rivadavia, Chubut

RESUMEN

Con el objeto de analizar las variaciones espaciales en la petrografía sedimentaria de la Formación Castillo (Albiano) se caracterizó el relleno arenoso de canales fluviales en tres áreas de la faja plegada de San Bernardo, Chubut. Estas tres regiones geográficas y geológicas presentan variaciones en el sistema fluvial, y por tanto en el ordenamiento de sus facies, que también se ve reflejado en la petrografía de la unidad. Para el análisis de las modas detríticas se identificaron variedades de cuarzo, feldespato y líticos presentes en las areniscas. El análisis petrográfico de las diferentes regiones, permitió identificar áreas con redes de drenaje pequeñas y de carácter local (región 2) en donde la composición de la fracción clástica permite inferir áreas de aporte locales, y redes de drenaje de mayor jerarquía y grado de integración (región 4) que reflejan un área de aporte regional. Estas diferencias también se observan en diagramas ternarios de procedencia, los que muestran un cambio del área de procedencia dentro de un arco transicional, cercano al campo de un arco no disectado para muestras de redes de drenaje locales, a un arco disectado para muestras de redes de drenaje de dimensiones regionales. El análisis de la fracción clástica y sus componentes reveló también que la porosidad secundaria observada en las areniscas es mayormente producto de alteración diagenética de los componentes neovolcánicos. Sin embargo, para que esta porosidad sea efectiva, las areniscas deben estar cementadas con ceolitas de tipo heulandita-clinoptilolita o bien por arcillas de tipo *rim*.

Palabras clave: *Petrografía, diagénesis, Formación Castillo, Grupo Chubut, cuenca del Golfo San Jorge*

ABSTRACT

Sandstone petrology of the Castillo Formation (Albian) in the San Bernardo fold belt, Golfo San Jorge Basin, Argentina

In order to understand the spatial variations in the sedimentary petrology of the Albian Castillo Formation at outcrops, sandstone samples obtained as part of fluvial channels in three areas of the San Bernardo fold belt were analyzed. These three geological and geographical regions show distinctive variation in the fluvial system and its facies arrangement, which is also evidenced by the petrography of the unit. Varieties of quartz, feldspar and lithic fragments were identified and described in order to analyze detrital modes. These analyses, carried out in the three different regions allowed to identify small-scale drainage networks of local character (region 2) where clastic composition reflects local sources, and also other areas with well integrated drainage networks of larger scale (region 4) that reflect large regional source areas. These differences can also be observed in provenance ternary plots, with a progressive evolution of the source areas from a transitional arc field, in which samples obtained from local drainage network fall near of the non-dissected arc field to samples belonging to regional drainage networks associated to a dissected arc in the provenance diagram. The detailed analysis of the framework and associated components showed that the observed secondary porosity in sandstones is due to the desegregation and dissolution of neovolcanic rock fragments. Development of secondary porosity is effective when the sandstones are cemented by heulandite-clinoptilolite zeolites or by rim-type clays.

Keywords: *Petrology, diagenesis, Castillo Formation, Chubut Group, Golfo San Jorge Basin*

INTRODUCCIÓN

El relleno sedimentario cretácico de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 1) está integrado por el Grupo Las Heras y el Grupo Chubut (Fig. 2). El primero con-

siste en sedimentitas epiclásticas de génesis lacustre que en el subsuelo de la cuenca superan los 2.400 m de potencia, y que se desarrollaron durante un estadio extensional (Strelkov *et al.* 1992, 1994, Figari *et al.* 1996, 1999). La cuenca del Grupo

Las Heras es una cuenca asimétrica con sus mayores espesores en la región occidental (subcuenca de Río Mayo), y con posible conexión con las cuencas de antearco de Chile (Folguera y Iannizzotto 2004). El Grupo Las Heras está confor-

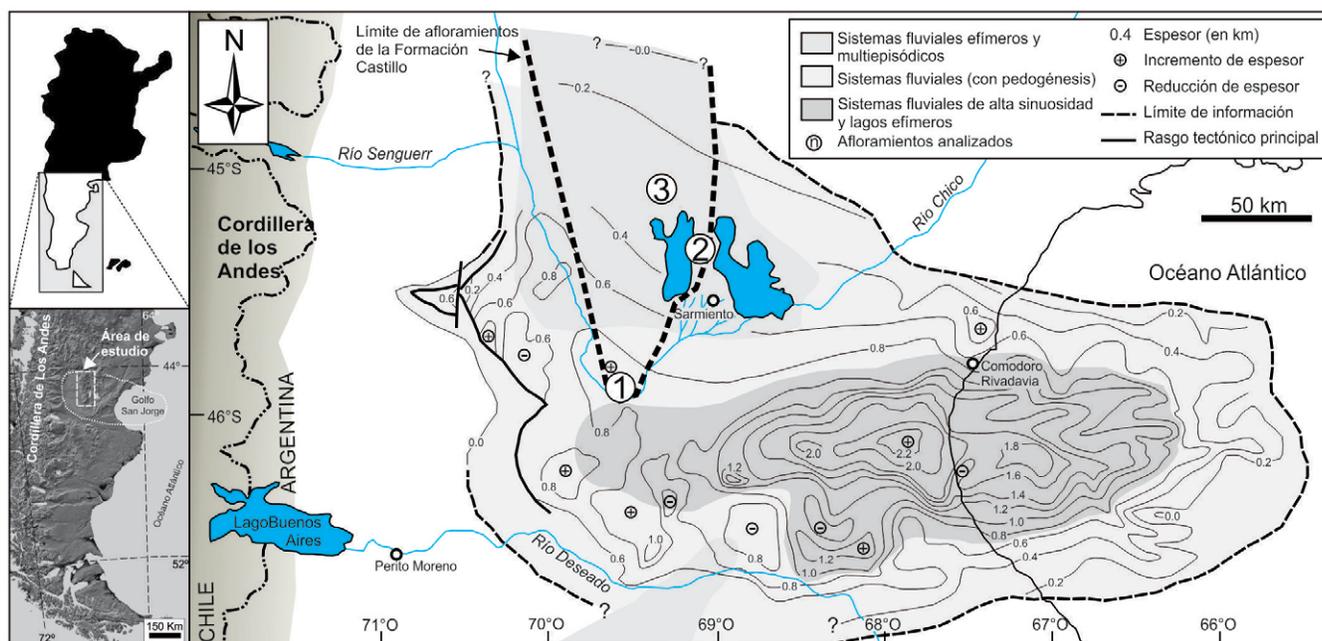


Figura 1: Mapa isopáquico de la Formación Castillo en la Cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Fitzgerald *et al.* 1990, Uliana y Legarreta 1990). Se indica la ubicación del perfil de cañadón Grande y el núcleo del anticlinal en el anticlinal del Codo del río Senguerr (indicado como 1), de los perfiles de la sierra Silva y cerro Chenques (indicado como 2) y del perfil de La Angostura en el extremo sur de la sierra del Castillo (indicado como 3).

mado por la Formación Pozo Paso Río Mayo, interpretada como depositada en un ambiente lacustre profundo y por la Formación Pozo Cerro Guadal, depositada en un ambiente costanero deltaico (Catalano y Ramos 2014); ambas unidades son estrictamente de subsuelo, y se caracterizan por la escasez de componentes piroclásticos.

Por otra parte, todas las unidades que integran el Grupo Chubut contienen una importante proporción de ceniza volcánica fina re trabajada por sistemas lacustres y fluviales contemporáneos (Sciutto 1981, Hechem y Strelkov 2002, Hechem 2003). Este aporte volcánico se produce como consecuencia del inicio de la actividad del arco magmático en los Andes, conocida como fase tectónica Patagónica inicial, a partir del Barremiano; en este momento se cierra la vergencia pacífica de la cuenca y los depocentros se desplazan hacia el sector oriental de la cuenca (Barcat *et al.* 1989). El Grupo Chubut se inicia con el sistema deposicional integrado por la Formación Pozo D-129, de origen lacustre (Clavijo 1986) y las sucesiones fluviales de la Formación Matasiete (Hechem *et al.* 1987, Paredes *et al.* 2007). Ambas se apoyan en discordancia angular sobre el Gru-

po Las Heras (Hechem y Strelkov 2002) y son cubiertas por la Formación Castillo (Albiano, Bridge *et al.* 2000), que se caracteriza por un abrupto incremento de la proporción de componentes piroclásticos re trabajados por sistemas fluviales, con estilos fluviales variables de acuerdo a las zonas de análisis (Uliana y Legarreta 1999, Tunik *et al.* 2004, Paredes *et al.* 2009, 2011, 2015, Umazano *et al.* 2012). La Formación Bajo Barreal cubre de manera transicional a la Formación Castillo, y en afloramientos está integrada por dos secciones principales: el miembro inferior se caracteriza por sistemas de canales fluviales inmersos en una planicie de inundación piroclástica, en tanto que el miembro superior se caracteriza por canales aislados en una planicie de limoarcillitas grises (Umazano *et al.* 2008a). Hacia el borde de cuenca, el miembro superior grada a la Formación Laguna Palacios, caracterizada por el apilamiento de paleosuelos (Genise *et al.* 2002). El Grupo Chubut en el subsuelo de la cuenca supera los 8.000 m de potencia, y brinda edades entre el Barremiano y el Campaniano? (Fitzgerald *et al.* 1990, Bridge *et al.* 2000). En la sierra de San Bernardo los espesores no superan los 2.500 m de potencia, evidencian-

do una posición marginal en relación a los principales depocentros.

De las unidades del Grupo Chubut, la Formación Castillo es la de mayor distribución areal en la faja plegada de San Bernardo (Chubut) debido a su mayor resistencia a la meteorización. Consiste mayormente de depósitos asignados a sistemas fluviales (Umazano *et al.* 2008b, 2012, Paredes *et al.* 2009, 2011, 2015) y de forma subordinada sistemas lacustres (Lazo *et al.* 2011).

Se proponen como objetivos del presente trabajo (1) la caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Castillo en la sierra de San Bernardo, analizando tres áreas geográficas y geológicas diferentes, (2) discutir las variaciones en las características del relleno en función de los variables estilos fluviales o la jerarquía de las redes de drenaje identificadas, y (3) la integración de los datos sedimentológicos y petrográficos en un escenario paleogeomorfológico.

