

Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua

José Rafael Barboza-Gudiño^{1,*}, José Ramón Torres-Hernández¹ y Roberto Villasuso-Martínez²

¹ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava 5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, C.P. 78240, México.

² Exploraciones Mineras Peñoles, S.A. de C.V., Manuel Gómez Morín 444, Torreón Residencial, Torreón, Coahuila de Zaragoza, C.P. 27268, México.

*rbarboza@uaslp.mx

RESUMEN

Nueva cartografía geológica y dataciones U-Pb en circones detríticos y de rocas volcánicas han permitido la revisión estratigráfica y la interpretación de deformación pre-pérmica tardía en la Sierra Plomosa, situada aproximadamente 95 km al este de la ciudad de Chihuahua y a igual distancia al suroeste de la ciudad fronteriza de Ojinaga. La Sierra Plomosa forma la parte central de un área levantada de orientación norte-noroeste que abarca desde Placer de Guadalupe al norte, hasta el cerro El Carrizalillo al sur. A lo largo de este bloque elevado, quedan expuestas rocas pertenecientes a un basamento cristalino precámbrico, rocas del Paleozoico inferior pertenecientes a la plataforma sur de Laurentia y rocas clásticas y volcanoclásticas del Paleozoico superior al Mesozoico inferior. Las estructuras principales en el área son pliegues y cabalgaduras con una orientación norte-noroeste y vergencia o transporte tectónico hacia el oeste-suroeste, siendo la edad de esta deformación, necesariamente pre-Pérmico Superior, dada la ocurrencia de una discordancia erosional y angular entre los estratos fuertemente deformados de edad pre-Pérmico Superior y los depósitos clásticos y volcanoclásticos menos deformados del Pérmico Superior-Triásico Inferior, que han arrojado poblaciones de circones detríticos arqueanos (3,022–2,513Ma), paleoproterozoicos (2,461–1,601Ma), Mesoproterozoicos (1,592–1,013Ma), neoproterozoicos (994–546Ma) y paleozoicos (533–252 Ma), con edades máximas del depósito calculadas entre 279, 252 y 244 Ma y circones concordantes aislados aún de 223 y 227 Ma. En la parte media de la secuencia, previamente considerada como pérmica, se ha reportado la presencia de un derrame riolítico o ignimbrita del Pérmico Inferior, sin embargo, en la presente investigación dicha roca arrojó una edad de 183.3+2.2/-2.7 Ma que la coloca en el Jurásico Inferior y, por sus características y relaciones de campo, se interpreta como un flujo piroclástico, del cual se observan otros cuerpos similares en la zona, mismos que fueron emplazados de forma concordante en la secuencia sedimentaria, observándose también clastos de la riolita en niveles superiores de la misma secuencia. Todas las rocas paleozoicas incluidas las del Pérmico Superior y del Triásico, son sobreyacidas por rocas clásticas y volcanoclásticas de origen marino somero del Jurásico, habiéndose podido documentar también una discordancia erosional y en ciertos afloramientos angular, que separa una unidad del Jurásico Inferior a Medio, de una secuencia del Jurásico Superior cuya edad se conoce por su contenido faunístico. Capas de caliza que se observan en la parte superior de la sucesión jurásica, se presentan marmolizadas, especialmente en la zona de la mina Plomosas, en donde tanto el metamorfismo de estas calizas como

la presencia de cuerpos estratoligados de mineral de plomo y zinc, parecen estar relacionados además de hidrotermalismo, a corrimientos y a una cabalgadura de orientación noroeste y transporte tectónico hacia el suroeste, que coloca areniscas y limolitas muy fracturadas del Pérmico sobre las rocas del Jurásico Superior y posiblemente Cretácico. Esa estructura aparentemente está asociada a transpresión debida a un fallamiento transcurrente a lo largo del denominado lineamiento Plomosas, que es una cizalla de basamento con desplazamiento lateral izquierdo, cuya traza regional se ubica a lo largo del frente oriental de la sierra. Finalmente, hacia el sur de la Sierra Plomosa, en la Sierra de Santo Domingo, de orientación noreste, ocurre el cabalgamiento de calizas del Carbonífero y del Pérmico, sobre areniscas y lutitas del Jurásico. Esta cabalgadura corta a un dique riolítico de supuesta edad oligocénica, que la hace una estructura de contracción laramídica muy tardía o más posiblemente relacionada a transpresión a lo largo del mismo lineamiento de Plomosas y su interacción con el levantamiento del cerro Carrizalillo, ubicado 15 km al sur de Plomosas.

Palabras clave: estructura; estratigrafía; geocronología U-Pb; Sierra Plomosa; Chihuahua.

ABSTRACT

New geological mapping and U-Pb dating of detrital zircons and volcanic rocks permit stratigraphic revision and interpretation of pre-Late Permian deformation in the Sierra Plomosa area, located 95 km east of the city of Chihuahua and at comparable distance to the southwest of the border town Ojinaga. The Plomosas area forms the central part of a north-northwest trending uplifted block ranging from Placer de Guadalupe at the north, to the cerro Carrizalillo at the south. Along this elevated block, Precambrian crystalline basement rocks are exposed, as well as lower Paleozoic rocks belonging to the southern platform of Laurentia and upper Paleozoic to lower Mesozoic clastic and volcanoclastic rocks. The main structures in the area are north-northwest trending folds and thrust faults showing a west-southwest vergence or tectonic transport, being the age of this deformation, necessarily pre-Late Permian, given the occurrence of an erosional and angular unconformity between strongly deformed pre-Permian strata and less deformed Permian-Triassic clastic and volcanoclastic deposits which contain Archean (3,022–2,513Ma), Paleoproterozoic (2,461–1,601Ma), Mesoproterozoic (1,592–1,013Ma), Neoproterozoic (994–546Ma) and Paleozoic (533–252Ma) detrital zircon populations, with maximum

depositional ages calculated between 252 and 244 Ma and isolated concordant zircons as young as 227 to 223 Ma. In the middle part of the permo-triassic succession, a Permian rhyolitic flow or ignimbrite was previously reported on the basis of a lead alpha age, however, during the present research this rock yielded an Early Jurassic age of $183.3 \pm 2.2 / -2.7$ Ma. On the basis of petrographic features and field relations, the rhyolite is interpreted as an ash flow tuff or ignimbrite, similar to other rhyolitic flows observed in the area. Such flows are concordant to bedding and several clasts of this rock are present in strata overlying the rhyolite. All Paleozoic rocks, including the top of the Permian and Lower Triassic, underlie clastic and volcanoclastic Jurassic rocks of shallow marine origin. In the area was also documented an erosional, locally angular unconformity which separates a Lower Jurassic unit from a Middle (?) to Upper Jurassic unit with previously reported Late Jurassic fauna in the upper part of the succession. Limestone layers in the upper part of the Jurassic succession, are recrystallized as marbles, especially in the area of the Plomosas mine, where both the metamorphism of these limestones and the presence of stratabound ore bodies of lead and zinc seem to be related to thrusting with a tectonic transport to the southwest and northwest, that placed very fractured Permian sandstones and siltstones over the Upper Jurassic rocks. The faulting is possibly associated with transpression along the so-called Plomosas lineament and transcurrent faulting, described as a left lateral shear of the basement whose regional trace lies along the eastern front of the sierra. Finally south of the Sierra Plomosa, in the northeast trending Sierra de Santo Domingo Carboniferous and Permian limestone are thrust over Jurassic sandstones and shale. This thrust fault also cuts a rhyolitic dyke of probable Oligocene age and can be considered as a very late laramide shortening contractive structure, possibly related to compressive deformation along the Plomosas lineament and its interaction with the uplifted Cerro Carrizalillo block 15 km to the South of Plomosas.

Key words: structure; stratigraphy; U-Pb geochronology; Sierra Plomosa; Chihuahua.

INTRODUCCIÓN

La Sierra Plomosa constituye un área clave para entender la estratigrafía y evolución tectónica-paleogeográfica de la margen paleozoica suroccidental de Laurencia. Ha sido estudiada a nivel regional (Hennings, 1994; Haenggi, 2001, 2002) con fines económicos, por la ocurrencia de depósitos estratiformes de sulfuros (Escandón-Valle, 1975) y bioestratigráficos (Bridges y Deford, 1961; Bridges, 1964, 1965; Montgomery, 2004), prevaleciendo incertidumbre acerca de la edad y origen de algunas unidades volcánicas y siliciclásticas carentes de fauna, lo cual ha constituido un obstáculo determinante para la interpretación más precisa de su estructura y su evolución tectónica. La Sierra Plomosa se ubica aproximadamente 95 km en línea recta desde la ciudad de Chihuahua hacia el noreste (Figura 1), siendo las coordenadas que delimitan el área del presente estudio, los paralelos: $29^{\circ} 2.5'$ y $29^{\circ} 7.5'$ de latitud norte y los meridianos $115^{\circ} 18'$ y $105^{\circ} 13'$ al oeste de Greenwich, con elevaciones sobre el nivel del mar entre 1,000 y 2,100 m. El acceso es desde la ciudad de Chihuahua, hacia el noreste, siguiendo la carretera federal número 16 en dirección hacia Ojinaga y cortando por la carretera de cuota en el tramo Placer de Guadalupe-Maclovio Herrera, desde donde existen desviaciones de terracería hacia el sur-suroeste, que conducen al distrito minero de Plomosas.

La Sierra Plomosa constituye la parte central del levantamiento de Placer de Guadalupe-Plomosas-Carrizalillo, un área levantada con exposición de rocas del Proterozoico y Paleozoico, hacia la parte central del cinturón plegado de Chihuahua (Figura 1), que a su vez

representa el extremo sur del cinturón cordillerano de pliegues y fallas, que se desarrolló en los depósitos Jurásicos y Cretácicos que rellenan la cuenca de Chihuahua o *Chihuahua trough* (Hennings, 1994; Haenggi, 2001, 2002; Franco-Rubio, 2007; Oviedo-Padrón et al., 2010). El frente oriental de la Sierra Plomosa, ubicado en la parte central de la cuenca de Chihuahua, constituye además el límite entre el llamado alóctono oriental y el alóctono occidental, que separa una porción de este cinturón plegado bidireccional que muestra vergencias hacia el suroeste y la porción con vergencias hacia el noreste. Al oriente de la sierra es notoria también la ocurrencia de un amplio valle o bolsón orientado norte-noroeste, con más de 20 km de ancho, que fue interpretado por Hennings (1994) como un medio graben u homoclinal fallado con inclinación hacia el noreste, cortado casi de forma perpendicular por el Río Conchos y de manera oblicua, de noroeste a sureste, por el lineamiento o cizalla de Plomosas, una zona de cizalla lateral izquierda en el basamento de la región. La ubicación y aspecto general de estas estructuras regionales, se aprecian en la Figura 1.

El objetivo del presente estudio, ha sido la revisión estratigráfica, como un paso indispensable previo a la interpretación estructural del área y la reconstrucción de su evolución tectónica, ya que ésta presenta una serie de complejidades y problemas que, habiendo sido planteados desde hace medio siglo, han permanecido sin una solución aceptable hasta la actualidad (Bridges y Deford, 1961; Bridges, 1964, 1965; De Cserna, 1965).

Bridges (1964, 1965) interpretó una estructura laramídica compuesta de cabalgaduras y pliegues recumbentes con vergencia al suroeste, mientras que De Cserna (1965), considera esta interpretación como incorrecta y señala algunas inconsistencias en la subdivisión estratigráfica, que permiten interpretar a la mayoría de estas estructuras como producidas por deformaciones anteriores al Jurásico, sugiriendo una posible deformación relacionada a la fase Marathon del Pérmico temprano y una segunda que previamente el mismo autor describió como Coahuiliana del fin del Pérmico al Triásico Medio en la región de Delicias, Coahuila (De Cserna, 1960). Villareal-Fuentes et al. (2014) reportan nuevos datos geocronológicos y han hecho aportaciones recientes a este tema, que se discuten y comparan con nuestros datos y observaciones.

El desarrollo de la presente investigación consistió en la revisión estratigráfica a fin de tener certidumbre en la edad y relaciones estratigráficas de cada unidad, lo cual es fundamental para un mejor reconocimiento de la estructura. Se efectuó un reconocimiento del área y se pudo observar que la cartografía realizada por Bridges (1962) muestra un gran detalle de los límites de las distintas unidades litológicas, existiendo únicamente cambios por nuestra parte, en la edad de algunas de estas unidades y en consecuencia sobre la interpretación de algunas estructuras y el modelo de evolución tectónica.

A fin de establecer la edad absoluta de unidades litológicas que por la falta de material fósil han representado un gran problema para la reconstrucción estratigráfica y estructural, se procedió a la datación de circones detríticos procedentes de cuatro unidades clásticas, así como un igual número de rocas volcánicas. En ambos tipos de muestras, la técnica utilizada fue U-Pb en circones por ablación láser con multicolector y un sistema de plasma inducido (LA-MC-ICPMS). Los análisis correspondientes fueron realizados por el laboratorio de geocronología de la Universidad Estatal de Washington. En los laboratorios del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí fueron efectuados análisis petrográficos complementarios, así como el procesamiento de los datos de campo y especialmente los datos estructurales medidos para el establecimiento de un modelo estructural e interpretación de la evolución tectónica del área y sus implicaciones regionales. Detalles más específicos sobre las técnicas analíticas y los equipos utilizados se muestran en los capítulos subsecuentes.

