

Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica

The post-Laramide clastic deposits of the Sierra de Guanajuato: Compositional implications on the tectono-sedimentary and paleographic evolution

R. Miranda-Avilés¹, M.J. Puy-Alquiza¹, L. Omaña², I. Loza-Aguirre¹

¹ Universidad de Guanajuato, Departamento de Minas Metalurgia y Geología, Ex-Hacienda San Matías, C.P. 36020, Guanajuato, Gto., México. Email: rmiranda@ugto.mx

² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510, México, D.F., México.

RESUMEN

Este artículo presenta los resultados del estudio sobre la sedimentación, los ambientes sedimentarios, la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica de los depósitos clásticos pos-Laramide y pre-vulcanismo de la Sierra Madre Occidental en la Sierra de Guanajuato. Los depósitos clásticos rojos analizados corresponden al Conglomerado Guanajuato y al Conglomerado Duarte del Eoceno que fueron depositados en la parte media y distal de abanicos aluviales. Los depósitos estudiados están constituidos de clastos de calizas, granito, andesita, rocas sedimentarias, diorita y piroxenita, que indican la erosión de bloques levantados del complejo basal de la Sierra de Guanajuato (Terreno Guerrero). El análisis composicional y petrográfico de clastos de calizas permitió reconocer calizas de cuenca y calizas de plataforma somera provenientes del complejo basal de la Sierra de Guanajuato (Cuenca Arperos). Las calizas de plataforma somera presentan fragmentos esqueléticos de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos bentónicos del Berriasiano-Valanginiano. Los clastos de caliza de plataforma se interpreta que podrían proceder de facies someras limítrofes de la cuenca Arperos, cuyos afloramientos originales actualmente no afloran en la Sierra de Guanajuato.

Palabras clave: Capas rojas Mesa Central; Conglomerado Guanajuato; Conglomerado Duarte; Cuenca Arperos; calizas Berriasiano-Valanginiano.

ABSTRACT

This article presents the results of the study on sedimentation, sedimentary environments, tectono-sedimentary and paleogeographic evolution of post-Laramide clastic deposits and pre-volcanism of the Sierra Madre Occidental in the Sierra de Guanajuato, central Mexico.

The Eocene Duarte Conglomerate and Guanajuato Conglomerate were deposited in the middle and distal parts of alluvial fans. The studied rocks are composed of limestone clasts, granite, andesite, metasediments, diorite, and pyroxenite, indicating the erosion of uplifted blocks of the basal complex of the Sierra de Guanajuato (Arperos basin). The petrographic and compositional analysis of limestone shows a textural variation from basin limestones

Recibido el 20 de abril de 2016 / Aceptado el 26 de septiembre de 2016 / Publicado online el 24 de noviembre de 2016

Citation / Cómo citar este artículo: Miranda-Avilés, R. et al., (2016). Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica. *Estudios Geológicos* 72(2): e058. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42480.417>.

Copyright: © 2016 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non Commercial (by-nc) Spain 3.0 License.

and shallow platform limestones. The shallow platform limestone contain bivalves, brachiopods, gastropods, echinoderms and benthic foraminifera from the Berriasian-Valanginian. The shallow-water limestone corresponds to the boundary of the Arperos basin whose original outcrops currently not outcrop in the Sierra de Guanajuato.

Keywords: Mesa Central; red beds; Guanajuato Conglomerate; Duarte Conglomerate; Arperos basin; Berriasian-Valanginian limestone.

Introducción

En el centro y sur de México afloran capas rojas del Eoceno que sobreyacen discordantemente a rocas plegadas del Mesozoico y subyacen a rocas volcánicas félsicas del Eoceno y Oligoceno (Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Ejemplo de dichas capas rojas son el Conglomerado Guanajuato (CG) (Botsford, 1909; Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998) y el Conglomerado Duarte (CD) (Martínez-Reyes, 1992) en la Sierra de Guanajuato; la Formación Cenicera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) en el Estado de San Luis Potosí y las Capas Rojas de Pinos así como el conglomerado rojo de Zacatecas los cuales afloran en el estado de Zacatecas (Botsford, 1909; Edwards, 1955; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016) (Fig. 1).

Estas capas rojas fueron depositadas posteriormente a la deformación contráctil laramídica del Cretácico Superior-Eoceno Inferior (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) por lo que han sido

interpretadas como molasas acumuladas en bajos topográficos asociados al fallamiento que determinó el colapso del edificio orogénico (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

El presente trabajo se enfoca en el estudio sedimentológico y composicional del CD y CG de la Sierra de Guanajuato (Figs. 1 y 2). Se analiza la evolución de la sedimentación de los depósitos pos-Laramide en el límite sureste y suroeste de la Sierra de Guanajuato, utilizando el análisis de facies y la interpretación de ambiente sedimentario, así como la determinación de dirección de paleocorriente y la composición de las rocas clásticas. Los nuevos datos sedimentológicos y composicionales aportan información para reconstruir la historia de levantamiento y erosión pre- y pos-laramide de la Sierra de Guanajuato.

Marco geológico de la Sierra de Guanajuato

La Sierra de Guanajuato se localiza a lo largo del límite sur de la Mesa Central y forma parte del Terreno Compuesto Guerrero

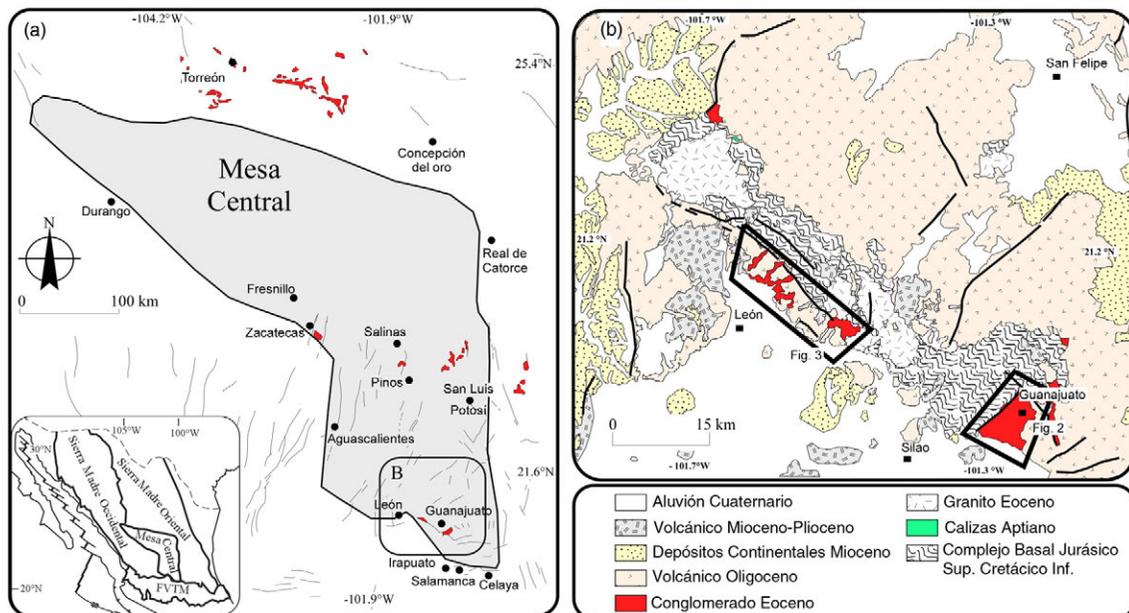


Fig. 1.—Localización y geología regional del área de estudio.

(Centeno-García *et al.*, 2008). Las rocas de la Sierra de Guanajuato han sido divididas en dos grupos litológicos de acuerdo con Aranda-Gómez *et al.* (2003): (1) El complejo basal del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y (2) la cubierta vulcanosedimentaria del Cenozoico. Martini *et al.* (2011, 2013) dividen al complejo basal de la Sierra de Guanajuato en 2 conjuntos petrotectónicos. Un conjunto de arco denominado “Arco el Paxtle” emplazado tectónicamente arriba de un conjunto petrotectónico de cuenca de trasarco denominado “Cuenca Arperos”. El Arco el Paxtle está conformado por el complejo intrusivo Tuna Manza y la Formación El Paxtle. El complejo intrusivo Tuna Manza se compone de gabro, diorita y tonalita (Lapierre *et al.*, 1992; Ortíz-Hernández *et al.*, 1992). La Formación El Paxtle está constituida de lavas basálticas almohadilladas, hialoclastitas, y tobas intercaladas con rocas volcanoclásticas y radiolaritas (Martini *et al.*, 2011).

La Cuenca Arperos en la Sierra de Guanajuato presenta una proveniencia asimétrica de sus sedimentos (Martini *et al.*, 2011, 2013). La porción este de la cuenca recibió sedimentos del macizo continental Mexicano y está compuesta de alternancias de areniscas finas, capas delgadas de limolitas, lutitas y flujos riolíticos de la Formación Esperanza del Titoniano, que subyacen a lutitas y calizas del Cretácico Inferior de la Formación Valenciana (Martini *et al.*, 2011). Por otra parte el oeste de la cuenca está constituida por las formaciones Cuestecitas y Arperos que están compuestas de lavas basálticas almohadilladas, radiolarita y turbiditas volcanoclásticas recicladas del conjunto El Paxtle.

Las rocas de la Cuenca Arperos y el conjunto de arco El Paxtle se encuentran plegadas afectadas por un bajo grado de metamorfismo y subyacen discordantemente a la caliza La Perlita del Albiano (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta 1992). Las rocas de la Sierra de Guanajuato fueron afectadas por 3 eventos contráctiles pre-Albianos (Martini *et al.*, 2013) y un cuarto evento compresivo posterior al depósito de la Caliza La Perlita.

Durante el Paleógeno las rocas de la Sierra de Guanajuato fueron intrusionadas por el Granito Comanja, para el cual se ha obtenido una edad K-Ar en feldespato de 51 ± 1.3 Ma (Stein *et al.*, 1993) y

una edad U-Pb en circón de 51.7 ± 1.0 Ma (Botero Santa *et al.*, 2015).

Rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico

El complejo basal del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Sierra de Guanajuato, está limitado en su parte superior por una discordancia angular y erosional que se extiende en toda la Mesa Central y que abarca un intervalo que va del Cretácico Superior al Paleoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esta discordancia subyace a capas rojas continentales del Eoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998), entre las cuales se encuentran el CG y el CD que afloran principalmente en el borde oeste y suroeste de la Sierra de Guanajuato y son objeto del presente trabajo (Fig. 1).