Antecedentes

Los primeros trabajos relacionados con la Formación Castillo se basaron en afloramiento y fueron desarrollados por geólogos petroleros (Windhausen 1924, Feru-

SISTEMA	Serie	Piso	Estratigrafía	Tectónica
CUATERNARIO	HOLOCENO PLEISTOCENO		R. Tehuelches	
TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO	Zancliaon	Inversión tectónica
		MIOCENO	S Tortoniano Messiniano	
			M Langhiano Serravalliano	
		I Burdigaliano Aquitanian		
		OLIGOCENO	S Chattiano	
	PALEOGENO	EOCENO	I Rupeliano	
			S Priaboniano	
		PALAEOCENO	M Bartoniano Lutetiano	
			I Ypresiano	
		S Thanetiano		
I Daniano				
CRETÁCICO	SUPERIOR	Maastrichtiano	L. Palacios	Subsidencia termal
		Campaniano	Bajo Barreal superior	
		Santoniano	Bajo Barreal inferior	
		Coniaciano	Castillo	
		Turoniano	Matasiete	
		Cenomaniano	Pozo D-129	
	INFERIOR	Albiano	Grupo Las Heras o "Neocomiano"	Sin-rift tardío
		Aptiano		
		Barremiano		
		Hauteriviano		
		Valanginiano		
		Berriasiano		
		Tithoniano		
		Kimmeridgiano		
		Oxfordiano		
JURÁSICO	SUPERIOR	Tithoniano	Lonco Trapial o Grupo Bahía Laura	Sin-rift temprano
		Kimmeridgiano		
		Oxfordiano		
	MEDIO	Callovian		
		Bathoniano		
		Bajociano		
INFERIOR	Aaleniano	LIAS	Pre-rift	
	Toarciano			
	Pliensbachiano			
	Sinemuariano			
	Hettangiano			

Figura 2: Columna estratigráfica simplificada de la Cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Fitzgerald et al. 1990, Hechem y Strelkov 2002).

glio 1949) en la sierra de San Bernardo. La Formación Castillo (Lesta y Ferello 1972) es equivalente a la Formación Mina del Carmen en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge (Lesta 1968). Corresponde a Sciutto (1981) la subdivisión de la formación en una sección inferior, compuesta por bancos tobáceos con baja

proporción de material epiclástico y una sección superior compuesta por bancos tobáceos y cuerpos arenosos. Hechem *et al.* (1990) interpretaron la sección inferior como de origen lacustre y la superior como depositada en un ambiente fluvial meandroso. El mayor espesor expuesto de la unidad se ubica en el anticlinal del

Codo del Senguerr, donde Meconi (1990) interpretó un ambiente fluvial entrelazado para dichos depósitos. Bridge *et al.* (2000) en la parte superior de ese perfil, identificaron sistemas de canales de baja sinuosidad drenando al SE.

Uliana y Legarreta (1999) en su análisis regional de la unidad, identificaron dife-

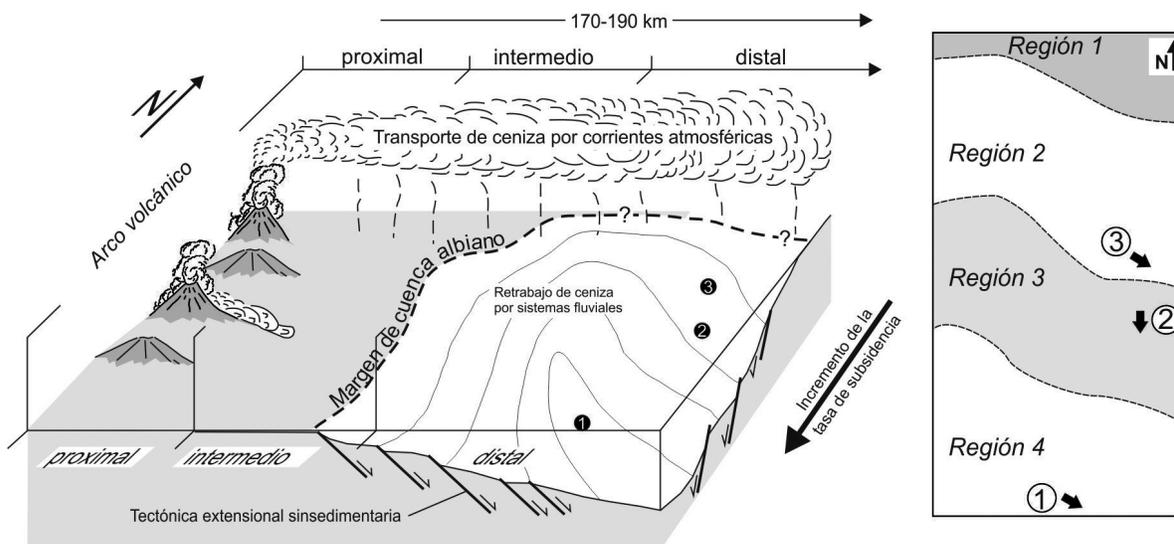


Figura 3: depositacionales de la Formación Castillo en la sierra de San Bernardo, mostrando la posición marginal en la cuenca de la región 2 y el incremento en la subsidencia hacia la región 4 en el extremo sur de la sierra (Paredes *et al.* 2015)

rentes ambientes sedimentarios según la ubicación en la cuenca; los afloramientos de la sierra de San Bernardo fueron asignados a sistemas fluviales efímeros o multipisódicos, mientras que en el subsuelo se interpretaron sistemas fluviales de alta sinuosidad y sistemas lacustres (Fig. 1). Los afloramientos de la Formación Castillo en el cerro Colorado de Galveniz y Puerta del Diablo fueron estudiados por Umazano *et al.* (2008b, 2012), quienes describieron sistemas fluviales de baja sinuosidad drenando hacia el este, junto con flujos de detritos y depósitos asignados a flujos no encauzados acumulados en planicies tobáceas; los depósitos de la Formación Castillo fueron considerados enteramente como depósitos sin-eruptivos (Umazano *et al.* 2012). Paredes *et al.* (2015) reconocieron en la Formación Castillo tres asociaciones distintivas de facies, que incluyen depósitos de planicie de inundación subaérea y lagunas temporarias (LA1), depósitos de planicie de inundación proximal (LA2), y depósitos clásticos de génesis diversa (LA3), entre ellos flujos de detritos, canales fluviales de baja sinuosidad, canales fluviales con diseño entrelazado, depósitos asociados a flujos no encauzados, y retrabajo local de ceniza volcánica en canales someros. En base al análisis de afloramientos desde el extremo norte de la cuenca en cañadón

Tronador a los afloramientos del Codo del Senguerr, e incluyendo cinco áreas intermedias con espesores y estilos fluviales distintivos se definieron (Paredes *et al.* 2013, 2015) cuatro regiones geográficas-geológicas (regiones 1 a 4) definidas a partir de cambios en la distribución de espesor de la unidad, potencia de los canales fluviales, naturaleza del relleno de los canales (estilos fluviales), y magnitud y jerarquía de los sistemas fluviales. La región 1 incluye los afloramientos del cañadón Tronador en el margen norte de la cuenca, que consiste de una sucesión de 31 m de potencia integrada por tobas finas con desarrollo de paleosuelos, niveles de lapilli acrecional y ausencia de facies clásticas de granulometría gruesa y representaría la condensación del registro sedimentario en condiciones de margen de cuenca (Paredes *et al.* 2009). Las áreas ubicadas al sur del margen de cuenca se incluyen en la región 2, en los que los espesores máximos preservados son inferiores a los 300 m, e incluye los afloramientos de la sierra Nevada y de la sierra del Castillo. Las sucesiones que afloran en este sector, se caracterizan por la presencia de tobas finas y canales fluviales de pequeña escala rellenos mayoritariamente por depósitos piroclásticos retrabajados, con textura matriz soportada y con mala selección granulométrica. Habrían sido transporta-

dos y depositados por flujos gravitatorios de sedimentos y en ellos se reconoce de forma subordinada la presencia de flujos no encauzados. En áreas deprimidas de la planicie de inundación se formaban lagos permanentes de escasa profundidad, de los que se han recuperado asociaciones de invertebrados conformados por bivalvos asignables a la familia Curculioidea, gasterópodos asignables a Viviparidae (Caenogastropoda) y a Physidae (Pulmonata), que corresponden a formas acuáticas de agua dulce (Lazo *et al.* 2011). En la región 3 se incorporan los afloramientos del área de Las Pulgas y de la sierra Silva, en los que la unidad tiene entre 300 y 500 m de potencia y se caracterizan por la presencia de canales fluviales de mayor potencia, en donde la organización interna de los canales fluviales es muy variable, con depósitos asociados a flujos gravitatorios, flujos no encauzados y canales fluviales de baja sinuosidad, y además, evidenciando importantes variaciones en la dinámica fluvial. Las áreas de mayor subsidencia durante la depositación de la Formación Castillo afloran en los anticlinales de Papelía y del Codo del Senguerr, y se incluyen en la región 4, con espesores preservados mayores a 800 m. Las secciones se caracterizan por la presencia de redes de drenaje conformadas por canales fluviales de baja sinuosidad y grandes dimensiones,

que indican una mayor integración de la red de drenaje, en donde además se reconocen depósitos asociados a flujos no encauzados (Paredes *et al.* 2009, 2015).

La edad de la Formación Castillo se asigna al intervalo Aptiano superior - Albiano, en base al contenido de dinosaurios saurópodos del miembro inferior de la Formación Bajo Barreal (Bonaparte y Gasparini 1978), a granos de polen y esporas en la Formación Pozo D-129 (Archangelsky *et al.* 1994, Cortiñas y Arbe 1982, Laffitte y Villar 1982) y granos de polen y esporas en unidades de subsuelo equivalentes a la Formación Bajo Barreal inferior (Archangelsky *et al.* 1994). Su edad albiana también se asigna en base a dataciones Ar/Ar sobre tobas ubicadas en la Formación Castillo y en el contacto con la Formación Bajo Barreal (Bridge *et al.* 2000) y por dataciones sobre rocas correlacionables con la Formación Castillo en la zona de lago Posadas (Ramos y Drake 1987).

Los primeros trabajos de carácter netamente petrográfico sobre dicha unidad corresponden a Teruggi (1962) y Teruggi y Rossetto (1963) en el anticlinal del Codo del río Senguerr. En dicho sector describieron la presencia de analcima y montmorillonita de origen autigénico, reemplazando tanto a los vitroclastos como a los líticos de naturaleza piroclástica en un ámbito tipo lacustre. Los cristaloclastos estaban dominados en toda la sección de estudio por plagioclasas de tipo andesina y los tipos litológicos identificados fueron tanto tobas como tufitas. Tal evidencia fue también observada por Zalba y Andreis (2003) en la sierra del Castillo quienes indicaron que la deposición de la unidad correspondiente a la Formación Castillo revelaba un ámbito de acumulación dominado por procesos fluviales, y que la abundancia de analcima autigénico indicaba un clima semiárido en relación con depósitos de extensas lagunas salobres. Otras contribuciones petrográficas corresponden a González *et al.* (2002), quienes realizaron breves descripciones petrográficas para la Formación Castillo, identificando la presencia de ceolitas, clorita y caolinita como minerales de origen autigénico. Un análisis

preliminar acerca de la procedencia de los tipos litológicos para la Formación Castillo en localidades próximas a la sierra Silva fue realizado por Tunik *et al.* (2004), quienes determinaron un aporte de arco magmático transicional o disectado, con suministros esporádicos de materiales piroclásticos evidenciado un volcanismo activo hacia el borde oeste de cuenca. Al igual que en estudios precedentes, la plagioclasa es el mineral dominante de los componentes cristalinos y se destacó la siguiente sucesión de cementos ceolíticos de base a techo en la secuencia: laumontita, analcima y heulandita-clinoptilolita. Las características petrográficas generales de la Formación Castillo permiten diferenciarla de la subyacente Formación Matasiete y de la suprayacente Formación Bajo Barreal (Tunik *et al.* 2004, 2006a y b). Sin embargo, un mayor detalle de análisis dentro de la misma Formación Castillo ha permitido también observar diferencias significativas entre las distintas áreas geográficas en donde se ha analizado.

