

Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula: implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{1,*}, Oscar Talavera-Mendoza², Uwe Jenchen^{3,4}, Víctor A. Valencia⁵, Hugo Cesar Medina-Ferrusquia³ y Martín Guerrero-Suastegui²

¹ Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 8, Zona Universitaria, San Luis, Potosí, México, C.P., 78290.

² Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAG, Ex-Hacienda de San Juan Bautista, Taxco el Viejo, Guerrero, México.

³ Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), Avenida Universidad S/N, Ciudad Universitaria, C.P. 6645, San Nicolás de los Garza, Nuevo León, México.

⁴ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Hacienda de Guadalupe, Carretera a Cerro Prieto, km 8, C. P. 67700 Linares, Nuevo León, México.

⁵ School of the Environment, Washington State University, Pullman WA, 99144, Estados Unidos de América.

*magonegro_2000@hotmail.com

RESUMEN

Durante el Valanginiano-Huateriviano, la Formación La Casita (fosa de Monterrey) y la Arcosa Patula (cuenca de Sabinas) conformaron unidades sedimentarias distribuidas en el borde sureste y noreste del bloque de Coahuila. El presente estudio discrimina el carácter de los diferentes elementos geotectónicos que conforman el Noreste de México, en su función como áreas fuente, integrando estudios petrográficos de areniscas y geocronología de circones detríticos. En la Formación La Casita se diferenciaron petrofacies volcano-plutonoclasticas con tendencias a cuarzo-feldespáticas, mostrando influencia de líticos volcánicos con texturas felsíticas, microlíticas, lathwork, líticos plutónicos con texturas mirmequíticas y líticos metafelsíticos/psamíticos_{3y4}, en tanto que la Arcosa Patula se caracteriza por una petrofacies sedimento-plutonoclastica, con alto contenido de líticos plutónicos con texturas mirmequíticas, metapelíticos₂ y metapsamíticos₂, y en menor proporción líticos volcánicos con texturas felsíticas y lathwork.

Las edades de los circones detríticos varían desde 2885 hasta 164 Ma, y la mayoría de los granos (57%) se ubican en el rango de 275 a 240 Ma. En total se definieron cuatro poblaciones, A-D, y dos subpoblaciones, D1 y D2, considerando los picos de probabilidad altos y bajos del conjunto total de las edades obtenidas: población de circones A (>700 Ma; Paleoproterozoico - Neoproterozoico), la población B (700–500 Ma; Neoproterozoico - Cámbrico medio), la población C (500–450 Ma; Cámbrico medio - Ordovícico Medio) y la D (350–160 Ma; Carbonífero temprano - Jurásico Medio). En la Formación La Casita, los circones jurásicos a carboníferos evidencian fuentes múltiples de arcos magmáticos en el norte y este de México, entre los que destacan el Arco del Carbonífero - Pérmico temprano, el Arco magmático Permo - Triásico y las rocas volcánicas de la Formación Nazas del Triásico Tardío - Jurásico Medio. Por otra parte, circones devónicos a neoproterozoicos y mesoproterozoicos indican el basamento de la región que es comparable con el Complejo Novillo y las rocas sedimentarias paleozoicas que le cubren.

Los circones detríticos más jóvenes de la Arcosa Patula derivan muy probablemente del Arco Magmático del Permo-Triásico, mientras que los circones de 298–250 Ma son correlacionables con el Arco Las Delicias del Carbonífero - Pérmico temprano y con las rocas metamórficas de bajo grado del cratón de Coahuila-Texas.

Ambas formaciones fueron depositadas en un sistema de cuencas de tipo strike-slip. Sin embargo, la Formación La Casita muestra procedencias características de arcos magmáticos continentales y orógenos reciclados ($\sim Q_{56}F_{35}L_9$; $\sim Q_{p24}Lv_{61}Ls_{15}$), mientras que la Arcosa Patula fue depositada dentro de bloques continentales estables y con procedencias menores de cinturones de sutura ($\sim Q_{58}F_{33}L_9$; $\sim Q_{p59}Lv_1Ls_{40}$).

Palabras clave: Formación La Casita, Arcosa Patula, procedencia, geocronología, circones detríticos, NE de México.

ABSTRACT

During Valanginian-Hauterivian time, La Casita Formation (Monterrey trough) and the Patula Arkose (Sabinas basin) formed sedimentary units distributed in the southeast and northeast edge of the Coahuila block. The present article discriminates the character of the different geotectonic elements that form northeastern Mexico and integrates petrographic studies of sandstone and geochronology of detrital zircons. La Casita Formation consists of volcano-plutonoclastic petrofacies with quartz-feldspathic trends, showing volcanic lithic influence with felsitic, microlitic, lathwork, and plutonic lithic fragments with myrmekitic textures, as well as metafelsitic/psammitic_{3y4} lithics; in contrast, the Patula Arkose is characterized by sedimentary-plutonoclastic petrofacies, with a high content of plutonic lithics with myrmekitic, metapelitic₂, and metapsammitic₂ textures, and a subordinate content of volcanic lithics with felsitic and lathwork textures.

The detrital zircon ages vary from 2885 to 164 Ma with a high percentage of grains (57%) located in the range of 275 to 240 Ma. Four

age populations, A-D, and two subpopulations were defined considering probability peaks and lows of all ages obtained: Zircon population A (>700 Ma; Paleoproterozoic-Neoproterozoic); population B (700–500 Ma; Neoproterozoic - middle Cambrian); population C (500–450 Ma; middle Cambrian - Middle Ordovician); population D (350–160 Ma; early Carboniferous - Middle Jurassic). In La Casita Formation, the Carboniferous to Jurassic zircons show multiple magmatic-arc sources in the north and east of Mexico, prominent among them are the Carboniferous- Permian arc, the Permo-Triassic magmatic arc, and volcanic rocks of the Upper Triassic - Middle Jurassic Nazas Formation. On the other hand, Mesoproterozoic and Neoproterozoic to Devonian zircons indicate the age of the basement of the region, which is comparable with the Novillo Complex, and the overlying Paleozoic sedimentary rocks.

The youngest detrital zircons of the Patula sandstones were probably derived from the Permo-Triassic magmatic arc, whereas the 298–259 Ma zircons are correlated with the Las Delicias arc of Carboniferous-early Permian, and the low-grade metamorphic rocks of the Coahuila-Texas craton.

Both formations were deposited within a strike-slip basin system; however, the La Casita Formation displays provenance characteristics of continental magmatic arcs and recycled orogens ($\sim Q_{56}F_{35}L_{99}$; $\sim Q_{p24}Lv_{61}Ls_{15}$), whereas Patula sandstones have characteristics of stable continental block provenance, and subordinate suture belt provenance ($\sim Q_{58}F_{33}L_{99}$; $\sim Q_{p59}Lv_{1}Ls_{40}$).

Key words: La Casita Formation, Patula Arkose, provenance, detrital zircons, northeastern Mexico.

INTRODUCCIÓN

Desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Temprano el desarrollo del norte de México está marcado por la transición de un sistema tectónico extensional a un ambiente de acortamiento que favoreció la generación de sistemas transtensivos. Este cambio de régimen fue controlado por la apertura del Golfo de México, la rotación del bloque de Yucatán y la migración de una subducción oblicua hacia la margen paleopacífica de México (California, Arizona y Norte de Sonora; Sistema Cordillerano). A continuación se establecieron en los límites suroccidentales del Cratón de América del Norte, arcos del Pérmico-Triásico como ensambles petrotectónicos ligados a la Margen peri-Gondwanica, y el desarrollo de un sistema de cuencas de tipo *strike-slip* (e.g., cuenca McCoy-Sabinas y fosa de Monterrey; Tardy et al., 1989; Mickus et al., 2009; Ocampo-Díaz, 2011, 2012). La reactivación de fallas del basamento exhumó los complejos petrotectónicos asistiendo un ciclo de intemperismo, erosión y transporte de sedimentos (Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz, 2011).

En la fosa de Monterrey se instauraron sistemas de depósito marginales dentro de un sistema de línea de costa deltaica con dirección NW 45-SE 45 de la Formación La Casita (Ocampo-Díaz, 2011), entre tanto en la cuenca de Sabinas se depositaban sistemas aluviales y fluviales (Arcosa Patula; Krutak, 1965; Charleston, 1974; Ocampo-Díaz, 2012). Posteriormente se depositaron potentes secuencias de rocas carbonatadas cubriendo los ensambles petrotectónicos.

Los estudios de procedencia con datos de petrografía modal y geocronología de circones detríticos son herramientas para determinar áreas fuente en cuencas, sobre todo en regiones geológicas con una gran variedad de posibles áreas fuente y para documentar la evolución estratigráfica, tectónica y las posibles vías de dispersión y transporte de sedimentos (e.g., Zuffa, 1980; Dickinson, 1985; Critelli 1999; Lawton et al., 2009).

El trabajo tiene el objetivo de documentar y discriminar las ca-

racterísticas petrográficas, la composición del área fuente, el ambiente tectónico y la posible ubicación de las rocas madres de las contemporáneas formaciones La Casita y Arcosa Patula, por medio de análisis petrográficos y análisis geocronológicos de circones detríticos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El noreste de México es una región geológica en donde se juxtaponen o amalgaman los terrenos tectonoestratigráficos Sierra Madre y Coahuila (Campa y Coney, 1983; Figura 1) durante la sutura del Ouachita-Marathon en el Pérmico (Dickinson y Lawton, 2001).

El basamento del Terreno Sierra Madre está constituido por el Gneiss Novillo (~ 1.0 Ga) conformado por rocas metamórficas de grado bajo a medio (Ruiz et al., 1988; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010), juxtapuestas en contacto tectónico con esquistos pelíticos y psamíticos con lentes de serpentinitas, metagabros, metabasaltos y metapedernal del Esquisto Granjeno (Neoproterozoico al Silúrico, posiblemente hasta el Devónico; Carrillo-Bravo 1961; Dowe 2004; Keppie 2004; Barboza-Gudiño et al., 2011). La cubierta sedimentaria paleozoica está conformada por sucesiones conglomeráticas, rocas carbonatadas con abundantes braquiópodos y equinodermos, tobas riolíticas y lutitas, así como areniscas del Silúrico al Pérmico temprano (Carrillo-Bravo 1961; Gursky y Michalzik, 1989; Stewart et al., 1999).

Las rocas más antiguas del Terreno Coahuila son rocas volcánicas calcoalcalinas del bloque de Coahuila o Arco de Las Delicias, emplazadas durante el Pensilvánico Tardío-Pérmico (McKee et al., 1988), además esquistos pelíticos y psamíticos de sericita/muscovita en facies de esquistos verdes (Carpenter, 1997).

La cubierta sedimentaria paleozoica del Terreno Coahuila está conformada por depósitos volcanoclasticos y siliciclasticos tipo *flysch*, rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas de edades que varían del Carbonífero al Pérmico tardío (Campa y Coney, 1983; McKee et al., 1990; Jones et al., 1995).

Ambos terrenos muestran intrusiones de granitos y granodioritas de edad pérmico-triásica como de la Isla La Mula, la Isla de Monclova y el Archipiélago de Tamaulipas (McKee et al., 1990; Jones et al., 1995; Torres et al., 1999; Pindell y Kennan, 2002).

Durante del Pérmico-Triásico y Triásico-Jurásico Medio se emplazaron los arcos volcánicos en el NE de México (Pindell y Dewey, 1982; Jones et al., 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño et al., 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). La instauración de estos nuevos ensambles por procesos de acreción-amalgamación favorecieron al incremento de los procesos alocíclicos extra- e intracuencales, los cuales ayudaron a restablecer los patrones de sedimentación y configuración de las cuencas sedimentarias de noreste de México (Ocampo-Díaz, 2012).

Durante el Jurásico Temprano-Medio (185–195 Ma; Fastovsky et al., 2005; Barboza-Gudiño et al., 2008; Godínez-Urban et al., 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011) se desarrollaron en la margen paleopacífica de México secuencias volcánicas de composición intermedia-félsica y vulcanoclasticas de la Formación Nazas en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí y Durango; la Serie Pre-Huizachal en el estado de Nuevo León, Formación La Boca en el estado de Tamaulipas, y Formación Todos Santos en el estado de Chiapas, relacionadas con arcos continentales en la porción suroeste de Norte América (Grajales-Nishimura et al., 1992; Jones et al., 1995; Bartolini et al., 2003; Barboza-Gudiño et al., 1999, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011).