El CG aflora en la Sierra de Guanajuato y ha sido descrito y cartografiado por Wandke y Martínez (1928); Guiza *et al.* (1949); Edwards (1955); Martínez-Reyes (1992) y Nieto-Samaniego (1992). La edad del CG fue determinada por medio de información paleontológica y radiométrica. Fries *et al.* (1955) analizaron restos de vertebrados colectados en el miembro inferior, 2 kilómetros al sur del poblado Marfil (Fig. 2). La información aportada por Fries *et al.* (1955) es poco precisa ya que la fauna Cenozoica colectada solo permitió inferir una edad no más joven que el Oligoceno temprano. Por otra parte Ferrusquia-Villafranca (1987), con base en restos de mamíferos (*Viverravus sp.* y *Apheliscus*), ubicó el miembro inferior entre el Eoceno medio (Luteciense) y el Eoceno tardío (Priaboniense). Sucesivamente, Aranda-Gómez y McDowell (1998) dataron isotópicamente una colada de basalto localizada muy próxima a la base del miembro inferior, con una edad K-Ar en roca entera de 49.3 ± 1.0 Ma. La edad para el miembro superior se estima anterior a 33.53 ± 0.48 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), con base en el fechamiento de la cubierta volcánica. Recientemente Omaña *et al.*, (2015) analizaron clastos de caliza del miembro inferior, reportando foraminíferos del Berriasiano-Valanginiano. El CD fue descrito originalmente por Martínez-Reyes (1992) en el borde WSW de la Sierra de Guanajuato. En el presente trabajo estudiamos siete localidades del municipio de León: Arroyo San Juan de Otates, El

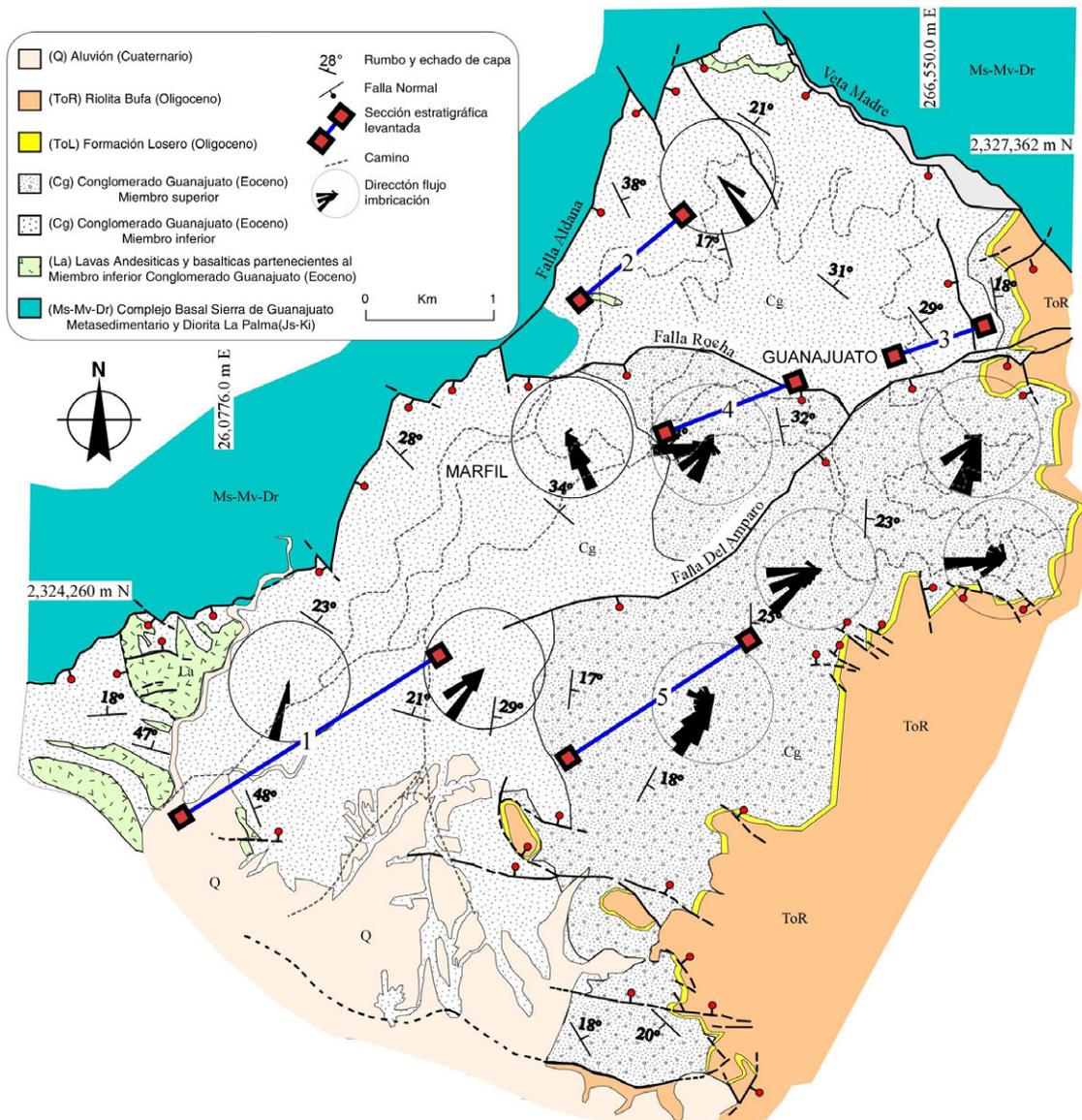


Fig. 2.—Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Guanajuato. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenida por imbricación de conglomerados.

Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto, Arroyo El Salto, Ibarrilla y Arroyo Grande (Fig. 3). El análisis sedimentológico y estratigráfico del CD se realizó con base en el análisis de litofacies utilizando la nomenclatura de facies fluvial propuesta por Miall (1996). El espesor máximo medido para esta unidad es de 1700 m en Arroyo Grande dividiéndolo en miembro inferior y superior. La edad del CD es considerada entre el Ypresiense (Eoceno temprano) y el Rupeliense (Oligoceno temprano), tomando en cuenta que Ruiz-González (2015) reportó una

ignimbrita en la base del CD, la cual fechó por U-Pb en 48.8 Ma, mientras que el límite superior subyace a la Riolita Cuatralba del Rupeliense (31.11 ± 0.42 Ma; Botero-Santa *et al.*, 2015).

Las rocas volcánicas del Oligoceno sobreyacen a las capas rojas continentales del Eoceno y al complejo basal Mesozoico de la Sierra de Guanajuato, y tienen un rango de edad K-Ar comprendido entre 33 y 29 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

El patrón principal de fallamiento Cenozoico sigue un rumbo NW-SE y ha sido atribuido a diversos eventos

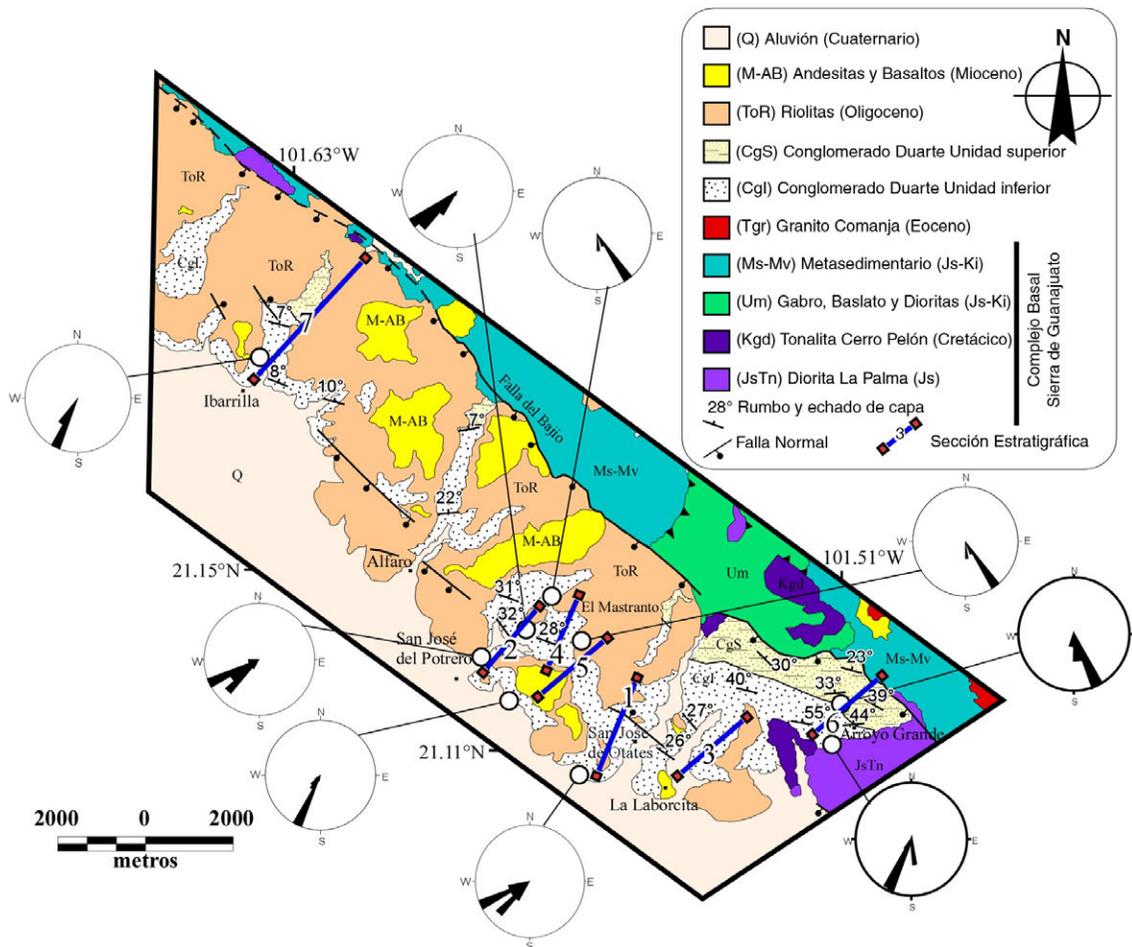


Fig. 3.—Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Duarte. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenida por imbricación de conglomerados.

de deformación (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Nieto-Samaniego, 1992). El extremo oeste y suroeste de la Sierra de Guanajuato está limitado por la falla del Bajío que representa una estructura con cinemática tipo normal (Nieto-Samaniego, 1992; Quintero-Legorreta, 1992) y una orientación de N 45°W con inclinación hacia el suroeste.