METODOLOGÍA

Con el fin de realizar el análisis petrográfico, se analizaron muestras de areniscas de tres regiones (Fig. 3). En la sierra del Castillo se tomaron 13 muestras del perfil La Angustura, en el ingreso al cañadón Matasiete (región 2); en la sierra Silva (región 3) se analizaron los perfiles del cerro Chenques (23 muestras) y sierra Silva (12 muestras), y en la región 4 se tomaron muestras del perfil del flanco oriental del Codo del Senguerr (16 muestras). Luego de analizar los perfiles, se separaron únicamente las muestras pertenecientes a la Formación Castillo y se descartaron las muestras del perfil de sierra Silva para el análisis de procedencia ya que el mismo ha sufrido una alteración generalizada de sus componentes (Comerio *et al.* 2014). Las secciones delgadas fueron impregnadas con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y teñidas con rojo de alizarina para diferenciar calcita de dolomita. Se separaron los wackes y las tobas que no sirven para el análisis de modas detríticas quedando 8 muestras para la región 2, 5

muestras para la región 3 y 12 muestras para la región 4. Las areniscas se clasificaron siguiendo la propuesta de Folk *et al.* (1970) (Fig. 4a) y se utilizó el método Gazzi-Dickinson para los análisis de procedencia. Todos los datos (Anexo 1 y Cuadro 1) fueron volcados luego en los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) (Figs. 4b, 5a, 6a, 7a).

Estos análisis requieren la identificación de categorías de las modas detríticas (Anexo 1), utilizando para ello los criterios de identificación y clasificación de Dickinson (1970) e Ingersoll y Cavazza (1991). Se discriminaron y cuantificaron dos variedades de cuarzo monocristalino (con extinción recta y con extinción ondulosa), tres variedades de cuarzo policristalino (tres, cuatro, o más de cuatro componentes), tres variedades de feldespato (plagioclasa, feldespato alcalino y microclino), líticos paleovolcánicos y neovolcánicos, líticos sedimentarios, metamórficos, pseudomatrix, opacos, trizas y tres variedades de cemento. Se tuvo especial cuidado en la distinción de los fragmentos de líticos volcánicos, diferenciando (i) granos con textura vítrea o vitrofírica, donde se incluyen trizas y fragmentos de rocas piroclásticas, (ii) granos de rocas ácidas que incluyen fragmentos de roca con textura granular y seriada; los granos con texturas de desvitrificación (Fig. 5c) fueron incluidos en esta categoría, y (iii) granos de rocas básicas, en la que se incluyen fragmentos de rocas con texturas microlíticas (Fig. 5c) y de tipo *lathwork* (Fig. 5c). Dentro de los fragmentos líticos de origen volcánico, se han diferenciado los componentes neovolcánicos, que corresponden a aquellos derivados de volcanismo activo contemporáneo en el área fuente y los paleovolcánicos, que provienen de la erosión de rocas volcánicas previas (Critelli e Ingersoll 1995). Adicionalmente, en los líticos neovolcánicos se diferenciaron aquellos que han sido transportados por el viento, como trizas cuspidadas y pumíceas (Figs. 5f, 6d, 7d), y aquellos que han sido removilizados. En este último caso se los diferencia de los fragmentos paleovolcánicos por su baja redondez, su típica alteración

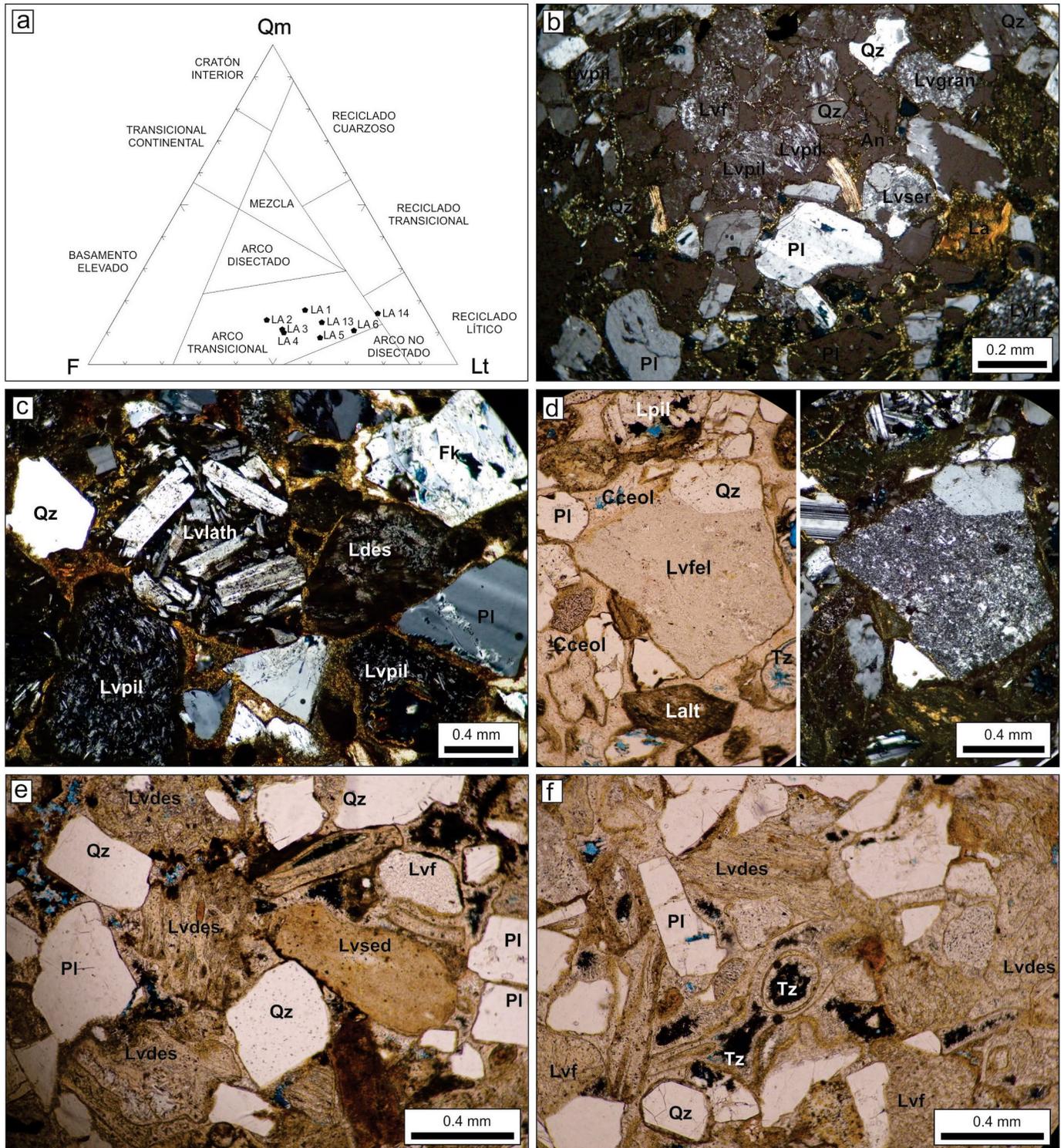


Figura 5: a) Diagrama ternario de Dickinson *et al.* (1983). b) Muestra LA2. Vista general de la fracción clástica de la muestra compuesta por cuarzo (Qz), feldespatos (Pl) y líticos con pastas felsíticas (Lv) y con pastas pilotáxicas (Lpil). Se observa analcima como cemento rellenando los poros y clorita como reborde y reemplazando líticos. c) Muestra LA4. Detalle de la composición de los líticos con pastas volcánicas de diferentes tipos: microlíticas (Lvlath) y con texturas de desvitrificación (Lvdes). También se observa cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fk) y plagioclasa (Pl). El cemento es clorítico. d) Muestra LA13. Lítico volcánico con pasta felsítica granular (Lvfel) con un cristal de cuarzo (Qz). Se observan líticos alterados (Lalt), líticos con pastas pilotáxicas (Lvpil) y trizas preservadas por el cemento arcilloso de tipo illita y rellenos por ceolitas (heulandita-clinoptilolita). e) Muestra LA16. Detalle de la composición de la fracción clástica: cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y fragmentos de líticos sedimentarios (Ls) y líticos volcánicos felsíticos y líticos neovolcánicos (Lvdes) alterados. f) Muestra LA16. Detalle de la composición de la fracción clástica con abundantes trizas (Tz), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y fragmentos de líticos neovolcánicos (Lvdes) alterados y líticos paleovolcánicos con pastas felsíticas (Lvfel).

CUADRO 2: Valores con los conteos de modas detríticas de las muestras analizadas.