En el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano prevaleció un régimen transtensivo relacionado con una subducción oblicua alojada en la margen paleopacífica que favoreció (1) el desarrollo del *rifting* y *drifting* en el Golfo de México; (2) la generación de cuencas de tipo

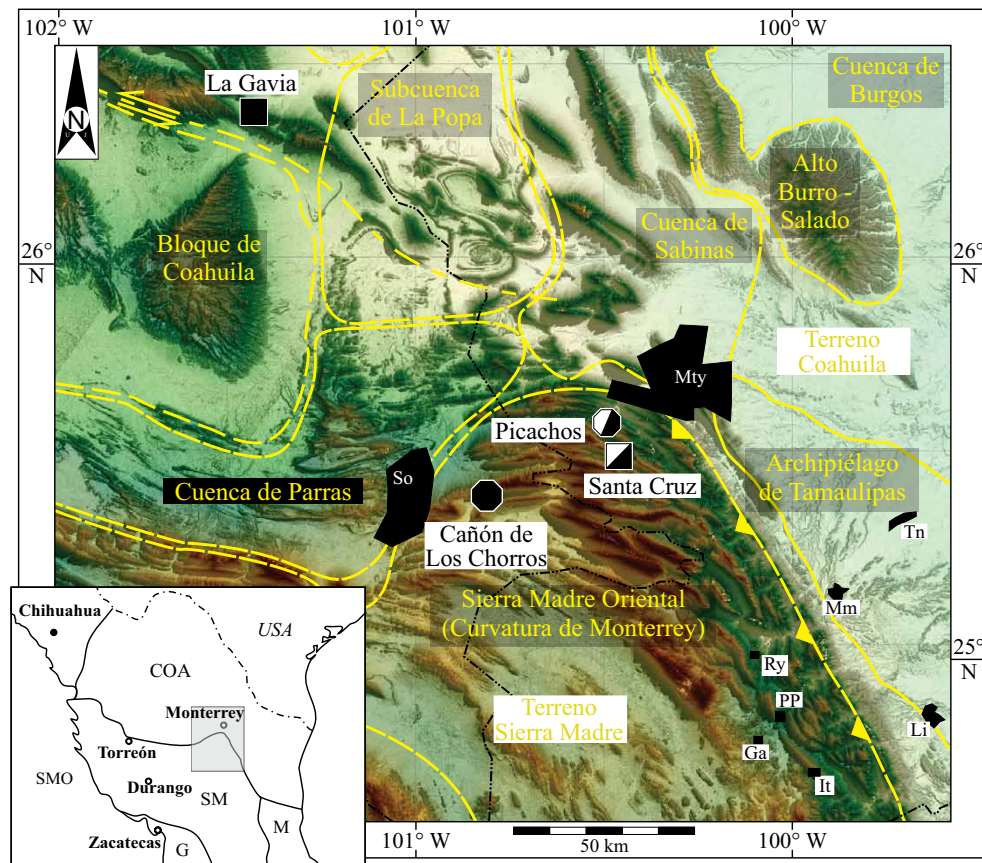


Figura 1. Distribución de las cuencas y elementos tectónicos en el NE de México (según Eguiluz de Antuñano, 1990; 2011; Goldhammer y Johnson, 2001; modificado). Abreviaturas: Mty: Monterrey, So: Saltillo, Tn: Terán, Mm: Montemorelos, Li: Linares, It: Iturbide, Ga: Galeana, Ry: Rayones, PP: Potrero Prieto. El cuadrado negro representa al perfil de la Arcosa Patula en la Sierra de la Gavia; el octógono negro/blanco y el cuadrado negro/blanco perfiles de la Formación La Casita en el Cañón del Chorro, Picachos y Santa Cruz. En el recuadro inferior izquierdo: la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983); COA: Terreno Coahuila; SM: Terreno Sierra Madre; M: Terreno Maya; G: Terreno Guerrero; SMO: Sierra Madre Occidental. Modelo de elevación de Masuch-Oesterreich (2007).

strike-slip en el límite sur de Norte América (e.g., cuenca de Bisbee, fosa de Chihuahua, cuenca de Sabinas y fosa de Monterrey); y (3) el desplazamiento menor de los bloques de ensambles petrotectónicos (Tardy *et al.*, 1989; Bassett y Busby, 2005; Haenggi y Muehlberger 2005; Ocampo-Díaz, 2011 y 2012).

Tanto en la fosa de Monterrey como en la cuenca de Sabinas, se depositaron paquetes de rocas sedimentarias, cubriendo los conjuntos petrotectónicos: 1) los lechos rojos de origen fluvio-aluvial del Grupo Huizachal; 2) las evaporitas de la Formación Minas Viejas; 3) las calizas de plataforma somera abierta de la Formación Zuloaga; y 4) las lutitas y areniscas deltaicas y costeras de la Formación La Casita (Michalzik, 1988; Salvador, 1987; 1991; Pindell y Kennan, 2002; Centeno-García, 2005; Ocampo-Díaz, 2011 y 2012; Figura 2).

Estratigrafía del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano

Formación La Casita

La Formación La Casita fue definida por Imlay (1936) en el Cañón de La Casita, como una secuencia de lutita de color gris oscuro a negro, intercalada con estratos delgados de caliza arcillosa amarillenta y capas delgadas de carbón. Posteriormente, Michalzik (1988) describe horizontes fosfatados en el área de Iturbide, Nuevo León. El espesor de la Formación La Casita oscila entre 60 y 800 m (Fortunato 1982; Fortunato y Ward, 1982; Michalzik 1988; Eguiluz de Antuñano, 1990;

Michalzik y Schumann, 1994). En la región de Monterrey-Salttillo, Fortunato y Ward (1982), así como Goldhammer (1999) dividieron a la Formación La Casita en las siguientes tres unidades estratigráficas:

Unidad 1 (Kimmerigdiano-Tithoniano). Goldhammer *et al.* (1990) describen a la unidad como una lutita negra carbonosa y limolita, con capas con ostras altamente bioturbadas, interpretadas como depósitos de prodelta dentro de una plataforma submareal profunda, que se correlaciona con el miembro inferior de la Formación Cotton Valley que aflora en el sur de Texas, EUA. El espesor de esta unidad varía de 137–148 m.

En la región estudiada, la Unidad 1 únicamente aflora en el área de Picachos (Figuras 1 y 3), constituida por lutita negra con laminaciones paralelas y lutita arenosa de color café oscuro.

Unidad 2 (Tithoniano-Valenginiano). De acuerdo con Goldhammer (1999), la Unidad 2 está constituida por arcosas y arcosas líticas con intervalos de conglomerados en su parte inferior y superior (350 m; Figura 3), mostrando estratificación cruzada, estructuras de corte y relleno e icnofósiles. Existen secuencias de tipo estrato-creciente conformadas por lutitas, areniscas finas a gruesas y conglomerados; y estrato-decrecientes (conglomerado de guijas-arenisca gruesa y lutita).

En el Cañón Los Chorros afloran dos sub-unidades: la subunidad 2A (Kimmerigdiano-Berriasiano; Fortunato y Ward, 1982) que corresponde a los primeros ~230 metros, constituidos por intercalaciones de conglomerado, arenisca de grano fino a grueso y lutita, depositados en

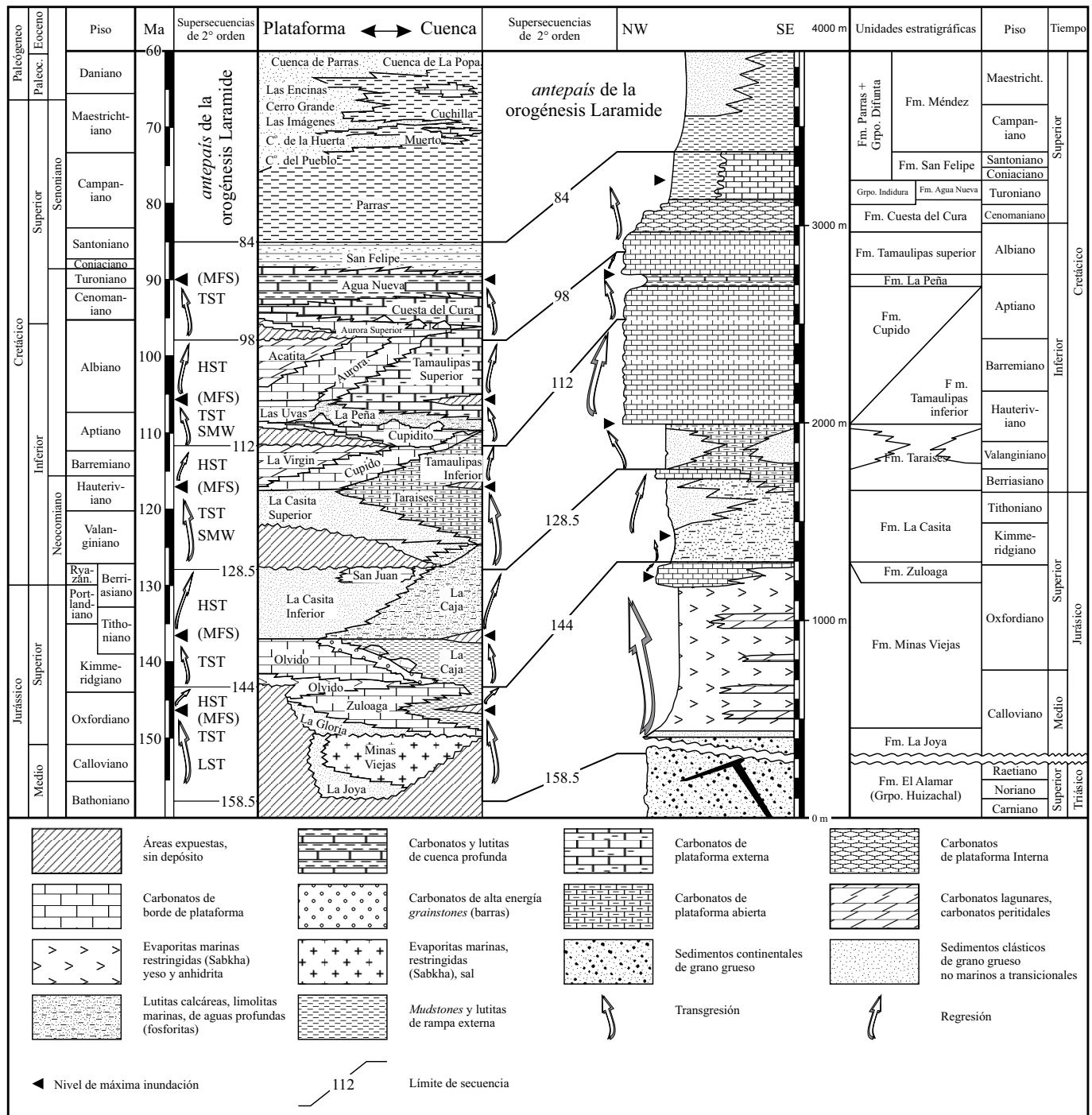


Figura 2. Correlación de las columnas estratigráficas de Goldhammer y Johnson (2001; izquierda) y Michalzik (1988; derecha) para el NE de México (modificado de Jenchen, 2007). Los datos cronoestratigráficos y la subdivisión de las unidades estratigráficas de la columna de Goldhammer y Johnson (2001) se basan en los de Haq et al. (1987). La subdivisión del Grupo Huizachal (columna derecha) en Barboza-Gudiño et al. (2010). Abreviaciones: LST: lowstand systems tract, TST: transgressive systems tract, MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract y SMW: shelf margin wedge.

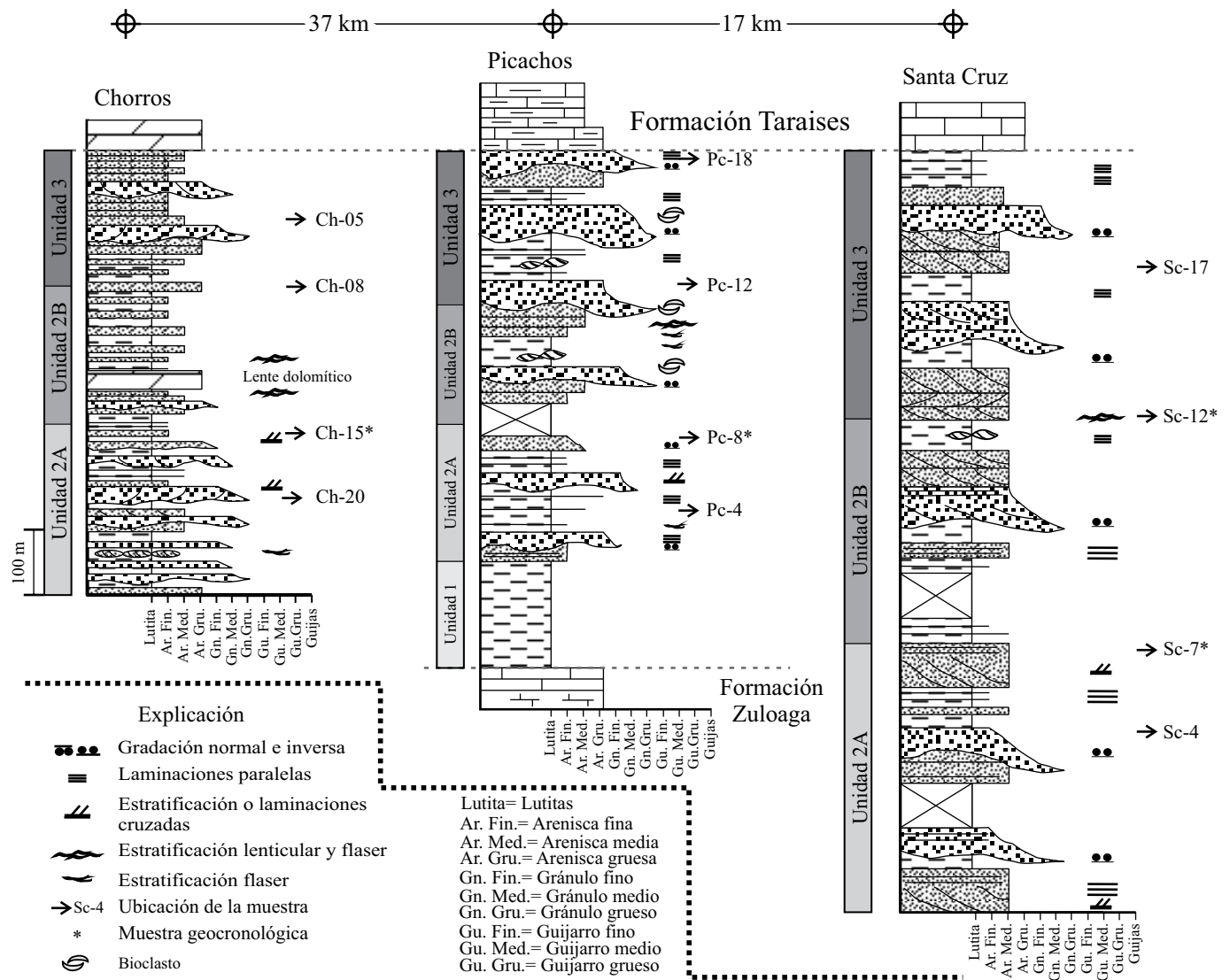


Figura 3. Perfiles sedimentológicos-estratigráficos de las áreas de estudio de la Formación La Casita, con la ubicación de las muestras (modificadas de Ocampo-Díaz, 2012; * muestras con geocronología). El límite litoestratigráfico con la Formación Tarieses es de acuerdo con Michalzik y Shumann (1994). La división litoestratigráfica de las unidades de la Formación La Casita considera las características litológicas según Goldhammer *et al.* (1991) y Goldhammer y Johnson (2001).

secuencias de tipo estrato-decreciente; en tanto que la subunidad 2B (120 metros, Hauteriviano-Valanginiano, Eguiluz de Antuñano, 1990; Goldhammer, 1999; Michalzik y Shumann, 1994) está caracterizada por secuencias del tipo estrato- y grano crecientes, constituidas por lutitas, areniscas de grano fino-grueso y en menor proporción conglomerados.