Metodología

El CG y CD fueron estudiados por medio de los datos sedimentológicos y estratigráficos de doce secciones estratigráficas medidas (Figs. 2, 3, 4 y 5). El análisis de facies consistió en definir litofacies utilizando la nomenclatura de facies fluvial propuesta por Miall (1996). Se midieron las direcciones de paleocorrientes a partir de estructuras de imbricación de clastos

imbricados en los conglomerados y cada medición fue corregida a la horizontal de acuerdo a la metodología propuesta por Rust (1972). Los resultados fueron finalmente graficados en diagramas de roseta. Se realizó el conteo de composición de clastos de acuerdo a la metodología propuesta por Dürr (1994), usando 25 clastos por estación y separándolos cualitativamente en seis categorías, tales como caliza, granito, andesita, rocas metasedimentarias, diorita y piroxenita.

Resultados

Conglomerado Guanajuato (CG)

El CG tiene un espesor de entre 1500 a 2000 m y fue dividido por Edwards (1955) en miembro inferior y miembro superior. Estratigráficamente

sobreyace al complejo basal de la Sierra de Guanajuato y subyace a la cubierta volcánica cenozoica. El contacto con el complejo basal es por falla (Edwards, 1955) y solo en algunas localidades es posible observarlo como discordancia angular (Fig. 2; ej. al W de Guanajuato; 101.272°W y 21.017°N). Las capas del CG se encuentran basculadas debido a fallamiento distensivo pos-Laramide que inició desde el Eoceno hasta el Oligoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

El análisis sedimentológico y estratigráfico del CG se realizó con base en el análisis de litofacies de cinco secciones estratigráficas medidas en los alrededores de la ciudad de Guanajuato (Fig. 2).

Miembro inferior

El miembro inferior del CG está constituido por litofacies de conglomerado (Gm, Gms, Sgpc), litofacies de areniscas gruesas, medias y finas (Sg, Sm, Ss, Sh, Sf) y litofacies de grano fino (Fsm, Fl) descritas en la Tabla 1. Las litofacies de conglomerado Gm y Gms constituyen la parte más abundante del registro estratigráfico analizado. La litofacies de conglomerado masivo (Gm), está constituida por estratos de 0.17 a 2 m de espesor extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Está constituida por clastos volcánicos, metasedimentarios, calizas y en menor proporción los de composición granítica (Fig. 7). Los

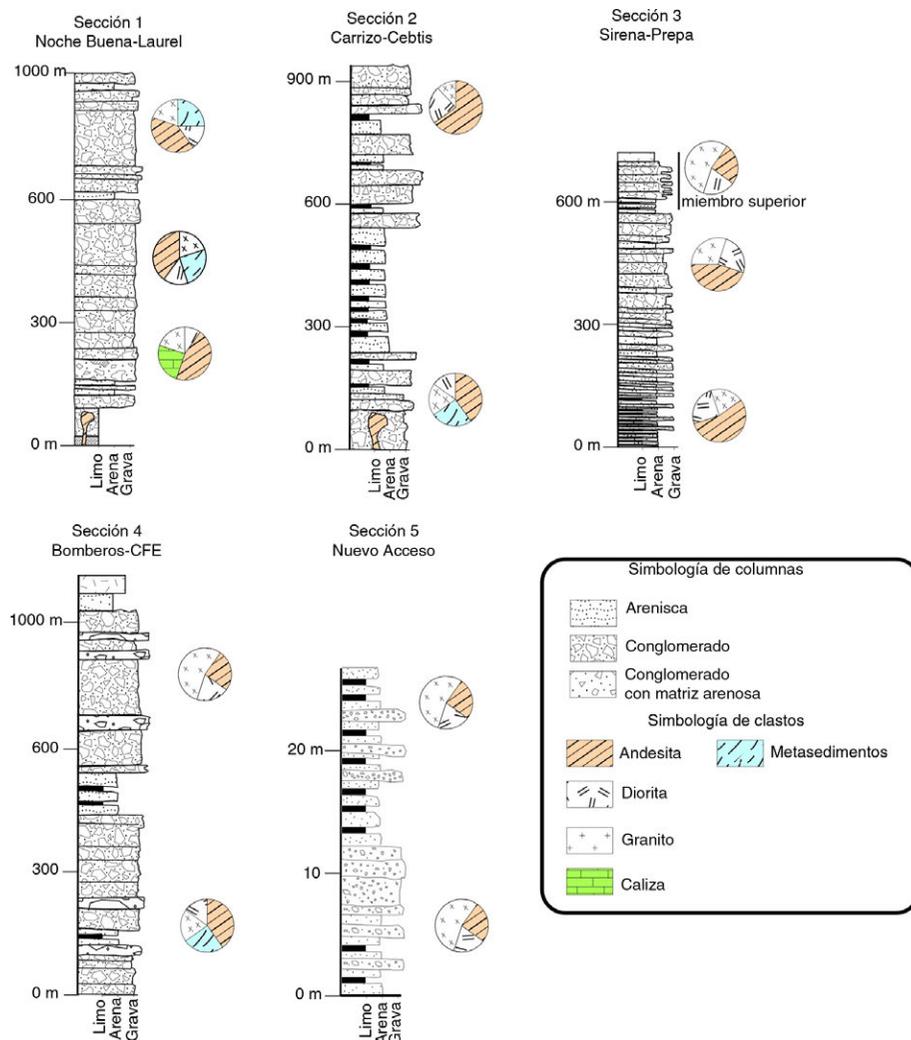


Fig. 4.—Columnas estratigráficas medidas en el Conglomerado Guanajuato. La ubicación de las columnas se indica en la Fig. 2. Las columnas 1, 2 y 4 se midieron en el miembro inferior. La columna 5 y parte superior de la 3 se midieron en el miembro superior.

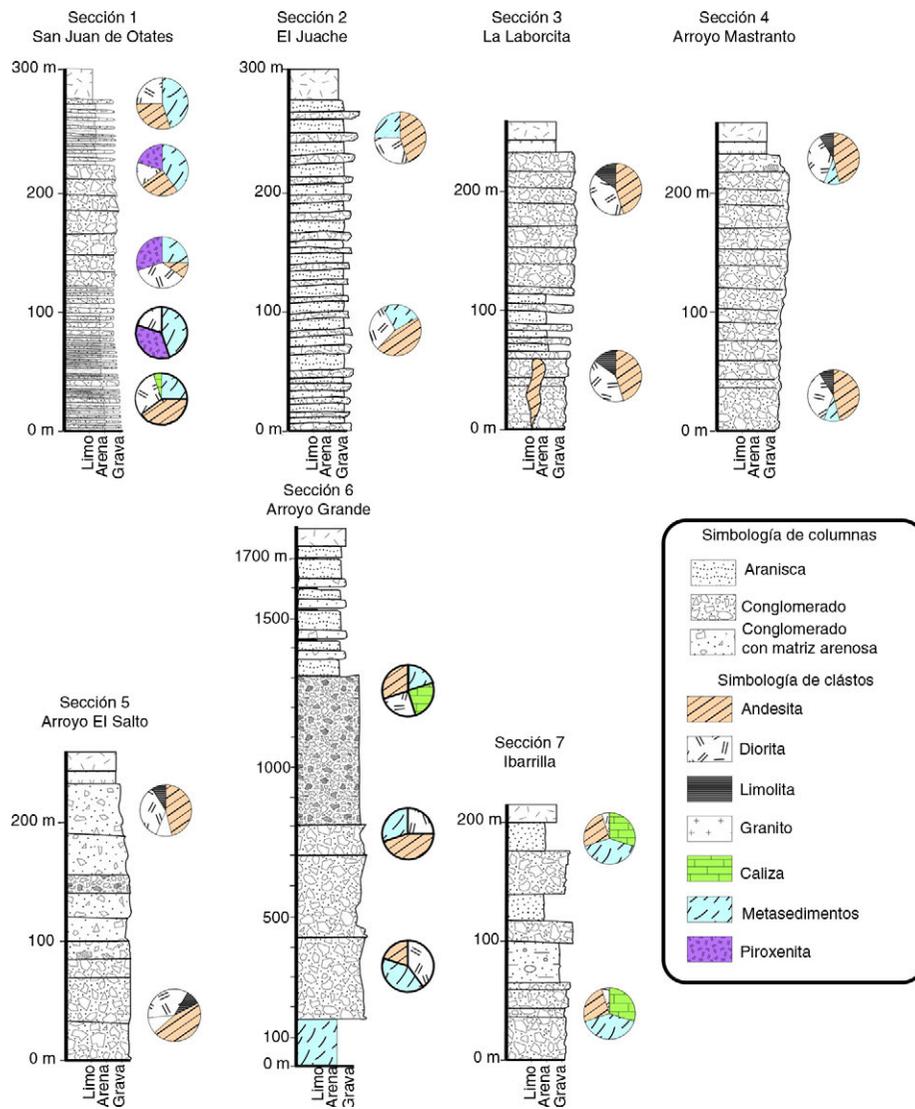


Fig. 5.—Columnas estratigráficas medidas en el Conglomerado Duarte. La ubicación de las columnas se indica en la Fig. 3.

conglomerados se encuentran de pobre a moderadamente seleccionados con clastos subangulares a subredondeados y gradación normal (Fig. 6). La fábrica de los conglomerados es soportada por clastos. Los estratos de conglomerado presentan una geometría cóncava con base erosiva y con sucesiones grano-decrecientes hacia arriba. En algunos casos, la litofacies Gm presenta estructuras de imbricación de clastos, por medio de las cuales fue posible la medición de dirección de paleocorriente. Los resultados obtenidos definen una dirección de transporte sedimentario hacia el SW10°–40° y SE 10°–50° en la parte media del miembro inferior (Figs. 2 y 4). La litofacies Gms presenta estratos

de 0.15 a 1 m de espesor, extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Los clastos son de tamaño de las gravas, de 1 a 10 cm y cantos de 10 a 28 cm soportados por una matriz de arena media a gruesa. La litofacies Gms es pobremente seleccionada con clastos y cantos principalmente volcánicos de forma subangular (Fig. 7). Las capas de litofacies Gms presentan generalmente base no erosiva con geometría tabular. Se encuentran intercaladas con las litofacies Gm. La litofacies Sgpc corresponden a conglomerados constituidos por gravas y bloques subangulares a subredondeados de 0.5 a 1m, pobremente seleccionados y soportados por clastos. Las capas presentan un espesor

de 1.5 a 2 m, geometría tabular y base erosiva. Presentan gradación normal y se encuentran intercaladas por facies Gms y Ss.