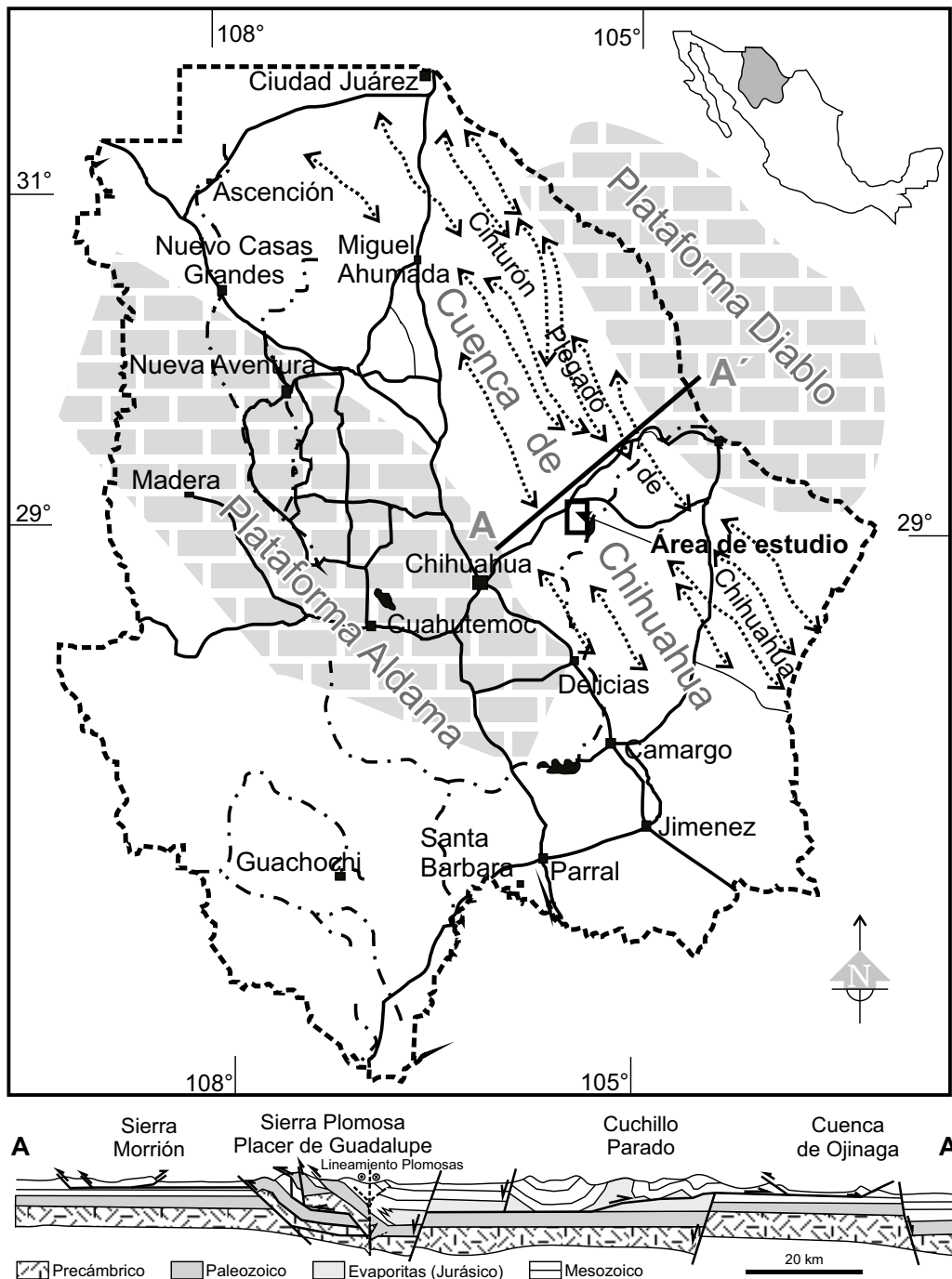


Figura 1. Mapa de localización y elementos estructurales regionales.

ESTRATIGRAFÍA

Ordovícico (Formación Sóstenes)

Las capas más antiguas que afloran en la Sierra Plomosa, son calizas, lutitas y algunas areniscas que corresponden al Ordovícico y fueron identificadas inicialmente como rocas pre-carboníferas por Bridges y Deford (1961). Bridges (1962) reportó en el área el Ordovícico y lo cartografió como unidad 1 (Figuras 2, 3 y 4), posteriormente Bridges (1964) le da el nombre de Formación Sóstenes. Las capas de esta unidad afloran en el Cerro de Enmedio, en los cañones de Alfonsos y Tiburcio, y en las partes altas de la Sierra Plomosa. Su Litología está

constituida por calizas de color gris a café claro en estratos medios a gruesos, silicificados y/o recristalizados, con escasos óxidos de hierro diseminados y en fracturas. No aflora su base, en el Cerro de Enmedio las calizas de la parte inferior pasan a una arenisca calcárea y hacia la parte superior nuevamente a calizas arcillosas. El espesor reportado por Bridges (1965) es de 275 m y les asignó, con base en la fauna principalmente de gasterópodos, braquiópodos y conodontes, una edad del Ordovícico, posiblemente Inferior hasta Superior, siendo los fósiles más comunes, los gasterópodos *Palliseria* sp. y *Maclurites* sp. Se infiere que esta unidad se depositó en un medio ambiente nerítico en facies de plataforma, durante un evento transgresivo y evolucionó

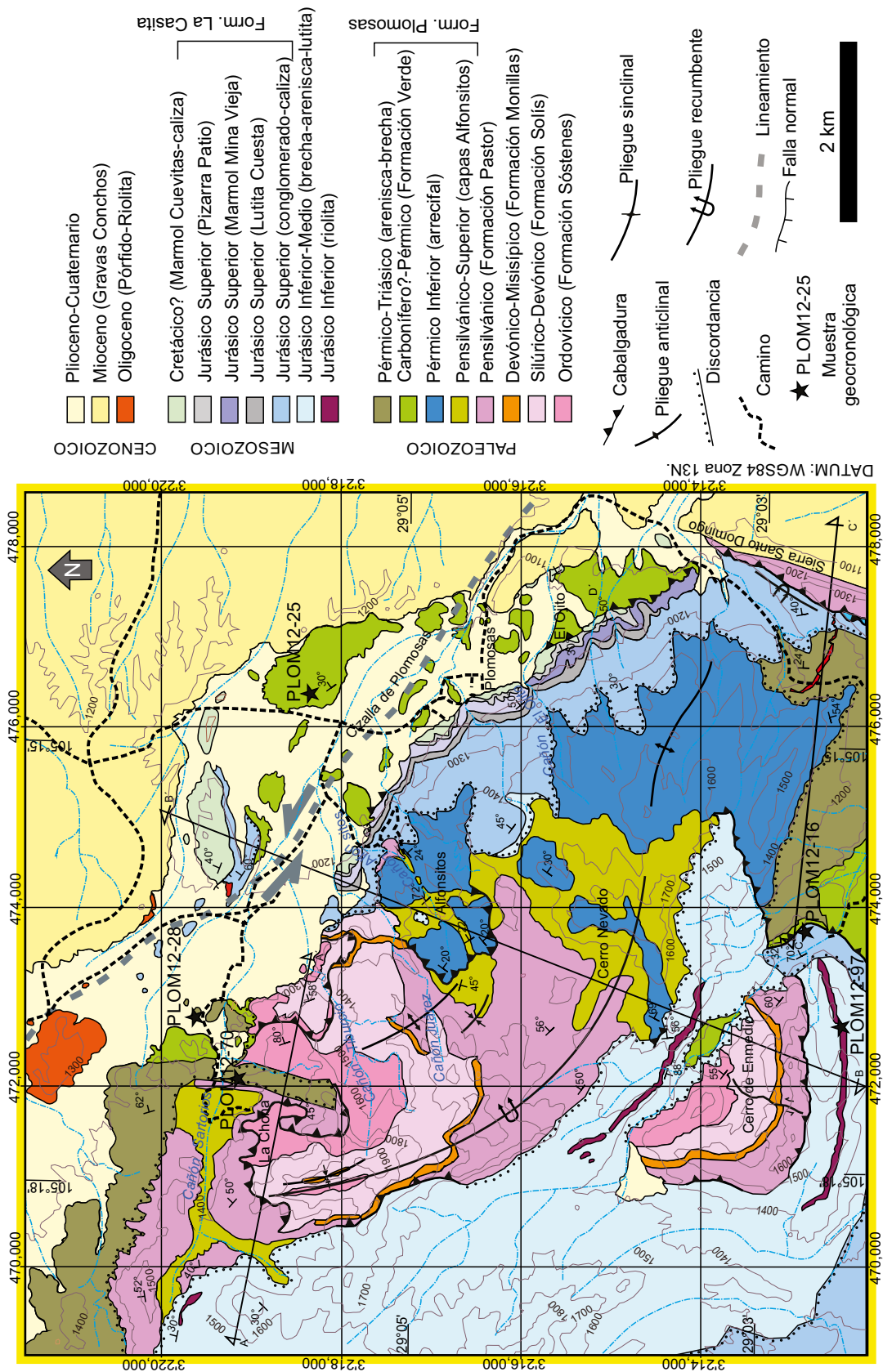


Figura 2. Mapa geológico de la Sierra Plomosa, basado en la cartografía de Bridges (1965) y modificado y actualizado de acuerdo con los resultados del presente estudio.

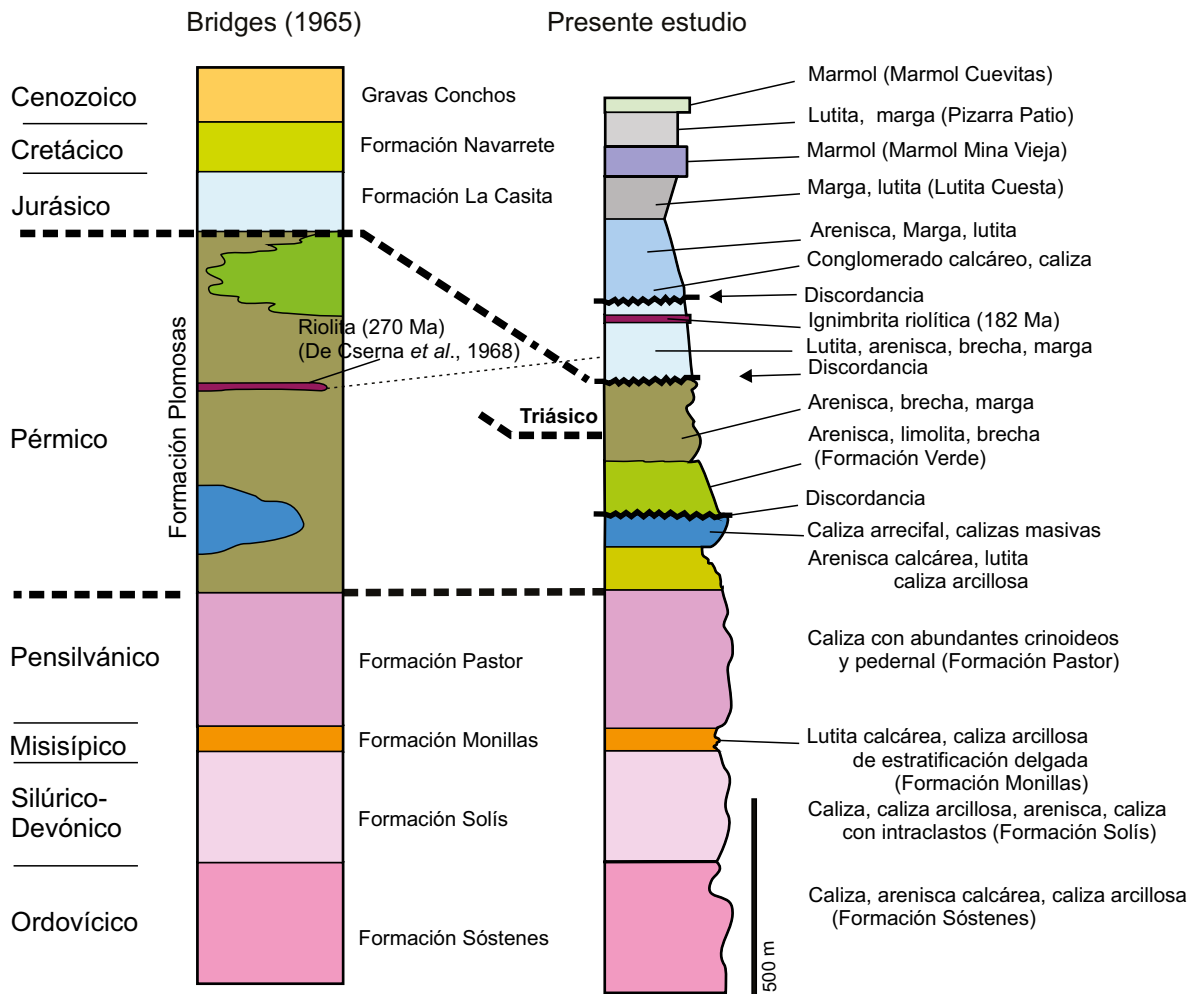


Figura 3. Esquema comparativo de la columna estratigráfica descrita por Bridges (1965) y la revisión de la misma, basada esencialmente en las nuevas observaciones y edades isotópicas que se reportan en el presente estudio.

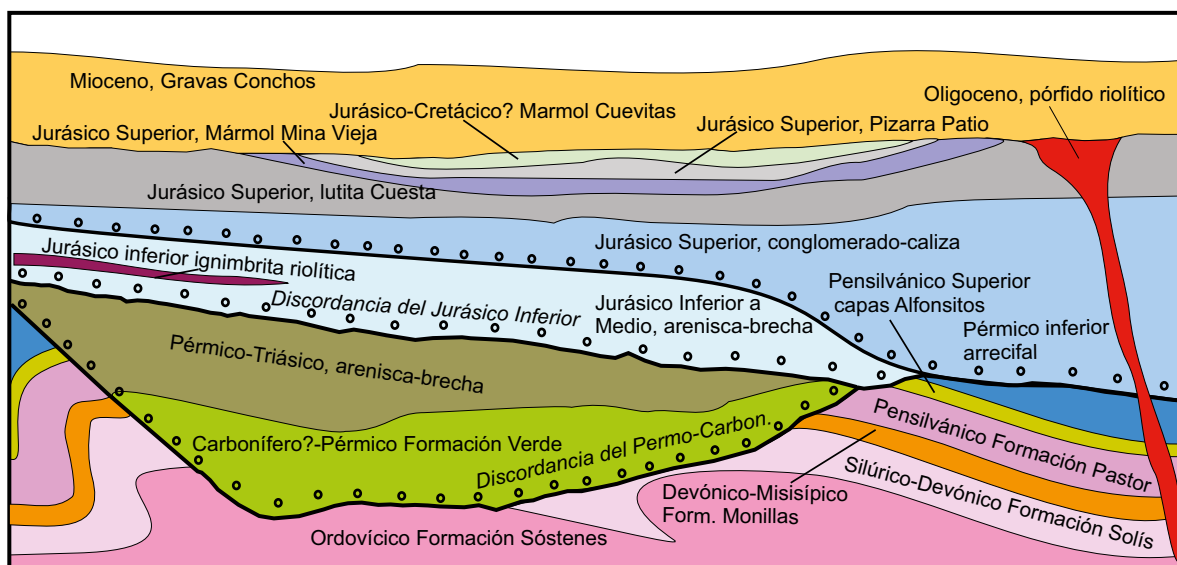


Figura 4. Esquema de las relaciones estratigráficas entre las distintas unidades que afloran en el área de estudio; ver leyenda de la Figura 2.

en determinado momento hacia un medio litoral en la margen sur del continente Laurentia. En la zona de estudio pasa de manera concordante y transicional, a la Formación Solís, del Silúrico-Devónico.