Ambas subunidades marcan la transición de una planicie deltaica influenciada por ríos a depósitos marino-marginales durante un período de máxima progradación de sistemas deltaicos (Ocampo-Díaz, 2011 y 2012). Las secuencias grano-crecientes marcan la progradación de barras deltaicas y plataformas submarinas abiertas (Ocampo-Díaz 2012). Las secuencias estrato- y grano-decrecientes marcan depósitos canalizados.

Las areniscas presentan estratificación cruzada de tipo planar y laminaciones paralelas o masivas, ocasionalmente se encuentran concentraciones de ostras e icnofósiles de tipo *Skolithos*, *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* de la icnofacies de *Skolithos*. Los estratos de lutitas se caracterizan por presentar laminaciones paralelas, estratificación lenticular y flaser, así como lodos acoplados simples y dobles (Figuras 3).

Unidad 3 (Valanginiano temprano-Hauteriviano). De acuerdo con Goldhammer (1999), la transición de la Unidad 2 a la Unidad 3 se caracteriza por la primera ocurrencia de dolomía micrítica. La Unidad 3 está descrita como 115 a 310 metros de limolita y areniscas con estratificación cruzada o altamente bioturbadas intercaladas con carbonatos. Hacia la cima, la Unidad 3 se intercala transicionalmente con la Formación Tarieses.

En el área de Santa Cruz, la Unidad 3 se caracteriza por intercalaciones rítmicas de lutitas moderadamente bioturbadas y areniscas de grano fino-medio (Figura 3), con un espesor de ~50 metros. En el Cañón Los Choros y Cañón Picachos presenta intercalaciones de areniscas de grano fino a medio, conglomerados de guijas y en menor proporción lutitas, con espesores de 120 y 130 m respectivamente (Figura 3).

Arcosa Patula (Valanginiano-Hauteriviano; cuenca de Sabinas)

La Arcosa Patula, definida por Imlay (1940) en la Sierra de La Gavia, está constituida por ~1210 m de intercalaciones de lutitas,

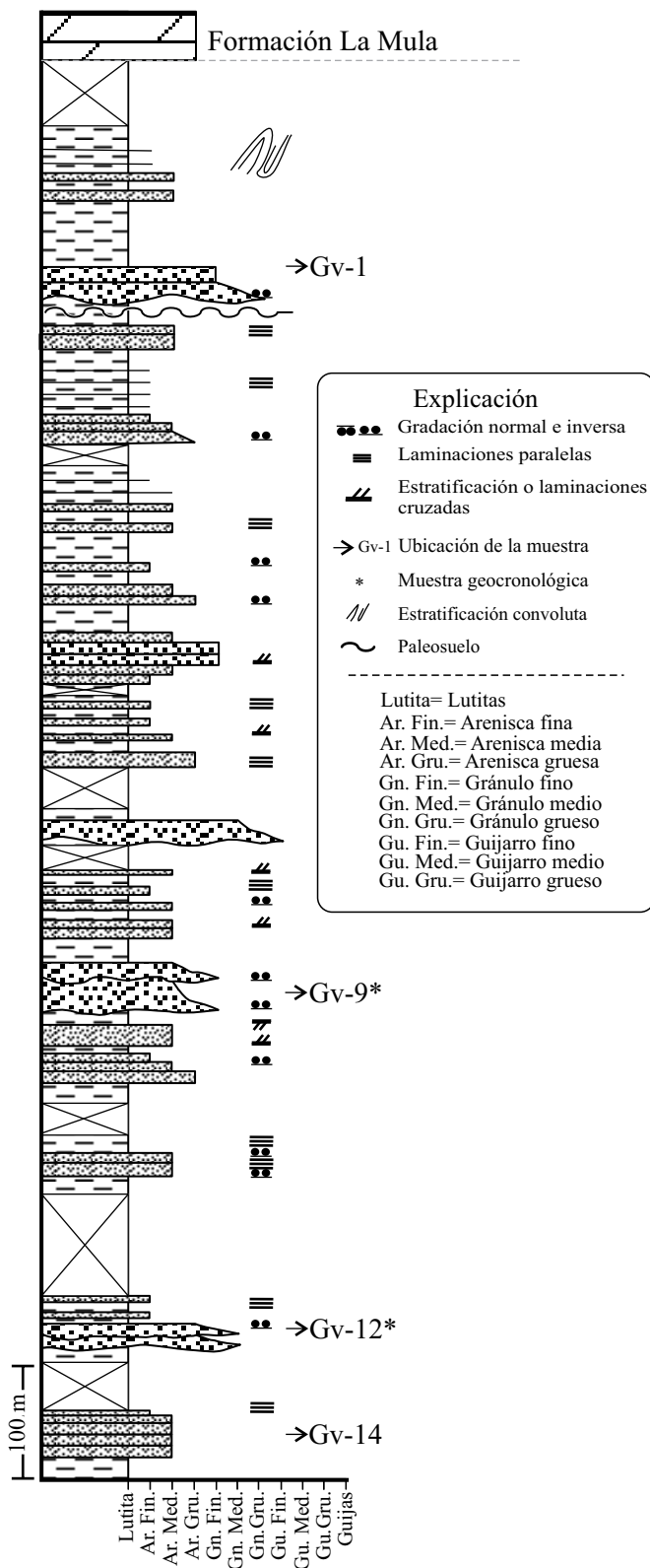


Figura 4. Perfil sedimentológico-estratigráfico de la Arcosa Patula en el Cerro la Muralla, Sierra de la Gavia (* muestras con geocronología). El límite con la Formación Barril Viejo se localiza a ~200 metros de la base inferior del perfil.

areniscas, conglomerados y, en menor proporción, de brechas con espesores variables.

Los conglomerados así como las brechas fueron depositados en bancos medios a gruesos, con gradación normal y estratificación cruzada de tipo recta (Figura 4). El contenido de los clastos, que presentan todos los posibles grados de redondez, está conformado por rocas metamórficas de grado bajo, granitos, calizas, areniscas y lutitas.

Las areniscas muestran un amplio espectro de espesores, granulometría y estructuras sedimentarias. Los contactos entre los bancos generalmente son rectos y ocasionalmente erosivos. Los bancos de lutitas de color gris oscuro, variando de medios a muy gruesos, exhiben laminaciones paralelas (Figura 4).

La Arcosa Patula representa depósitos aluviales a fluviales procedentes de los altos formados por el bloque de Coahuila. Se puede correlacionar la Arcosa Patula con las formaciones San Marcos y Chapulín en el norte, y las Unidades 2B y 3 de la Formación La Casita, (Krutak, 1965; Charleston, 1981; Humphrey *et al.*, 2003). Estratigráficamente, sobreyace la Formación Barril Viejo y subyace de forma transicional la Formación La Mula.

METODOLOGÍA

Análisis petrográfico

El análisis petrográfico cualitativo se realizó en 30 muestras de areniscas de grano medio a grueso, el análisis modal en 16 muestras representativas. El análisis petrográfico cuantitativo se elaboró por medio de un conteo de 1000–1500 granos libres de matriz por lámina delgada, empleando el método Gazzi-Zuffa propuesto por Weltje (2002). La composición del área fuente se determinó por medio de la identificación de (1) los diferentes tipos de cuarzo (Basu *et al.*, 1975; Blatt y Christie, 1963 y Young, 1976); (2) los líticos volcánicos de acuerdo con Dickinson (1970) y Marsaglia *et al.* (1992); y (3) los

Tabla 1: Parámetros petrográficos recalculados al 100 por ciento. Q: cuarzo total; F: feldespatos totales; L: líticos totales; Qp: cuarzo policristalino; Lv: líticos volcánicos; Ls: líticos sedimentarios; Lm: líticos metamórficos; Rg: ensamble granoso; Rs: ensamble sedimentario; Rm: ensamble metamórfico; Rp: ensamble plutónico; Rv: ensamble volcánico. Otras definiciones en Tabla 2.

Diagrama ternario	Parámetros
QFL	$Q = Q_{mr} + Q_{mo} + Q_{p2-3} + Q_{p>3} + Q_{rm} + Q_{rp} + Crq$ $F = F_s + Frpg + Krf + Crf + Flvf + Flvtob + Flvlat + Ps + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + Srp + Crp$ $L = L_{sa} + L_{slu} + L_{scm} + L_{scs} + L_{svf} + L_{svtob} + L_{svlat} + L_{svmic} + L_{sq} + L_{sp} + Q_{rp} + Q_{la} + Frpg + Flvf + Q_{p>3} + Flvlat + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat$
QpLvLs	$Qp = Q_{p2-3} + Q_{p>3} + Ch$ $Lv = L_{svf} + L_{svtob} + L_{svlat} + L_{svmic}$ $Ls = L_{sa} + L_{slu} + L_{scm} + L_{scs}$
RgRsRm	$Rg = Q_{rp} + Frpg + Flvf + Flvtob + Flvlat + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + L_{svf} + L_{svtob} + L_{svlat} + L_{svmic} + L_{sp}$ $Rs = Q_{la} + L_{sa} + L_{slu} + L_{scm} + L_{scs}$ $Rm = Q_{rm} + L_{sq}$
RpRvRs	$Rp = Q_{rp} + Prpg + L_{sp}$ $Rv = Flvf + Flvtob + Flvlat + Plvf + Plvtob + Plvlat + L_{svf} + L_{svtob} + L_{svlat} + L_{svmic}$ $Rs = Q_{la} + L_{sa} + L_{slu} + L_{scm} + L_{scs}$

líticos metamórficos según Garzanti y Vezzoli (2003), en función de su grado metamórfico.

Las láminas delgadas fueron atacadas con HF y teñidas con soluciones sobresaturadas de cobaltinitrito de sodio, cloruro de bario y alizarina para la diferenciación de los feldespatos potásicos y plagioclasas (Marsaglia y Tazaki, 1992). Se determinaron los siguientes parámetros petrográficos (Tablas 1, 2 y 3): Cuarzo+Cuarcita+Chert-Feldespatos-Fragmentos de roca (McBride, 1963) y Q-F-L (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985); litoclastos granosos, Rg, sedimentarios, Rs, y metamórficos, Rm (Critelli y Le Pera, 1994); Qp-Lv-Ls y Lm-Lv-Ls (Ingersoll y Suczek, 1979); finalmente litoclastos plutónicos, Rp, vol-

cánicos, Rv, y sedimentarios, Rs (Ocampo-Díaz, 2011 y 2012).

El esquema de Ocampo-Díaz (2011, 2012) considera la terminología genética descriptiva de Ingersoll (1983), empleando el apelativo del constituyente predominante, por ejemplo, areniscas plutonoclasticas, lo cual brinda mejores resultados si éstos son considerados como ensambles (*e.g.*, ensamble granoso, Rg), tal como lo determina Critelli y Le Pera (1994).

Geocronología de circones detríticos

La geocronología de los circones se realizó en un espectrómetro de masas por inducción de plasma acoplada con un *multicollector*

Tabla 2. Base de datos petrográficos de las muestras analizadas. NCE: granos carbonatados extracuenca; Q: cuarzo; F: feldespatos alcalinos; P: plagioclasa; M: micas; sed: sedimentario.