		REGION 2						REGION 3							
		Perfil La Angostura						Perfil Cerro Chenque							
		LA1	LA 2	LA3	LA4	LA 5	LA6	LA 13	LA 16	CH 11	CH 13	CH 15	CH 21	CH 23	
Cuarzo (Qt=Qm+Qp)	Qm1 Cuarzo en cristales únicos	13,50	11,75	9,50	8,00	8,00	9,50	11,75	11,25	23,50	6,00	10,25	16,50	8,50	
	Qp Cuarzo policristalino	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,75	0,00	2,25	
Feldespato (F=K+P)	K1 Feldespato en cristales únicos	2,75	3,75	6,25	4,50	6,75	4,50	2,50	0,00	12,75	7,50	16,75	3,00	12,00	
	P1 Plagioclasa en cristales únicos	23,25	33,75	30,50	29,50	25,25	17,50	24,25	15,50	20,75	18,25	22,25	23,75	16,25	
Líticos neovolcánicos	L8 Líticos neovolcánicos con textura microlítica	0,00	0,00	2,75	0,00	4,75	7,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	L9 Líticos neovolcánicos con textura lathwork	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	L11 Líticos neovolcánicos con textura granular félsica	0,00	0,00	2,00	0,00	1,50	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	L12 Líticos neovolcánicos con textura seriada félsica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Tz Trizas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,75	0,00	0,00	0,00	0,75	0,00	
	M Líticos neovolcánicos con textura vítrea - pseudomatriz	9,00	10,75	21,75	4,50	27,25	43,50	4,50	7,25	9,25	26,25	20,00	8,50	31,00	
	L1 Líticos paleovolcánicos con textura microlítica	12,25	15,00	5,50	15,75	8,50	6,00	10,50	4,25	9,50	10,75	14,75	22,00	2,75	
Líticos paleovolcánicos	L2 Líticos paleovolcánicos con textura lathwork	0,75	0,75	2,00	4,00	0,25	1,00	2,25	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	L3 Líticos paleovolcánicos con textura vítrea (vitric)	5,00	5,25	2,00	6,00	6,50	1,50	25,50	45,00	0,50	0,25	0,25	2,50	0,00	
	L4 Líticos paleovolcánicos con textura granular félsica	6,25	2,25	3,50	5,25	3,50	1,75	2,50	1,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	L5 Líticos paleovolcánicos con textura seriada félsica	2,75	2,50	1,00	2,50	1,75	2,00	4,50	1,25	12,00	9,75	7,25	5,00	1,75	
	L6 líticos metamórficos o sedimentarios	0,25	0,25	0,75	0,50	0,00	1,00	0,25	1,00	0,00	0,75	0,00	0,00	0,00	
Otros líticos	Lp Líticos plutónicos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Lo Otros líticos	3,75	1,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	2,25	1,75	0,75	0,50	
	M1 Micas	0,75	0,25	1,25	1,75	1,75	0,50	0,50	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Micas y minerales opacos	Op Opacos	0,00	0,50	0,00	0,50	0,00	0,00	0,25	0,25	6,00	6,50	1,25	2,75	13,50	
	Ca Cemento arcilloso	5,00	1,50	0,25	5,25	0,00	0,00	0,50	0,25	3,50	3,25	4,50	0,00	0,00	
Cementos	Ccar Cemento carbonático	0,00	0,00	6,75	10,25	0,00	0,00	0,00	0,75	1,75	0,25	0,25	13,00	11,50	
	Cceol Cemento ceolítico	14,75	10,00	4,25	1,75	3,00	3,00	10,00	5,25	0,00	8,25	0,00	1,50	0,00	
Valores recalculados al 100%		Qm	16,98	13,39	10,86	9,94	8,40	9,84	13,24	12,06	26,48	7,34	10,90	19,94	11,33
		Qp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,80	0,00	3,00
		F total	32,70	42,74	42,00	42,24	33,60	22,80	30,14	16,62	37,75	31,50	41,49	32,33	37,67
		Ltotal	50,31	43,87	47,14	47,83	58,01	67,36	56,62	71,05	35,77	61,16	46,81	47,73	48,00
		P	23,25	33,75	30,50	29,50	25,25	17,50	24,25	15,50	20,75	18,25	22,25	23,75	23,75
		Ftotal	32,70	42,74	42,00	42,24	33,60	22,80	30,14	16,62	37,75	31,50	41,49	32,33	32,33
		P/Ftotal	0,71	0,79	0,73	0,70	0,75	0,77	0,80	0,93	0,55	0,58	0,54	0,73	0,73

a pseudomatriz (Figs. 5e y f, 6f y d, 7b) y en general presentan un tamaño de grano más grande que el resto de la fracción clástica (Fig. 6d). Finalmente, también se observó y caracterizó el tipo de porosidad presente (Fig. 8).

RESULTADOS

Descripción general de los componentes de la fracción clástica

Cuarzo: Los porcentajes de cuarzo, in-

cluyendo las variedades mono y policristalinas, varían entre 6 y 33% en todas las muestras analizadas, siendo en promedio 12% en la región 2, 16% en la región 3 y 22% en la región 4. Dentro de las secciones estratigráficas analizadas, no se observa ninguna tendencia hacia la base o hacia el techo, ni tampoco cuando se comparan areniscas que forman parte del relleno de canales fluviales con aquellas depositadas en ambientes de planicie de inundación proximal. El tipo de cuarzo

más abundante es el monocristalino con extinción recta (Fig. 7c y e). En general, los individuos se presentan bien redondeados y limpios (Fig. 7e), aunque se pueden observar también algunos con bordes angulosos o con inclusiones. Se han reconocido cuarzitos con engolfamientos y preservación de la pasta volcánica (Fig. 5c) sugiriendo un origen volcánico para los mismos. Con respecto al cuarzo policristalino, en la región 2, se detectó un único individuo, mientras que en la región

		REGION 4											
		Nucleo del Anticlinal		Codo del Senguerr - Cañadon Grande									
		N14	N15	J5	J8	J9	J10	J11	J14	J15	J16	J17	J20
Cuarzo (Qt=Qm+Qp)	Qm1 Cuarzo en cristales únicos	16,00	11,00	12,00	19,00	29,25	12,25	31,50	13,00	25,00	28,00	25,75	19,75
	Qp Cuarzo policristalino	0,00	0,00	0,00	1,25	0,75	0,25	0,00	0,30	0,25	1,25	0,00	0,00
Feldespatos (F=K+P)	K1 Feldespato en cristales únicos	8,50	15,50	3,50	2,25	5,75	4,00	1,50	2,00	2,25	3,00	1,25	1,75
	P1 Plagioclasa en cristales únicos	19,25	12,50	13,50	23,25	33,25	31,25	31,25	21,00	19,00	29,00	30,25	23,75
Líticos neovolcánicos	L8 Líticos neovolcánicos con textura microlítica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	L9 Líticos neovolcánicos con textura lathwork	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	L11 Líticos neovolcánicos con textura granular félsica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	L12 Líticos neovolcánicos con textura seriada félsica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Tz Trizas	0,00	0,00	1,50	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,50	0,00	0,00	0,50
	M Líticos neovolcánicos con textura vítrea - pseudomatrix	27,75	6,50	39,00	26,00	22,50	19,50	16,25	33,00	16,75	15,75	21,25	22,75
	L1 Líticos paleovolcánicos con textura microlítica	4,00	14,25	8,00	5,75	0,75	4,25	0,50	5,00	3,75	1,50	3,50	2,50
Líticos paleovolcánicos	L2 Líticos paleovolcánicos con textura lathwork	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	L3 Líticos paleovolcánicos con textura vítrea (vitric)	1,50	2,75	0,00	2,00	1,00	3,00	1,25	2,50	0,50	1,00	1,00	3,50
	L4 Líticos paleovolcánicos con textura granular félsica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	L5 Líticos paleovolcánicos con textura seriada félsica	17,25	26,00	3,25	11,75	4,25	17,50	10,50	11,00	13,75	8,25	16,25	21,25
	L6 líticos metamórficos o sedimentarios	0,25	0,50	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Otros líticos	Lp Líticos plutónicos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Lo Otros líticos	0,75	0,00	0,00	1,25	2,00	1,00	1,25	0,60	0,25	4,00	0,25	0,00
	M1 Micas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Micas y minerales opacos	Op Opacos	1,50	2,25	1,25	1,50	0,00	6,00	0,00	1,30	1,00	0,25	0,50	3,50
	Ca Cemento arcilloso	3,00	8,25	6,00	0,00	0,25	0,00	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25
Cementos	Ccar Cemento carbonático	0,25	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	2,00	0,00	0,00
	Cceol Cemento ceolítico	0,00	0,50	11,75	5,00	0,25	0,00	0,00	10,00	14,00	6,00	0,00	0,50
	Valores recalculados al 100%	Qm	16,80	12,36	14,86	20,32	29,40	13,03	33,51	14,71	29,41	30,52	25,88
	Qp	0,00	0,00	0,00	1,34	0,75	0,27	0,00	0,34	0,29	1,36	0,00	0,00
	F total	29,13	31,46	21,05	27,27	39,20	37,50	34,84	26,02	25,00	34,88	31,66	26,63
	Ltotal	54,07	56,18	64,09	51,07	30,65	49,20	31,65	58,94	45,29	33,24	42,46	52,74
	P	19,25	12,50	13,50	23,25	33,25	31,25	31,25	21,00	19,00	29,00	30,25	23,75
	Ftotal	27,75	28,00	17,00	25,50	39,00	35,25	32,75	23,00	21,25	32,00	31,50	25,50
	P/Ftotal	0,69	0,45	0,79	0,91	0,85	0,89	0,95	0,91	0,89	0,91	0,96	0,93

3, alcanza un valor máximo de 2,25% y en la región 4 alcanza 1,25%. Su escasez se asocia a la ausencia de rocas metamórficas como área fuente de las redes de drenaje (Cuadro 2).

Feldespatos: El feldespatos alcalino se reconoce por su limpidez y por la presencia de la macla de Carlsbad. También suelen presentar alteración a arcillas amorfas, y muchas otras veces son los responsables de la generación de porosidad secundaria en las muestras observadas, debido a

la fuerte lixiviación que poseen (Fig. 8c) o también texturas en colador. También pueden aparecer reemplazados completamente por calcita, reconociéndose por su forma característica. La proporción de feldespatos alcalino varía entre 3 y 43%, siendo sus valores promedios cercanos a 30%, sin observarse una tendencia entre las regiones, ni de base a techo. La cantidad y proporción de granos de microclino es despreciable.

Según Ghazi y Mountney (2011) los fel-

despatos alcalinos pueden derivar de rocas ígneas ácidas (Ghose y Kumar 2000) o de granitos y gneises (Datta 2005). La ausencia de fragmentos de rocas metamórficas y la escasa presencia de cuarzo policristalino permitirían descartar un origen metamórfico para el feldespatos, mientras que la presencia de granos con texturas plutónicas o hipabisales, permiten asignar un origen granítico a algunos de los feldespatos. Sin embargo, dada la abundancia de fragmentos de rocas íg-

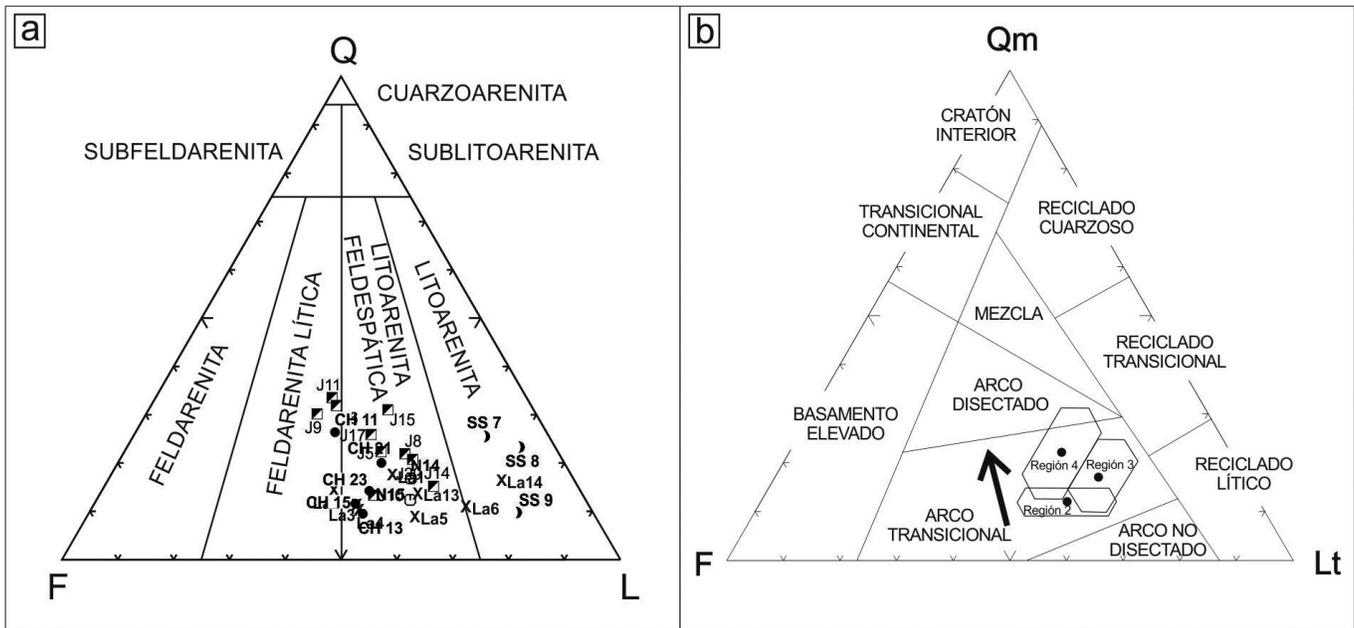


Figura 4: a) Diagrama ternario de clasificación de areniscas de Folk *et al.* (1970) para las areniscas analizadas en este trabajo. b) Diagrama de clasificación de áreas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) donde se indican los promedios de las regiones analizadas y sus polígonos de dispersión.