Silúrico-Devónico (Formación Solís)

Rocas consideradas por Bridges (1962, 1965) del Silúrico-Devónico, fueron cartografiadas por este autor como unidad 2, afloran en la parte noreste del Cerro de Enmedio y al noreste de la Sierra Plomosa, en el Cañón de San Tiburcio, y cerca del prospecto minero “La Chona”. Bridges (1964) denominó esta secuencia como Formación Solís. En su base presenta calizas de color gris claro en capas de hasta 1.5 m de espesor que intemperizan en color café claro, presenta nódulos y bandas de pedernal, en la parte media presenta algunas intercalaciones de calizas arcillosas (margas) y areniscas calcáreas. También está constituida por calizas grises de aspecto masivo que contienen algunas colonias aisladas de corales, presenta comúnmente intraclastos de calizas margosas. El espesor estimado es de 190 a 250 m y el ambiente de depósito, por sus características litológicas y paleontológicas, se considera que es de plataforma somera y que eventualmente recibía aportes de materiales terrígenos. Subyace de manera concordante a la Formación Monillas.

Devónico-Misisípico (Formación Monillas)

Esta unidad fue cartografiada por Bridges (1962) como unidad 3 y posteriormente la denominó Formación Monillas de manera informal (Bridges, 1964). Constituye un horizonte arcilloso que contrasta notablemente entre las calizas del Ordovícico-Devónico abajo, y las calizas pensilvánicas arriba, se distribuye en la parte central del Cerro de Enmedio y litológicamente está constituida por lutitas de color gris oscuro a verdoso, de estructura laminar, en capas de 10 a 20 cm y algunas calizas arcillosas, su espesor es de 50 a 60 m (Bridges, 1965). Esta unidad sobreyace en aparente discordancia a la unidad 2 (Formación Solís), y es sobreyacida concordantemente por la unidad 4 (Formación Pastor), por lo que su edad queda restringida al Devónico-Misisípico, siendo la fauna más característica de braquiópodos y conodontes. Su parte inferior, descrita por Bridges (1964) como miembro inferior, considerada del Devónico Medio más tardío al Devónico Superior contiene frecuentemente *Styliolina* sp. El miembro superior caracterizado por la presencia de *Chonetes* sp., es considerado del Misisípico tardío, alcanzando posiblemente la base del Pensilvánico. El ambiente de depósito se considera fue una plataforma abierta y es correlacionable en edad con las formaciones Martin (Devónico) y el Grupo Escabrosa (Ransome, 1904; Armstrong, 1962), que afloran en las montañas Escabrosa al sureste de Bisbee, Arizona.

Pensilvánico (Formación Pastor)

La unidad 4 cartografiada por Bridges (1962), fue descrita posteriormente por el mismo autor con el nombre de Formación Pastor (Bridges 1964). Esta unidad se distribuye en la porción central del Cerro de Enmedio y en la parte alta de la Sierra Plomosa, donde es cortada por el Cañón Juárez. Hacia la base la formación está constituida por caliza arcillosa gris a gris oscuro, de estratos medios a gruesos, con intercalaciones de caliza gruesa negra que contienen colonias aisladas de crinoides y corales. Hacia la cima presenta lutitas calcáreas laminadas, color violeta, con nódulos y bandas de pedernal. Su espesor total oscila entre 180 y poco más de 250 m, con un posible engrosamiento hacia el noroeste hasta 360 m (Bridges, 1965). En el Cerro de Enmedio sobreyace concordantemente a la lutita y caliza de la Formación Monillas (unidad 3) y es sobreyacida de manera abrupta y discordante por areniscas y calizas arcillosas comparables a la secuencia que aflora al norte y este de la Mina La Chona en la parte norte del área de estudio y que arrojó edades del Pérmico Superior como edades máximas de depósito, dicha edad se obtuvo a partir de geocronología de circones detríticos

(ver Figura 2). Por la fauna que presenta (crinoideos, braquiópodos y corales) Bridges (1964) asignó a la Formación Pastor una edad del Pensilvánico, lo que la hace correlacionable en edad con las calizas de La Formación Horquilla. Además de la fauna antes mencionada, la edad de esta unidad, que se considera del Pensilvánico Inferior al Pérmico Inferior, está dada por abundantes fusulínidos. El ambiente de depósito es interpretado como de plataforma con crecimientos arrecifales.

Pérmico-Triásico (Formación Plomosas)

Esta unidad fue descrita como unidad 5 por Bridges (1962) y más tarde como Formación Plomosas (*restricted*) por el mismo autor (Bridges, 1964), utilizando el nombre de Formación Plomosas que originalmente Burrows (1909) había dado a las calizas, areniscas y conglomerados que afloran en la zona de Plomosas, sin asignarles una edad. Al confirmarse la edad paleozoica de una parte de la sucesión descrita originalmente como Formación Plomosas, pero a la vez una edad jurásica para otras de las unidades agrupadas dentro de la misma sucesión, Bridges (1962, 1964) excluyó a las capas jurásicas de la definición original y cartografió como unidad 5 o Formación Plomosas *restricted*, únicamente a la parte considerada por él y hasta ese momento como pérmica, dividiéndola en cuatro miembros, dada la variedad de litofacies que presenta (unidades 5 no diferenciada, 5d, 5g y 5r). En el presente estudio se ha determinado una edad del Jurásico Inferior para la unidad 5r (riolítica), por lo que como Formación Plomosas permanecerían únicamente: a) una parte de las capas correspondientes a las unidades 5 no diferenciada, que aquí será nombrada de manera informal “capas Alfonsitos”, b) la unidad 5d, que comprende a todas las calizas arrecifales del Pérmico y c) las areniscas y lutitas correspondientes a la unidad 5g, conocida también de manera informal como “Formación Verde”, además de una sucesión d) compuesta de brechas polimícticas y areniscas de colores gris y café claro (Figura 3), que sobreyacen de manera concordante a la misma Formación Verde y arrojaron circones detríticos que confirman una edad máxima para su depósito, del Triásico Medio a Superior. El espesor total de este paquete sedimentario es muy variable, en todos los casos superior a 500 m.

Capas Alfonsitos

La parte inferior de la unidad descrita por Bridges (1964) como unidad 5 no diferenciada, es aquí nombrada como se ha mencionado “capas Alfonsitos” y está constituida por capas delgadas de areniscas de color gris claro que toman coloración ocre y morado a violeta por intemperismo y presentan estratificación cruzada y gradación. Alternan con horizontes de limolita a lutita y rocas silíceas que presentan frecuentemente horizontes con nódulos o concreciones de carbonato, de 1 hasta 3 cm de diámetro, además de intraclastos aislados de areniscas hasta de varios decímetros de diámetro. Estas capas afloran en los alrededores de la Mina Alfonsitos y en las partes bajas de las cañadas que rodean al Cerro Nevado. Sobreyacen en aparente discordancia en gran parte enmascarada por el tectonismo, a las calizas de la Formación Pastor y subyacen a calizas arrecifales del Pérmico, por lo que su edad puede abarcar parte del Pensilvánico Superior hasta la base del Pérmico. Sobre ellas descansan, las ya mencionadas calizas del Pérmico.

Pérmico Inferior, Arrecifal

La unidad cartografiada por Bridges (1965) como unidad 5d aflora principalmente en los cerros más elevados que rodean a la mina Alfonsitos, en el Cerro Nevado y al sur suroeste de la mina Plomosas, así como en la Sierra de Santo Domingo. Está constituida por calizas de color gris claro parcialmente dolomitizadas, de aspecto masivo y representa un banco arrecifal constituido principalmente por crinoides, esponjas y algas con cambios laterales de facies marcados por la presencia de pelecípodos braquiópodos y fusulínidos. Wilde, (1960 en Bridges,

1965) determinó por los fusulinidos *Schwagerina* sp., y *Triticites* sp., una edad pérmica inferior, del Wolfcampiano tardío-Leonardiano temprano. Montgomery (2004) sugiere que estas calizas arrecifales, que corresponden a una plataforma somera, se deslizaron en forma de olistolitos hacia aguas más profundas y distingue varios bancos en diferentes niveles de la secuencia. En nuestra opinión, el deslizamiento interpretado es factible para un gran bloque, pero la reconstrucción de la estructura no implica o más aún, no es compatible con la ocurrencia de varios bloques en diferentes niveles de la secuencia, como interpreta este autor (ver Estructura y Figura 5).

Formación Verde

Una unidad para la que se estableció durante el presente estudio, con base en circones detríticos, una edad Pérmica, o de manera más conservadora no más antigua que el Pensilvánico, es la unidad cartografiada como 5g por Bridges (1962) y denominada también por el mismo autor como Formación Verde. Aflora sólo en las partes bajas y la periferia de la sierra, principalmente en los alrededores de la unidad minera abandonada de Plomosas. Se trata de una secuencia de areniscas, brechas polimícticas y capas de estratificación delgada a media, de areniscas, alternando con limolitas y depósitos posiblemente volcanogénicos. Las areniscas son de granulometría fina a media con comunes marcas de paleocorrientes, varían de cuarzoarenitas a subarcosas; se intercalan algunas limolitas y lutitas que comparten el típico color verde que caracteriza a esta unidad, que además presenta zonas de brechas cataclásticas. Bridges (1962) señala que el color verde de esta formación se debe a la presencia de clorita. Además de los rasgos o estructuras primarias que caracterizan a esta unidad, es notable su aspecto craquelado apareciendo en algunos afloramientos como una roca totalmente brechada, con numerosas superficies de cizalla e indicios de una consistente alteración propilítica que le imprime la coloración verde, aunque cabe resaltar que esto no sucede en toda la unidad y aunque se restringe a la misma hasta donde pudo ser confirmado en campo, podría afectar también a partes de otras unidades estratigráficas. En la parte norte y noreste de la sierra, en la zona de la mina La Chona, yace de manera discordante sobre las unidades paleozoicas más antiguas y fuertemente deformadas. En el frente este de la Sierra Plomosa, entre Plomosas y la mina El Ojito al sur, descansa en una relación tectónica sobre calizas marmolizadas y lutitas apizarradas del Jurásico Superior a la vez que hacia el noreste de Plomosas subyace discordantemente a areniscas y lutitas del Jurásico, a su vez sobreyacidas por calizas del Jurásico Superior-Cretácico, así como a los conglomerados polimícticos del Cenozoico o "Gravas Conchos". La edad Máxima del depósito de una arenisca dentro de esta unidad, ha sido determinada en el presente estudio por el método U-Pb en circones detríticos como del Pensilvánico Superior, de manera conservadora y posiblemente Pérmico, con base en un circón aislado, concordante de 279 ± 4.4 Ma encontrado en la muestra PLOM12-25, además de circones de 254.6 ± 3.5 y 253.7 ± 5.3 Ma en un horizonte piroclástico encontrado en la zona del Cerro de Enmedio, el cual arrojó también un único circón de 203.8 ± 2.8 Ma (muestra PLOM12-16), edad muy cercana al límite Triásico-Jurásico. Bridges (1965) consideró para esta unidad un ambiente fluvial en una planicie con cuerpos de agua someros. Por las características observadas se puede interpretar como una secuencia en parte volcanosedimentaria, relacionada a un arco volcánico continental, donde los depósitos sedimentarios son de ambiente fluvial o fluvio-lacustre de aguas someras.

Pérmico-Triásico (arenisca-brecha)

En aparente concordancia sobre la Formación Verde, pero en algunos puntos directamente sobreyaciendo de manera discordante a unidades pre-Pérmicas, se observa una secuencia de areniscas y

brechas que afloran al norte y noreste de la mina La Chona. Se trata de paquetes de areniscas con estratificación media a gruesa y laminación interna oblicua, con horizontes lentiformes de brechas polimícticas con fragmentos de caliza, pedernal gris, café y negro, arenisca a cuarcita y rocas verdes, además de algunas capas aisladas de margas o calizas delgadas con estratificación ondulosa a lenticular y horizontes delgados de yesos. Aunque no se observó fauna, por su estratificación regular y laminación interna así como la presencia de capas carbonatadas y evaporíticas, su origen se interpreta marino somero. Su edad máxima de depósito quedó confirmada por los circones detríticos obtenidos de las muestras PLOM 12-28 y PLOM 12-70, colectadas al este y noreste de la Mina La Chona, con las poblaciones más jóvenes correspondientes al Triásico Medio a Superior (ver Geocronología).

Jurásico Inferior a Medio

Capas del Jurásico descansan en fuerte discordancia erosional y angular sobre el Paleozoico. En la base de esta unidad, ocurre regularmente una brecha constituida por clastos angulosos a subredondeados de varios tamaños entre 5 hasta 10 cm o más, de caliza, cuarzo y cuarcitas, soportados por la matriz; transicionalmente va incluyendo otras litologías, como clastos de 1 a 4 cm de arenisca, pedernal y rocas verdes. La matriz es arcillosa a arenosa y el cementante es regularmente calcáreo pero también puede incluir sílice. Se interpretan como depósitos de abanicos aluviales de alta energía en las márgenes de una cuenca. Hacia arriba o lateralmente, estos conglomerados o brechas pueden pasar a areniscas, lutitas con intercalaciones de margas y calizas arcillosas o conglomerados calcáreos y calizas que conforman el grueso de esta unidad que alcanza un espesor de más de 400 m, mismo que se observa, varía considerablemente de forma lateral.