			Abreviatura	Muestra	Gv-1 %	Gv-9 %	Gv-12 %	Gv-14 %	Pc-4 %	Pc-8 %	Pc-12 %	Pc-18 %	Sc-4 %	Sc-7 %	Sc-12 %	Sc-17 %	Ch-05 %	Ch-08 %	Ch-15 %	Ch-20 %
NCE	Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	31.8	33.5	33.7	35.7	28	17	39	35	43	38	40	39	32.8	43.2	30.7	33.3	
		Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	5.4	16.5	14.1	10.9	12	7	19	16	16	12	7	13	6.3	7.1	10.0	1.1	
		Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	3.1	2.3	1.3	1.2	1	2	-	-	-	1	-	1	-	-	-	0.1	
		Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	0.5	1.3	1.7	2.8	3	4	1	1	-	1	1	1	-	-	-	0.9	
		Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Qrp	Cuarzo en roca plutónica	1.8	1.2	0.1	1.0	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	0.1	
		Qla	Cuarzo en arenisca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Crq	Cemento reemplazando cuarzo	0.2	0.9	1.0	1.0	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	16.6	-	0.5	-	11	2	12	7	9	10	11	10	15.6	9.5	6.4	12.2		
	Frpg	Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneísica	1.8	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	1	-	1.9	0.2	0.1	
	Krf	Caolinita reemplazando feldespato	1.8	0.2	-	-	1	2	2	-	2	2	3	2	3.1	-	0.5	3.0		
	Crf	Cemento reemplazando feldespato	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Flvf	Feldespatos en roca volcánica felsítica	-	0.1	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Flvtob	Feldespatos en roca volcánica tobacea	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Flvlat	Feldespatos en lítico lathworth	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
P	Ps	Plagioclasa en un solo cristal	9.0	13.5	21.5	23.3	10	8	11	9	12	17	13	10	17.4	14.2	36.4	12.6		
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gnesica	0.7	0.1	0.2	0.5	-	-	-	-	-	-	-	1	-	0.2	-	-	0.1	
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0.2	-	0.9	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Plvtob	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	-	-	1.0	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Plvlat	Plagioclasa en lítico lathworth	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	2.4	3.4	4.1	4.7	1	2	1	3	3	5	5	4	3.1	3.3	0.2	3.9		
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	0.5	2.4	2.5	2.1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5		

continúa

laser-ablation (LA-MC-ICPMS), en el *LaserChron* del Departamento of Geociencias de la Universidad de Arizona, EUA. De acuerdo con la metodología de Gehrels et al. (2008), se montaron de 500-1000 circones detríticos en resina epóxica. En el presente trabajo, se analizaron para cada muestra ~100 individuos. La información obtenida fue filtrada de acuerdo con la precisión de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, con un error de 5%, y la discordia al 20%. Las incertidumbres analíticas son listadas como 1 σ , (ver Tabla A1 del suplemento electrónico). De manera general, las edades documentadas o *best age* se basan en $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para granos con edades mayores a 1000 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para aquellos granos con edades más jóvenes que 1000 Ma. De acuerdo a Ludwig (2003), los resultados fueron graficados en diagramas de concordia de Pb-U del tipo Tera-Wasserburg y diagramas probabilísticos de edades relativas o diagramas acumulativos probabilísticos empleando la versión 3.0 de Isoplot, considerando la edades significativas como aquellas que se encuentran representadas por el solapamiento de tres o más análisis. La distribución de las edades, se graficó como espectros de edades en forma de curvas de probabilidad de edades relativas. Estas curvas se generan mediante la suma de la distribución de la edad de cada análisis individual, considerando que el error se distribuye normalmente (Ludwig, 1988, 2003). Los picos de edades de probabilidad alta fueron calculados empleando el programa de Excel *Age Pick* proporcionado por el laboratorio LaserChron de la Universidad de Arizona.

RESULTADOS

Composición de las areniscas

Las muestras de la Formación La Casita en los cañones Los Chorros, Picachos y Santa Cruz, así como las muestras de la Arcosa Patula (cuenca de Sabinas) se clasifican como arcosas y arcosas líticas con tendencia a subarcosas (fosa de Monterrey; cf., McBride, 1963; Figura 5a). De acuerdo con la clasificación genética (Ingersoll, 1983; modificada por Ocampo-Díaz, 2011, 2012), las muestras indican variaciones composicionales que permiten dividir las en tres petrofacies (A, B y C; Figura 5b). En este caso las petrofacies A y B son más enriquecidas en fragmentos líticos (sedimentarios en petrofacies A; volcánicos y plutónicos en petrofacies B), mientras la petrofacies C es más enriquecida en cuarzo y feldespatos.

Petrofacies A: sedimentoclástica

La petrofacies A está representada por muestras de la Arcosa Patula. El cuarzo es el principal constituyente extracuenca de tipo: 1) monocristalino con extinción recta mayor a ondulada ($Q_{mr}/Q_{mo} \sim 3.41 \pm 1.75$; Tablas 2 y 3), texturalmente sus granos son subangulosos a subredondeados, mostrando estrías, inclusiones fluidas y rara vez bordes de crecimiento sintaxiales; 2) policristalino que exhibe contactos suturados y fábrica tectónica caracterizada por cristales alargados con extinción ondulada individual grano a grano

Tabla 2 (continuación). Base de datos petrográficos de las muestras analizadas.

Abreviatura			Muestra	Gv-1	Gv-9	Gv-12	Gv-14	Pc-4	Pc-8	Pc-12	Pc-18	Sc-4	Sc-7	Sc-12	Sc-17	Ch-05	Ch-08	Ch-15	Ch-20
				%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
NCE	L	Ch	Chert	-	1.5	0.5	0.7	1	1	1	-	-	-	-	1	-	-	0.5	1.3
		Lsa	Lítico sed. de arenisca	-	0.5	0.2	0.6	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
		Lslu	Lítico sed. de lutita	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7
		LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	0.2	-	-	-	1	1	1	-	1	1	3	4	1.4	0.9	1.0	1.4
		Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobaceo	-	0.1	-	-	3	2	1	2	1	2	7	4	0.3	0.2	0.5	1.1
		Lsvlat	Lítico sed. volcánico <i>lathworth</i>	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1	2	2	-	-	-	0.4
		LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-
		LsP	Lítico sed. plutónico	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	1	-	-	-	0.4
		LsSq	Lítico sed. de esquistos.	-	0.6	0.4	0.7	0.1	-	-	-	-	0.1	-	0.1	-	-	-	-
		LsCm	Lítico sed. caliza micrítica	2.9	3.7	0.5	1.9	2	1	1	1	-	-	-	-	-	-	1.0	0.5
		LsCs	Lítico sed. caliza-esparfítico.	0.3	1.8	0.1	0.5	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	0.7	-
M		Mus	Muscovita	-	0.4	1.0	0.5	-	4	3	1	2	2	1	1	6.8	3.8	-	-
		Biot	Biotita	0.5	-	0.3	-	-	-	1	1	-	-	-	-	0.3	-	-	-
		Clo	Clorita	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Ep	Epidota	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1	1	1	-	-	-	-
	CEMENTO	Cem.dol	Cemento dolomitizado	1.3	1.2	-	0.1	1	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	1.6
		Cem.Sp	Cemento esparfítico	6.2	6.1	6.6	3.6	8	17	1	14	2	1	1	-	-	4.5	-	17.8
		Cem.Cal	Cemento calcítico	3.9	6.1	3.6	1.0	3	12	1	8	1	-	-	-	-	5.9	3.1	3.3
	ACCESORIOS	Opacos	Opacos	0.5	-	0.2	-	1	2	-	1	2	1	1	-	-	0.3	-	-
		Fósil	Fósil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Circón	Circón	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
		Apatito	Apatito	-	0.1	0.4	0.3	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 3. Relaciones petrográficas indicadoras de cambios en la composición del área fuente. SD: desviación estándar. Qt: cuarzo total (cuarzo policristalino+ monocristalino); Qm: cuarzo monocristalino; Lv: líticos volcánicos; Lt: líticos totales. Otras definiciones en Tablas 1 y 2.

Relación	La Gavia		Picachos		Santa Cruz		Los Chorros	
	Media	SD	Media	SD	Media	SD	Media	SD
Qp/F+R	0.10	0.02	0.08	0.07	0.03	0.02	0.01	0.01
Qt/F+R	1.41	0.37	1.53	0.58	1.38	0.42	1.08	0.33
P/F	30.28	26.96	1.09	0.38	1.33	0.31	2.23	1.95
Rv/Rm+Rp	1.00	1.45	8.60	6.44	7.53	3.19	8.00	4.24
Rs/Rv+Rm	4.73	4.56	0.47	0.16	0.11	0.10	0.38	0.55
Rp/Rm+Rv	2.48	3.40	0.17	0.12	0.14	0.07	0.07	0.10
Lv/Lt	0.47	0.21	0.73	0.10	0.91	0.05	0.81	0.24
Qmr/Qmo	3.41	1.75	2.22	0.15	3.66	1.33	11.49	13.48
Qp/Qm	0.08	0.01	0.09	0.11	0.02	0.01	0.01	0.02

(Qp/Qm= $\sim 0.08 \pm 0.01$). Los feldespatos predominantes son plagioclasas con maclado polisintético, que ocasionalmente alteran a sericita. Los feldespatos potásicos son menos comunes, exhiben maclado tipo Carlsbad y enrejado (Figura 6a). De la base a la cima de la Arcosa Patula, los feldespatos tienden a desaparecer (relación P/F: $\sim 30.28 \pm 26.96$). Los fragmentos líticos de la Petrofacies A son, en orden de abundancia: líticos carbonatados con texturas esparíticas ($\sim 2.7\%$), líticos carbonatados con texturas micríticas ($\sim 2\%$) y líticos metamórficos metapelítico₂ (Figura 6b), metapelítico₃ (Figura 6c), metafelsítico/psamítico₂ (Figura 6d) y felsítico/psamítico₃ ($\sim 0.6\%$); además de líticos de lutitas ($\sim 0.2\%$), líticos de areniscas de grano fino-medio ($\sim 0.4\%$) y líticos volcánicos con texturas felsíticas y tobáceas ($\sim 0.2\%$ y $\sim 0.1\%$).

La matriz, de tipo protomatrix, está constituida por minerales arcillosos y, en parte, se encuentra alterada a pseudomatrix, constituida por minerales ferrosos (e.g. hematita $\sim 1\%$). El cemento calcítico ($\sim 7\%$) muestra texturas esparíticas, poiquilíticas y está parcialmente dolomitizado.

Los minerales accesorios son: muscovita ($\sim 0.5\%$), biotita ($\sim 0.2\%$), apatita ($\sim 0.2\%$) y circón ($\sim 0.1\%$).

Petrofacies B: volcano-plutonoclástica

La Petrofacies B representa las muestras de Picachos y Santa Cruz. El cuarzo, como su principal constituyente, es subanguloso-subredondeado, siendo: monocristalino con extinción recta (Qmr $\sim 35\%$), monocristalino con extinción ondulada (Qmo $\sim 13\%$) y policristalino con más de tres cristales (Qp $> 3 \sim 1.5\%$). Los feldespatos son dominados por plagioclasas con maclado polisintético, comúnmente alterados a sericita (Ps $\sim 11\%$). Los feldespatos potásicos exhiben maclado Carlsbad y alteran a caolinita (Fs $\sim 9\%$). Como fragmentos líticos se encuentran: volcánicos con texturas tobáceas, variolíticas y subvariolíticas ($\sim 3\%$; Figuras 6e), volcánicos con texturas felsíticas ($\sim 1.5\%$; Figura 6f), volcánicos con texturas *lathwork* ($\sim 0.8\%$; Figura 6g), además litoclastos carbonatados con textura micrítica ($\sim 0.6\%$), metamórficos con texturas metafelsíticas/psamíticas₄ ($\sim 0.1\%$) y fragmentos sedimentarios de lutitas ($\sim 0.1\%$).

La protomatrix, constituida por minerales arcillosos ($\sim 1\%$), comúnmente es reemplazada por pseudomatrix ($\sim 2\%$) conformada por minerales ricos en hierro. El cemento de calcita con textura esparítica ($\sim 6\%$) y poiquilítica ($\sim 4\%$) está parcialmente dolomitizado ($\sim 0.5\%$).

Como minerales accesorios se encuentran: muscovita ($\sim 2\%$), minerales opacos ($\sim 1\%$), circón ($\sim 0.25\%$) y apatita ($\sim 0.1\%$).

Petrofacies C: cuarzo-feldespática

También en la Petrofacies C del Cañón Los Chorros es cuarzo el principal constituyente, siendo: monocristalino con extinción recta (Qmr $\sim 35\%$; Tabla 2), texturalmente subanguloso-redondeado, muestra estrías, inclusiones fluidas, bordes de crecimiento sintaxiales y golfos de corrosión; monocristalino con extinción ondulosa (Qmo $\sim 6\%$); y policristalino con más de tres cristales (Qp $> 3 \sim 0.2\%$) con contactos suturados y fábrica tectónica caracterizada por contactos suturados y extinción alargada e individual grano a grano. Sin embargo, es común observar granos policristalinos con contactos rectos en ángulos de 120° . Los feldespatos más abundantes son plagioclasas con maclado de tipo polisintético que frecuentemente alteran a sericita (Ps $\sim 20\%$). Los feldespatos potásicos pueden o no mostrar maclado tipo Carlsbad y rara vez de tipo enrejado (Fs $\sim 11\%$), comúnmente están alterados a caolinita. Los fragmentos líticos de la petrofacies C son escasos, del tipo: volcánicos con texturas felsíticas ($\sim 1.2\%$), volcánicos con texturas tobáceas ($\sim 0.5\%$), carbonatados con texturas micríticas ($\sim 0.4\%$), carbonatados con texturas esparíticas ($\sim 0.1\%$), plutónicos con texturas mirmequíticas (Figura 6h) y volcánicos con texturas *lathwork* ($\sim 0.1\%$).