CUADRO 1: Valores de Q, F y Lt y valores recalculados para la clasificación de Folk *et al.* (1970) y Dickinson *et al.* (1983).

REGION 2 Perfil La Angostura								REGION 3 Perfil Cerro Chenque					
	LA1	LA 2	LA3	LA4	LA 5	LA6	LA 13	LA 16	CH 11	CH 13	CH 15	CH 21	CH 23
Qm	16,98	13,39	10,86	9,94	8,40	9,84	13,24	12,33	26,48	7,34	11,70	19,94	14,33
Ft	32,70	42,74	42,00	42,24	33,60	22,80	30,14	16,62	37,75	31,50	41,49	32,33	37,67
Lt+qp	50,31	43,87	47,14	47,83	58,01	67,36	56,62	71,31	35,77	61,16	47,61	47,73	51,00

REGION 4 Codo del Senguerr - Cañadon Grande												
Nucleo del Anticlinal	Codo del Senguerr - Cañadon Grande											
N14	N15	J5	J8	J9	J10	J11	J14	J15	J16	J17	J20	
Qm	16,80	12,36	14,86	21,66	30,15	13,30	33,51	15,05	29,71	31,88	25,88	20,63
Ft	29,13	31,46	21,05	27,27	39,20	37,50	34,84	26,02	25,00	34,88	31,66	6,63
Lt+qp	54,07	56,18	64,09	52,41	31,41	49,47	31,65	59,28	45,59	34,60	42,46	52,74

PROMEDIO			
	Región 2	Región 3	Región 4
Qm	11,87	15,96	22,15
Des. Standard	2,71	7,44	7,79
Ft	32,85	36,15	30,39
Des. Standard	9,58	4,17	5,49
Lt+qp	55,31	48,66	47,83
Des. Standard	9,92	9,08	10,84

neas con pastas ácidas, es probable que la mayor parte del feldespato potásico provenga de ese tipo de rocas. Las plagioclasas han sido reconocidas por sus maclas polisintéticas características y en general son límpidas. En la región 2 alcanzan valores entre 15 y 34%,

son límpidas y solo en algunos granos se ha observado la textura de colador. En la región 3, las mismas se encuentran sin alteración pervasiva y alcanzan valores máximos de 24%, siendo el valor mínimo de 16%; en la región 4 los valores varían entre 12 y 33%. En algunas muestras se

han observado secciones albitizadas y al igual que el feldespato alcalino también dan lugar a porosidad secundaria debido a lixiviación o disolución. Suele observarse en ocasiones alteración a arcillas y sericita. La relación de plagioclasas vs. feldespatos

en la región 2 es 0,759, en la región 3 es 0,62 y en la región 4 es 0,85 que son valores esperados para areniscas derivadas de rocas volcánicas exclusivamente (Dickinson 1970, Dickinson y Rich 1972, Ingersoll 1979).

Líticos: Los fragmentos líticos, alcanzan en promedio el 45% de la fracción clásica son casi exclusivamente volcánicos y han sido divididos en paleovolcánicos y neovolcánicos, siguiendo los criterios utilizados por Critelli e Ingersoll (1995). Los líticos neovolcánicos presentan generalmente una moda diferente al del resto de la fracción clásica, son angulosos y propensos a la alteración. Generalmente, como es el caso de las muestras de la Formación Castillo, muestran una composición diferente a los de los líticos paleovolcánicos. Dentro de cada uno de ellos se han distinguido: volcánicos con pastas ácidas, volcánicos con pastas básicas o intermedias y piroclásticos; siendo en el caso de los líticos neovolcánicos, en su mayoría de origen piroclástico.

En mucha menor proporción se han identificado fragmentos líticos de origen sedimentario, plutónico y metamórfico. Los fragmentos de rocas sedimentarias son comunes en algunos niveles, por ejemplo, en la sección basal de la unidad, donde se han observado clastos de rocas carbonáticas pertenecientes a la subyacente Formación Pozo D-129 (Fig. 7d). Dentro de la categoría de "otros" se han colocado aquellos líticos cuya afinidad no se ha podido determinar con seguridad.

Matriz y pseudomatriz: Los valores de matriz observados pueden llegar a ser importantes, sin embargo se destaca que la misma es de tipo pseudomatriz (Dickinson 1970), y corresponde a la alteración de los líticos neovolcánicos (Fig. 5d, 6d, 7b) y por lo tanto debe ser contabilizada como tal para el análisis de procedencia.

Cementos: El tipo de cemento más común es el ceolítico, identificándose laumontita en cantidad subordinada (Fig. 7c), analcima (Fig. 6f) en forma abundante, y heulandita en menor proporción, tal como se observa tapizando internamente las trizas en la figura 5f.

La laumontita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$) es

una ceolita que ópticamente se reconoce por su bajo índice de refracción, baja birrefringencia y muy buen clivaje (Fig. 7c). En las muestras analizadas se presenta rellenando poros y generalmente se asocia a microcristales de cuarzo, los cuales se disponen como reborde de los clastos.

La analcima ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\cdot \text{H}_2\text{O}$) se reconoce ópticamente por ser incolora, isótropa bajo luz polarizada y presentar morfología generalmente anhedral, aunque puede presentar formas euhedrales. Se presenta rellenando poros y sellando completamente la porosidad presente. En algunas muestras, se ha observado que la analcima ha precipitado entre dos eventos de cemento calcítico. Este comportamiento sugiere un rápido cambio en la química de las aguas porales, como resultado por ejemplo, de un influjo de agua dulce (Tang *et al.* 1997). También se la ha identificado asociada con microcristales de cuarzo (Fig. 7d).

Las ceolitas, que se agrupan como heulandita - clinoptilolita son también alúmino silicatos hidratados, y constituyen una serie de ceolitas que en su composición química pueden llevar los cationes Na, K, Ca y Sr. Ópticamente se las reconoce por su forma cristalina tabular y su color rosa suave a nicoles paralelos (Fig. 5f). En las muestras analizadas se las reconoce tapizando poros en muestras de la sección superior de la Formación Castillo, pudiendo coexistir con analcima en algunas de ellas. Para determinar qué tipo de heulandita - clinoptilolita se observa se requieren análisis químicos, por lo que petrográficamente no se pudieron hacer más precisiones. Estas ceolitas se presentan en las muestras analizadas como tablillas delineando los poros o las trizas (Fig. 5f).

Tal como identificaron Tunik *et al.* (2004), se reconoció una zonación vertical de los cementos ceolíticos. Las muestras de las secciones inferiores de la unidad están cementadas por laumontita, las ubicadas en la sección media presentan analcima y en las secciones superiores, predomina la heulandita-clinoptilolita.

Los cementos arcillosos le siguen en importancia a los ceolíticos. Los minerales de arcilla se presentan como rebordes de

granos o "*pore lining*", como relleno de poros o "*pore filling*" y en menor proporción como reemplazo de granos de la fracción clásica. Petrográficamente se han identificado illita, clorita y caolinita. El cemento arcilloso más abundante es el clorítico (Fig. 5e), mientras que la illita (Fig. 5d) y la caolinita (Fig. 5d) se encuentran de forma subordinada.

Los rebordes de granos o *grain coatings* tienen un espesor promedio de 0,025 mm, y consisten de placas sub-paralelas a los bordes de los granos. Los *coatings* son irregulares, anisopácuicos y muestran características típicas de infiltración mecánica de arcillas, como la presencia de puentes y meniscos. Este mecanismo de infiltración mecánica de arcillas es frecuente en arenas medianas a gruesas de sistemas fluviales (Moraes y De Ros 1990).

El cemento carbonático (Fig. 6e) es de tipo poikilotópico o rellena poros y está asociado a analcima.

El crecimiento secundario del cuarzo y de los feldespatos se encuentra sólo en algunas muestras (Fig. 6c) y es de escaso desarrollo. El crecimiento secundario es probablemente heredado, es decir que proviene de un ciclo sedimentario anterior ya que el mismo se observa solo en algunos clastos de cuarzo. Sin embargo, también hay que tener presente que la presencia de este crecimiento secundario podría deberse a que hay presentes muchos minerales de arcilla que facilitan la disolución y reprecipitación del cuarzo.

Los óxidos de hierro se presentan como *coating* o reborde de granos, y en algunos casos rellenan poros. Cuando se presentan como *coating* son sin duda los primeros cementos en formarse, ya que delimitan los granos de cuarzo, feldespato y los líticos.

Diagénesis

Las relaciones paragenéticas de los distintos cementos y procesos diagenéticos fueron observadas usando datos de microscopio óptico, pero sus tiempos de ocurrencia no fueron establecidos, ya que no se cuenta con datos geotermométricos y geocronológicos.

Las areniscas analizadas en este trabajo fueron afectadas por una serie de proce-

esos diagenéticos que alteraron la composición original de la fracción clástica, especialmente a los líticos neovolcánicos. Estos procesos diagenéticos han sido también identificados y caracterizados en muestras de roca de canales fluviales de la contemporánea Formación Mina del Carmen en el subsuelo de la cuenca (Acuña *et al.* 2011, Droeven *et al.* 2013), en las que se ha reconocido la concentración preferencial de cementos asociados a microambientes reductores (dolomita ferrosa, ankerita, siderita) y enriquecimiento de U, procesos que se realizarían en relación a mallines o humedales.