En Capas cartografiadas por Bridges (1962, 1965) como de edad pérmica, en los afloramientos del Cerro de Enmedio, aparece interestratificada una roca de composición riolítica, interpretada como un flujo piroclástico. Posteriormente esa roca fue datada por De Cserna, *et al.*, (1968) quienes reportan una edad de 270 ± 30 Ma (Pba) que corresponde a la cima del Pérmico Inferior. En el presente estudio, la misma roca ha sido datada usando el método U-Pb en circones por la técnica de ablación laser con multicolector y espectrómetro de masas acoplado con plasma inducido (LA-MC-ICPMS) y la edad obtenida es del Jurásico Temprano (ver Geocronología). Esta edad sería de manera general comparable con edades del Jurásico Medio, previamente descritas en esta misma zona por Iriondo y McDowell (2011), quienes reportan aparentemente para la misma riolita una edad de 172 Ma y Villareal-Fuentes *et al.*, (2014), quienes dataron un pórfido también de composición riolítica en el área de Placer de Guadalupe, al noroeste de Plomosas, con 171 Ma. La roca datada en el presente estudio es de color gris oscuro que por intemperismo toma coloraciones gris claro y amarillento a ocre, contiene cristales de cuarzo y feldespatos potásico, biotita y minerales opacos como accesorios, que le dan en parte el aspecto de una lava o una roca porfirítica, pero a la vez se observan agregados de fragmentos más pequeños de estos mismos minerales, lo que constituye un indicio de un carácter piroclástico de esta roca. Algunos cristales de feldespato tienen corona de reacción sencilla y los cristales de cuarzo se observan fracturados y con reabsorción. La matriz es microcristalina y está formada por cuarzo y feldespato muy alterados y en parte por material que posiblemente es producto de desvitrificación. Los cristales muestran cierto arreglo, lo que refleja que el material fluyó y en un afloramiento muy similar, al noreste de Cerro de Enmedio, se obtuvo una muestra donde se aprecia en lámina delgada, una textura eutaxítica propia de una roca piroclástica (Figura 6a y 6b). Además hay clastos retrabajados de la riolita en estratos superiores de la secuencia. Esta unidad tiene un espesor de 25 a 30 m y se extiende por aproximadamente 3 km en el flanco sur del cerro de Enmedio, pero

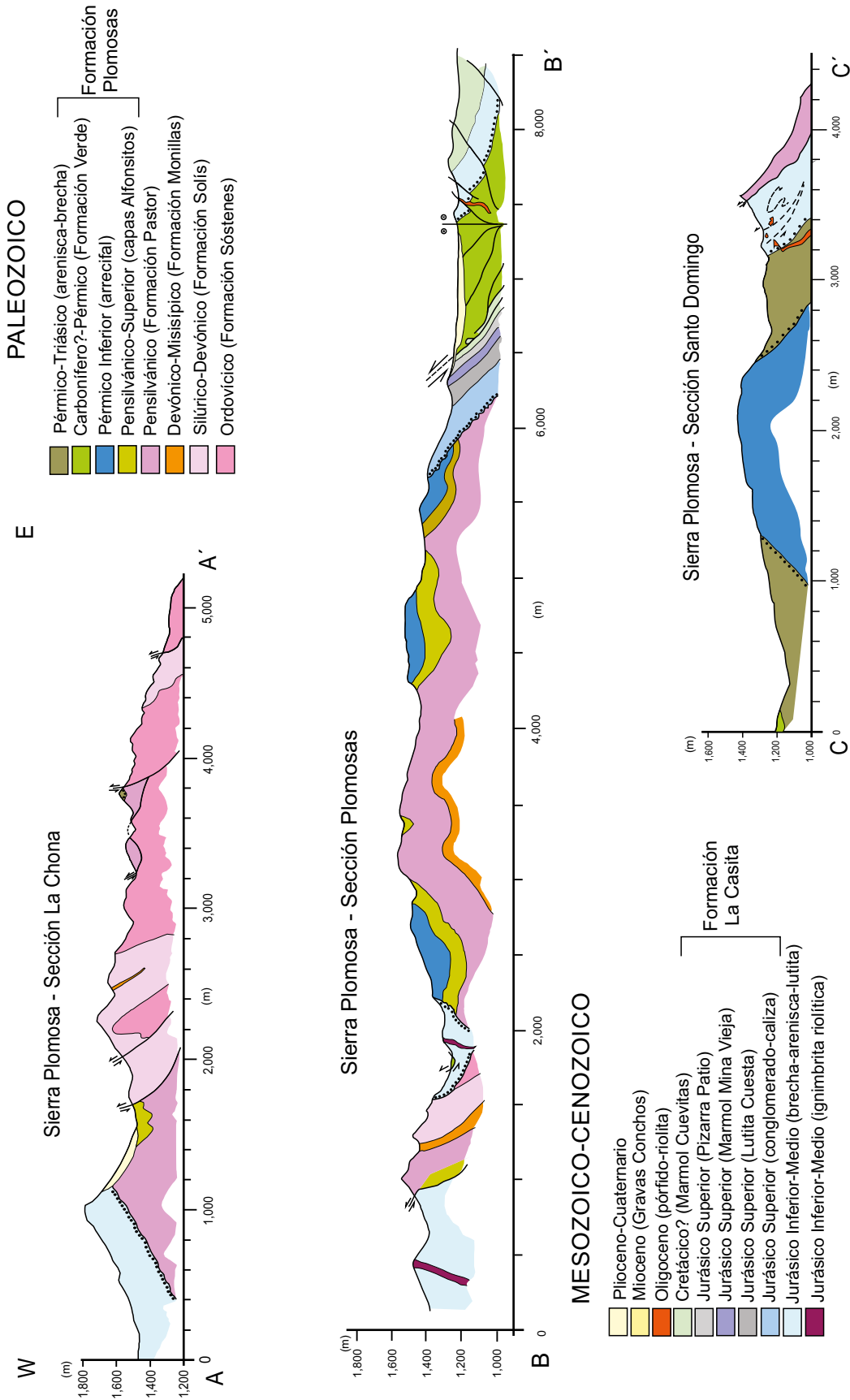


Figura 5. Secciones geológico-estructurales; ver ubicación en el mapa de la Figura 2.

hay otros afloramientos que ocurren también hacia el flanco noreste del mismo cerro (ver Figura 2) y aún en el norte del área cartografiada. Con su carácter piroclástico y, al estar emplazada concordantemente en la secuencia sedimentaria, esta roca ha sido considerada por Iriondo y McDowell (2011) como un claro indicio de una edad Jurásica para la secuencia sedimentaria que la contiene, interpretación con la cual concordamos plenamente. En la parte superior de esta secuencia, se observan capas medianas a gruesas de areniscas de grano medio a grueso y horizontes conglomeráticos, culminando este paquete con un horizonte o banco de conglomerado o brecha de fragmentos subredondeados a angulosos de calizas paleozoicas, pedernales, cuarzos, cuarcitas y riolitas en una matriz arenosa. Este horizonte representa un aporte súbito de materiales clásticos producto de algunos levantamientos en la zona y en este sentido, una discordancia erosional que si bien en los afloramientos de Cerro de Enmedio no se observa con un carácter angular, en otros afloramientos sí presenta esta relación. En este sentido, este depósito es considerado del Jurásico Medio a Superior, dado que es sobreyacido concordantemente por capas con fauna del Jurásico Superior.

Jurásico Superior

Un conglomerado calcáreo que se presenta principalmente en la zona de Plomosas, fue considerado por Escandón-Valle (1975) como un miembro basal de la Formación La Casita, sin embargo, en la Sierra de Santo Domingo descansa en discordancia angular sobre la parte superior de la sucesión de arenisca-lutita y marga del Jurásico Inferior y subyace a la llamada Lutita Cuesta, del Jurásico Superior, por lo que su edad es considerada tentativamente del Jurásico Medio. En la zona de Plomosas y en el camino a Alfonsitos, al norte de Plomosas, descansa

discordantemente sobre las unidades del Paleozoico Inferior. Esta unidad consiste de conglomerado con matriz o cemento calcáreo, algunas capas son de caliza a calcarenita masiva, su espesor es muy variable, del orden de 100 a 150 m o más, aunque las interdigitaciones de esta unidad con las areniscas y lutitas pueden tener sólo dos o tres metros y acuñarse por completo. Los fragmentos son bien redondeados de poco menos de un centímetro a más de 10 cm de diámetro en algunos casos, teniendo horizontes en los que estos fragmentos pueden ser angulosos y su composición es de calizas, areniscas, pedernal y algunas rocas demasiado alteradas de aspecto de riolitas y arcosas de color claro a ocre. En estas rocas, y regularmente formados de carbonato, aparecen restos fósiles de grandes bivalvos de concha gruesa, de hasta 15 cm de largo, habiéndose preservado en muchos de los casos ambas valvas de un mismo individuo unidas o en la proximidad una de la otra, también se observan colonias de corales.

Escandón Valle (1975) agrupa dentro de la Formación La Casita del Jurásico Superior, a cinco unidades con rango de miembros. De ellas, en el apartado previo se describió el llamado conglomerado basal, los otros cuatro miembros son: la pizarra Cuesta, el mármol Mina Vieja, la lutita Patio y el mármol Cuevitas.

La unidad denominada pizarra Cuesta está constituida por lutitas y algunas areniscas, que afloran en la zona de Plomosas. En general, aunque predominan las lutitas oscuras, también presenta estratos de limolitas calcáreas y calizas. Las areniscas están compuestas principalmente de cuarzo de grano grueso, redondeados a subredondeados, de color gris claro aunque intemperizan a café claro. La estratificación es delgada a media (10 a 40 cm) y lateralmente pueden pasar a facies con granulometría más gruesa y presentar mayor espesor de los estratos. Chaparro-Meza y Loera-Flores (2004) han reportado en esta

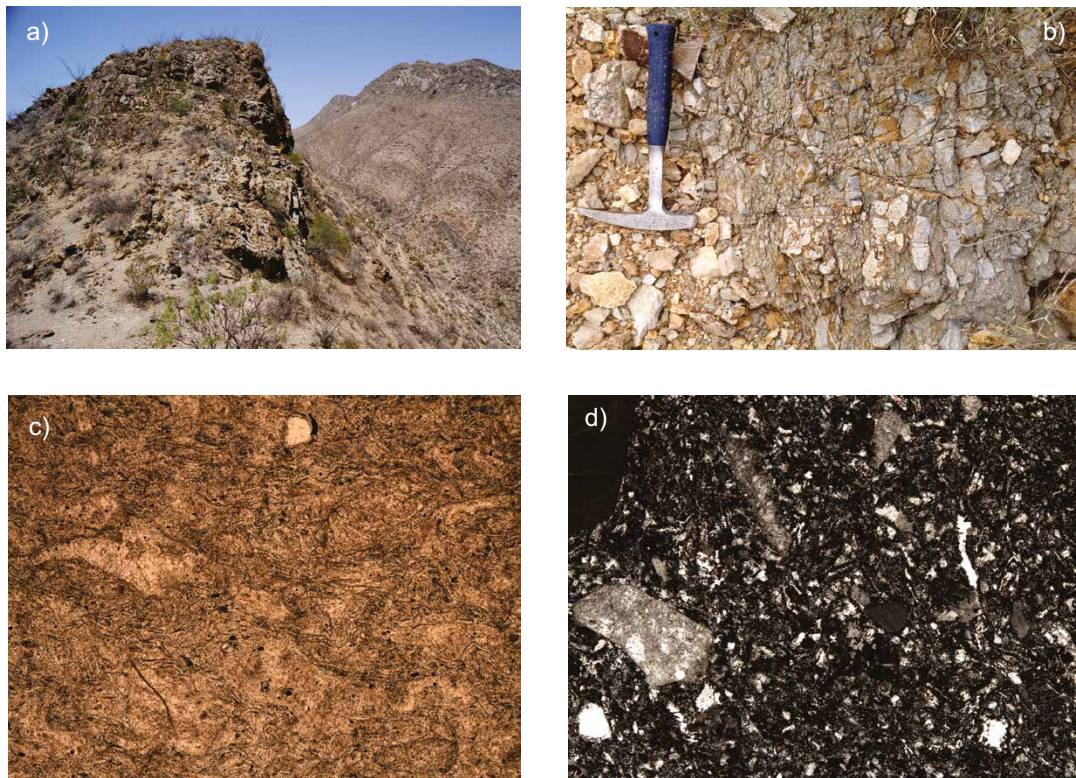


Figura 6. Ignimbrita que aflora al norte del Cerro de Enmedio. a) Afloramiento. b) Clastos de ignimbrita contenidos en estratos de la parte superior de la secuencia. c) Fotomicrografía bajo el microscopio, con luz natural se aprecia una textura eutaxítica, parcialmente con posibles efectos de reomorfismo, d) con polarizadores cruzados se distinguen pequeñas esquirlas y fragmentos de cristales (muestra PLOM12-193). El ancho de las imágenes c y d es ~ 0.5 cm.

unidad fauna de amonites de los géneros *Aploceras* sp., *Idoceras* sp., y *Kossmatia* sp., por lo que se le asigna una edad del Kimmeridgiano-Titoniano inferior.

Los autores antes citados han interpretado aparentemente como pizarra o lutita Cuesta la unidad que previamente ha sido descrita aquí como perteneciente al Jurásico Inferior a Medio, con un espesor aproximado de 800 m, sin embargo, excluyendo dichas capas más antiguas, la pizarra Cuesta, en el área de la Mina Plomosas quedaría restringida a sólo 50 a 80 m de lutitas oscuras y margas con algunas capas de arenisca que sobreyacen de manera concordante y abrupta a conglomerados calcáreos y calizas del Jurásico Inferior y subyacen a calizas marmolizadas, descritas como mármol Mina Vieja, ambas consideradas como se ha dicho, parte de la Formación La Casita del Jurásico Superior. El ambiente de depósito que se infiere para esta secuencia es de un medio litoral o plataforma externa a parte marginal de un complejo deltaico.

El mármol Mina Vieja aflora en Mina Plomosas y se extiende por más de 4 km a lo largo del frente oriental de la sierra. Debido al contraste litológico con la unidad subyacente, forma fuertes farallones que Bridges (1965) denominó "las planchas". Esta unidad no es en sí una unidad estratigráfica en el sentido estricto ya que representa un horizonte más calcáreo en la secuencia, que se marmolizó, aparentemente por metamorfismo dinámico y posiblemente los mismos procesos que dieron origen a la mineralización. La caliza que dio origen a este mármol corresponde a lodo calcáreo (*mudstone*) y calcarenitas, que presentan pliegues pre litificación en los estratos, lo cual es típico de depósitos en una pendiente (por ejemplo, taludes). También presenta brechas calcáreas, en cuyo caso su aspecto es masivo. Su color es gris claro; la diferente competencia de las calizas (rígidas pero frágiles) respecto de las lutitas (dúctiles), ocasiona que durante la deformación, las calizas formaran estructuras *boudinage*. Se han reportado espesores de 60 a 80 m de los paquetes de mármoles en la mina Plomosas, sobreyacidos de manera concordante por un miembro más de lutitas oscuras, conocidas como "lutita Patio".