La protomatrix, constituida comúnmente por material arcilloso ($\sim 6\%$), está reemplazada por pseudomatrix conformada por material rico en hierro ($\sim 2\%$). El cemento calcítico exhibe textura esparítica

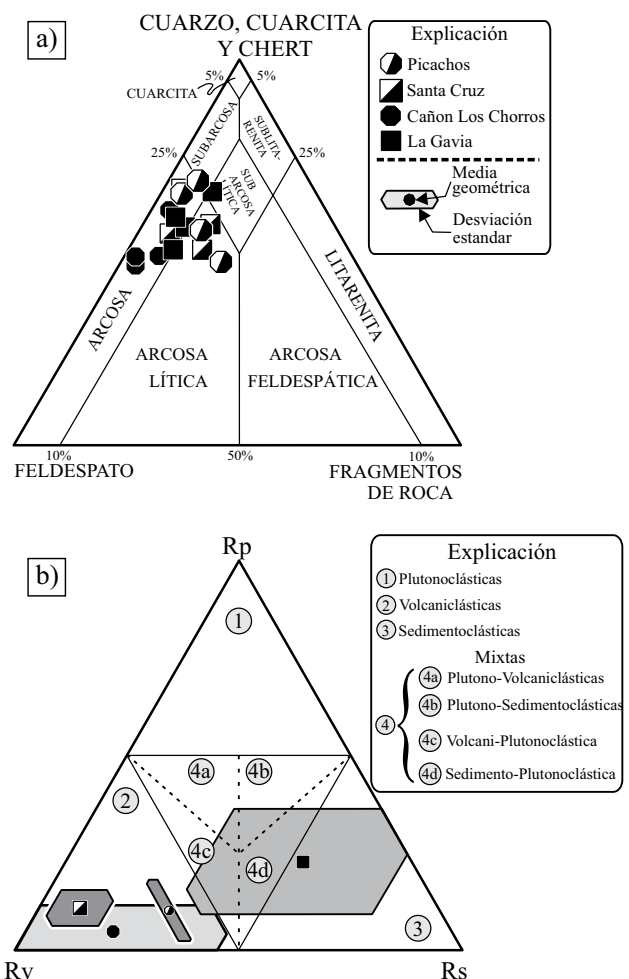


Figura 5. Diagramas ternarios de clasificación de areniscas a) Cuarzo+Cuarcita+Chert-Feldespatos-Fragmentos de Roca de McBride (1963) y b) Rp-Rv-Rs (según Ingersoll (1983); Critelli y Le Pera, 1994; modificado por Ocampo-Díaz, 2011, 2012).

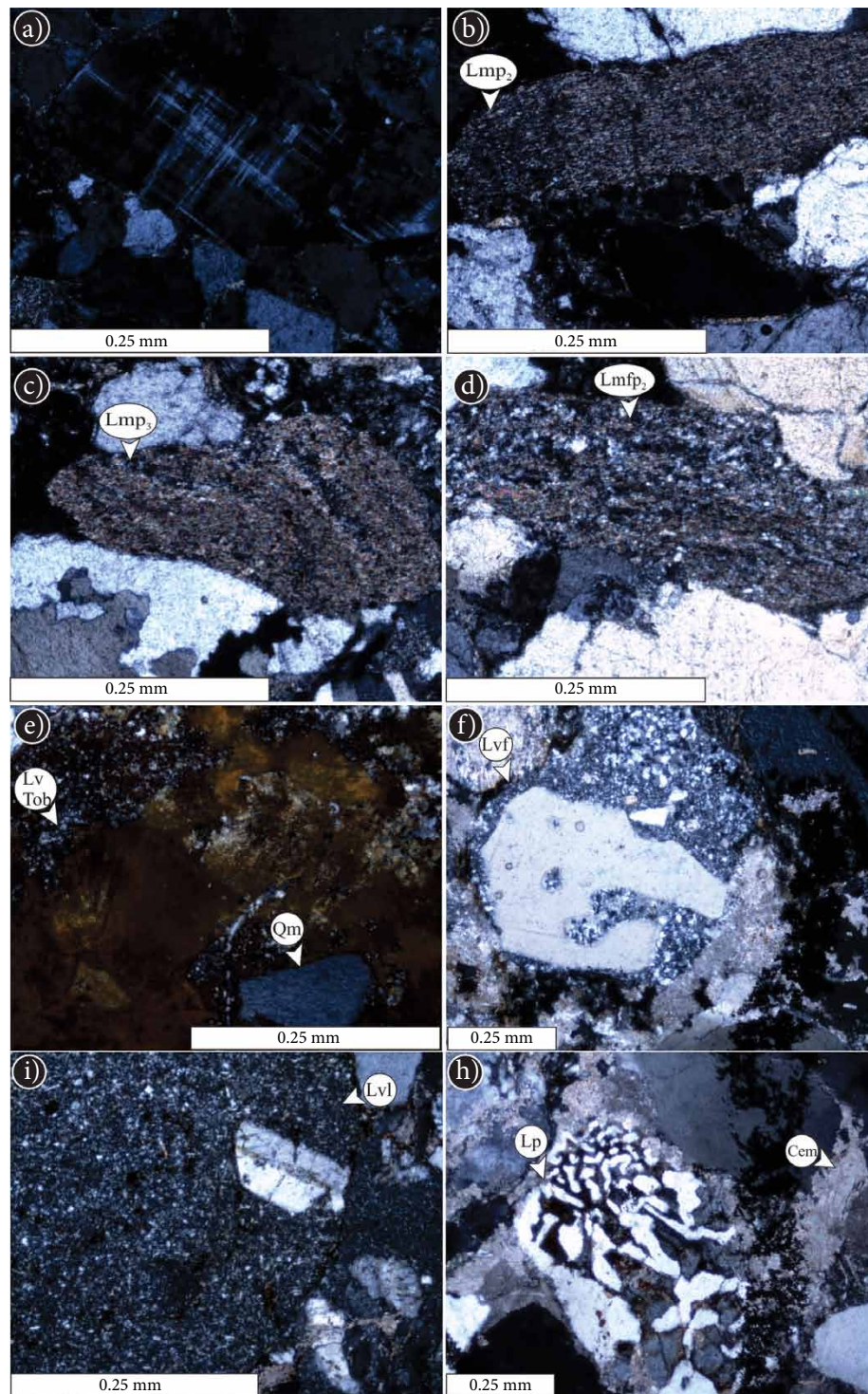


Figura 6. Fotomicrografías con luz polarizada, a) feldespato potásico en variedad microlina (muestra Gv-1); b) lítico metapelítico₂ (Gv-14); c) lítico metapelítico₃, nótese la incipiente creanulación (Gv-14); d) lítico metafelsítico/psamítico₂ (Gv-12); e) detalle de un lítico tobáceo con textura vareolítica (Sc-12); f) lítico volcánico con textura felsítica (Pc-4); g) detalle de un lítico volcánico con textura *lathwork* (Sc-17); h) lítico plutónico con textura mirmequítica (Sc-7). Lmp2: lítico metapelítico₂; Lmp3: lítico metapelítico₃; LvTob: lítico volcánico tobáceo; Qm: cuarzo monocristalino; Lvlf: lítico volcánico felsítico; Lvl: lítico volcánico *lathwork*; Lp: lítico plutónico; Cem: cemento calcítico.

(~6%) y poiquilitica (~3%), cubre comúnmente a los minerales de cuarzo y reemplaza a los feldespatos potásicos y a las plagioclasas, muy rara vez también a los fragmentos líticos.

Como minerales accesorios se determinaron moscovita (~2.7%), biotita (~0.3%), minerales opacos (~0.1%), circón y apatito (~0.1%).

Geocronología de circones detríticos

Las edades de los circones detríticos varían desde 2885 hasta 164 Ma, y la mayoría de los granos, 57%, se ubican en el rango de 275 a 240 Ma (Figura 7, Tabla 4). En total se definieron cuatro poblaciones, A-D, y dos subpoblaciones, considerando los picos de probabilidad altos y bajos del conjunto total de las edades obtenidas (Figura 7).

Población de circones A (>700 Ma; Paleoproterozoico-Neoproterozoico).

En todas las muestras se presentan circones con edades Precámbricas (700–2000 Ma), constituyendo el 9 % de los granos analizados (Figura 7). Entre ellos, la mayor concentración se encuentra en muestras del Cañón Los Chorros y Cañón Santa Cruz (muestras: Ch-15 con 21% y Sc-7 con 14 %; ver Tablas A1 y 4), mientras las de la Arcosa Patula de la Sierra de la Gavia presentan las menores concentraciones (Gv-12: 1 % y Gv-9: 2%; ver Tabla 4). Los picos principales de la población A se ubican en: 1314 Ma, 1194 Ma, 1055 Ma y 929 Ma (muestra Ch-15), 1160 Ma, 1020 Ma, 948 Ma (Sc-12), y 1061 Ma, (Pc-8).

Población de circones B (700–500 Ma; Neoproterozoico - Cámbrico medio).

Los circones de la población B constituyen menos del 1%, restringiéndose a muestras de la Arcosa Patula (Gv-9: 2 %) y la Formación La Casita, secciones Picachos (Pc-8: 1 %) y Cañón Los Chorros (Ch-15: 1 %; Figuras 7 y 8). Los picos de mayor probabilidad están situados en 577 Ma (Pc-8), 556 Ma (Ch-15) y 545 Ma (Gv-9; Figura 8, Tabla 4).

Población de circones C (500–400 Ma; Cámbrico medio - Devónico Temprano).

También los circones de la población C constituyen menos del 2% de la población total (Figura 7), únicamente presente en muestras de la Formación La Casita de las secciones Picachos (Pc-8: 1%) y Cañón Los Chorros (Ch-15: 2%; Figura 8), mostrando picos de mayor probabilidad situados en: 468 Ma y 426 Ma (Figura 7; Tabla 4). De forma particular la muestra Ch-15 presenta picos de probabilidad alta en 422 Ma (Figura 8).

Población de circones D (350–160 Ma; Carbonífero temprano - Pérmico temprano).

Con el 89 %, los circones detríticos de la población D representan el grupo más numeroso (Tabla A1). La distribución probabilística de esta población no muestra una clara división en relación con picos de probabilidad alta y baja (Figura 7 a-c), sin embargo, las características petrográficas y modos detríticos permiten dividirlo en dos subpoblaciones. Los picos de alta probabilidad están situados en 321 Ma, 305 Ma, 256 Ma, 232 Ma, 200 Ma y 167 Ma (Figura 7b).

Subpoblación de circones D1 (350–254 Ma; Carbonífero temprano-Pérmico tardío). Con el 79 % los circones detríticos de la subpoblación D1 representan el grupo más numeroso de la población D. Grupalmente, esta subpoblación muestra picos de probabilidad alta en 335 Ma, 321 Ma, 305 Ma, 275 Ma, 267 Ma y 256 Ma (Figuras 7 b-c). De manera individual, las muestras de la Formación La Casita cuantifican un porcentaje doblemente más alto que las muestras de la Arcosa Patula. Los picos individuales se localizan 267 Ma, 261 Ma, y 255 Ma (Ch-15; Figuras 7c y 8); 275 Ma, 269 Ma, y 260 Ma (Sc-7); 260 Ma y 256 Ma (Sc-12); 288 Ma y 277 Ma (Pc-8); 264 Ma, 258 Ma (Gv-9); 275 Ma, 268 Ma y 257 Ma (Gv-12; Figura 8).

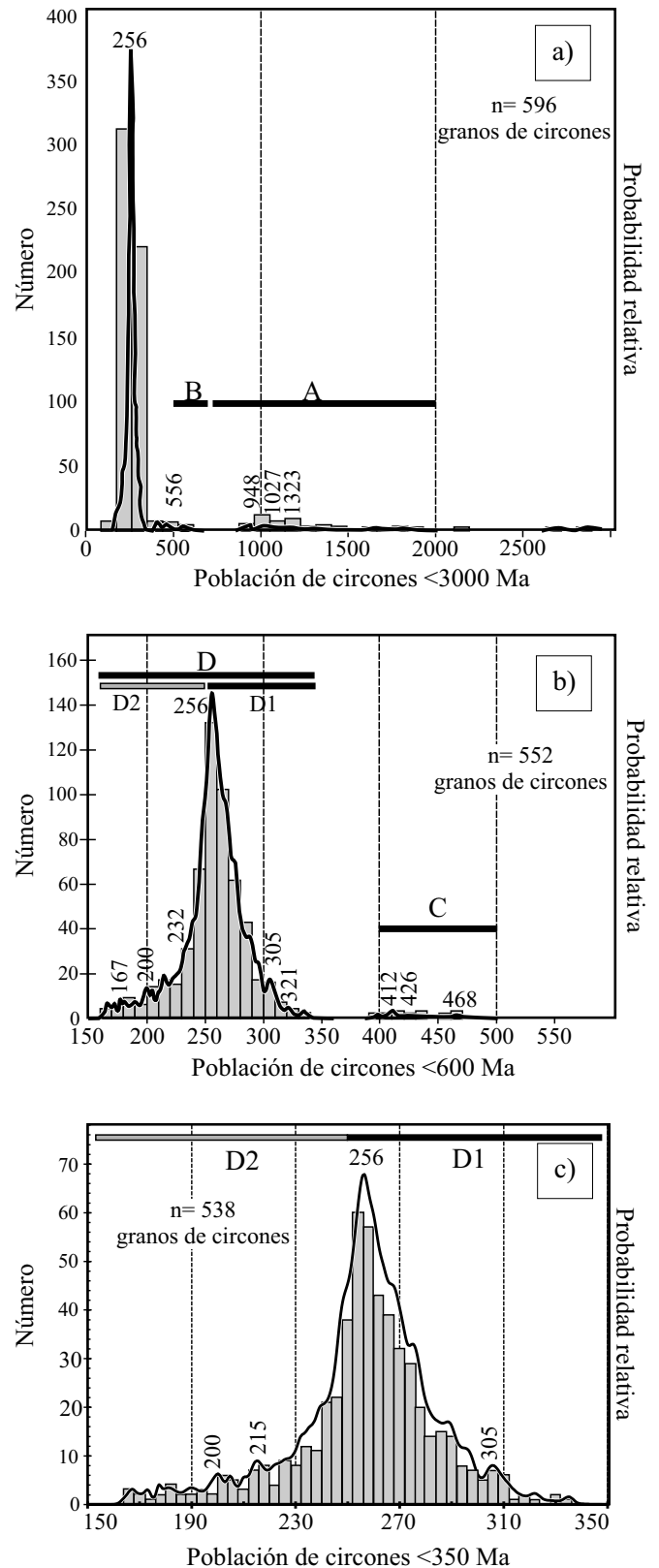


Figura 7. Distribución probabilística de las edades de los circones detríticos. Las barras negras horizontales indican las poblaciones A-D. a) Edades de todos los cristales analizados, excepto las mayores a 3000 Ma. b) Granos de circones más jóvenes que 600 Ma (las barras de los histogramas equivalen a 10 Ma). c) Granos más jóvenes que 350 Ma (las barras de los histogramas equivalen a 5 Ma).