La presencia de contactos puntuales o rectos entre granos, la escasa deformación de micas (Fig. 5b) y de los líticos neovolcánicos (Fig. 6f) indican un escaso desarrollo de procesos de compactación mecánica en las muestras analizadas, asociado mayormente a la posición marginal de los afloramientos en relación a los principales depocentros del subsuelo.

Como proceso diagenético importante, se menciona el reemplazo de componentes detríticos y piroclásticos por dawsonita ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$), un mineral poco común (Fig. 6b) en las muestras analizadas del perfil de sierra Silva. El tipo de reemplazo y su posible origen ha sido analizado por Comerio *et al.* (2013, 2014).

Tipos de porosidad, cementos e implicancias para la caracterización de reservorios.

En los trabajos ya clásicos de análisis de porosidad de Schmidt y McDonald (1979) y Burley y Kantorowicz (1986) se describen 8 criterios petrográficos para reconocer porosidad secundaria en secciones delgadas. Los rasgos diagnósticos son: 1) disolución parcial (Figs. 8a y b); 2) moldes (Fig. 8a); 3) inhomogeneidad del empaquetamiento (Fig. 8c); 4) poros sobrecrecidos (Fig. 8c); 5) poros elongados; 6) márgenes de granos corroídos; 7) poros intra-constituyentes; y 8) granos fracturados.

La disolución es sin duda el proceso más importante de generación de porosidad secundaria en las areniscas de la Formación Castillo. La desagregación o diso-

lución de líticos piroclásticos neovolcánicos, muchas veces incompleta, es un ejemplo claro de este proceso (Fig. 8a). La presencia de moldes de clastos (Fig. 8b) también es un excelente indicador del desarrollo de porosidad secundaria; si los cristales o clastos previos presentan formas características es fácil identificar a sus precursores. En el caso de las areniscas de la Formación Castillo, los moldes de feldespatos y los moldes de líticos piroclásticos que dan origen a la porosidad secundaria, muchas veces están delineados por *rims* de arcillas y han preservado la forma original de los clastos ausentes; en otros casos, no se puede inferir el origen por su forma. La inhomogeneidad del empaquetamiento y poros sobrecrecidos han sido reconocidos en las muestras de la Formación Castillo.

Sin embargo, al momento de analizar la porosidad y permeabilidad, es importante considerar los procesos de cementación que afectaron a las areniscas. Los cementos de calcita, laumontita, analcima y arcillas no solo afectaron ampliamente la porosidad primaria sino que redujeron sustancialmente la permeabilidad. En el caso de las areniscas cementadas por heulandita-clinoptilolita, la porosidad y permeabilidad se ve favorecida por la forma de las tablillas que constituyen el cemento (Fig. 5f).

Será necesario realizar un análisis completo del tipo, composición y especialmente estratigrafía de cementos si se quiere caracterizar correctamente reservorios de subsuelo de la Formación Castillo, ya que la porosidad y permeabilidad de la unidad varían en forma importante dependiendo del tipo de cemento presente.

Modelo sedimentario-petrográfico

En este trabajo se analizaron muestras de areniscas procedentes de la Formación Castillo en la sierra de San Bernardo a lo largo de una transecta de cerca de 100 km en dirección N-S. En esta faja de afloramientos se observa un aumento en el espesor de la unidad hacia el sur (Paredes *et al.* 2015). Los estudios de arquitectura fluvial indican que la proporción de litofacies de grano grueso (canales fluviales)

es similar entre las diferentes localidades estudiadas, existiendo una variación sistemática en las características de los sistemas fluviales en sentido N-S (Paredes *et al.* 2009). En base a la medición de la geometría externa (ancho real vs. potencia) de más de 250 canales fluviales se reconoce un incremento sistemático de la potencia y el ancho de los cauces desde la región 2 a la región 4.

Región 2 - anticlinal de sierra del Castillo: Los afloramientos de esta región se caracterizan por la presencia de cuerpos de escala pequeña depositados como flujos densos o flujos en manto (Paredes *et al.* 2015). Ambos tipos de depósitos indican eventos sedimentarios con una distribución variable y episódica de agua y partículas volcánicas en redes de drenaje pobremente integradas y de naturaleza local. Los procesos de resedimentación fluvial ocurrieron durante períodos cortos con estadios de alta descarga, probablemente de carácter estacional. Por tanto, la naturaleza variable del sistema fluvial en este sector de la cuenca estaría relacionada con una distribución variable de las precipitaciones, que favorecen el desarrollo de una red de drenaje que no está en equilibrio con la pendiente o las condiciones de descarga.

En esta región se describió de forma detallada el perfil La Angostura, en el extremo sur de la sierra del Castillo. Se analizaron 8 muestras que conforman la fracción fina del relleno de los canales areno-conglomerádicos hacia la base, y areniscas de la planicie de inundación proximal hacia el techo. Las areniscas analizadas se clasifican como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.* 1970) (Fig. 4a). En promedio, las rocas de esta región presentan alto contenido de fragmentos líticos (55%), feldespatos (33%) y cuarzo (12%). Dentro de los fragmentos líticos los más abundantes son los volcánicos, siendo los paleovolcánicos en promedio más abundantes que los neovolcánicos. En numerosas muestras se reconocen trizas cuspatas y pumíceas (Fig. 5f). El cemento más abundante es ceolítico (Fig. 5b) estando el carbonático y el arcilloso (Fig. 5d) subordinados. El análisis detallado de la

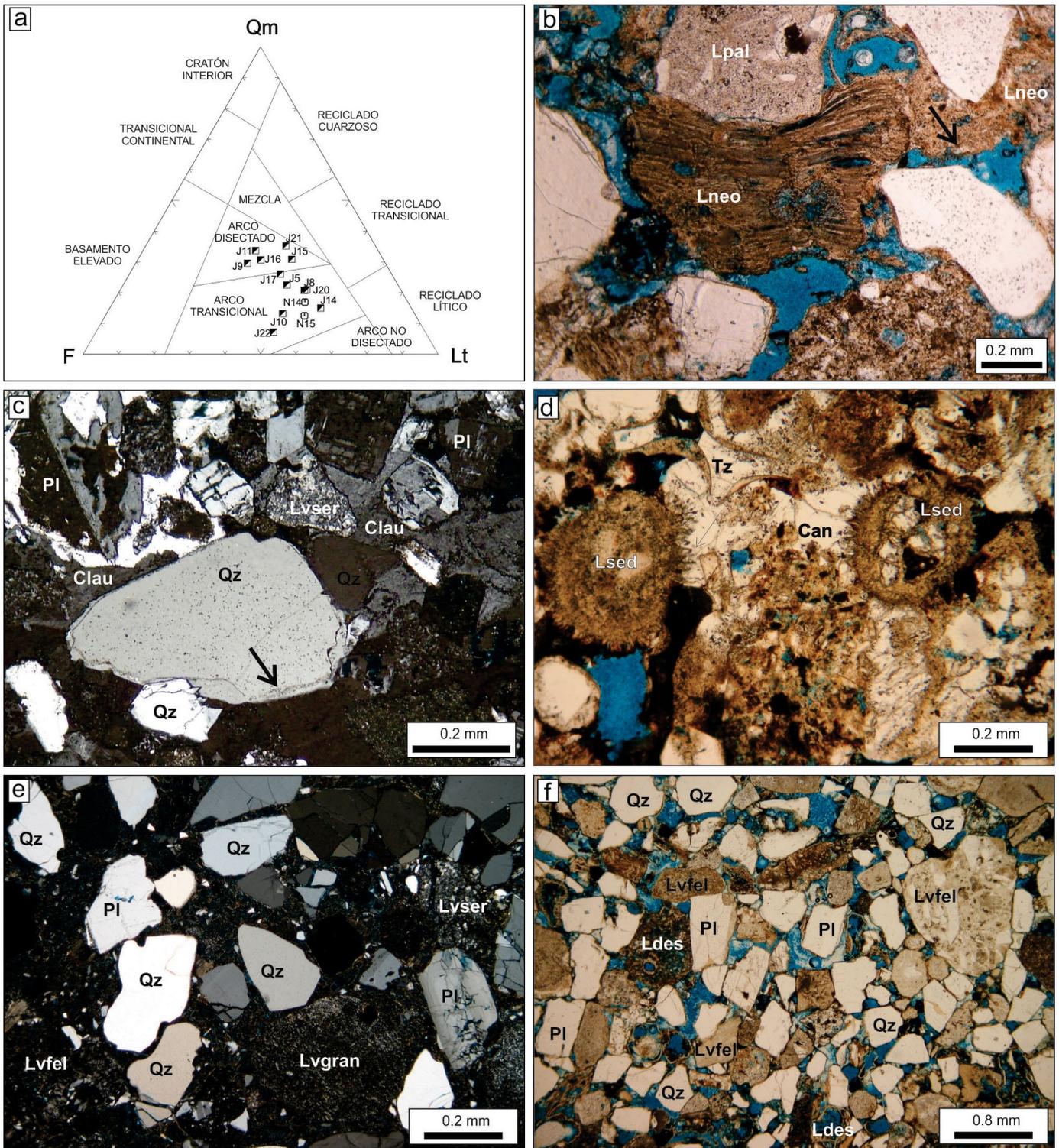


Figura 7: a) Triángulo de clasificación de Dickinson et al. (1983) de las muestras de los perfiles Núcleo del Anticlinal y del Perfil Codo del Senguerr. b) Muestra N14. Líticos paleovolcánicos (Lpal) y neovolcánicos (Lneo). Nótese como los neovolcánicos están flexurados levemente por la compactación y en algunos sectores, ya formando la pseudomatrix (flecha). c) Muestra N15. Clasto de cuarzo (Qz) con crecimiento secundario (flecha), plagioclasas (Pl) y líticos con pastas de rocas ácidas: seriadas (Lvser). El cemento es laumontita (Clau). d) Muestra J5. Clastos de oolitas de la Formación Pozo D129 asociadas con trizas (Tz). Nótese los microcristales de cuarzo (flecha) asociados a la analcima (an). e) Muestra J17. Nótese la abundancia de clastos de cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl) y de fragmentos de líticos con pastas de rocas ácidas con textura seriada (Lvser) y con textura granular (Lvgran). f) Muestra J20. Microfotografía en nicolos paralelos donde también se puede observar el aumento de clastos de cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl) y de fragmentos de líticos con pastas de rocas ácidas (Lvfel).

composición y tipo de fragmentos de rocas volcánicas, evidencian la abundancia de fragmentos de rocas con pastas básicas a intermedias (Figs. 5b y c) con respecto a las pastas de rocas ácidas (Fig. 5d), estas últimas más abundantes en las regiones ubicadas al sur. En el perfil La Angostura es común observar clastos de feldespato alcalino reemplazados por calcita.