La litofacies Ss, consisten de litarenitas de grano medio a grueso de color rojizo, que presentan estratificación horizontal, “pebble cluster” y marcas de gotas de lluvia (Fig. 6). Los estratos de areniscas tienen un espesor de 20 a 60 cm, extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Los estratos presentan una geometría lenticular intercalada

con facies de areniscas (Sm) y de lutitas masivas (Fsm). Las litofacies de areniscas (Sm) se presentan en estratos de 20 a 60 cm de espesor, y están constituidas por areniscas de grano medio con escasos líticos volcánicos, su selección es moderada a pobre y presentan estratificación inversa. La litofacies de lutitas masivas (Fsm) presenta un color café a rojo vino con un espesor de 0.5 a 4 cm. Presenta grietas de desecación (Fig. 6). Los estratos son continuos lateralmente por decenas

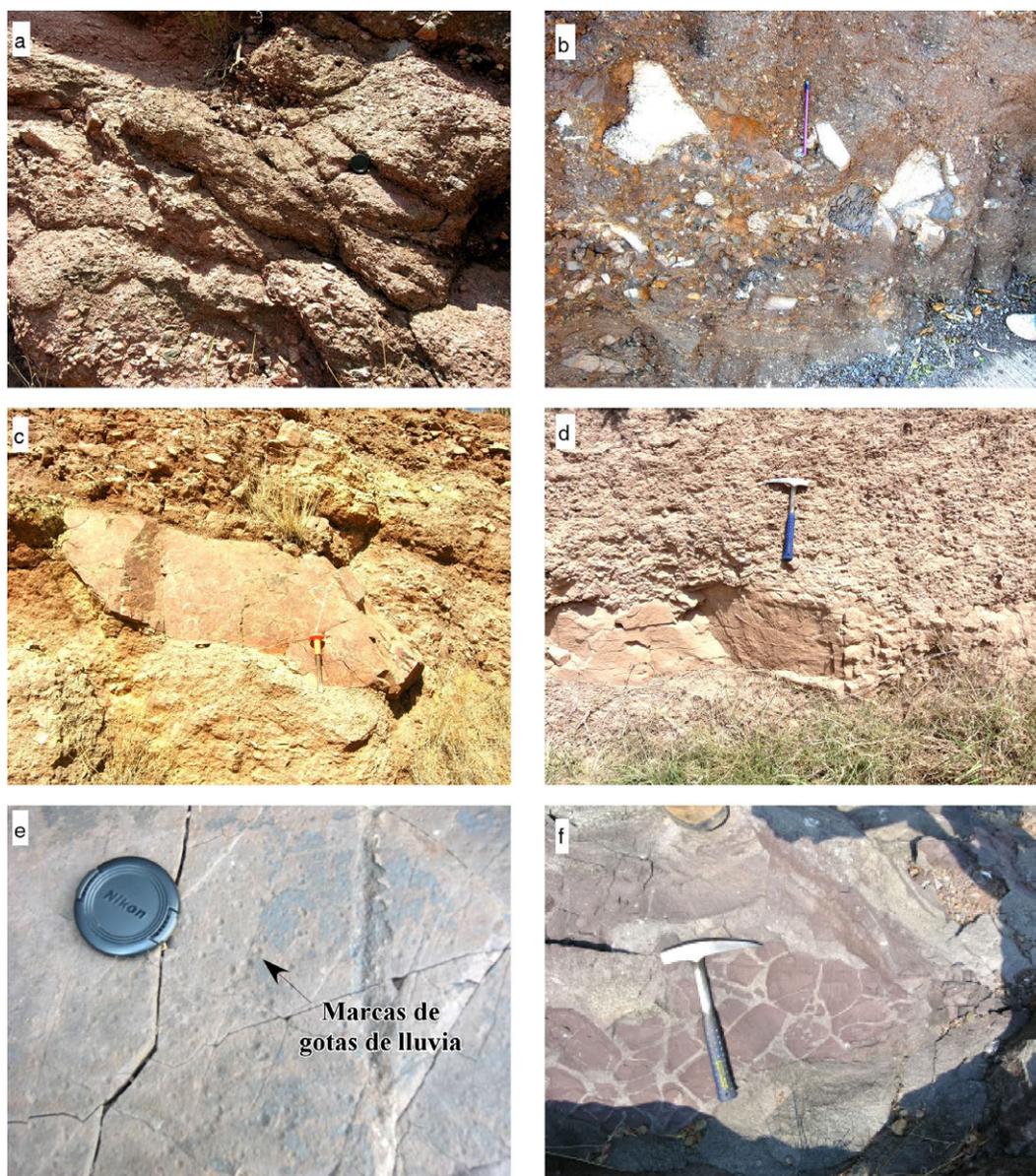


Fig. 6.—Litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte. (a) Facies de conglomerados masivos (Gm). (b) Facies de flujos de gravedad (Gms). (c) Facies de flujos hiperconcentrados (Sgpc), la flecha indica un bloque de 80 cm de longitud. (d) Facies de arenisca (Ss). (e) Facies arenosas con impresiones de gotas de lluvia. (f) Facies de lutita (Fm) con grietas de desecación.

de metros. Su geometría es tabular a lenticular, el tipo de superficie es plana, su relación con otras capas es paralela y está intercalado con litofacies de lutitas con estratificación laminar (Fl) y facies de areniscas (Ss).

Miembro superior

El miembro Superior del conglomerado Guanajuato está separado del miembro inferior por una discordancia erosiva de edad no determinada (Edwards, 1955) dicha discordancia puede observarse claramente en la ladera oeste del Cerro Sirena (Fig. 2). Está constituido predominantemente por litofacies de conglomerado (Gm, Gms, Sgpc) y en menor proporción litofacies de areniscas (Sg) y litofacies de grano fino (Fsm, Fl) (Tabla 1). El rasgo más importante que permite diferenciar el miembro superior con el miembro inferior es la composición de los clastos ya que en el miembro superior los clastos graníticos son más abundantes que en el miembro inferior en el cual predominan los clastos volcánicos y metasedimentarios (Fig. 7). La litofacies Gm consisten de estratos de 0.5 m de conglomerado masivo, extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Dichos conglomerados están constituidos por clastos de 0.5 a 10 cm, de forma subangular y de composición predominantemente volcánica y granítica. Su clasificación es pobre, con una matriz arenosa y fábrica soportada por clastos. La geometría de las capas presentan superficie de base erosiva y gradación normal. Los clastos se encuentran localmente imbricados indicando un transporte sedimentario hacia el SW 40°–80°. La litofacies Gm se encuentra interstratificada con litofacies de conglomerado con bloques (Sgpc) y con litofacies de areniscas gruesas (Sg). Las litofacies de conglomerados con bloques (Sgpc), corresponde a depósitos de 2 m de espesor y varias decenas de metros de longitud, constituidos por clastos de 1 a 10 cm hasta 1 m. La forma de los clastos es sub-angular con fábrica soportada por clastos de composición volcánica y granítica. Estos estratos presentan una geometría tabular y una apariencia masiva. La litofacies de arenisca gruesa (Sg), corresponde a estratos de areniscas medias a gruesas con clastos subangulares a subredondeados de 0.5 a 1 cm. de composición predominantemente volcánica y granítica (Fig. 6). Esta facies de arenisca se encuentran intercalada por facies de lutita masivas (Fsm) de

color café a rojo vino con espesores de 0.5 a 4.0 cm presentando grietas de desecación.

El límite superior del Conglomerado Guanajuato está cubierto concordantemente por la Formación Losero que corresponde a una arenisca fina de color verde oliva depositada en ambiente fluvial (Puy-Alquiza *et al.*, 2014) con niveles ricos en arenisca tobácea que a su vez subyace a la Riolita Bufa (33.53 +/- 0.48 Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y que corresponden a la base de la cubierta volcánica Cenozoica.

Conglomerado Duarte (CD)

En el presente trabajo estudiamos siete localidades del municipio de León: Arroyo San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto, Arroyo El Salto, Ibarrilla y Arroyo Grande (Fig. 3). El espesor máximo medido para esta unidad es de 1700 m en Arroyo Grande dividiéndolo en miembro inferior y superior.

Las capas del CD tienen un rumbo promedio N70°W con echados 55° a 23° NE. La inclinación de las capas disminuye de la base hacia la cima, con inclinaciones mayores en el extremo SE de los afloramientos estudiados (Fig. 3). En el extremo NW del área estudiada (Fig. 3) las capas presentan inclinaciones menores que van de 20° a 7°NE.

Miembro inferior

El miembro inferior del CD presenta un espesor de 1200 m y descansa discordantemente sobre el complejo basal. Muy cerca de su base fue intrusionado por un sill de andesita de 25 m de espesor. Se desconoce la edad precisa de estos cuerpos de andesita, sin embargo Ruiz-González (2015) reportó una ignimbrita en la base del CD, la cual fechó por U-Pb en 48.8 Ma.

El miembro inferior fue descrito en las localidades de Arroyo San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto y Arroyo El Salto (Fig. 3). Está constituido predominantemente por una sucesión de conglomerados de la litofacies Gm intercalados con areniscas Ss. Los depósitos de conglomerado son de color rojizo con una estratificación incipiente a bien definida. La litofacies Gm se presenta en estratos de 0.7 a 2 m de espesor con continuidad lateral de decenas de metros y de forma lenticular con base erosiva.

Tabla 1.—Tabla de litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte, modificado de la clasificación de Miall (1996).