La lutita Patio sobreyace al mármol Mina Vieja, consta de 30 a 40 m de caliza arcillosa, lutita y limolita de color negro con estratificación delgada y es parte de la misma secuencia conformada por la pizarra o lutita Cuesta y el mármol Mina Vieja, como parte de una interestratificación de lutitas y calizas marmolizadas.

El mármol Cuevitas tiene un origen similar al mármol Mina Vieja y representa un horizonte calcáreo superior en la secuencia, su espesor es más reducido, de entre 8 y 10 m y parece tener menos recristalización que el mármol Mina Vieja (Escandón-Valle, 1975), alterna con capas arcillosas y margosas de la misma secuencia y subyace en un contacto tectónico por cabalgadura a la llamada Formación Verde, del Pérmico. Hacia la parte norte de estos afloramientos se puede apreciar mejor la roca sana sin la fuerte influencia del metamorfismo, lo que permite observar una estratificación delgada con alternancia de horizontes arcillosos delgados que pudieran corresponder a una secuencia comparable a las calizas cretácicas de la región.

Cenozoico

Del Eoceno-Oligoceno, se conocen en la zona riolitas y pórfido o microgranito, principalmente en forma de diques y domos o cuerpos hipabisales. Esta roca ha sido descrita por Escandón-Valle (1975) como una Alaskita, es holocristalina, de grano fino y contiene cuarzo, feldespato y escasas plagioclasas, el color es blanco o crema amarillento a ligeramente rosado y aflora en cuerpos pequeños (menos de 500 m³) a medianos (cerca de 3,000 m³). La edad considerada por el Servicio Geológico Mexicano (Chaparro-Meza y Loera Flores, 2004) es del Oligoceno temprano. Estas intrusiones de carácter hipabisal, se observan alineadas de noroeste a sureste y se han interpretado como

emplazamientos a lo largo de una falla o zona de cizalla que correspondería a la estructura que ha sido descrita como "Lineamiento o Cizalla de Plomosas".

Finalmente, al oriente de la sierra y hasta la rivera del Río Conchos, existen afloramientos extensos de gravas parcialmente compactadas, son conocidas como gravas Conchos y se consideran del Mioceno al Cuaternario, son polimícticas, con fragmentos de calizas, riolitas, areniscas, y granitos en forma de clastos pequeños en horizontes arenosos, hasta bloques grandes del orden de varios decímetros hasta cerca de 1 m de diámetro, angulosos a subredondeados.

GEOCRONOLOGÍA

Además del trabajo de campo, los resultados arrojados por la geocronología de U-Pb en circones han representado la herramienta más efectiva para la interpretación de la estratigrafía y con ello de la estructura de la Sierra Plomosa. A continuación se reportan resultados del análisis de circones detríticos provenientes de tres muestras de areniscas, así como dos muestras de rocas volcánicas. En todos los casos la técnica empleada fue la del análisis de U-Pb por medio de ablación láser con multicolector y espectrómetro de masas con plasma inducido (LA-MC-ICPMS). Los análisis fueron realizados en la Universidad de Washington bajo los procedimientos propuestos por Gehrels *et al.* (2006). La información obtenida fue filtrada de acuerdo con la precisión de ²⁰⁶Pb/²³⁸U y ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb, con un error de 5%, y la discordia al 20%. Las incertidumbres analíticas son listadas como 1σ. De manera general, las edades documentadas *o best age* se basan en ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb para granos con edades mayores a 1,000 Ma y ²⁰⁶Pb/²³⁸U para aquellos granos con edades más jóvenes que 1,000 Ma. De acuerdo con Ludwig (2003), los resultados fueron graficados en diagramas de concordia de U-Pb del tipo Tera-Wasserburg y diagramas probabilísticos de edades relativas o diagramas acumulativos probabilísticos empleando la versión 3.0 de *Isoplot*, considerando las edades significativas como aquellas que se encuentran representadas por tres o más datos similares. 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, 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.

En el presente trabajo se analizaron circones detríticos de tres muestras de arenisca: PLOM-12-25 (formación verde, 125 circones), PLOM-12-28 (parte superior de la formación verde, 108 circones) y PLOM-12-70 (arenisca-brecha del Pérmico-Triásico, 107 circones), así como dos rocas volcánicas: PLOM-12-16 (roca piroclástica en la parte superior de la formación verde, 48 circones) y PLOM-12-97 (ignimbrita riolítica del Cerro de Enmedio, 32 circones).

La muestra PLOM-12-25 (n=125 circones) es una arenisca de grano medio procedente de la llamada Formación Verde. La muestra fue recolectada al noreste de la mina Plomosas (coordenadas: 29°5.87'N 105°14.61'W). Arrojó una población de circones arqueanos a paleoproterozoicos con edades entre 3,022±7 y 2,428±8 Ma, que representan más del 7% del total de la muestra. Cinco circones (~4%) entre 2,155.7±8.7 y 2,021.8±9.6 Ma pueden correlacionarse con edades del noroeste de Laurencia (orógeno Wopmay; Dickinson y Gehrels, 2009) y 6 circones (~5.6%) con edades entre 1,970±14 y 1,857±14 Ma, correspondientes al cratón paleo-Proterozoico. Una población importante de 12 circones (~10%) con edades entre 1,809±16 y 1,593±15 Ma corresponde a basamento de los orógenos Yavapai y Mazatzal, de acuerdo con los límites considerados en Dickinson y Gehrels, (2009), así como 6

circones entre 1,498±11 y 1,358±12 Ma correlacionables con los plutones Mesoproterozoicos anorogénicos. Los datos correspondientes a la geocronología de U-Pb para esta muestra se presentan de manera resumida en la Tabla 1 y en la Tabla A1 del suplemento electrónico. Los diagramas tipo Tera-Wasserburg y de probabilidad relativa para esta muestra, se observan en las Figuras 7a y 7b, respectivamente.

La población más numerosa en la muestra, consta de 35 circones (28%) de edades grenvillianas, entre 1,299±64 y 937±18 Ma, correspondiendo cinco circones entre 892±15 y 747±13 Ma que caerían dentro del rango de 900–700 Ma, considerado por Dickinson y Gehrels, (2009) como de procedencia incierta en la región del sur de Laurencia. La segunda población más numerosa de la muestra consta de 28 circones (22.4%) representativos de los terrenos perigondwánicos, con edades entre 724±11 y 513±9 Ma, pudiéndose considerar sumados a una población de cinco circones en el rango de 501±7 y 452±7Ma, en general como granos panafricanos. La población más joven representa el 10.4%, con edades en el rango de 447±7 y 307±5 Ma, considerados de acuerdo con las procedencias establecidas en Dickinson y Gehrels (2009) como de los plutones apalachianos paleozoicos.

La edad máxima del depósito quedaría definida teóricamente por la edad del circón más joven en la muestra, que es de 279±4 Ma, (Pérmico Inferior). Sin embargo, este es sólo un circón aislado que

estadísticamente sería poco representativo, existiendo la incertidumbre por el efecto producido ante la pérdida de plomo que al presentarse en un circón aislado, aun siendo este concordante no puede considerarse definitivo. La edad del tercer circón más joven contenido en la muestra es de 337±6, siendo el pico más joven calculado por el programa *Age Pick*, 341 Ma, basado en una población de tres circones, misma que podría considerarse más conservadoramente como una edad máxima para el depósito, correspondiente al Misisípico Superior.

La muestra PLOM-12-28 (n=108 circones, coordenadas: 29°6.23'N 105°16.87'W) es una arenisca de grano fino a medio, de color gris claro, colectada en la parte superior de la llamada Formación Verde, en un horizonte en donde esta unidad no presenta el típico color y alterna con horizontes lenticulares de brechas polimícticas. Los respectivos datos de la geocronología de U-Pb se muestran de manera resumida en la Tabla 1 del presente texto, además de la tabla A2 del suplemento electrónico y sus respectivos diagramas tipo Tera-Wasserburg y de probabilidad relativa, se observan en las Figuras 8a y 8b, respectivamente.

La población más antigua de circones en esta muestra representa el 4.6% y corresponde a cinco edades en el rango de 2,802±16 y 2,515±17 Ma correlacionables con el cratón arqueano de Norteamérica y seis circones (~5.5%) con edades entre 2,344±17 y 2,030±9 Ma, representativas del noroeste de Laurencia (órógeno Wopmay) más un sólo

Tabla 1. Concentrado de edades (*best ages* Ma/±Ma) U-Pb (circón) obtenidas de las diferentes muestras del área de la Sierra Plomosa.

Muestra	Edad (Ma) ± Error													
PLOM-12-25 (n=125 circones)	279.2	4.4	455.8	8	602	8.6	941.7	15.3	1,079.6	12.5	1,437.3	11.5	1,883.7	9.7
	307.1	5.3	501.1	7.6	610.2	9.4	956.4	16.1	1,093.4	16.8	1,449.4	15.6	1,921	9
	337.1	6.5	513.5	8.9	635	11.9	959.9	16.4	1,095.7	13.3	1,469.4	10.1	1,925	15
	341	6.4	514.3	8.4	639.7	12.6	985.1	17.9	1,099	22	1,498.6	11.4	1,970.5	14.4
	346.8	6.3	525.3	8.6	647	11.4	989.7	15.8	1,099.7	13.1	1,592.9	15.4	2,021.8	9.6
	361	6.5	532.8	9.1	653	9.3	994.4	15.2	1,101.9	16.5	1,621.2	15.1	2,062.6	14.1
	377.1	7.3	537	9.7	670.8	9.3	995.6	16.7	1,119	11.9	1,672.8	14.8	2,096.4	14.6
	384.8	7	539.4	10.3	678.6	10.6	1,021	16.2	1,121.5	11.4	1,689.4	15.7	2,135.7	8.1
	389.4	11.1	546.1	9.6	691.9	13.8	1,022.2	16	1,134	18.2	1,709.3	9.9	2,155.7	8.7
	406.6	7.4	555.4	10	706.7	25.4	1,025	17.2	1,145.4	15.7	1,742.1	15.2	2,428.8	8.3
	424.3	9.1	563.4	9.1	723.8	11.8	1,034.2	20	1,186.3	11	1,749.6	15.1	2,461.1	7.7
	429.3	6.2	564.9	9.7	724.4	11.3	1,036.6	13.2	1,191.7	17.4	1,763	9.4	2,513.3	13.6
	438.4	7	570.7	11.6	747.1	12.9	1,037.2	20.2	1,226.7	15.4	1,766.8	10.7	2,536.6	12.9
	447.6	7.4	571.2	9.7	749.9	12.7	1,038.4	17.1	1,231.8	14.7	1,785.3	14.8	2,561	13
	452.6	7.7	572.4	10.4	805.5	14	1,040.3	14.5	1,270.8	16	1,801.8	15.7	2,688.8	13.7
	453.9	7.2	572.8	9.2	822.9	15.1	1,054.9	16.2	1,299.8	64.3	1,809	16	2,741.7	13.1
	455	8.2	573.2	10.2	892.5	15.7	1,057.4	11.2	1,358	12.4	1,857.6	14.7	2,807.3	15.7
		575	10.4	937	18.2	1,061.3	17.4	1,423.3	12.2	1,860.4	16.8	3,022.4	7.2	
PLOM-12-28 (n=108 circones)	227.9	4.6	378.6	7.5	440.5	10.1	886.7	26.1	1,067.7	25.2	1,1,64.9	20.7	1,639.5	20.8
	232	4.7	382.3	7.4	442.4	8.8	890.7	16.8	1,075.4	22.6	1,1,65.5	21	1,737.9	19.1
	242.1	5.2	391.2	5.4	444.9	7	951.1	16.6	1,077.1	10.2	1,1,67.5	31.6	1,790.1	25.3
	250.9	5.1	403.1	8.4	452.4	9	954	17.7	1,077.1	10.2	1,1,69	12.1	1,799.4	18.9
	251.8	4.9	405.3	7.9	464.3	9.1	956.8	47.3	1,085.7	10.2	1,179.8	31	1,982.9	18.1
	253.5	3.6	408.3	7.5	469	9.4	965.5	13.9	1,089.9	21.4	182.6	23.2	2,030.9	18.6
	259.9	5.2	409.2	8	512.7	9.9	969.5	18.2	1,102.4	24	1,224.7	9	2,049.7	9.5
	280	4	409.7	6.4	533.2	10.2	982.9	18.9	1,109.8	28.2	1,234.6	9.6	2,065.3	18.2
	294.5	5.8	411.7	7.7	562.3	11.2	1,007.8	21.8	1,115	12.1	1,284.7	22.9	2,143.8	8.5
	331.7	6.3	416.7	8.1	571.2	11.2	1,022.7	28.4	1,118.3	20.1	1,327.1	10.3	2,342.2	24.8
	333.4	4.9	424.9	9.1	616.9	11.5	1,027.7	22.4	1,125.7	26.5	1,330.1	20.3	2,344.4	17.5
	350	4.9	425.9	7.4	646.9	8.8	1,037.5	9.8	1,133.7	21.1	1,409	12.1	2,515.6	17.2
	361.9	7.2	427.8	7.8	731.2	14.1	1,039.3	12.2	1,134.5	9.7	1,492.1	28.2	2,570.3	17.3
	369.9	7.4	428.4	6.1	801.2	16.9	1,040.6	12.2	1,147.9	11.3	1,511.9	26.9	2,698.8	17.5
	371.7	6.8	439.7	8.7	851.8	18	1,051.2	29.1	1,152.5	29.1	1,601.9	19.3	2,708.9	7.4
								1,155.5	9.8	1,612.8	19.3	2,802.3	16.5	

continúa

Tabla 1 (cont.). Concentrado de edades (*best ages* Ma/±Ma) U-Pb (citrón) obtenidas de las diferentes muestras del área de la Sierra Plomosa.