Interpretación: El mayor porcentaje de fragmentos líticos con texturas pilotáxicas y de tipo *lathwork* (Fig. 5d) que se observa en esta región comparado con los resultados presentados por Tunik *et al.* (2004) y Tunik *et al.* (2006a, b), estaría reflejando un aporte local en la procedencia de las areniscas, datos que están en concordancia con el análisis sedimentológico del sistema fluvial para esta región (Paredes *et al.* 2015). Según dichos autores, esta región se caracteriza por tener una red fluvial poco jerarquizada y poco integrada. La presencia de trizas cuspatas y pumíceas (Fig. 5f) junto con la abundancia de fragmentos líticos neovolcánicos (Fig. 5e) evidencian una actividad volcánica concomitante, procedente del arco volcánico localizado al oeste. Cuando se comparan las características de las areniscas de los canales y aquellas depositadas en la planicie, no se observan diferencias significativas en la composición de la fracción clástica.

Región 3 - anticlinal de sierra Silva: Para la región 3, Paredes *et al.* (2015) reconocen un ligero aumento en la tasa de subsidencia en relación con la región 2, basándose en la relación de los canales y depósitos asociados. La sucesión sedimentaria en esta zona, también está asociada a depósitos subaéreos de tipo flujos de barro y flujos en manto, aunque el aumento de proporción de canales fluviales de baja sinuosidad y el mayor tamaño de los cuerpos arenosos de grano más grueso sugiere una red de drenaje más integrada.

Las areniscas analizadas de esta región, provenientes del perfil del cerro Chenques fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas según Folk *et al.* (1970) (Fig. 4a). Los líticos más abundantes son los fragmentos neovolcánicos que corresponden a tobas vítreas y otros tipos de

rocas piroclásticas que presentan diferentes estadios de desagregación (Figs. 6d y f). Los fragmentos de rocas paleovolcánicas (15%) corresponden a fragmentos de rocas de composición básica a intermedia, y en menor proporción fragmentos de rocas con texturas de rocas ácidas e intermedias (Fig. 6c), donde se han reconocido texturas granulares y seriadas, elementos que reflejan un aporte local al sistema fluvial.

El porcentaje de feldespatos (36%) y de cuarzo monocristalino (16%) no muestra cambios cuando se lo compara con otras regiones.

Interpretación. Al igual que en la región 2, se observa mayor presencia de rocas con pastas básicas a intermedias con respecto a rocas con pastas ácidas. Sin embargo, la relación P/Kt (plagioclasa vs feldespato total) es menor que en la región 2, indicando que los componentes líticos incorporados a las redes de drenaje han recorrido una distancia mayor desde el arco volcánico, que también se ve reflejada en la menor proporción de muestras que presentan trizas dentro de la fracción clástica.

Región 4 - Codo del Senguerr: La sucesión sedimentaria que aflora en la parte austral de la sierra de San Bernardo se desarrolló en un área de mayor subsidencia que en las regiones 2 y 3 (Paredes *et al.* 2015). En la misma, no se han identificado depósitos asociados a flujos densos subaéreos y los flujos no encauzados son escasos. Muchos de los canales fluviales son de baja sinuosidad o entrelazados, y evidencian el desarrollo de una red de drenaje permanente y bien integrada, con canales fluviales de dimensiones mayores a los observados en las regiones 2 y 3 y que habrían drenado grandes áreas de captura localizadas hacia el oeste (Paredes 2009). Las areniscas provenientes de afloramientos de esta región fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas y algunas feldarenitas líticas según Folk *et al.* (1970) (Fig. 4a). Los fragmentos líticos son los componentes más abundantes de la fracción clástica, siendo los neovolcánicos (30%) (Fig. 7b) más abundantes que los paleovolcánicos (Fig. 7b) (10%). En concordancia con las típicas petrofacies de

la Formación Castillo (Tunik *et al.* 2004, Tunik *et al.* 2006a y b) los fragmentos de rocas ácidas (Fig. 7f) son más abundantes que los fragmentos de rocas básicas. Si bien la proporción de trizas es menor que en otras regiones, en algunas muestras aún se preservan (Fig. 7d).

La proporción de cuarzo (Figs. 7c y f) aumenta considerablemente (22%), mientras que el feldespato (31%) (Figs. 7e y f) se mantiene constante como en el resto de las regiones. Estas características, que reflejan la composición general de la Formación Castillo, están relacionadas con la extensión e integración de la red de drenaje que se desarrolló en esta región en particular.

CONCLUSIONES

La composición de las areniscas de una cuenca sedimentaria está influenciada por las áreas de aporte, la naturaleza de los procesos sedimentarios que ocurren dentro de las cuencas depositacionales, y el tipo de patrón de sedimentos que relaciona la proveniencia con la cuenca (Dickinson y Suczek 1979). Debido a que el tipo y cantidad de cemento y matriz presentes en las areniscas es fundamentalmente función de la diagénesis, los estudios de proveniencia se focalizan en la proporción de los componentes detríticos de las areniscas (Dickinson 1970). De esta manera, la petrografía sedimentaria ha demostrado ser una herramienta muy útil para la caracterización de los reservorios en función de los componentes de la fracción clástica y además para complementar la interpretación de paleoambientes sedimentarios y en el análisis de cuencas.

En el caso de la Formación Castillo, las diferentes jerarquías de las redes de drenaje identificadas, se ven reflejadas en las características petrográficas de la unidad. En el caso de la región 4, que posee mayor jerarquía y organización de la red de drenaje, los resultados petrográficos reflejan el área de aporte regional mientras que en las otras dos áreas, en las que la organización y jerarquía son menores, la composición de la fracción clástica permite inferir áreas de aporte locales.

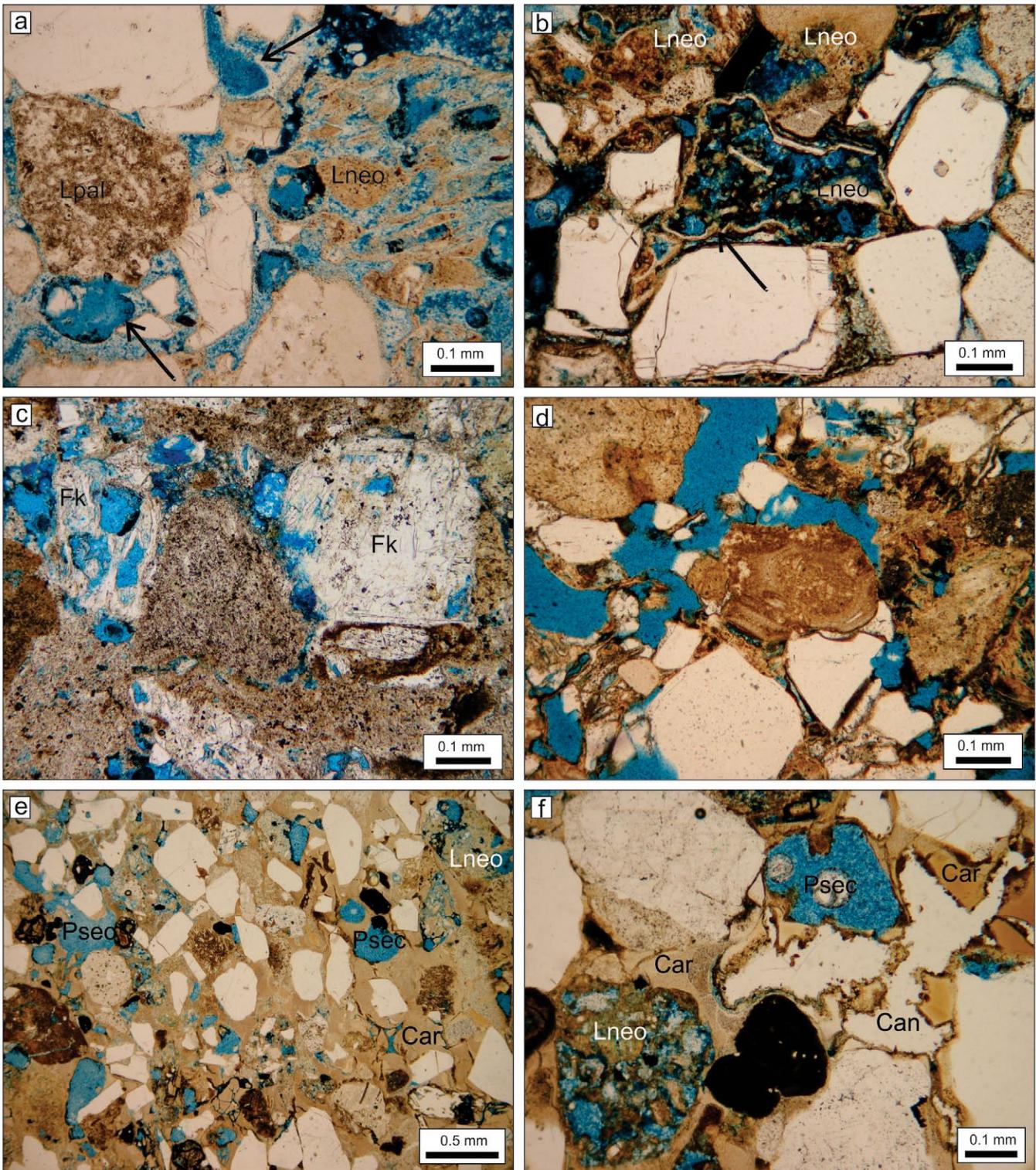


Figura 8: a) Muestra J21. Disolución parcial de un lítico neovolcánico (Lneo). Notar que el lítico paleovolcánico (Lpal) no desarrolla porosidad secundaria. Porosidad secundaria evidenciada por los moldes de los clastos faltantes (flecha). El cemento de tipo rim es heulandita-clinoptilolita. b) Muestra J20. Desagregación parcial de un lítico neovolcánico (Lneo). La presencia de cemento arcilloso (flecha) delineando el clasto, permite reconocer su origen. La muestra también está cementada por heulandita-clinoptilolita. c) Muestra Cch13. Porosidad intraclástica en feldespato alcalino. d) Muestra J8. Poros sobrecrecidos indicados por la resina epoxy azul. e) Muestra J22. Porosidad secundaria por disolución de fragmentos neovolcánicos y por disolución de clastos. La presencia de cemento arcilloso de tipo caolinitico reduce notablemente la porosidad y permeabilidad. f) Muestra J22. Porosidad secundaria por disolución de fragmentos neovolcánicos (Lneo) y por disolución de clastos o cristales (Psec). La presencia de cemento arcilloso de tipo caolinitico (Car) y ceolítico de tipo analcima (Can) reduce notablemente la porosidad y permeabilidad.

Estos cambios en las composición de las areniscas de las diferentes regiones, también se ve reflejado cuando se plotean los valores de QmFLt en los diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) (Figs. 4b, 5a, 6a, 7a) los cuales indican la progresiva evolución del área de procedencia dentro de un arco transicional, cerca del campo de un arco no disectado en las muestras de la Región 2 hasta un arco disectado en las muestras de la región 4. De esta manera, el análisis petrográfico de los cuerpos arenosos permite predecir en forma rápida la ubicación relativa de los afloramientos con respecto a su posición geológica dentro de la cuenca.