Facies	Descripción	Espesor m	Constituyentes principales	Estructuras sedimentarias	Ambiente de depósito
Gms	Gravas de 1 a 10 cm y cantos de 10 a 28 cm de longitud soportados en una matriz de arena media a gruesa	0.15-1	Líticos volcánicos	Ninguna	Flujo de escombros
Gm	Canal de gravas angulares de 0.5 a 5 cm de composición polimíctica predominando los de composición volcánica, metasedimentaria y en menor proporción los de composición granítica	0.17-2	Líticos volcánicos, metasedimentarios y graníticos	Gradación normal imbricación	Canales menores
Sgpc	Canal de gravas y bloques de 0.5 a 1m de de forma angular a subangular, pobremente seleccionados y soportados por clastos	2	Líticos volcánicos y graníticos	Pebble Cluster	Flujos hiperconcentrados
Sg	Arena de grano medio a grueso, constituida por líticos angulares de 0.5 a 1 cm, de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos volcánicos	Pebble Cluster	Canales de erosión relleno
Sm	Arena de grano medio, presenta líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos volcánicos	Gradación inversa	Depósitos de Flujos de gravedad
Ss	Arena de grano medio a grueso, presenta líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos volcánicos	Gotas de lluvia	Barras
Sh	Arena de grano medio, con líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos volcánicos	Estratificación horizontal	Barras
Sf	Arena fina, con líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos volcánicos	Masiva	Barras
Fsm	Limo-arcilla	0.5		Grietas de desecación	Planicie de inundación
Fl	Limo-arcilla	0.5		Estratificación laminar	Planicie de inundación

Los clastos que constituyen la litofacies Gm son de 5 a 7 cm de composición andesítica, diorítica, riolítica, calizas y granito (Fig. 7). En la parte media del miembro inferior es notable la abundancia de clastos de piroxenita en la localidad La Laborcita (Fig. 3). La litofacies Gm se encuentra pobre a moderadamente seleccionada con clastos sub-angulares a sub-redondeados (Fig. 6). La fábrica de la litofacies Gm es soportada por clastos con gradación normal. Los clastos se encuentran localmente imbricados con una dirección de transporte sedimentario hacia el SW 20°–65°. Es importante resaltar que hacia la cima del miembro inferior, en el Arroyo Mastranto y Arroyo El Salto (Fig. 3), la dirección del transporte sedimentario cambia a SE 15°–40°. Este cambio en la dirección de paleocorriente está asociado a un cambio en la composición de los clastos de los conglomerados, ya que incrementa el porcentaje de clastos de caliza en un 12%. La litofacies Ss está representada por

areniscas de grano medio a grueso de color rojizo de composición litarenítica en su mayoría volcánica (líticos de andesita, riolita, diorita). Se presentan en estratos de 35 a 90 cm de espesor. Localmente contiene estructuras de *Pebble Cluster* en donde los clastos exhiben un tamaño de hasta 40 cm, generalmente de composición volcánica, granítica y piroxenítica inmersos en una matriz arenosa.

Miembro superior

El miembro superior tiene un espesor de 400 m y descansa concordantemente sobre el miembro inferior. Está constituido predominantemente por litofacies de areniscas Sg y lutitas Fsm de color gris a café rojizo. Lateralmente hacia el NW se incrementa el contenido de conglomerados (Gm) y areniscas (Ss), observables en la localidad de Ibarra. Las areniscas (Sg) corresponden a capas de areniscas medias a

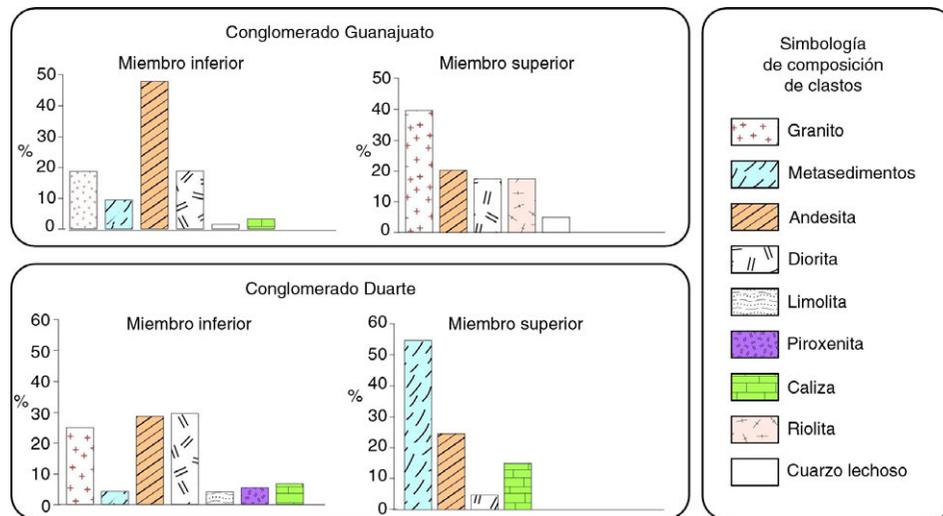


Fig. 7.—Graficas de porcentaje de composición de clastos en el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte.

gruesas con clastos de 0.5 a 1 cm. Las litofacies de lutitas masivas (Fsm) presentan un color café a gris claro con espesores de 0.5 a 4 cm. Presentan grietas de desecación, mostrando los límites de sus polígonos bien desarrollados. Los estratos son continuos lateralmente por decenas de metros.

Los conglomerados (Gm) tienen espesores de 0.5 a 3 m de forma lenticular y continuidad lateral de decenas de metros. Los clastos son de 3 a 7 cm, subangulares a subredondeados, de pobre a moderadamente seleccionados y composición predominantemente metamórfica (filitas, cuarcitas), de caliza y clastos ígneos (andesita, riolita y diorita). La fábrica es soportada por clastos con gradación normal.

Análisis petrográfico de clastos de caliza

Conglomerado Guanajuato (CG)

Edwards (1955) reportó la existencia de clastos de calizas con láminas de pedernal y un clasto de caliza fosilífera en el CG. El clasto de caliza fosilífera contiene fósiles de coral silicificado *Stylina (Heliocoenia) sp.*, *Myriophyllia sp.* (grupo de *M.rinitatis*) y *Drandraraea* que fue determinado como del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Edwards (1955) no reportó la ubicación o posición estratigráfica del estrato del clasto de caliza fosilífera, por lo que durante el desarrollo del conteo composicional de clastos se prestó especial atención en el conteo y muestreo de clastos de caliza considerando

que aportan información relevante sobre la geología del área fuente. El miembro inferior del CG presenta un 12% de clastos de calizas. Tomando en cuenta lo anterior y considerando que las calizas pueden aportar información en relación a la edad y ambiente sedimentario de las rocas del área fuente, se realizó un análisis petrográfico de dichos clastos.

Un total de 125 clastos de calizas fueron colectados y analizados petrográficamente, de los cuales el 20% corresponden a calizas de plataforma somera y el 80% a calizas de ambiente de cuenca. Los clastos de calizas de plataforma somera presentan una forma sub-angular, sub-redondeada a redondeada, tamaño variable de 7 a 50 cm y color gris claro. Los clastos corresponden a packstone, wackestone (Fig. 8) y grainstone. Los clastos con textura wackestone son los más abundantes. Estos clastos se caracterizan por contener bioclastos, intraclastos micríticos laminares y material detrítico en una matriz micrítica. Los bioclastos están representados por fragmentos esqueletales de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos (*Pseudocyclamina lituus*, *Everticyclamina virguliana*, *Pfenderina neocomiensis*, *Neotrocholina valdensis*, *Montsalvenia salevensis* y *Glomospira sp.*) del Berriasiano-Valanginiense reportados previamente por los autores en Omaña *et al.* (2015). Se observan de igual manera granos no esqueletales como oolitos y peloides. Los oolitos presentan forma esférica a elipsoidal de 0.25 a 2.00 mm de diámetro, con un núcleo predominantemente de cuarzo detrítico. Los peloides son de forma

esférica a ovoide de 0.03 a 0.3 mm de diámetro y a diferencia de los oolitos, no presentan estructura interna. Los fragmentos detríticos presentan forma sub-angular de 1 a 3 mm de longitud, representados por cuarzo, plagioclasas, minerales opacos, líticos volcánicos (andesita) y líticos sedimentarios (limolita). Los clastos de calizas de cuenca son sub-angulares a sub-redondeados de 5 a 7 cm de diámetro con una coloración gris oscura. La textura predominante es mudstone laminar y masiva con presencia de calcisferúlidos inmersos en una matriz de micrita con cemento de esparita. Por comparación y similitud de estas facies con las facies calcáreas de la Sierra de Guanajuato, las consideramos como pertenecientes a las facies micríticas de la Formación Valenciana del Berriasiano-Hauteriviano, descritas por Martini *et al.* (2013) como estratos de micrita laminares alternados con debris flow.

Análisis petrográfico de clastos de caliza del Conglomerado Duarte (CD)

Un total de 100 clastos de calizas fueron colectados y analizados petrográficamente. Todas las muestras fueron colectadas en el miembro inferior

del conglomerado Duarte. Todos los clastos analizados corresponden a mudstone laminares y/o masivas. Los clastos son de 5 a 20 cm con forma sub-redondeada a redondeada, de color gris oscuro. Las calizas estudiadas corresponden a microfacies de mudstone de calcisferúlidos (Fig. 8). Es común observar calciesferas de 0.5 mm de diámetro de forma concéntrica y cristales de pirita. Estos clastos muestran evidencias de deformación representadas por estilolitas y fracturas de tensión rellenas de calcita y calcedonia.