Tabla 4. Poblaciones de circones detríticos en porcentaje, agrupadas de acuerdo a los diferentes eventos tectónicos. n: número de circones analizados.

Muestra	Paleoproterozoico- Neoproterozoico	Neoproterozoico- Cámbrico medio	Ordovícico Medio-Cámbrico	Carbonífero temprano- Pérmico temprano	Pérmico temprano- Triásico Medio	Triásico Medio- Jurásico Temprano	Jurásico Temprano- Jurásico Tardío	Total
	>700 Ma (%)	500–700 Ma (%)	450–500 Ma (%)	275–350 Ma (%)	240–275 Ma (%)	190–240 Ma (%)	150–190 Ma (%)	
Sc-7	3.03	0.00	0.00	15.15	66.67	15.15	0.00	n=99
Sc-12	13.54	0.00	0.00	15.63	39.58	23.96	7.29	n=96
Pc-8	5.05	1.01	1.01	37.37	35.35	19.19	1.01	n=99
Ch-15	21.28	1.06	2.13	11.70	43.62	11.70	8.51	n=94
Gv-9	2.08	2.08	0.00	12.50	76.04	7.29	0.00	n=96
Gv-12	1.04	0.00	0.00	18.75	78.13	2.08	0.00	n=96

Subpoblación de circones D2 (253–160 Ma; Pérmico temprano – Jurásico Medio). La subpoblación D2 representa el 21% del total de la población D. El rango que representa esta subpoblación es más abundante en las muestras de la Formación La Casita que en las muestras de la Arcosa Patula. De forma concentrada los picos de mayor probabilidad se localizan en 232 Ma, 215 Ma, 205 Ma, 200 Ma, 191 Ma, 181 Ma, 177 Ma, 173 Ma y 167 Ma (Figura 7c). De manera individual, las muestras presentan picos de probabilidad alta en 223 Ma y 214 Ma (Ch-15; Figura 8); 253 Ma y 235 Ma (Sc-7); 248 Ma, 242 Ma, 239 Ma y 210 Ma (Sc-12); 254 Ma, 248 Ma y 216 Ma (Pc-8); y 241 (Gv-9; Figura 8).

DISCUSIÓN

Composición de las áreas fuente

La determinación de la composición de las rocas fuente considera (i) los tipos de cuarzos, (ii) la concentración relativa de fragmentos líticos y (iii) la distribución de los feldespatos (e.g., relación plagioclasa/feldespato alcalino; Tablas 2 y 3).

La abundancia de cuarzo monocristalino con extinción recta y estrías, indica rocas fuente plutónicas de composición félsica. En las muestras del Cañón Los Chorros se encuentran las concentraciones más elevadas (Qmr/Qmo~11.49; Tabla 3). Los cuarzos policristalinos formados por más de tres cristales, con contactos suturados y fábrica tectónica marcan el aporte de rocas metamórficas de grado bajo, posiblemente de esquistos metapsamíticos. Las muestras con mayor concentración se encuentran en el Cañón Picachos (Qp/Qm~0.09) y la Arcosa Patula (Qp/Qm~0.08; Tabla 3).

El predominio de líticos volcánicos (Lv/Lt~0.81) con texturas tobáceas, felsíticas, *lathwork* y microlíticas en la Formación La Casita indica la influencia de rocas volcánicas de composición andesítica, riolítica y basáltica; en la Arcosa Patula se reduce esta influencia a 47% (Lv/Lt~0.47). Los líticos plutónicos con texturas mirmekíticas y/o gráficas muestran rocas fuente de composición granítica o grano-diorítica. En la Arcosa Patula, los fragmentos líticos metapelíticos₂, metapelíticos₃, metafelsíticos/psamíticos₂ y metafelsíticos/psamíticos₃ indican áreas fuente metamórficas de grado bajo a medio (e.g., esquistos de moscovita), en comparación, litoclastos de rocas metamórficas de grado medio-alto (metafelsíticos/psamíticos₄; e.g., esquisto de biotita y gneis) son más abundantes en las muestras de la Formación La Casita. El diagrama Rg-Rs-Rm (Criteli y Le Pera, 1994; Figura 9) muestra cambios en el área fuente de las secciones. Las muestras de la Sección Santa Cruz contienen la mayor cantidad de litoclastos de rocas cristalinas de grano grueso (Rg; e.g., granito, granodiorita o gneis), mientras que en las otras muestras de la Formación La Casita aumenta el contenido de litoclastos sedimentarios (Rs). La Arcosa Patula está influida por áreas fuente de carácter metamórfico (Rm). Tomando en cuenta la

distribución de los litoclastos plutónicos, volcánicos y sedimentarios (Rp-Rv-Rs; Figura 5b, Ocampo-Díaz, 2011, 2012), aumenta la diferencia entre las muestras de la Fm La Casita, dominadas por fragmentos volcánicos, y de la Arcosa Patula, que muestra una influencia mayor de líticos sedimentarios y plutónicos.

Edad y distribución de las áreas fuente

En las muestras datadas se reconocieron cuatro poblaciones y dos subpoblaciones de circones detríticos relacionados a eventos o provincias geotectónicas. Población A, relacionada con el Complejo Novillo y definida por edades mayores a 700 Ma; población B de la provincia Pan-Africana-Brasiliana, conformada por edades de 500 a 700 Ma; población C de los arcos del Silúrico al Devónico desarrollados durante la Orogenia Tacónica, representada por edades de 400 a 500 Ma; subpoblación D1, circones relacionados con el evento de sutura Ouachita-Marathon con edades de 250 a 350 Ma; y subpoblación D2 relacionada con una suite de las provincias ligadas con los arcos del Pérmico-Triásico Medio definida por edades de 250 a 275 Ma, de arcos del Triásico, conformado por edades de 190 a 250 Ma y por arcos continentales de edad Jurásica definida por un rango de edad del 160 a 190 Ma.

Las edades de las poblaciones de circones y los análisis petrográficos permiten la identificación de las siguientes rocas y conjuntos petro-tectónicos como áreas fuente:

1. Los circones detríticos de la población A, además de los líticos metafelsíticos/psamíticos₄ y metapelíticos₄ de la Formación La Casita, provienen de rocas cristalinas proterozoicas del basamento precámbrico del noreste de México (Gneis Novillo; Ruiz *et al.*, 1988; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; López *et al.*, 2001).

2. La población B con circones detríticos con edades del Neoproterozoico a Cámbrico medio (Figura 10) indica rocas fuente relacionadas a bloques de basamentos exóticos del basamento Pan-Africano-Brasiliano. Petrográficamente, la población B está representada por líticos metafelsíticos/psamíticos₄ y metapelíticos₄, así como por cuarzos policristalinos con contactos rectos en ángulos de 120°, principalmente en la Arcosa Patula y en una muestra de la Formación La Casita (Picachos, Pc-8; Tablas 2 y 3). Áreas fuente de composición y edades similares están documentadas en conglomerados de la Formación Las Uvas y en formaciones del Jurásico Temprano de los estados de Tamaulipas y San Luis Potosí (ver López *et al.*, 2001, Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009 y Lawton *et al.*, 2009).

3. La población C deriva de rocas plutónicas relacionadas con un arco continental desarrollado durante la Orogenia Tacónica de la acreción de Gondwana con Laurencia (Steiner y Walker, 1996; Martens *et al.*, 2006). Estas rocas plutónicas han sido encontradas en el sur de los Apalaches, en escasos afloramientos de Belice y en la región noroeste de Guatemala (Steiner y Walker, 1996; Dickinson y Gehrels, 2003;

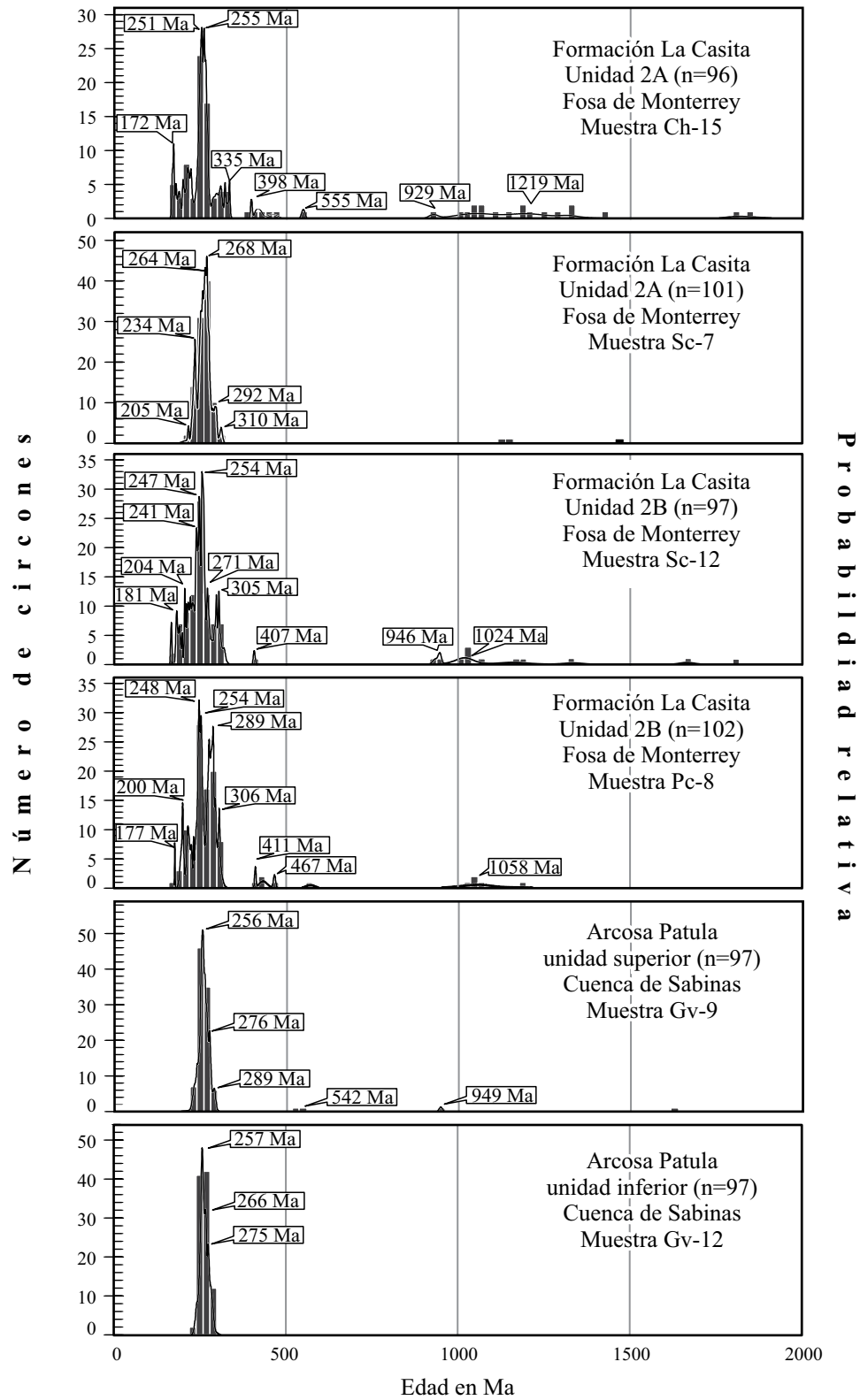


Figura 8. Distribución probabilística de las edades de los circones detríticos para cada muestra. Se muestran las edades de todos los granos para cada muestra, excepto los tres granos con edades mayores que 2000 Ma. Los globos marcan los picos de probabilidad alta principales discutidos en el texto.

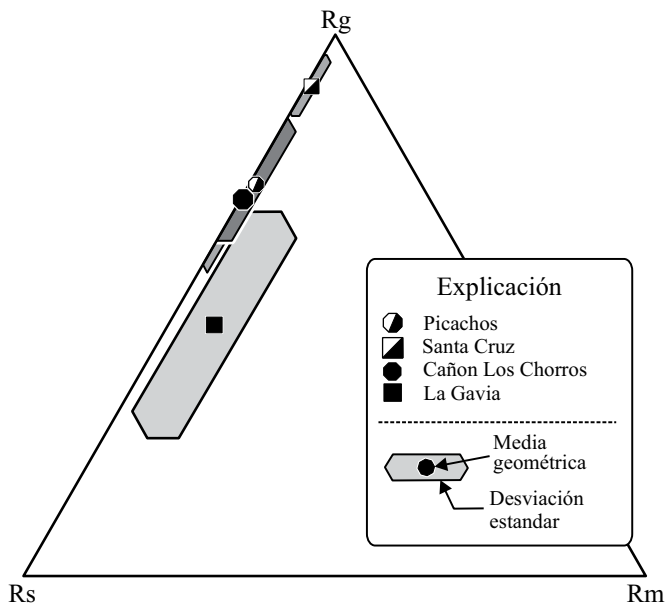


Figura 9. Diagrama ternario que correlaciona a los ensambles granoso (Rg), sedimentario (Rs) y metamórfico (Rm), para determinar la composición de áreas fuente (según Critelli y Le Pera, 1994).

Martens, 2009). La falta de conjuntos petroectónicos de esta edad en el noreste de México, se puede interpretar como efecto del reciclamiento de rocas clásticas preexistentes (Lawton *et al.*, 2009).