El análisis de la fracción clástica y sus componentes reveló también que la porosidad secundaria observada en las areniscas es mayormente producto de la alteración diagenética de los componentes neovolcánicos. Sin embargo, para que esta porosidad sea efectiva, las areniscas deben haber estado cementadas con ceolitas de tipo heulandita-clinoptilolita o bien por arcillas de tipo con texturas de tipo *rim*, ya que en el caso de haber estado cementadas por analcima, laumontita, calcita o caolinita, la permeabilidad de las mismas está notablemente reducida.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al YPF SA por la autorización para la publicación de los datos. MAT, agradece especialmente a María Elena Vietto por su incentivo a que estudiáramos las areniscas de la cuenca del Golfo San Jorge. Esta investigación ha sido financiada parcialmente mediante el PI CIUNPAT N° 868 (U.N.P.S.J.B.) y PICT 2012-1369 (ANPCyT-FONCyT). Los autores desean agradecer a las Dres. Susana Alonso y Julieta Suriano por la revisión crítica del manuscrito, y a Raúl Giacosa por la revisión editorial. Se agradece a Roberto Asta por la confección de las secciones delgadas.

TRABAJO CITADOS EN EL TEXTO

Acuña, C., Schiuma, A., Parra, D., Droeven, C., Bernedo, M. y Paredes, J.M. 2011. Modelo pa-

leoambiental de la Formación Mina del Carmen en el Yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 419-439, Mar del Plata.

Archangelsky, S., Bellosi, E.S., Jalfin, G.A. y Perrot, C. 1994. Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge basin, Argentina. *Cretaceous Research* 15: 127-142.

Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica* 6: 319-345, San Miguel de Tucumán.

Bonaparte, J.F. y Gasparini, Z.B. 1978. Los saurópodos de los Grupos Neuquén y Chubut y sus relaciones cronológicas. 7° Congreso Geológico Argentino 2: 393-406, Neuquén.

Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y Georgieff, S.M. 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrops analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70: 319-337.

Burley, S.D. y Kantorowicz, J.D. 1986. Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement dissolution porosity in sandstone. *Sedimentology* 33: 587-604.

Catalano, J.P. y Ramos, J.J. 2014. Geología del ciclo Neocomiano superior, caracterización litológica y discriminación de subambientes deltaicos en la zona de Río Mayo, sector noroccidental de la cuenca del Golfo San Jorge. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 431-453, Mendoza.

Clavijo R. 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9:15-32, Buenos Aires.

Comerio, M., Morosi, M., Tunik, M., Paredes, J.M., Menegatti, N. y Zalba, P. 2013. Dawsonita en rocas volcánicas de la formación Castillo (Grupo Chubut) en la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina. *Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes*: 31-32, Comodoro Rivadavia.

Comerio, M., Morosi, M., Tunik, M., Paredes, J.M. y Zalba, P.E. 2014. Dawsonite in volcaniclastic rocks of the Castillo Formation,

Chubut Group, Golfo San Jorge basin, Patagonia Argentina. *The Canadian Mineralogists* 52: 513-531.

Cortiñas, J.S. y Arbe, H.A. 1982. Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 300-312.

Critelli, S. e Ingersoll, R.V. 1995. Interpretation of neovolcanic vs. palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (southern California). *Sedimentology* 42: 783-804.

Datta, B. 2005. Provenance, tectonics and palaeoclimate of Proterozoic Chandarpur sandstones, Chattisgarh Basin: a petrographic view. *Journal of Earth System Science* 114: 227-245.

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

Dickinson, W.R. y Rich, E.I. 1972. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *Geological Society of America, Bulletin* 83: 3007-3024.

Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions: American Association of Petroleum 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 America, Bulletin* 94: 222-235.

Droeven, C., Acuña, C., Schiuma, A., Parra, D. y Paredes, J.M. 2013. Descripción de un nuevo tipo de reservorio en la formación Mina del Carmen, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes*: 39-40, Comodoro Rivadavia.

Feruglio, E. 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* 1, 1-334, Buenos Aires.

Figari, E.G., Cid de la Paz, M.S. y Laffitte, G. 1996. Neocomian half graben in the western San Jorge basin, Argentina: petroleum systems, origin and tectonic inversion. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 80: 1289-1290.

- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffite, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, S., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 197-237, Buenos Aires.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M. Uliana, M.A. y Biddle, K. T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74: 879-920.
- Folguera, A. y Iannizzotto, N. 2004. The Lagos La Plata and Fontana fold-and-thrust belt: long-lived orogenesis at the edge of western Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 541-566.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Genise, J.F., Sciutto, J.C., Laza, J.H., Gonzalez, M.G. y Bellosi, E.S. 2002. Fossil bee nests, coleopteral pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 215-235.
- Ghazi, S. y Mountney, N.P. 2011. Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology* 233: 88-110.
- Ghose, S.K. y Kumar, R. 2000. Petrology of Neogene Siwalik Sandstone of the Himalayan foreland basin, Garhwal Himalaya: implication for source area tectonics and climate. *Journal of the Geological Society of India* 55: 1-15.
- González, M., Taboada, R. y Stinco, L. 2002. Los reservorios del flanco norte. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.) Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 135-153, Mar del Plata.
- Hechem, J.J. 2003. Fluvial and lacustrine facies in the Chubutian (Cretaceous) of the Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina. 3rd Latin American Congress of Sedimentology, 292-293, Belem.
- Hechem J.J. y Strelkov, E.E. 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge. En: Haller, J.M. (ed.) Geología y recursos Naturales de Santa Cruz, pp. 129-147, Buenos Aires.
- Hechem, J.J., Figari, E.G. y Musacchio, E.A. 1987. Hallazgo de la Formación Pozo D-129. *Petrotecnia* 28: 13-15.
- Hechem, J.J., Homovc, J.F. y Figari, E.G. 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino 3: 173-176, San Juan.
- Ingersoll, R.V. 1979. Evolution of the Late Cretaceous forearc basin, northern and central California. *Geological Society of America, Bulletin* 96: 813-826.
- Ingersoll, R.V. y Cavazza, W. 1991. Reconstruction of Oligo-Miocene volcanoclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.) Sedimentation in volcanic settings. *SEPM, Special Publication*, 45: 227-236, Tulsa.
- Laffite, G. A. y Villar, H.J. 1982. Poder reflector de la vitrinita y madurez térmica: Aplicación en el sector NO de la Cuenca del Golfo San Jorge. 1° Congreso de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Trabajos Técnicos Exploración: 171-182, Buenos Aires.
- Lazo, D., Cataldo C., Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O. y Mussel, F.J. 2011. Primer registro de moluscos procedentes de la Formación Castillo, Albiano de la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Argentina de Paleontología: 38-39, Luján.
- Lesta, P. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas 1: 251-289, Comodoro Rivadavia.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza A. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 601-654, Córdoba.
- Meconi, G. 1990. Facies, arquitectura fluvial y paleoambientes del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguier, límite provincial de Chubut-Santa Cruz. 3° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 193-196, San Juan.
- Moraes, M. y De Ros, L. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Reconcavo Basin, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 809-819.
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary Evolution of the Golfo San Jorge Basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S. y Aceñolaza, G.F. (eds.) Argentinean Fluvial Basins: Ancient and present day examples. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology: 187-275, San Miguel de Tucumán.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Nillni, A. y Marquillas, R. 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high-energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O. y Colombo, F. 2009. Main controls on the evolution of distal volcanoclastic successions in continental environments: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge basin, Argentina. 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Abstracts: 52-53, San Miguel de Tucumán.
- Paredes, J.M., Colombo, F., Allard, J.O. y Foix, N. 2011. Alluvial architecture of fluvial successions in pyroclastic-rich environments: the Castillo Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. 28th IAS Meeting of Sedimentology, Proceedings: 97, Zaragoza.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2013. Variabilidad espacio-temporal de la Formación Castillo (Albiano) en la cuenca del Golfo San Jorge. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 66-67, Comodoro Rivadavia.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Colombo, F. y Tunik, M.A., 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, en prensa.
- Ramos, V.A. y Drake, R. 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10o Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 143-148, San Miguel de Tucumán.
- Sciutto, J.C. 1981. Geología del Codo del Río Senguier, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219, San Luis.
- Schmidt, V. y McDonald, D.A. 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. *SEPM, Special Publication* 26: 209-225, Tulsa.
- Strelkov, E.E., Cid de la Paz, M.S. y Jauregui, J. 1992. Reconocimiento de un sistema fandeltaico en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. 4° Reunión Argentina de Sedimentología

- gía, Resúmenes: 47-54, La Plata.
- Strelkov, E.E., Cid de la Paz, M.S. y Baldi, J.E. 1994. The Paso Río Mayo sub-basin: geology and exploration play, San Jorge Basin, Argentina. 14th World Petroleum Congress, Proceedings 2:149-151, Stavanger.
- Tang, Z., Parnell, J. y Longstaffe, F.J. 1997. Diagenesis of Analcime-Bearing Reservoir Sandstones: The Upper Permian Pingdiqian Formation, Junggar Basin, Northwest China. *Journal of Sedimentary Research* 67: 486-498.
- Teruggi, M.E. 1962. Sobre la presencia de analcima sedimentaria en el chubutiano del Codo del Senguerr. *Revista del Museo de La Plata (Nueva serie) Sección geología*: 193-217, La Plata.
- Teruggi, M.E. y Rosseto, H. 1963. Petrografía del chubutiano del Codo del Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras* 354: 18-35, Buenos Aires.
- Tunik, M.A., Vietto, M.E., Scitutto, J.C. y Estrada, E. 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Informe Preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 601-606.
- Tunik, M.A., Fernández, M.I. y Vietto, M.E. 2006a. Petrografía y procedencia de la Formación Castillo. Informe final (Inédito) realizado para la empresa REPSOL YPF. Parte I: 826 pp.
- Tunik, M.A., Fernández, M.I. y Vietto, M.E. 2006b. Petrografía y procedencia de la Formación Castillo. Informe final (Inédito) realizado para la empresa REPSOL YPF. Parte II: 296 pp.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 496-510, Buenos Aires.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2008a. Mechanism of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: An example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S. y Melchor, R.N. 2008b. Volcaniclastic resedimentation in the Lower Cretaceous Castillo Formation, San Jorge Basin, Central Patagonia, Argentina. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 178, Buenos Aires.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2012. Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 94-115.
- Windhausen, A. 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 27: 167-320, Córdoba.
- Zalba, P.E. y Andreis, R.R. 2003. Procesos diagenéticos en el Grupo Chubut: Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (Albiano-Maastrichtiano), Patagonia, Chubut, Argentina. 3° Congreso Mexicano de zeolitas naturales, Actas: 91-93, Zacatecas.

Recibido: 1 de agosto, 2014

Aceptado: 13 de enero, 2015