Discusión

Ambiente de depósito del CG

Las litofacies dominantes del CG son: 1) conglomerados con matriz soportada Gms, que se interpretan como depósitos de flujos de escombros, y 2) conglomerados y areniscas con gradación normal Gm, los que se interpretan como depósitos generados por transporte de carga de fondo. En su conjunto dichas litofacies se interpretan como el registro estratigráfico de un abanico aluvial en su parte media del modelo tipo II *sensu* Blair &

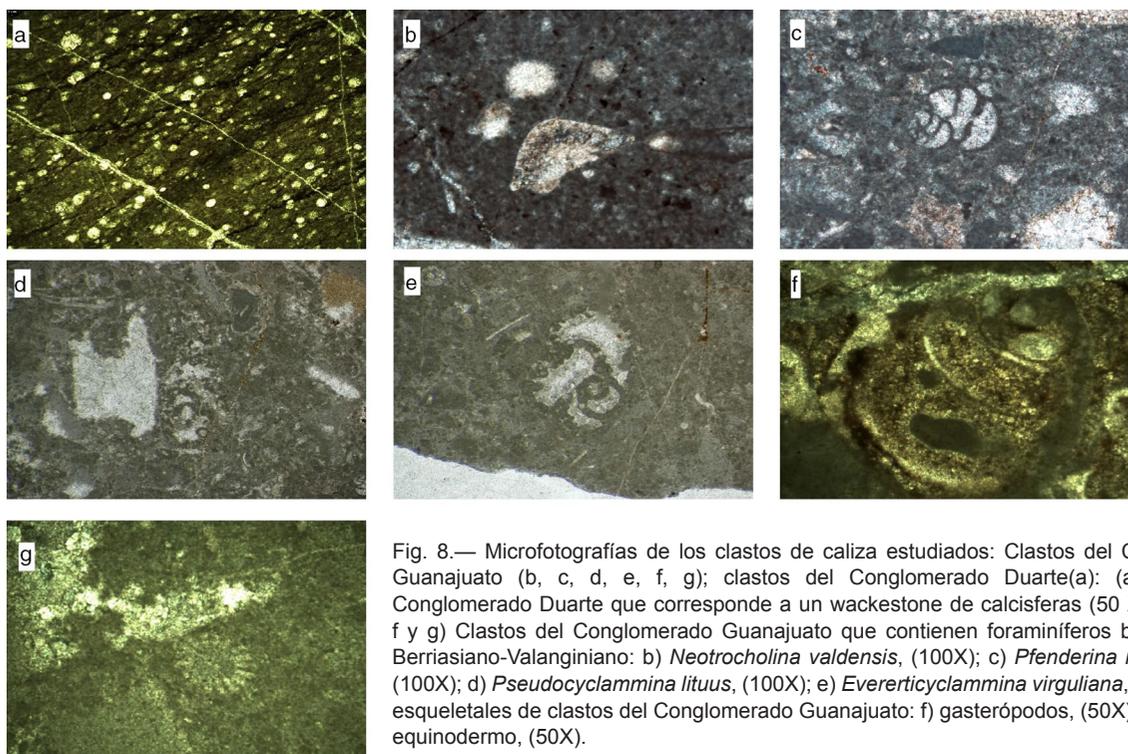


Fig. 8.— Microfotografías de los clastos de caliza estudiados: Clastos del Conglomerado Guanajuato (b, c, d, e, f, g); clastos del Conglomerado Duarte(a): (a) Clasto del Conglomerado Duarte que corresponde a un wackestone de calcisferas (50 X). (b, c, d, e, f y g) Clastos del Conglomerado Guanajuato que contienen foraminíferos bentónicos del Berriasiano-Valanginiano: b) *Neotrocholina valdensis*, (100X); c) *Pfenderina neocomiensis*, (100X); d) *Pseudocyclammia lituus*, (100X); e) *Evererticyclammia virguliana*, (100X). Otros esqueletales de clastos del Conglomerado Guanajuato: f) gasterópodos, (50X); g) espina de equinodermo, (50X).

McPherson, (1994). De acuerdo con este escenario las litofacies Gms, Sgpc y Sm son producto de flujos hiperconcentrados influenciados inercialmente por la gravedad (Blair & McPherson, 1994), lo que evidencia la existencia de paleotopografías elevadas en la zona de aporte de sedimentos. Del análisis de la columna del CG puede interpretarse una mayor canalización de la escorrentía superficial en el miembro superior, donde dominan las facies de canales fluviales Gm de drenaje trenzado, en contraste con el miembro inferior donde además de conglomerados existen facies de arenas (Sg, Sm, Ss, Sh, Sf) y facies finas no canalizadas (Fsm y Fl), que sugiere un ambiente de sedimentación continental de abanico aluvial en su parte media y distal del modelo de Blair & McPherson (1994).

Ambiente de depósito del CD

En el miembro inferior del CD predominan litofacies de conglomerado Gm y areniscas Ss, las cuales se interpretan como el relleno de canales con gravas masivas que resultan de flujos con alta carga de sedimento que al disminuir su velocidad depositaron arenas Ss. Estos flujos pueden ser denominados “sheet-flood slurries” (Nemec & Muszynski, 1982) flujos laminares masivos (densos), que son interpretados como flujos que se encuentran entre “debris flow” flujos de escombros y flujos turbulentos fluviales, los cuales son comunes en la parte media de un abanico aluvial (tipo II *sensu* Blair & McPherson, 1994).

En el miembro superior predominan las litofacies Sg que gradan lateralmente hacia el noroeste a facies Gm y Ss. Las litofacies de areniscas Sg se interpretan como resultado de flujos laminares que lateralmente y en periodos con flujos supercríticos depositan arenas gruesas y gravas en la base de canales donde las arenas corresponden a barras que separan canales trenzados de la parte media a distal del abanico aluvial, mientras que hacia el NW las litofacies Gm, son canalizadas y de más alta energía, ubicados en la parte media del abanico aluvial. La columna estratigráfica general del CD es grano-decreciente, donde el miembro inferior se desarrolló en un ambiente de abanico aluvial medio, mostrando un retroceso de la fuente hacia el miembro superior que está representada por facies

de areniscas de barras que evidencian menor energía de transporte.

Evolución tectono-sedimentaria

La presencia de litofacies relacionadas con flujos de gravedad (Gms, Sgpc y Sm) y el basculamiento de las capas interpretado como sindeposicional por Aranda-Gómez y McDowell (1998), sustentan la existencia de pulsos de actividad tectónica y subsidencia durante el Eoceno.

Las direcciones de paleocorriente SW10°–40° y SE 10°–50° en la parte media del miembro inferior del CG sustentan la existencia de bloques levantados al NE y NW de la ciudad de Guanajuato así como subsidencia de la cuenca asociada a un basculamiento hacia el NE, soportado por la dirección del echado de la estratificación (Figs. 2 y 9) y reportado por Aranda-Gómez y McDowell (1998).

La discordancia angular entre el miembro inferior y superior del CG marcan el levantamiento de bloques al NE de la ciudad de Guanajuato. El levantamiento de bloques generó flujos con dirección SW 40°–80° que al mismo tiempo produjo subsidencia asimétrica de la cuenca, hacia el ESE evidenciada por el basculamiento de las capas y un mayor espesor del miembro superior el cual se acuña al sur de la Ciudad de Guanajuato (Figs. 2 y 9).

Durante la sedimentación del miembro inferior del CD existió levantamiento de bloques al NNE, evidenciado por la dirección de flujo de clastos imbricados SW 20°–65° y subsidencia mayor hacia el SE del área estudiada, lo cual se evidencia al existir mayor inclinación de capas en esta área (26°–55°) y dirección del echado al NNE (Figs. 3 y 9). En la cima del miembro inferior la proporción de clastos de caliza se incrementa, al mismo tiempo la dirección de transporte sedimentario cambia de SW 20°–65° a SE 15°–40° (Figs. 3 y 5). Este cambio en la dirección y composición del aporte de sedimento lo interpretamos como producto del levantamiento de la Sierra de Guanajuato hacia el NNW y al mismo tiempo el retroceso hacia el NW del área fuente, evidenciado por el establecimiento del miembro superior con facies más distales de abanico, tales como areniscas de barras y lutitas de planicie de inundación (Fig. 9). Esto también es sustentado por el cambio

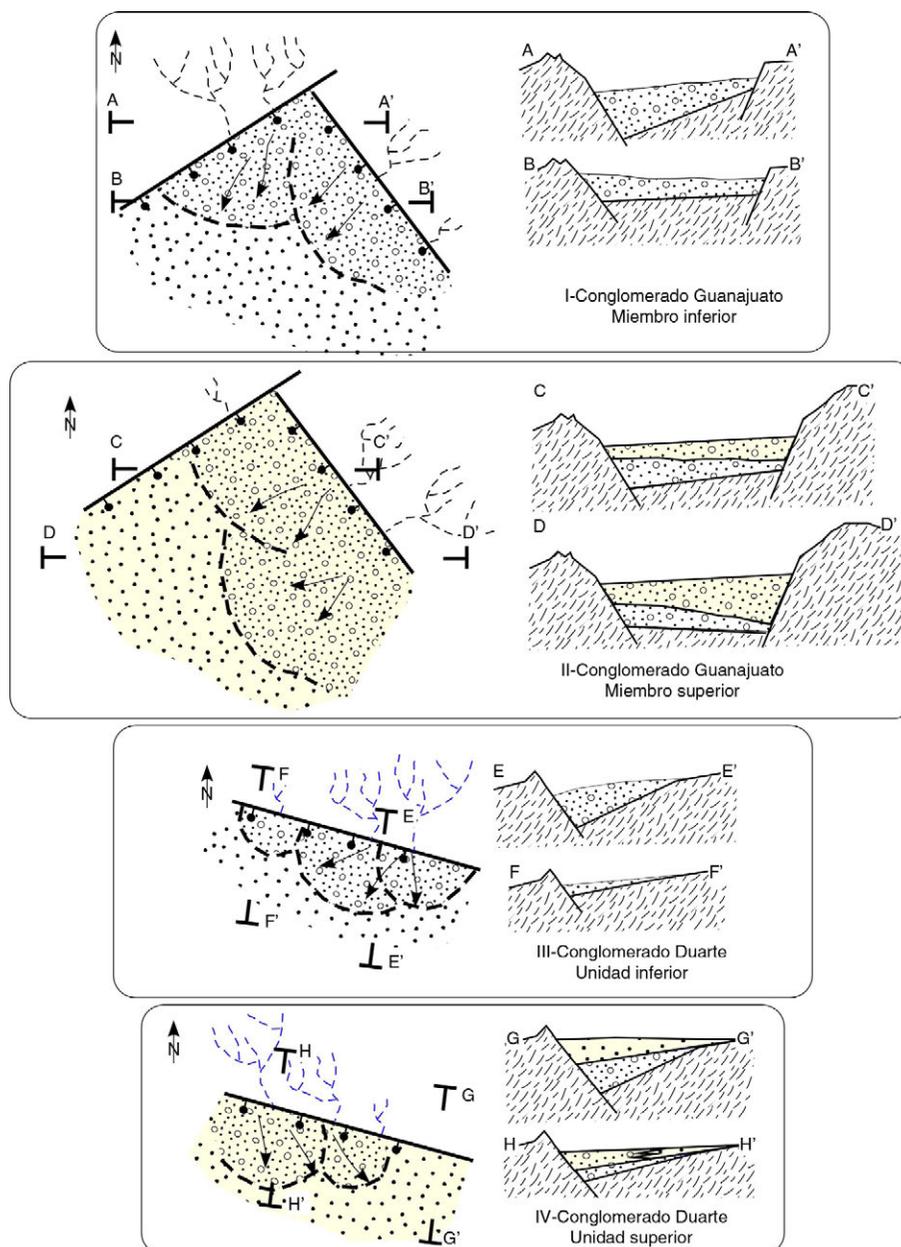


Fig. 9.—Representación esquemática de la evolución tectosedimentaria del Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte durante el Eoceno. I) y II) Depositación asimétrica del Conglomerado Guanajuato; II) y IV) Depósito del Conglomerado Duarte con subsidencia asimétrica de un medio graben.

lateral de facies de conglomerado al W (Ibarrilla) y facies de areniscas al E (Arroyo Grande).