Muestra	Edad (Ma) ± Error													
PLOM-12-70 (n=107 circones)	223.8	3.3	375.2	5.3	464.4	4.9	871.2	11.5	1,075.8	20.6	1,147.7	19.9	1,436.2	19.4
	238.5	3.6	380	3.9	476.8	5.4	901.3	14.3	1,084	29.4	1,152.4	21.1	1,448.5	10.5
	244	2.6	391.6	4.3	509.2	7.3	950.1	10.8	1,093.4	19.1	1,159	20	1,460.1	17.7
	246.5	5.2	393.5	4.1	513.4	10.9	959.1	12.6	1,099.7	28.2	1,159.9	20.9	1,515.4	17.8
	248.2	2.9	394.8	5.4	517.3	10.9	961.6	19.1	1,085.3	19	1,171.8	19	1,552.2	18.1
	266.3	3.7	397.3	8.4	549.5	14.6	969.4	12.5	1,046.5	18.8	1,176.8	21.3	1,567.7	19.6
	285.8	3.3	486.8	6.5	571.5	8.2	981.8	9.7	1,076.7	26.5	1,195.9	20.3	1,586.4	17.7
	311.6	6.4	411.3	6	603.4	5.9	1,013	11.1	1,081.6	22	1,217.2	22.6	1,650.8	19.1
	312.8	6.7	416.7	8.8	603.7	6.2	1,025.8	20.3	1,041.1	21	1,218.2	21.1	1,782.6	17.7
	344.1	4.5	422.6	7.5	609	9	1,028.5	11.2	1,079.6	23.7	1,220.5	8.7	1,929.6	17.5
	349	3.9	425.1	7.9	627.9	12.6	1,031.8	9.8	1,058.6	20.5	1,227.2	19.6	1,970	6.9
	368.2	6.6	438.3	9.2	628	7.8	1,034.5	7.7	1,100.1	20.1	1,261.8	19.7	1,986.1	16.5
	370.6	5.5	444.9	9.2	639.3	6.6	1,043.1	16.3	1,114.5	20.5	1,308.2	8.2	2,442.4	18.3
	370.8	3.7	445.2	4.5	646	13.1	1,059	8.9	1,123.8	18.6	1,390.5	19	2,704.5	15.1
373	5.9	459.4	9.6	759.9	7.4	1,069.4	14.5	1,134.6	20.8	1,419	9.7	2,707.6	16.3	
										1,430.9	18.5	2,708.1	15.6	
PLOM-12-16 (n=48 circones)	203.1	2.8	328	4.8	585.7	8	670.9	8.5	1,053.4	15	1,142.3	12.7	1,368.9	13.6
	253.7	5.3	369.7	5.1	593.2	8.8	728.8	9.8	1,056.6	14	1,158.8	15.1	1,467	14.5
	254.6	3.5	375.8	5.2	611	8.9	930.1	12.3	1,057.2	31.5	1,237.3	11.4	1,522.3	13.6
	285.9	4.4	382.5	5.5	619.6	9.5	1,017.6	11.7	1,058.1	11.5	1,305	23.6	1,965.2	12.3
	292.8	3.8	408.7	5.8	628.4	13.4	1,023	13.5	1,081.3	13.1	1,310.6	9.5	2,025.5	7.6
	314.4	5.4	474.8	6.4	634.8	9	1,030.1	10.1	1,089.2	18.7	1,310.9	13.8	2,707.4	11.1
		521.7	9.9	667	9.7	1,039.7	17.5	1,126.8	14.3	1,323	18.7	2,772.1	7.8	
PLOM-12-97 (n=38 circones)	166.8	2.6	179	2.3	180.8	2.3	182.8	5.5	183.4	2.3	185.4	3.2	190.4	2.4
	172.2	2	179.2	5.5	181	2.2	182.8	2.2	183.6	2.2	185.4	4.5	190.5	2.3
	174.3	5.4	179.3	2.3	182	3.6	183.3	2.3	183.6	2.4	185.7	2.3	191.3	4.6
	177.4	2.9	179.6	2.3	182.1	2.3	183.3	2.4	184	2.2	186	2.6	192.9	2.5
	177.6	2.4	180.3	2.7	182.5	2.2	183.4	2.2	184.9	2.2	186.6	2.2	254.2	3.4
								185.2	2.3	186.7	2.4	1,795.2	9.5	

citrón del paleoproterozoico inferior ($1,982 \pm 18$ Ma), representativo del llamado *Suture belt* (Dickinson y Gehrels, 2009). Seis circones ($\sim 5.5\%$) con edades entre $1,799 \pm 18$ Ma y $1,601 \pm 19$ Ma se correlacionan con los orógenos Yavapai y Mazatzal, así como cinco edades ($\sim 4.6\%$) entre $1,511 \pm 26$ Ma y $1,327 \pm 10$ Ma con probable procedencia de los plutones mesoproterozoicos anorogénicos de Norteamérica.

La población mayor de circones en la muestra (37 circones $\approx 35\%$) corresponde a edades grenvillianas entre $1,284 \pm 23$ Ma y 951 ± 16 Ma, además de cinco circones con edades entre 890 ± 16 y 731 ± 17 de origen incierto y seis circones con edades en el rango de 650 ± 8 y 512 ± 10 considerados provenientes de terrenos peri-gondwánicos. La segunda población más numerosa de la muestra consta de 27 circones (25%) con edades entre 469 ± 9 y 331 ± 6 que se interpretan como provenientes de plutones paleozoicos apalachianos y finalmente la población más joven, que representa poco más del 9% de la muestra, consta de 10 circones permo-triásicos con edades entre 294 ± 5 y 228 ± 4 Ma, siendo el pico más joven registrado por el programa *Age Pick* como edad máxima del depósito, 252 Ma (límite Pérmico-Triásico).

La muestra PLOM-12-70 (n=107 circones), es una arenisca de grano medio a grueso de color gris claro a intermedio que sobreyace en aparente discordancia a calizas paleozoicas en la zona de la Mina La Chona (coordenadas: $29^{\circ}5.79'N$ $105^{\circ}17.27'W$). Los datos referentes a la geocronología de U-Pb se presentan de manera resumida en la Tabla 1 del presente texto, además de la tabla A3 del suplemento electrónico y los diagramas tipo Tera-Wasserburg y de probabilidad relativa para esta muestra, se observan en las Figuras 9a y 9b, respectivamente.

Se encontró una población de cuatro circones posiblemente procedentes del cratón Arqueano con edades entre $2,708 \pm 15$ y $2,442 \pm 18$ Ma, así como tres circones entre $1,986 \pm 16$ y $1,929 \pm 17$, correlacionables con el cratón Paleoproterozoico y cinco circones entre $1,782 \pm 17$ y $1,552 \pm 18$ Ma correspondientes a los orógenos Yavapai y Mazatzal. Una población de ocho circones con edades entre $1,515 \pm 17$ y $1,308 \pm 8$ Ma, corresponde posiblemente a los plutones Mesoproterozoicos anorogénicos, siendo la población más importante en la muestra, la de circones con edades grenvillianas, que constituyen poco más del 38% de la muestra (41 circones), con edades entre $1,261 \pm 19$ y 901 ± 14 Ma. Dos circones con edades de 871 ± 11 y 760 ± 7 Ma representan edades inciertas para esta porción del sur de Laurencia (Dickinson y Gehrels, 2009). Once circones (10%), con edades entre 646 ± 13 y 513 ± 11 Ma corresponden a los terrenos perigondwánicos acrecionados o de edad panafricana y 26 circones ($\sim 24\%$), que representan la segunda población más numerosa de la muestra, tienen edades entre 509 ± 7 , que se puede considerar aún una edad panafricana (Ortega-Flores *et al.*, 2013) y 311 ± 6 Ma, correlacionables con los plutones apalachianos. La población más joven consta de siete circones permo-triásicos en el rango de edades de 285 ± 3 y 223 ± 3 Ma, que a la vez nos muestran la edad máxima del depósito que sería de 223 ± 3 Ma (Cárnico) si se considera al citrón más joven, o bien la edad del tercer citrón más joven de la muestra, que es de 244 ± 2 Ma, ya que el más joven es un único citrón con dicha edad, estadísticamente poco representativo y con la posibilidad de haber registrado una edad más joven de la real, por una posible pérdida de plomo. En este caso la edad máxima del depósito correspondería al Triásico Inferior.

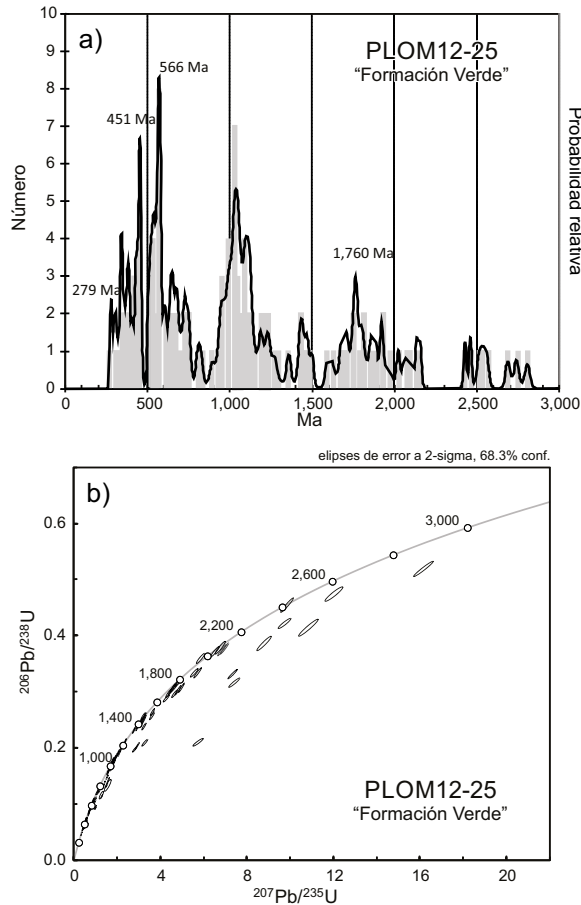


Figura 7. Diagrama de probabilidad relativa (a) y diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (b), de la muestra PLOM-12-25.

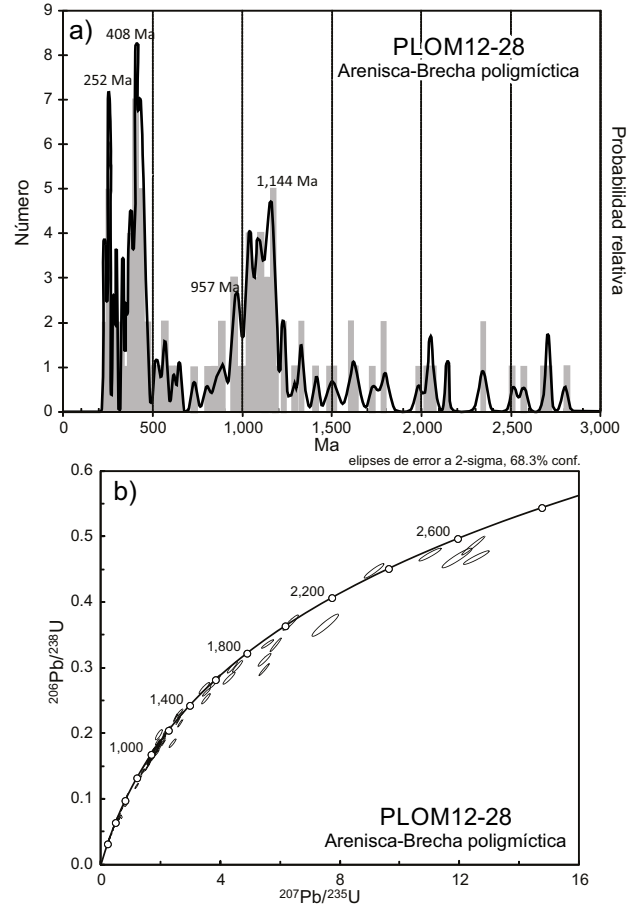


Figura 8. Diagrama de probabilidad relativa (a) y diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (b), de la muestra PLOM-12-28.

La muestra PLOM-12-16 es una roca piroclástica con gran cantidad de fragmentos líticos de composición félsica en una matriz de ceniza desvitrificada y bien compactada. Esta roca se presenta en forma de un horizonte de no más de cinco metros de espesor dentro de la llamada Formación Verde, al sureste del Cerro de Enmedio (coordenadas: 29°02.66'N, 105°16.18'W). De esta roca, se fecharon 48 circones, de los cuales ~90% son circones heredados, con edades arqueanas (2 circones), paleoproterozoicas (2 circones), mesoproterozoicas (21 circones), de los cuales 15 pueden considerarse grenvillianos, además de circones neoproterozoicos (10 circones) y paleozoicos (10 circones), con edades entre 521±10 y 286±4 Ma, restando sólo dos circones con edades de 254±3 y 253±5 Ma que podrían considerarse coherentes y reflejar la edad del volcanismo, aunque la presencia de un tercero sería más contundente. Un último circón aislado de 203±2 Ma representa un grado alto de incertidumbre dada la posibilidad del efecto de pérdida de plomo arriba descrito por el cual algún circón aislado aunque concordante, podría aparecer con una edad más joven. En la Tabla 1, de manera resumida, y en la Tabla A4 del suplemento electrónico, se muestran los datos de la geocronología U-Pb. Los diagramas tipo Tera-Wasserburg y de probabilidad relativa para esta muestra, se muestran en las Figuras 10a y 10b, respectivamente.

La muestra PLOM-12-97 es una riolita con textura eutáxita y en parte fluidal, con rasgos piroclásticos como fragmentos de cristales y brechas, que aparece en forma de un cuerpo tabular concordante en la secuencia, por lo que se ha interpretado como una ignimbrita. Esta roca se presenta en forma de un horizonte de hasta 15 m de espesor

dentro de una secuencia de areniscas y limolitas, en el flanco sur del Cerro de Enmedio (coordenadas: 29°2.49'N 105°16.49'W). De esta roca, se fecharon 32 circones, entre los cuales sólo se observan como heredados un circón paleoproterozoico y uno más permo-triásico, el resto son circones del Jurásico Inferior, la edad más probable del volcanismo en del Jurásico Inferior, de acuerdo a un grupo de 14 circones coherentes que arrojan una edad promedio de 183+2.2/-2 Ma. Los datos de la geocronología de U-Pb para esta muestra se presentan tanto en la Tabla 1 del presente texto, de manera resumida, como en la tabla A5 del suplemento electrónico y los diagramas tipo Tera-Wasserburg y de probabilidad relativa, se observan en la Figuras 11a y 11b, respectivamente.