4. La población D representa la suite más grande de circones detríticos y sólo pudo ser subdividida en dos subpoblaciones; es complicado dividirla en más subpoblaciones debido a que la generación de circones en el NE de México ha sido continua desde hace 350 Ma hasta 150 Ma. Sin embargo, es posible distinguir rocas fuente diferentes con base en los resultados petrográficos. La subpoblación D1 representa a los granos relacionados con la culminación de la Orogenia Allegheniana, durante la formación de Pangea. Durante este lapso se desarrollaron arcos continentales conformados por rocas volcánicas de composición basáltica a dacítica y rocas plutónicas de composición granítica-granodiorítica-diorítica, documentados en el bloque de Coahuila (Arco de las Delicias; Figura 10), la Isla La Mula, la Isla de Monclova, el Archipiélago de Tamaulipas y la Isla de Terán, además en las formaciones La Yerba, Riolita Aserradero y Guacamaya. En el mismo tiempo se formaron rocas metamórficas de grado bajo constituidas por esquistos psamíticos y pelíticos de moscovita, aflorando en la Sierra del Carmen y Mina La Encantada, formando parte del Cratón Coahuila-Texas y, en el sur, los Esquistos de Aramberri-Granjeno, interpretados como el resultado de la sutura de Gondwana con Laurencia (Figura 10). Petrográficamente, las rocas ígneas están representadas por líticos volcánicos con texturas *lathwork*, felsíticos, tobáceos; líticos plutónicos con texturas mirmecíticas y cuarzo monocristalino con extinción recta y estrías; los complejos metamórficos representados por cuarzoes policristalinos con fábricas tectónicas y líticos metapelíticos, líticos metapelíticos, líticos metafelsíticos/psamíticos, y líticos metafelsíticos/psamíticos. La subpoblación de circones D2, resulta de los arcos continentales de tipo andino desarrollados del Pérmico tardío al Jurásico Medio, que han sido denominados como arcos Pérmico-Triásicos y Arco de Nazas (Busby-Spera, 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Bassett y Busby, 2005; Lawton *et al.*, 2009; Figura 10). Estos arcos están constituidos por rocas volcánicas de composición andesítica-riolítica, rocas volcanoclásticas de tobas andesíticas-dacíticas con o sin texturas vítreas, rocas plutónicas de composición granítica-granodiorítica, rocas volcanoclásticas

de tobas dacíticas-riolíticas y rocas plutónicas subvolcánicas. En el noreste de México existen afloramientos en el Potrero de la Mula, Valle de San Marcos, Valle La Delicias, Archipiélago de Tamaulipas, Cañón del Alamar, San Pablo Tranquitas, Sierra de Nazas, Sierra de Coapas, Sierra de Ahuichila, en el Valle de Huizachal, Tamaulipas y Aramberri, Nuevo León (Grajales-Nishimura *et al.* 1992; Jones *et al.*, 1995; McKee *et al.*, 1990; Bartolini *et al.*, 2003; Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Rubio-Cisneros, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011, Figuras 8 y 10). Además están presentes en diversos pozos realizados por PEMEX en la parte sur del bloque de Coahuila (e.g., Pozo Payla 1-A y Mayrán-1; Eguiluz de Antuñano, 2001), en las inmediaciones de la Sierra de los Papagayos (Pozo Ramones-1; García-Zavala, 2008; Figuras 8 y 11) y en los bordes del Archipiélago de Tamaulipas (pozos: Terán-1 y Linares-1; Eguiluz de Antuñano, 2001; Álvarez-San Román, 2008). En las láminas delgadas se encuentran como líticos volcánicos con texturas *lathwork*, felsíticos, tobáceos, microlíticos; líticos tobáceos con texturas vítreas, texturas variolíticas y sub-variolíticas; cuarzoes con golfos de corrosión, y en pocos casos, por la presencia de vidrio volcánico con textura en *shard*; líticos plutónicos con texturas mirmecíticas y cuarzoes con texturas gráficas y cuarzoes monocristalinos con extinción recta y estrías y cuarzoes policristalinos con contactos rectos con ángulos de 120 ° y estrías.

Ambiente tectónico y área fuente

Tomando en cuenta la madurez textural, la situación geotectónica de las formaciones La Casita y Arcosa Patula puede ser interpretada bajo dos puntos de vista. El clásico diagrama Q-F-L (Dickinson *et al.*, 1983) permite la interpretación de las formaciones como productos de orógeno reciclado (Formación La Casita; Figura 11a) o de un orógeno reciclado con tendencia al basamento levantado (Arcosa Patula). Postulando una situación tectónica de un *rift*, la distribución de los mismos parámetros Q-F-L (Garzanti *et al.*, 2001; Marsaglia *et al.*, 2007) indica que ambas formaciones fueron depositadas dentro de un ambiente relacionado de tipo *rift* disectado (Figura 11c). En ambos casos y en ambos modelos, la alta cantidad de cuarzo y feldespato y la relativa baja cantidad de litoclastos, son típicos para sedimentos de una madurez elevada, proviniendo de bloques levantados de basamento; en estos ambientes también se puede esperar un cierto grado de reciclamiento de sedimentos más antiguos.

Con toda esta similitud en la madurez textural, existe una diferencia en el carácter del área fuente. Combinando el diagrama Qp-Lv-Ls (Dickinson y Suczek, 1979) con el Diagrama Qp-Lv-Ls (Ingersoll y Suczek, 1979; Figura 11b), la Arcosa Patula se representa, con el predominio de fragmentos líticos sedimentarios, metasedimentarios y metamórficos, como producto de la alteración de un orógeno de colisión, mientras la Formación La Casita se compone por sedimentos derivados de arcos magmáticos (contemporáneos o preexistentes).

CONCLUSIONES

La integración de la información petrográfica, las edades de U-Pb de circones detríticos y el análisis de la información geológica obtenida de las áreas estudiadas permiten concluir lo siguiente:

Las muestras analizadas pueden clasificarse de manera descriptiva como arcosas-arcosas líticas a subarcosas y de manera genética como (i) sedimento-plutonoclasticas, (ii) volcano-plutonoclasticas y (iii) cuarzo-feldespáticas (Ocampo-Díaz, 2011, 2012). Petrográficamente, la Formación La Casita (Unidades 2 y 3) muestra áreas fuente de composiciones (i) graníticas o granodioríticas, (ii) volcánicas, posiblemente andesíticas o riolíticas y en menor proporción basálticas, (iii) rocas metamórficas de grado medio-alto y (iv) sedimentarias recicladas de

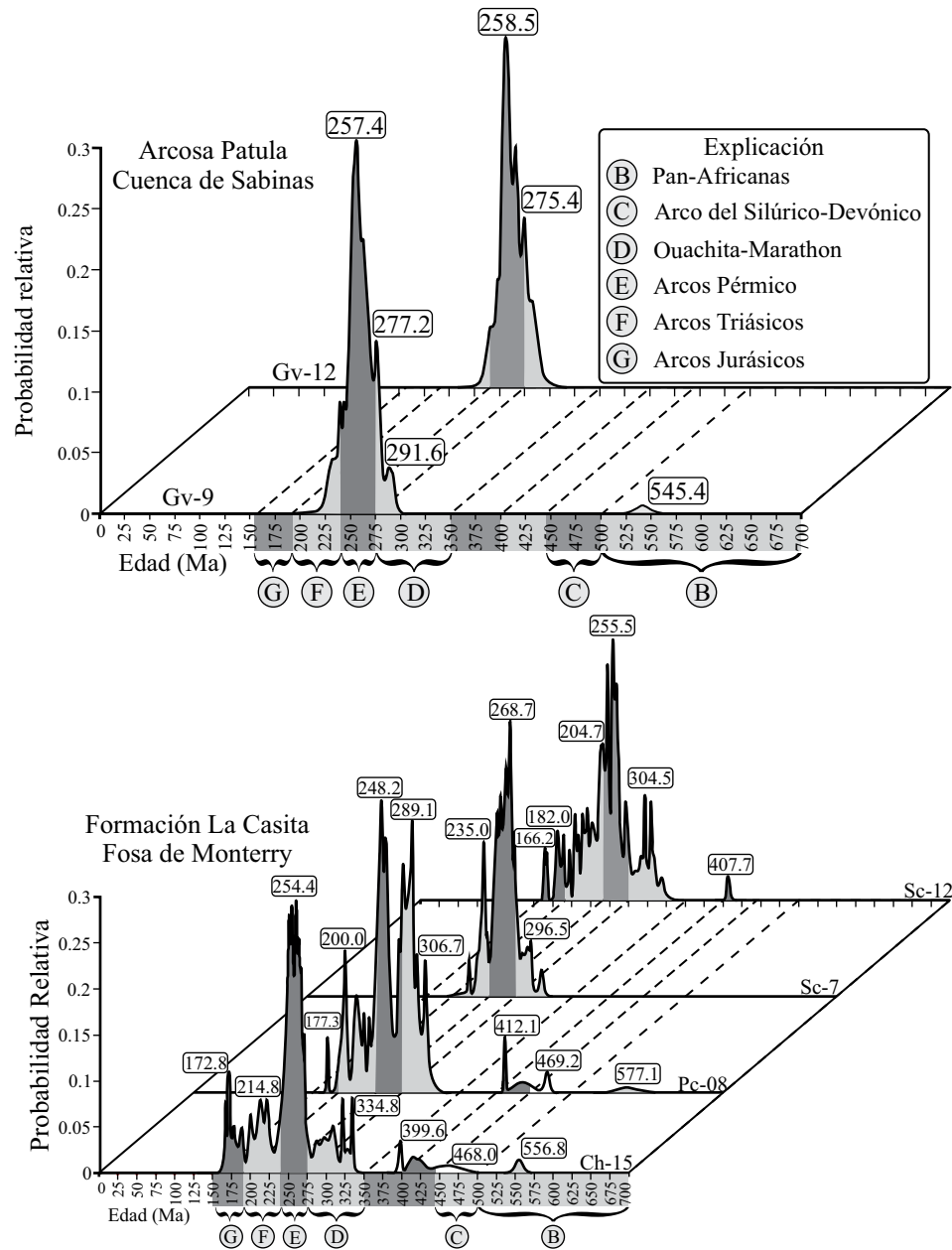


Figura 10. Curvas de probabilidad relativa de las edades de U-Pb de las muestras individuales *versus* la media de las edades. Se muestran los posibles eventos tectonomagmáticos. La incertidumbre fue considerada con el 95% de confianza. La figura muestra a las poblaciones de granos restringidos a 700 Ma. Los globos marcan la edad del pico principal para cada evento.

formaciones clásticas y carbonatadas preexistentes. Se encontraron líticos metafelsíticos/psamíticos₄, líticos volcánicos con texturas felsíticas, *lathwork*, tobáceas y microlíticas, líticos plutónicos con texturas mirmequíticas y/o gráficas, como también abundancia de líticos carbonatados con texturas micríticas de lutitas y areniscas de grano fino. El área fuente de la Arcosa Patula principalmente está compuesta por rocas graníticas, rocas metamórficas de grado bajo (esquistos y pizarras), rocas sedimentarias lodosas, arenosas y carbonatadas, y en menor grado por rocas volcánicas; se presentan líticos metapelíticos₃, metapelíticos₃, metafelsíticos/psamíticos₂ y metafelsíticos/psamíticos₃, líticos plutónicos con texturas mirmequíticas y/o cuarzo con texturas gráficas, líticos volcánicos con texturas felsíticas y *lathwork* y líticos carbonatados micríticos.

Ambas formaciones se depositaron en ambientes tectónicos relativamente estables procediendo de orógenos reciclados y bloques continentales. La Formación La Casita (Figura 11a) muestra una alta influencia de ensambles petroectónicos relacionados con arcos continentales (Figuras 5b y 11b). La Arcosa Patula muestra características de bloques continentales estables, basamentos con tendencia a la transición continental, con mucha afinidad hacia orógenos de colisión (Figura 11a,b).