La estratigrafía de los depósitos de abanicos aluviales puede ser controlada por factores internos o externos a la cuenca. En el caso de los depósitos de abanico aluvial estudiados, consideramos que los factores externos tales como el clima o la litología del área fuente jugaron un papel secundario en la geometría

o el tipo de facies. En relación al clima existen evidencias que nos permiten suponer un clima semiárido evidenciado por grietas de desecación, marcas de gota de lluvia en facies finas de planicie de inundación, descartamos un clima totalmente desértico, ya que no existen evaporitas ni desarrollo de paleosuelos con horizontes de caliche típicos de desierto. Por otra parte en todas las litofacies identificadas existe muy

poca arcilla que pudiera ser atribuida al producto de intemperismo de rocas en climas húmedos.

El control tectónico parece ser más importante, considerando el basculamiento de las capas durante el depósito de las facies de conglomerados con clastos sub-angulares que son evidencia de transporte corto. Lo anterior ha sido demostrado en estudios experimentales numéricos donde exponen que el control tectónico de fallas activas en sistemas de abanico aluvial tiene mayor influencia en la sedimentación comparado con la influencia de factores climáticos (Allen y Densmore, 2000).

El CG y el CD fueron depositados entre el Ypresiano (Eoceno temprano) y el Rupeliano (Oligoceno temprano), por lo que ambos corresponden a depósitos clásticos pos-Laramide y pre-vulcanismo Sierra Madre Occidental.

Con base en los datos sedimentológicos, estratigráficos y el basculamiento sin-sedimentario de capas se interpreta que existió espacio disponible generado por distensión y/o transtension durante el depósito del CG y el CD. La geometría de los estratos y las discontinuidades internas tales como la discordancia entre el miembro inferior y el miembro superior del CG, ponen en evidencia la existencia de mayor actividad tectónica durante el depósito del CG comparado con el depósito del CD. Las fallas que limitan actualmente los afloramientos de los depósitos estudiados no corresponden a las fallas maestras que limitaron la zona fuente de las cuencas de depósito, considerando que las facies que bordean las fallas Veta Madre y Falla Aldana (en el CG) y la Falla del Bajío (en el CD), no presentan facies de brechas con bloques angulares, flujos de escombros o fallamiento sinsedimentario en las proximidades de ellas. Las fallas maestras que controlaron la sedimentación probablemente están sepultadas por la cubierta volcánica Cenozoica.

Implicaciones paleogeográficas de clastos de caliza

Los depósitos clásticos del CG y CD son producto de la erosión de bloques levantados durante el Eoceno. Este pulso de levantamiento de bloques es puesto en evidencia por el inicio de la erosión de las rocas del complejo basal de la Sierra de Guanajuato. En el miembro inferior del CG predominan clastos de composición andesítica y diorítica en un 66.8%

y en un 12% de clastos de caliza. En el miembro superior predominan los clastos de granito con un 39.5%, que evidencian el cambio de fuente de aporte por el levantamiento de bloques al NE de la ciudad de Guanajuato. En el CD predominan clastos de granito, diorita y piroxenita que corresponden a la litología existente en el bloque levantado del complejo basal al norte de los afloramientos estudiados. La parte superior del miembro inferior del CD presenta un incremento en los clastos de caliza y al mismo tiempo la dirección de transporte sedimentario cambia al SE 15°–40°, que son prueba de un levantamiento mayor de la Sierra de Guanajuato hacia el NNW con respecto a la porción SE.

Los clastos de caliza aportan información en cuanto a la procedencia, ambiente de depósito y edad. Por lo que, de acuerdo al marco geológico regional de la Sierra de Guanajuato, las facies de calizas depositadas en la cuenca Arperos corresponden a facies de cuenca consideradas del Valanginiano-Turoniano (Dávila-Alcocer and Martínez-Reyes, 1987) y más recientemente restringidas al Berriasiano-Hauteriviano por Martini *et al.* (2011). Estas calizas de cuenca y rocas volcánico-sedimentarias fueron afectadas por 3 eventos contráctiles pre-Albianos (Martini *et al.*, 2013) y un cuarto evento compresivo posterior relacionado con la orogenia Laramide. De acuerdo al análisis de clastos de caliza del CG y CD, se subdividieron en dos grupos: uno representado por muestras con textura wackestone, packstone y grainstone; otro por muestras con textura mudstone con calcisferúlidos.

Las muestras con textura wackestone, packstone y grainstone con contenido de foraminíferos, oolitos y peloides indican un ambiente marino de aguas someras. Además aportan información en cuanto al ambiente sedimentario y configuración paleogeográfica de la cuenca Arperos. El 20% de los clastos analizados corresponden a calizas de plataforma somera con fragmentos esqueléticos de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos bentónicos (*Pseudocyclamina lituus*, *Everticyclamina virguliana*, *Pfenderina neocomiensis*, *Neotrocholina valdensis*, *Montsalvenia salevensis*, y *Glomospira* sp.) del Berriasiano-Valanginiano de los cuales se describe en detalle en Omaña *et al.* (2015) (Fig. 8). Por otra parte Edwards (1955) reportó la existencia de clastos

de calizas con láminas de pedernal y un clasto de caliza fosilífera que contenía fósiles de coral silicificado *Stylina (Heliocoenia)* sp., *Myriophyllia* sp. (grupo de *M. rinitatis*) y *Drandraraea* que corresponden al Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La presencia de estos clastos de calizas de plataforma somera del Berriasiano-Valanginiano indica que existieron afloramientos de calizas someras, pertenecientes probablemente al límite occidental de la cuenca Arperos, dado el mismo intervalo de edad. Es importante hacer notar que la forma de los clastos de calizas corrobora este supuesto, considerando que muchos clastos son subangulares o subredondeados por lo que Edwards (1950) supuso un transporte de no más de 10 Km del área de procedencia. Por otra parte, nosotros estimamos un transporte por carga de fondo de entre 3 a 15 km que corresponde a distancias estimadas para clastos de calizas en casos naturales y experimentales compilados por Mills (1979). En la revisión bibliográfica realizada no encontramos reportes de afloramientos de facies someras Berriasiano-Valanginiano, en la Sierra de Guanajuato. Por lo que el reporte de estos clastos de calizas someras deja abierta la posibilidad de la existencia de afloramientos de dichas facies en la Sierra de

Guanajuato. Los clastos de caliza somera fueron depositados en un intervalo de edad (Berriasiano-Valanginiano) comparable a las rocas de la cuenca Arperos, por lo que sugerimos formaron parte de los márgenes de la misma.

El grupo de muestras mudstone con calcisferúlidos indican un ambiente marino de cuenca o plataforma externa de baja energía. La presencia de pirita en algunos clastos permiten interpretar condiciones anóxicas y reductoras. Para mudstones con calcisferúlidos no contamos con edad, por lo que el único argumento para correlacionarlas con formaciones conocidas, es su origen de cuenca marina. Es probable que las calizas de ambiente de cuenca sean producto de la erosión de la Formación Arperos y/o Formación Valenciana del Berriasiano-Hauteriviano (Martini *et al.*, 2011). Cabe mencionar que en los clastos de caliza estudiados no encontramos facies Albianas o contemporáneas a la Caliza La perлита.

Conclusiones

El presente trabajo se enfoca en el estudio sedimentológico y composicional del Conglomerado Duarte (CD) y el Conglomerado Guanajuato (CG) depositados entre el Ypresiense (Eoceno temprano) y el

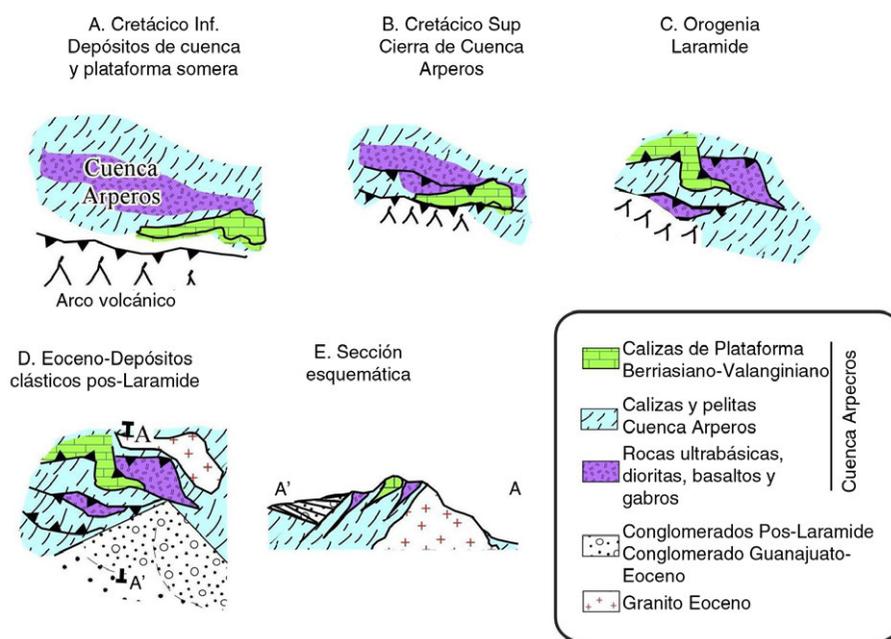


Fig. 10.—Interpretación generalizada explicando la coexistencia de calizas de plataforma y profundas de la cuenca Arperos (Jurásico superior-Cretácico inferior). Interpretado con base en los clastos encontrados en el Conglomerado Guanajuato.