ESTRUCTURA

La Sierra Plomosa presenta una serie de plegamientos y cabalgaduras orientados noroeste-sureste, con una vergencia hacia el suroeste, como se observa en el mapa estructural y las proyecciones estereográficas de la Figura 12. Estas estructuras han sido motivo de discusión desde los trabajos realizados por Bridges (1962, 1965) y De Cserna (1965). El primero de estos autores, interpretó una serie de pliegues y cabalgaduras laramídicas basado en la edad mesozoica de algunas de las unidades involucradas en la deformación, mientras que el segundo establece que la deformación del Paleozoico Tardío (Marathon) y una fase del Pérmico-Triásico (coahuileana) han sido

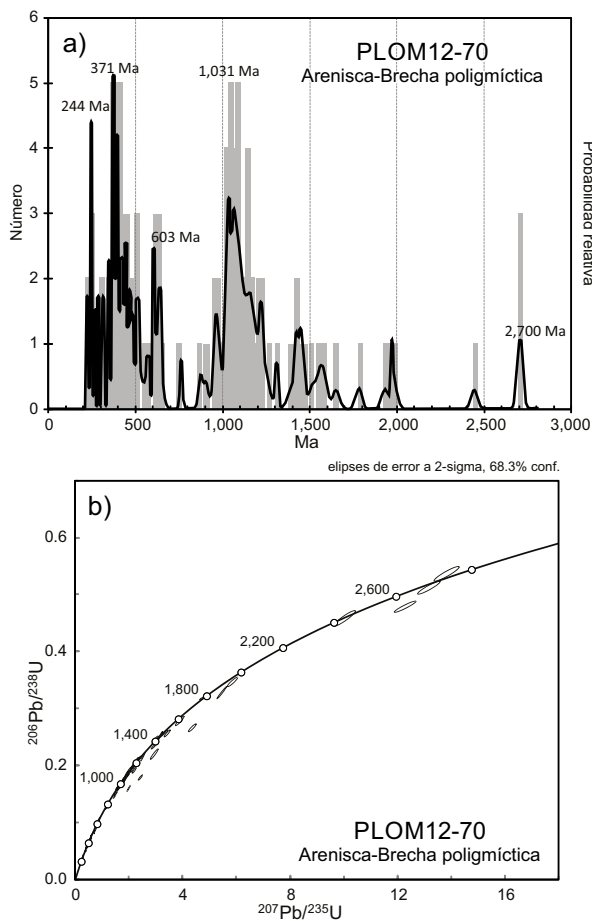


Figura 9. Diagrama de probabilidad relativa (a) y diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (b), de la muestra PLOM-12-70.

las más importantes en la zona afectada finalmente también por la fase laramídica o hidalgoana. Más recientemente, Villareal-Fuentes *et al.*, (2014) han interpretado una fase relacionada a la orogenia Sonoma, la cual correspondería al Pérmico Tardío-Triásico Temprano según ha sido documentada en áreas del oeste de los Estados Unidos de Norteamérica; sin embargo, en esta región dicha orogenia afecta a formaciones propias del miogeoclinal de Norteamérica en Nevada e Idaho, mientras que en la zona de Chihuahua se encuentra parte de la plataforma paleozoica del sur de Laurentia, la cual se desarrolló durante el Paleozoico en la margen pasiva de este bloque cratónico que colisionara con la margen activa de Gondwana al consumirse el océano Rheico al fin del Carbonífero, para conformar el supercontinente Pangea. No se descarta la posible influencia de la deformación del oeste de Norteamérica en etapas más tempranas de la evolución paleozoica, como se ha argumentado para la deformación de las llamadas *Ancestral Rockies* en Nuevo México y Colorado (Trexler *et al.*, 2004). Tal hipótesis requiere de mayor documentación de campo y posiblemente analítica, que permita la determinación de la posible influencia de una o de ambas fases orogénicas en la zona.

Durante nuestras investigaciones se trató de documentar tanto las posibles estructuras pre- mesozoicas como las post Jurásicas, y se pudo constatar que, aunque es un tanto difícil establecer una edad precisa para cada tipo de estructura, las discordancias documentadas, y que corresponden al Pérmico Superior y Jurásico Inferior, nos dan la pauta para reconocer las estructuras pre-Mesozoicas y las post Jurásicas. Adicionalmente se documentó el caso de la cabalgadura de Santo

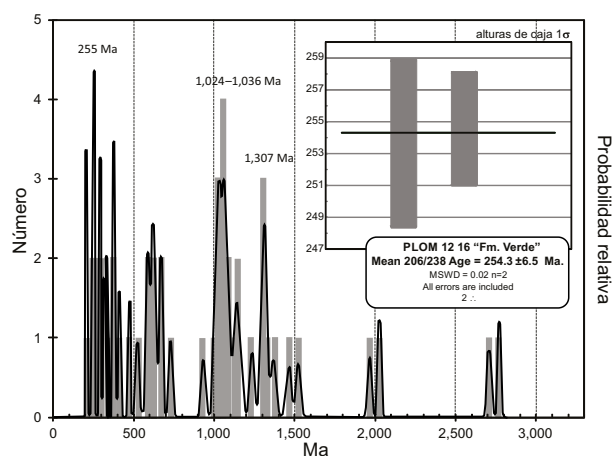


Figura 10. Diagrama de probabilidad relativa de la muestra PLOM-12-16 de la llamada "Formación Verde". Las barras de error en el recuadro muestra dos circones posiblemente coherentes que arrojan una edad de 254.3 ± 6.5 Ma (*mean* $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age).

Domingo (ver Figura 13) para la que fue posible establecer una edad del Neógeno, con base en la deformación producida por dicha estructura en un dique riolítico de supuesta edad oligocénica (Chaparro-Meza y Loera Flores, 2004).

La mayoría de las unidades pre-mesozoicas se ven afectadas por pliegues mayores cuyos ejes son paralelos a la sierra con un rumbo general que, de acuerdo al mapa estructural de la Figura 12, puede variar ligeramente de norte-noroeste en la parte norte a oeste-noroeste en la parte sur. Además de los pliegues con clara vergencia hacia el suroeste, se observan también cabalgaduras con transporte tectónico en la misma dirección. Estas estructuras se observan en numerosos puntos de la sierra, subyaciendo a la discordancia angular y erosional del Jurásico (Figuras 14 y 15), lo que permite interpretar su edad pre-Jurásica o posiblemente del Jurásico más temprano; sin embargo, en la zona de la Mina La Chona, en la parte norte de la sierra, descansan sobre las mismas estructuras y de manera discordante conglomerados para los que pudieron establecerse, con base en circones detriticos, edades máximas de depósito del Pérmico Tardío y Triásico Temprano, quedando el Pérmico Temprano aún afectado por tal deformación y por debajo de la discordancia, con lo que la deformación sería más probablemente previa a la parte superior del Pérmico (Figura 16).

Es evidente un levantamiento considerable de la sierra debido a la deformación contractiva y, posiblemente, a una tectónica extensional posterior a la misma. Esto se determinó con base en la posición de algunos depósitos Jurásicos, que descansan subhorizontales sobre rocas deformadas del Paleozoico inferior en las partes más elevadas de la sierra, mientras que en su periferia descansan sobre las mismas rocas paleozoicas con basculamientos superiores a 30° y 40° (Figura 15).

Por otro lado, a lo largo del frente oriental de la sierra y exclusivamente en la parte sureste de este frente, existe una alineación de estratos de calizas marmolizadas y lutitas apizarradas que muestran un buzamiento hacia el este, resaltando en la morfología las calizas o mármoles a manera de crestas o planchas de forma triangular debido a su buzamiento hacia el valle y su corte a lo largo de los cañones que descienden de la sierra.

Es notoria la estructura tectonizada de los mármoles que le da a la roca un aspecto moteado o nodular semejante al de la estructura sedimentaria o, más bien, de carácter diagenético temprano llamada *chicken wire*, que en este caso representa, aparentemente, la propagación de la recrystalización de calcita desde numerosos puntos o núcleos de manera simultánea e influenciada por una incipiente deformación

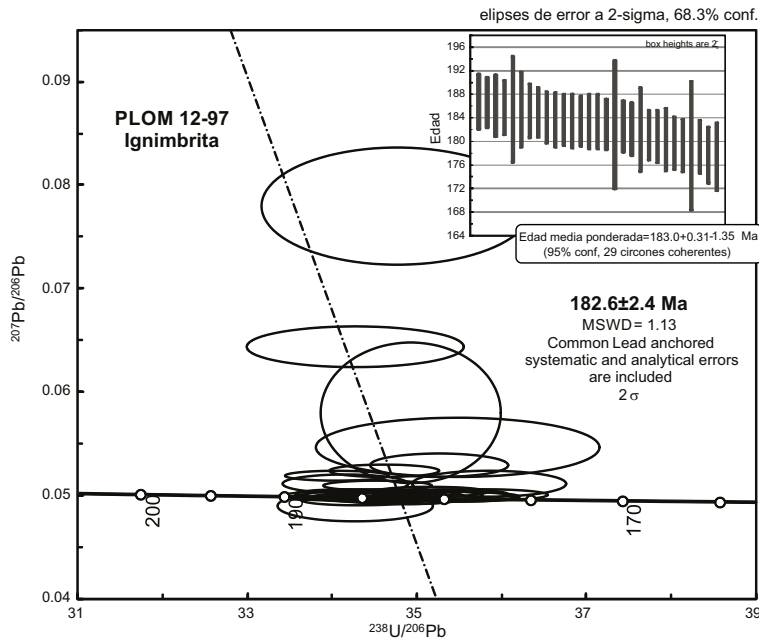


Figura 11. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg para los resultados de la muestra PLOM-12-97. En el recuadro el diagrama de barras de error se muestra la edad media de 183.3 ± 0.31 – 1.35Ma.

no coaxial. Estas capas de mármol y pizarras que corresponden a las unidades descritas de la base a la cima como pizarra La Cuesta, mármol Mina Vieja, pizarra o lutita Patio y mármol Cuevitas, son de edad Jurásica Superior, en parte correlacionables con la Formación La Casita, lo que se determinó con base en su posición estratigráfica y contenido faunístico de las rocas subyacentes, ya que en estas unidades no son frecuentes los restos fósiles en condiciones de preservación adecuadas. Cabe señalar además, que los cuerpos mineralizados en forma de mantos que se encuentran en la zona de Plomosas guardan una estrecha relación tanto estratigráfica como en su forma o estructura con este paquete, lo que hace suponer una relación entre la deformación y el metamorfismo dinámico de estas rocas con la génesis de los cuerpos mineralizados.

Sobre las capas marmolizadas cabalga una secuencia de areniscas afectadas por una intensa deformación cataclástica, por lo que dichas rocas aparecen en determinadas zonas como brechas y sólo en áreas menos afectadas por tal deformación se aprecian como una secuencia de capas de areniscas alternando con algunas limolitas y más escasas lutitas que corresponden a la llamada formación Verde, del Carbonífero-Pérmico, siendo este color el que caracteriza a toda esta secuencia y que corresponde aparentemente a una alteración propilítica, por la ocurrencia de algunos minerales como yesos, calcita, clorita y pirita, lo que implicaría que tal color y alteración no necesariamente estaría por completo restringida a la misma unidad estratigráfica. La alteración y coloración descritas ocurren prácticamente en toda la unidad pero aparentemente con una mayor intensidad en ciertas zonas, principalmente las más próximas a la zona de cabalgadura, en donde la unidad es afectada por zonas de cizalla y planos de corrimientos menores pero frecuentes, con un aparente transporte tectónico similar al de la cabalgadura citada, es decir, hacia el oeste-suroeste a lo largo de un plano cuya traza general posee un rumbo de 30 a 35° NW. Es notoria también la presencia de algunos bloques de calizas recristalizadas de hasta varios metros de largo en las proximidades de la cabalgadura y embebidos dentro de las areniscas brechadas de la formación verde, lo que hemos interpretado como bloques, en la mayoría de los casos

redondeados, arrastrados desde una mayor profundidad sobre el plano de cabalgadura.

Por otro lado, enfrente de la sierra, a tres kilómetros de distancia de la colonia minera abandonada de Plomosas, en dirección N30°W, se encuentra una pequeña sierrita conocida como Loma La Cantera, en donde la formación Verde subyace en una discordancia erosional a la sucesión Jurásica de areniscas hacia la base y calizas hacia la cima, posiblemente equivalentes en parte a los mármoles de la zona de la mina. Esta secuencia se observa afectada por fallas normales de rumbo noreste que provocan un basculamiento de las unidades con buzamiento hacia el este-noreste, lo cual provoca a su vez el afloramiento de las capas más antiguas en la base de la loma o pequeña sierra, en este caso, la formación verde.

La Sierra Plomosa es cortada en su extremo sur por la cabalgadura de la formación Verde sobre el paquete de pizarras y mármoles jurásicos, es truncada aparentemente por la Sierra de Santo Domingo, una cabalgadura de rumbo general N 25–30° E, a lo largo de la cual calizas del Carbonífero y el Pérmico descansan sobre areniscas y margas del Jurásico. La edad de esta cabalgadura se puede suponer post-oligocénica, dada la presencia de un dique riolítico perteneciente a una serie de intrusiones subvolcánicas en la zona, a las que se ha asignado dicha edad, el cual es cortado por la misma cabalgadura.