Las poblaciones de circones A-D son testigos de varios eventos orogénicos petroectónicos. La población de circones detríticos A está relacionada con (i) el basamento cristalino de edad Grenvilliana (>700 Ma), actualmente aflorando en el Complejo Novillo, (ii) con el bloque de Coahuila, (iii) con el reciclamiento de las unidades

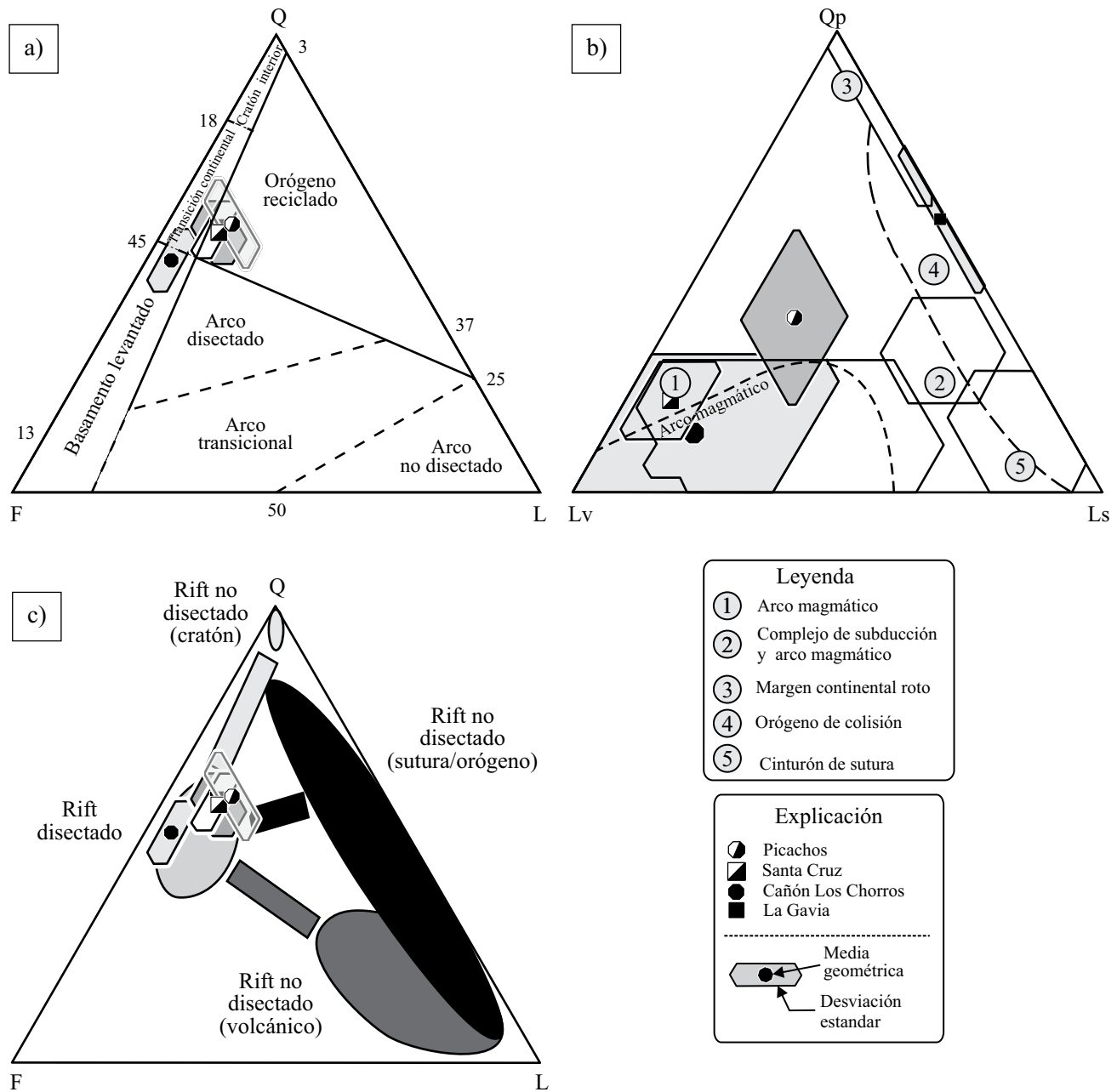


Figura 11. Ambientes tectónicos y áreas fuente. a) diagrama Q-F-L (Dickinson *et al.*, 1983); b) Combinación de los diagramas Qp-Lv-Ls (Dickinson y Suczek, 1979) y Qp-Lv-Ls (Ingersoll y Suczek, 1979); y c) diagrama Q-F-L (Garzanti *et al.*, 2001, modificado por Marsaglia *et al.*, 2007).

clásticas más antiguas (Figura 10). Los escasos circones detríticos del Neoproterozoico-Cámbrico medio (700–500 Ma; población B) indican influencia de bloques exóticos ligados al evento Pan-Africano-Brasiliano (López *et al.*, 2001; González-León *et al.*, 2009; Lawton *et al.*, 2009; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). La población C marca la influencia de rocas plutónicas relacionadas con la acreción de Gondwana a Laurencia durante la Orogenia Apalachiana (Figura 10). La población D corresponde a rocas volcánicas de composición andesítica-basáltica e intrusivos graníticos y granodioríticos de los Arcos de Las Delicias y del Archipiélago de Tamaulipas, formados en el lapso del Carbonífero temprano - Pérmico temprano. Las rocas metamórficas de bajo grado del Cratón Coahuila-Texas y los Esquistos de Aramberri-Granjeno muestran edades similares, incorporando también rocas del Triásico

Medio al Jurásico Medio derivadas de los Arcos del Pérmico-Triásico y del Arco de Nazas (Figura 10).

El Valanginiano-Hauteriviano representa el tiempo de mayor exhumación de los ensambles petroTECTÓNICOS en el NE de México y está relacionado posiblemente con *rifts* intracontinentales o bien con desplazamientos laterales que favorecieron el desarrollo de cuencas *strike-slip*, ligadas a una subducción oblicua en la margen pacífica y a un gran sistema que se extiende desde las cuencas McCoy, en Nuevo México hasta Sabinas en Coahuila (cf., Tardy *et al.*, 1989; Ocampo-Díaz, 2011, 2012), Figura 11c. Las formaciones La Casita (fosa de Monterrey) y Arcosa Patula (cuenca de Sabinas) muestran características composicionales de un *rift* disectado (maduro; Figura 11c). El amplio espectro de cuatro poblaciones de circones habla de

un área fuente bien extendida, reflejando el espectro completo de la evolución de la región; sin embargo, cambios en la intensidad de la influencia de los arcos magmáticos del Pérmico al Jurásico resaltan la necesidad de estudios detallados sobre la geometría de las cuencas alrededor del bloque de Coahuila y las posibles direcciones del transporte sedimentario.

AGRADECIMIENTOS

Ocampo-Díaz agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca doctoral otorgada; a la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), por el apoyo económico brindado para realizar la datación de los circones detríticos; al Laboratorio de Petrología Sedimentaria de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero (UACT-UAGro), por el apoyo para la realización del análisis petrográfico; al Laboratorio de Geoquímica, UACT-UAGro, por la tinción de las secciones delgadas; también a Igor Ishi Rubio-Cisneros y Margarita Martínez-Paco por las observaciones tempranas del presente manuscrito. Agradecimientos especiales a los revisores y editores, Samuel Eguliz de Antuñano, Gary Gray y muy especialmente a Timothy Lawton por la crítica constructiva para dar forma al presente manuscrito y a Elisa Jenchen por la revisión final.

APÉNDICE. INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

La Tabla A1 puede ser descargada en el sitio web <<http://satori.geociencias.unam.mx>>, en la tabla de contenido de este volumen.

REFERENCIAS

- Álvarez-San Román, F., 2008, Estudio sismoestratigráfico con métodos potenciales en el área Noreste de Linares, Nuevo León: Linares, N.L., México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 185 pp.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.) *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6 (5), 621-640.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63 (2), 201-216.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America, *en* Bartolini, C., Boffler, R.T., Blickwede, J.F., (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 427-461.
- Bassett, K.N., Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona: A sequence analysis of an intra-arc strike-slip basin, *en* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W., Steiner, M. B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 393, 377-400.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, C.W., Mack, G.H., 1975, Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 873-882.
- Blatt, H., Christie, J.M., 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33 (3), 559-579.
- Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States: *Geology*, 16, 1121-1125.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (6), 1040-1051.
- Carpenter, D.L., 1997, Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1321-1332.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamps.: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (1/2), 1-98.
- Centeno-García, 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., 2005, *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America, Special Paper, 393, 233-258.
- Critelli, S., 1999, The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy: *Lincei Scienze Fische e Naturali, Rendiconti, Series IX*, 10, 257.
- Critelli, S., Le Pera, E., 1994, Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy): *Journal of Sedimentary Petrology*, A64 (4), 824-835.
- Charleston, S., 1974, Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila México: Michigan, U.S.A., The University of Michigan, tesis doctoral, 268 pp.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, *en* Schmidt, C.I., Katz, S.B., (eds.), *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*: Texas, West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, 81-74, 28-36.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2), 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, *in* Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Países Bajos, D. Reidel Publishing Company, 333-361.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2003, U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications: *Sedimentary Geology*, 163, 29-66.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.R., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 63 (12), 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., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of north american phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Dowe, D.S., 2004, Deformational history of the Granjeno Schist near Ciudad Victoria, Mexico: Ohio, U.S.A., Ohio University, tesis doctoral, 108 pp.
- Eguliz de Antuñano, S., 1990, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50 (1-2), 3-39.
- Eguliz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *en* Bartolini, C., Boffler, R.T., Cantú-Chapa, A., (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 41-270.
- Eguliz de Antuñano, S., 2011, Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: Producción y recursos petroleros: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 323-332.

- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernandez, R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), The Mojave-Sonora Megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America Boulder Special Paper 393, 401-426.
- Fortunato, K.S., 1982, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic-lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: New Orleans, U.S.A., University of New Orleans, tesis maestría, 198 pp.
- Fortunato, K.S., Ward, W.C., 1982, Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Transection Gulf Coast Association of Geological Societies*, 32, 473-482.
- García-Zavala, H.J. 2008, Influencia de la deformación de la Sierra Madre Oriental en la generación de trampas estratigráficas y/o estructurales a partir de la interpretación de secciones sísmicas 2D en la porción este de la Sierra de la Silla, N.L.: Linares, N.L., México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 229 p.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003, A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 830-837.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Castiglioni, G., 2001, Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen): *The Journal of Geology*, 109, 277-297.
- Gehrels, G.E., Dickinson, W.R., 1995, Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada: *American Journal of Science*, 295, 18-48.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, 7(1), 121.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 75, 45-81.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., Hardie, L. A., 1990, Depositional cycles, composite sea level changes, cycles stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from platform carbonates of the Alpine Triassic: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 535-562.
- Goldhammer, R.K., Lehman, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Tulsa, Oklahoma, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A., 2009, The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 301-314.
- Grajales-Nishimura, N., Terrell, D.J., Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 42, 1-18.
- Gursky, H.J., Michalzik, D., 1989, Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I (5-6), 821-838.
- Haenggi, W.T., Muehlberger, W.R., 2005, Chihuahua trough—A Jurassic pull-apart basin, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 393, 619-630.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, 235, 1156-1166.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., Wilson, J.L., Jordan, C., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of Northeast Mexico: Report of Investigations: Houston, Texas, Texas University, Bureau of Economic Geology, 267, 152 pp.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America, Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 51, 117-190.
- Ingersoll, R.V., 1983, Petrofacies and provenance of late Mesozoic forearc basin, northern and central California: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 1125-1142.
- Ingersoll, R.V., Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (4), 1217-1228.
- Jenchen, U., 2007, La Popa Basin, NE Mexico, an analog for near salt deformation and hydrocarbon trapping: Linares, Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra Guide Book edited for Force Norway, 60 pp.
- Jones, N. M., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a cordilleran magmatic arc, *en* Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán Quintana, J., (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 301, 179-190.
- Keppie, D., 2004, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 2010, 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 21-27.
- Krutak, P.R., 1965, Source areas of the Patula Arkose (Lower Cretaceous), Coahuila, Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 512-518.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121 (5), 820-836.
- López, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*, 107, 195-214.
- Ludwig, K.R. 1988, ISOPLOT for MS-DOS — a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers: Denver, Colorado, U.S.A., U.S. Geological Survey, Open File Report, 88-557.
- Ludwig, K.R., 2003, User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 70 pp.
- Marsaglia, K.M., Tazaki, K., 1992, Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones, *en* Taylor, B., Fujioka, K., (eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program: College Station, Texas, Scientific results* 125, 125-138.
- Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., Packer, B.M., 1992, Tectonic evolution of the Japanese Islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone: *Tectonics*, 11(5), 1028-1044.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A. and Maloney, S.J., 2007, Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models, *en* Tucholke, B.E., Sibuet, J. C., Klaus, A., (eds.), *Proceedings in Ocean Drilling Project College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, Texas, Scientific Results 210, 1-47.
- Martens, U., Ortega-Obregón, C., Estrada, J., Valle, M., 2006, Metamorphism and metamorphic rocks, *en* Bundschuh, J., Alvarado, G.E. (eds.), *Central America: Geology, Resources and Hazards*: Oxford, UK., Taylor and Francis, 489-526.
- Masuch-Oesterreich, D., (2007), A Comprehensive Seamless Digital Elevation Model for Mexico based on SRTM Data: Abstracts 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, Kiel Germany 11-13 April 2007, 175.
- McBride, E.F., 1963, A classification of common sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, 33, 664-669.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern: *Geology*, 16, 37-40.

- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 102, 593-614.
- Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G.R., Anthony, E. Y., 2009, Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas gulf coast: *Geology*, 37 (5), 387.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko - Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darnstadt, Alemania, Technische Hochschule Darmstadt, Tesis doctoral, 247 pp.
- Michalzik, D., Shumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones tectonosedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas): Linares, N. L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis doctoral, 275 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2012, Tectónica sedimentaria del Límite Jurásico-Cretácico: Implicaciones Tectono-sedimentarias en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México: Saarbrücken, Alemania, Editorial Académica Española, 354 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero-Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 438-464.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23 (12), 1127-1130.
- Pindell, J., Kennan, L., 2002, Mexico and Gulf of Mexico: Exploration Framework Atlas Series: London, London, Tectonics Analysis Ltd., Volume 4, 46 p.
- Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, 1, 179-211.
- Rubio-Cisneros, I.I., 2008, Análisis geoquímico y petrográfico de areniscas de las Formaciones Huizachal y La Joya (Triásico Superior - Jurásico Inferior), NE de México: Linares, N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 121 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, 7 (1), 1-12.
- Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Salvador, A. 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, *en* Salvador, A., (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America The Geology of North America*, vol. J, 389-444.
- Steiner, M.B., Walker, J.D., 1996, Late Silurian plutons in Yucatan: *Journal of Geophysical Research*, 101, 17, 72-735.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, *en* Ramos, V.A., Keppie, D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 336*, 227-252.
- Tardy, M., Blanchet, R., Zimmermann, M., 1989, Les linéaments du Texas et Caltam entre Cordillères Américaines et Sierras Madre Mexicanes: *Nature, Origine et Évolution structurale: Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13 (2), 219-227.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper*, 340, 191-196.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., López-Doncel, R.A., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 466-481.
- Weltje, G.J., 2002, Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth-Science Reviews*, 57, 211-253.
- Young, S.W., 1976, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3), 595-603.
- Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites; their composition and classification: *Journal of Sedimentary Research*, 50 (1), 21.

Manuscrito recibido: Enero 30, 2013

Manuscrito corregido recibido: Octubre 23, 2013

Manuscrito aceptado: Noviembre 21, 2013