Rupeliense (Oligoceno temprano) en la Mesa Central Mexicana. Con base en el análisis sedimentológico, se interpretó que fueron depositados en un ambiente continental de abanico aluvial en su parte media y distal del modelo de Blair & McPherson (1994).

El basculamiento de las capas y la dirección de flujo interpretada con la imbricación de clastos, sustentan la existencia de pulsos de actividad tectónica que levantaron bloques de la Sierra de Guanajuato al NE y NW de los afloramientos estudiados. Los clastos de caliza aportaron información en cuanto a la procedencia, ambiente de depósito y corroborando reportes previos de edad. Por lo que, de acuerdo al contenido de foraminíferos bentónicos en los clastos de caliza, la facies somera fueron depositadas en un intervalo de edad (Berriasiano-Valanginiano) comparable a las rocas de la cuenca Arperos, por lo que sugerimos formaron parte de los márgenes de la misma.

Los nuevos datos sedimentológicos y composicionales aportan información para entender el levantamiento y erosión, pre y pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato en la Mesa Central Mexicana (Fig. 10).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las sugerencias y comentarios de dos revisores anónimos, quienes contribuyeron grandemente a hacer de nuestro manuscrito e investigación una contribución científica de mejor calidad. También se agradece el apoyo brindado por el Laboratorio de Investigación y Caracterización de Minerales y Materiales (LICAMM-UG).

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J.; Nelson, S.A.; Ferrari, L. & López-Martínez, M. (1997). Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo): excursión 1. In: Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carrasco-Núñez, G. & Ferrari, L. (Eds.). *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico: a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*. UNAM, Instituto de Geología, México, D.F., 1–39.
- Allen A.P. & Densmore A.L. (2000). Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research*, 12(3–4):367–380. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x>
- Aranda-Gómez, J.J. & McDowell, F.W. (1998). Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico; syndepositional tilting of Eocene Red Beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District. *International Geology Review*, 40 (2): 116–134. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465201>
- Aranda-Gómez, J.J.; Godchaux, M.M.; Aguirre-Díaz, G.J.; Bonnichsen, B. & Martínez-Reyes, J. (2003). Three superimposed volcanic arcs in the southern cordillera—from the early cretaceous to the Miocene, Guanajuato, México. Field trip 6. In: *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 5–8, 2003. UNAM, Instituto de Geología, México, 123–168.
- Aranda-Gómez, J.J.; Molina-Garza, R.; McDowell, F.W.; Vassallo-Morales, L.F.; Ortega-Rivera, M.A.; Solorio-Munguía J.G. & Aguillón-Robles, A. (2007). The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2: 216–233.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64 (3a): 450–489. <http://dx.doi.org/10.1306/D4267DDE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Botero-Santa, P.A.; Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, A.F.; López-Martínez, M.; Levresse, G.; Xu, S. & Ortega-Obregón, C. (2015). Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (1): 84–98.
- Botsford, C.W. (1909). The Zacatecas district and its relation to Guanajuato and other camps. *The Engineering and Mining Journal*, 87: 1227–1228.
- Centeno-García, E.; Guerrero-Suastegui, M. & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In: Draut, A.; Clift, P.D. & Scholl, D.W. (Eds.). *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America Special Paper, 436: 279–308. [http://dx.doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](http://dx.doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Corona-Chávez, P. (1988). Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-oriental de la Sierra de Guanajuato. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, México, D.F. Tesis licenciatura, 60 p.
- Chiodi, M.; Monod, O.; Busnardo, R.; Gaspar, D.; Sánchez, A. & Yta, M. (1988). Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central. *Geobios*, 21: 125–135. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995\(88\)80014-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(88)80014-7)

- Dávila-Alcocer, V.M. & Martínez-Reyes, J. (1987). Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. In: Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato: Resúmenes. UNAM, Instituto de Geología, 19–20.
- Dürr, S.B. (1994). Quick estimation of pebble volumes. *Journal of Sedimentary Research*, 64 (3a): 677–679. <http://dx.doi.org/10.1306/D4267E56-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Echegoyén-Sánchez, J.; Romero-Martínez, S. & Velázquez-Silva, S. (1970). Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato. *Boletín (Consejo de Recursos Minerales no Renovables)*, 75: 1–35.
- Edwards, J.D. (1955). Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 264-H: 153–185.
- Escalona-Alcázar, F.D.J.; Solari, L.; García y Barragán, J.C.; Carrillo-Castillo, C.; Bluhm-Gutiérrez, J.; García-Sandoval, P.; Nieto-Samaniego, A.F. & Núñez-Peña, E. P. (2016). The Palaeocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U–Pb ages, and sandstone provenance. *International Geology Review*, 58(7): 826–848. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1125809>
- Ferrusquia-Villafranca, I. (1987). Reubicación geocronológica del Conglomerado Guanajuato basada en nuevos mamíferos. In: Programa, resúmenes y guía de excursión del simposio sobre la geología de la región de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, 28–30 de abril. UNAM, Instituto de Geología, México, 21–23.
- Freydier, C.; Martínez, R.J.; Lapierre, H.; Tardy, M. & Coulon, C. (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an a seismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, 259 (4): 343–367. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00143-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(95)00143-3)
- Freydier, C.; Lapierre, H.; Ruiz, J.; Tardy, M.; Martínez, R. & Coulon, C. (2000). The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (4–5): 325–336. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00027-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00027-4)
- Fries, C.; Hibbard, C.W. & Dunkle, D.H. (1955). Early Cenozoic vertebrates in the Red conglomerate al Guanajuato, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collection*, 123(7), 25 p.
- Gross, W.H. (1975). New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 70(7): 1175–1189. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.70.7.1175>
- Guiza, R. (1949). Estudio geológico del distrito minero de Guanajuato. *Boletín (Instituto Nacional para la investigación Recursos Minerales)*, 22, 75 p.
- Labarthe-Hernández, G.; Tristán-González, M. & Aranda-Gómez, J.J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia de la Universidad de San Luis Potosí, México, Folleto Técnico n° 85, 208 p.
- Lapierre, H.; Ortiz, E.; Abouchami, W.; Monod, O.; Coulon, C. & Zimmermann, J.L. (1992). A crustal section of an intra-oceanic island arc; the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 108 (1–3): 61–77. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90060-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(92)90060-9)
- Martínez-Reyes, J. (1992). Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato, E 1:100,000, con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato. UNAM, Instituto de Geología. *Cartas geológicas y mineras*, 8.
- Martini, M.; Mori, L.; Solari, L. & Centeno-García, E. (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119(6): 597–617. <http://dx.doi.org/10.1086/661989>
- Martini, M.; Solari, L. & Camprubí, A. (2013). Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc–continent collisional zones. *International Geology Review*, 55(5): 574–589. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>
- Miall, A. (1996). The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. 482 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Mills, H.H. (1979). Downstream rounding of pebbles—a quantitative review. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(1): 295–302. <http://dx.doi.org/10.1306/212F7720-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Monod, O.; Lapierre, H.; Chiodi, M.; Martínez-Reyes, J.; Calvet, P.; Ortiz-Hernández, L.E. & Zimmermann, J.L. (1990). Reconstitution d'un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central- la sequence volcanico-plutonique de Guanajuato (Cretace inferieur). *Comptes rendus des Seances de l'Academie des Sciences de Paris, serie 2*, 310: 45–51.
- Nemec, W. & Muszynski, A. (1982). Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia district (Bulgaria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52 (1–4): 239–303.
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Báez-López, J.A.; Levresse, G.; Alaniz-Álvarez, S.A.; Ortega-Obregón, C.; López-Martínez, M. & Solé-Viñas, J. (2016). New stratigraphic, geochronological, and structural data from the southern Guanajuato Mining District, México: implications for the caldera hypothesis. *International Geology Review*, 58(2): 246–262. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1072745>

- Nieto Samaniego, A.F. (1992). Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(2): 146–155.
- Nieto-Samaniego, A.F.; Macías-Romo, C. & Alaniz-Álvarez, S.A. (1996). Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1): 117–122.
- Nieto-Samaniego, A.F.; Alaniz Álvarez, S.A. & Camprubi Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3: 285–317.
- Omaña, L., Miranda-Avilés, R. & Puy-Alquiza, M.J., (2015). Berriasian–early Valanginian calcareous shallow-water facies from the Arperos Basin: A proposal from the foraminiferal assemblage of the clasts of the Guanajuato Conglomerate, central Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67 (1): 45–57.
- Ortiz-Hernández, L.E.; Chiodi, M.; Lapierre, H.; Monod, O. & Calvet, Ph. (1992). El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato- Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(2): 125–145.
- Ortiz-Hernández, L.E. & Martínez-Reyes, J. (1993). Geological structure, petrological and geochemical constraints for the centralmost segment of the Guerrero Terrane (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Guidebook of field trip C. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato (México), November 5–22, 25 p.
- Ortiz-Hernandez, E.L.; Acevedo-Sandoval, O.A. & Flores-Castro, K.; (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1): 27–40.
- Puy-Alquiza, M.J.; Miranda-Aviles, R.; Cruz-Cruz, M.; Pérez-Arbizu, O.; Vega-González, M. & Ana-Zanor, G. (2014). Geochemistry and depositional environment of the Losero Formation in the Mesa Central, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3): 413–430.
- Quintero-Legorreta, O. (1992). Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 10(1): 6–25.
- Randall-Roberts, J.A.; Saldaña, A.E. & Clark, K.F. (1994). Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 89 (8): 1722–1751. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1722>
- Rust, B.R. (1972). Pebble orientation in fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(2): 384–388. <http://dx.doi.org/10.1306/74D7255E-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Stein, G.; Lapierre, H.; Monod, O.; Zimmermann, J.L. & Vidal, R. (1993). Petrology of some Mexican Mesozoic plutons-sources and tectonic environments. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(1): 1–7. [http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811(94)90029-9)
- Tardy, M.; Lapierre, H.; Boudier, J-L.; Yta, M. & Coulon, Ch. (1991). The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. *Convención sobre la evolución geológica de México y I Congreso mexicano de Mineralogía*, Memoria: 213–215.
- Wandke, A. & Martínez, J. (1928). The Guanajuato mining district, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 23 (1): 1–44. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.23.1.1>