CONCLUSIONES

El presente estudio ha arrojado información estratigráfica importante que permite una mejor interpretación estructural. Aunque de manera general la mayoría de las estructuras compresivas descritas anteriormente, presentan una orientación similar a la de las estructuras del cinturón de pliegues de Chihuahua, algunas particularidades arriba descritas permiten establecer diferencias notables con dicho cinturón. Las principales estructuras de la Sierra Plomosa se muestran en el mapa estructural de la Figura 9 y, recapitulando nuestras observaciones, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

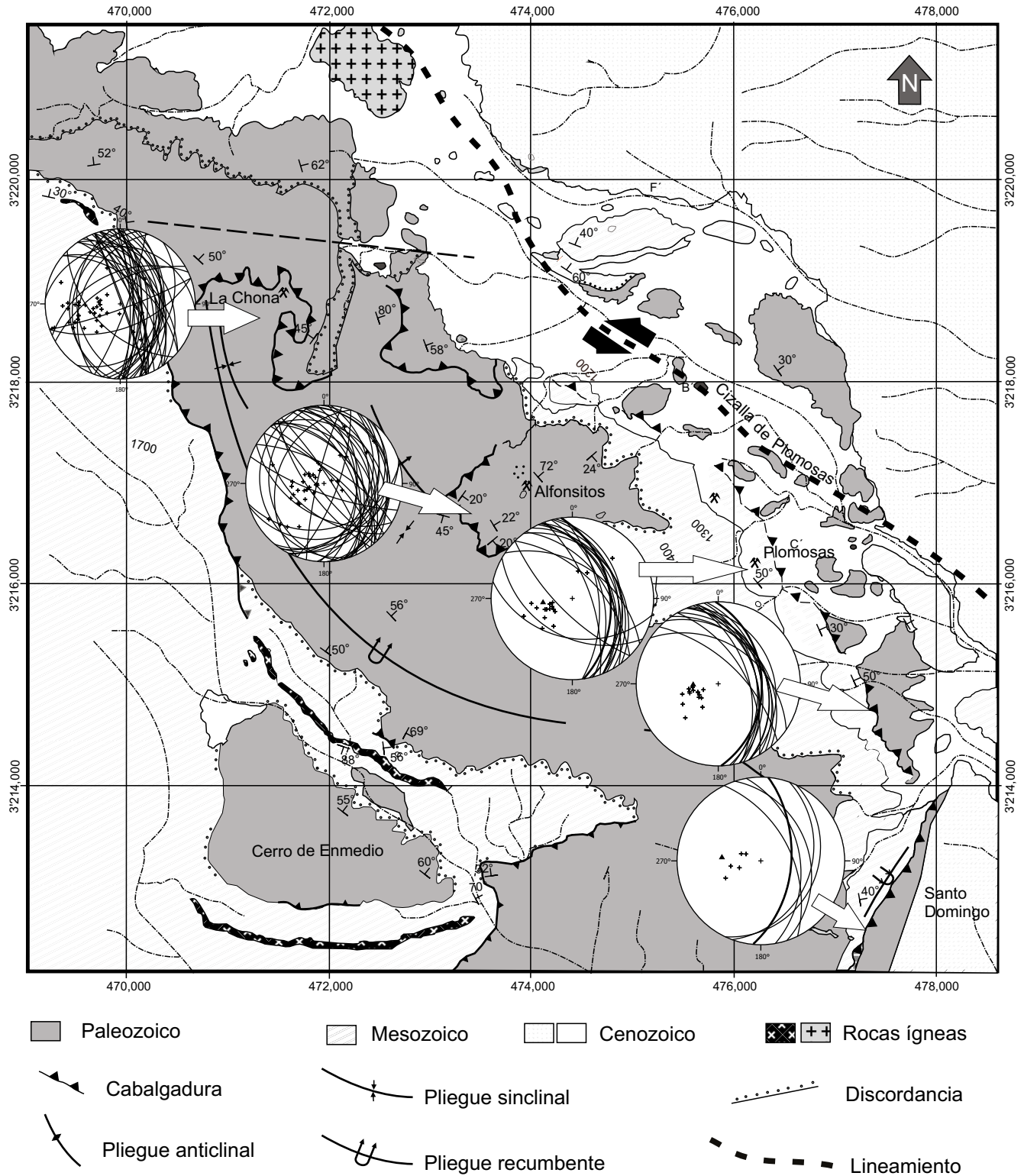


Figura 12. Mapa estructural del área de estudio. Las proyecciones estereográficas muestran círculos máximos y polos de estratificación sobre una proyección equiareal de Schmidt en el hemisferio inferior. En línea gruesa sobre las proyecciones de la parte sur del mapa aparecen los círculos máximos generales de las cabalgaduras de Plomosas-El Ojito y Santo Domingo (polos en forma de triángulos).

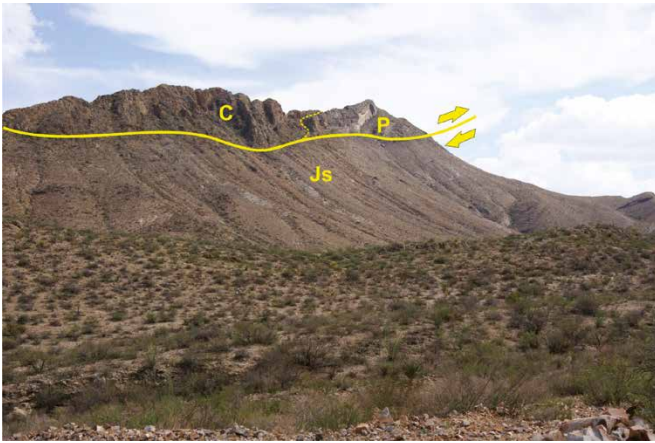


Figura 13. Vista general de la Sierra de Santo Domingo y la cabalgadura de calizas del Carbonífero (C) y Pérmico (P) sobre areniscas y lutitas del Jurásico Superior (Js). La línea punteada indica el límite entre calizas del Carbonífero y calizas del Pérmico, las flechas indican el transporte tectónico o sentido del cabalgamiento de estas calizas sobre las areniscas calcáreas y lutitas del Jurásico Superior.

Una edad del Carbonífero-Pérmico para la llamada formación Verde, con grandes implicaciones para la interpretación estructural dada su relación de sobreposición estructural con respecto a las capas del Jurásico Superior, ha quedado demostrada por la geocronología de circones detríticos, que arrojó una edad máxima del depósito de 341 Ma como promedio de la población más joven de tres circones calculada por el programa *Age Pick*. Cabe destacar la presencia de un circon concordante aislado de 279.2 ± 4.4 Ma que pudiera señalar una edad aún más joven.

Una deformación pre-Mesozoica queda demostrada por la presencia de la discordancia del Pérmico-Triásico documentada en la zona sobre las unidades paleozoicas propias de la plataforma del sur de Laurentia, que exhiben pliegues y cabalgaduras con vergencia y transporte tectónico hacia el WSW. Esta deformación corresponde con el frente externo del cinturón Ouachita-Marathon-Sonora, aunque en edad es también comparable a la fase orogénica Sonoma, del oeste de Norte América, cuya

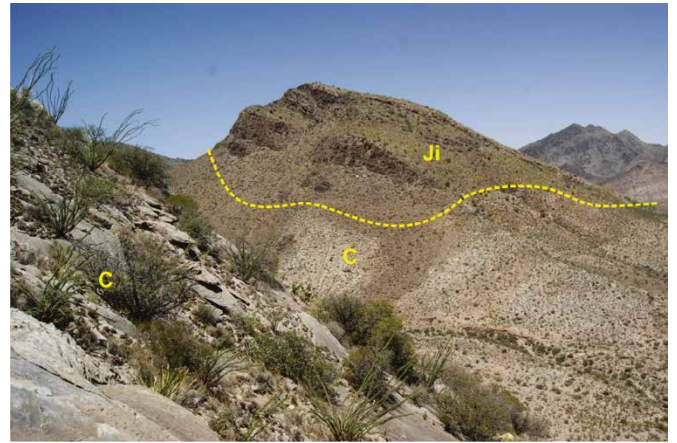


Figura 14. Limolitas, brechas y areniscas rojas del Jurásico Inferior (Ji) descansan de forma discordante sobre calizas paleozoicas del Carbonífero (C) en el cañón Sartorios, al noroeste de la mina La Chona.

influencia en la zona sería tema de discusión y de un análisis más detallado.

Se ha demostrado una edad del Jurásico Inferior a Medio para un cuerpo riolítico previamente descrito como un derrame o flujo ignimbritico concordante inicialmente con una edad del Pérmico. Este cuerpo, del cual se ubicaron algunos más en el área de estudio, arrojó una edad de 183 Ma y es interpretado como un flujo piroclástico con ciertas zonas en donde se observan rasgos de un derrame.

Siendo el cuerpo riolítico arriba mencionado un flujo piroclástico concordante con la estratificación, su edad Jurásica Inferior es similar para la secuencia que la contiene.

La cabalgadura de Plomosas, en donde la Formación Verde del Carbonífero-Pérmico cabalga sobre las rocas del Jurásico Superior con un transporte tectónico hacia el oeste-suroeste, puede interpretarse como producto de un fallamiento en flor a lo largo del llamado lineamiento de Plomosas en un sector de transpresión del mismo y sería, en este sentido, una evidencia de la presencia de esta estructura

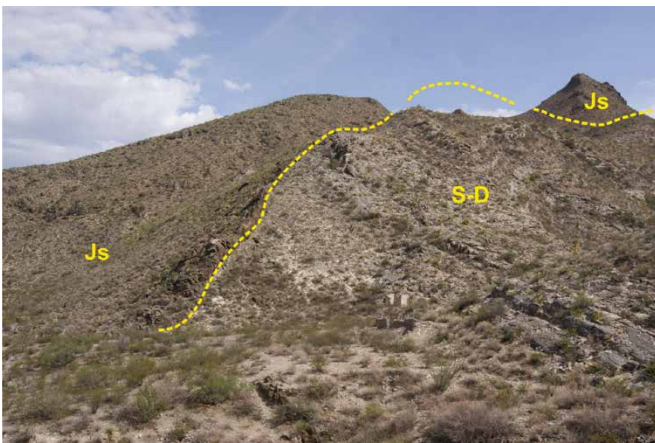


Figura 15. Conglomerados calcáreos y calizas del Jurásico Superior (Js), descansan en una fuerte discordancia angular (línea punteada) sobre calizas del Paleozoico Inferior (Silúrico (S) y Devónico (D)) al norte de Plomosas.

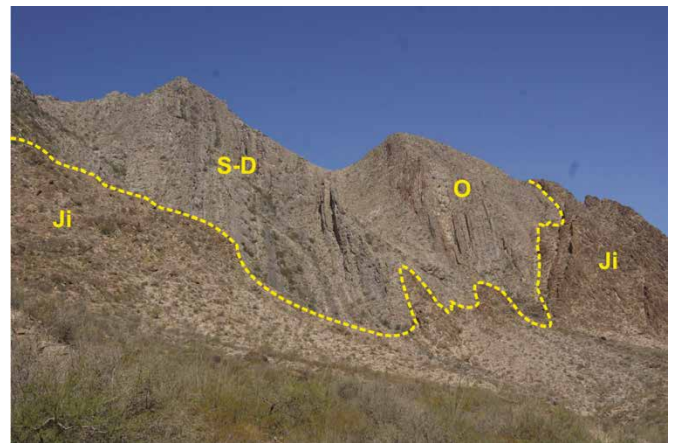


Figura 16. Brechas y conglomerados del Jurásico Inferior (Ji) fuertemente basculados descansan de forma discordante sobre calizas polideformadas del Paleozoico Inferior (Ordovícico (O), Silúrico (S) y Devónico (D)) en el flanco noreste del Cerro de Enmedio. La línea punteada señala la discordancia angular y erosional de las capas jurásicas sobre la sucesión del Paleozoico Inferior.

regional hipotética de desplazamiento lateral izquierdo en el frente oriental de la Sierra Plomosa.

La cabalgadura de Santo Domingo, en donde rocas del Carbonífero y Pérmico cabalgan sobre lutitas y areniscas del Jurásico, puede estar relacionada al mismo desplazamiento lateral izquierdo a lo largo del lineamiento de Plomosas, dado que presenta un transporte tectónico hacia el oeste-noroeste, en una zona en donde el bloque de Carrizalillo, con afloramientos que incluyen rocas precámbricas, parece constituir un bloque rígido en el extremo sur del lineamiento de Plomosas.

La mineralización de la Sierra Plomosa puede considerarse de dos tipos, a) Mantos con Pb-Zn asociados a la zona de la cabalgadura de Plomosas, en donde la estructura de los cuerpos marmolizados, a los cuales se asocian por su posición y geometría directamente los cuerpos de mineral, está relacionada a la cabalgadura de Plomosas y b) Vetas de Cu-Au hacia la parte interna de la Sierra, en las zonas de La Chona y Alfonsitos. En ambos casos el origen de la actividad hidrotermal mineralizante puede estar relacionado a la intrusión en la zona, de diversos cuerpos subvolcánicos de composición riolítica en el Oligoceno y, específicamente en el primer caso, al metamorfismo dinámico relacionado a las cabalgaduras de Plomosas y Santo Domingo, que fue contemporáneo o posterior a la actividad magmática de acuerdo a las relaciones de campo establecidas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la anuencia de la Compañía Minera Peñoles S.A. de C.V., para la publicación de información geológica generada durante un proyecto de prospección en la Sierra Plomosa, asimismo al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por apoyos recibidos a través del proyecto CB-2011/169231, que permitieron profundizar en el estudio de la sucesión jurásica expuesta en la zona. Se agradece la intervención de los revisores Timothy F. Lawton y Gilles Levresse, así como de los editores de la RMCG, Luca Ferrari y Ángel F. Nieto Samaniego, quienes contribuyeron grandemente a hacer de nuestro manuscrito e investigación una contribución científica de mejor calidad.

SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

Las Tablas A1- A5 están disponibles en el portal web de la Revista <<http://rmcg.unam.mx/>>, dentro de la tabla de contenido de este número.

REFERENCIAS

Armstrong, A.K., 1962, Stratigraphy and paleontology of the Mississippian System in southwestern New Mexico and adjacent southeastern Arizona: New Mexico Bureau Mines and Mineral Resources Memoir, 8, 95 p.

Bridges, L.W. II, 1962, Geology of Mina Plomosas Area, Chihuahua, México: Austin, U.S.A., University of Texas, Tesis doctoral, 241 p.

Bridges, L.W. II, 1964, Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area, en Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area, Chihuahua, Mexico, Field Trip Guide: Midland, Texas, West Texas Geological Society, 64-50, 50-59.

Bridges, L.W. II, 1965, Geología del área de Plomosas Chihuahua, en Estudios Geológicos en el Estado de Chihuahua Parte I: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 74, 134 pp, 3 mapas y secciones anexas.

Bridges, L.W. II, Deford, R.K., 1961, Pre-Carboiferous Paleozoic rocks in central Chihuahua, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 45, 98-104.

Burrows, R.H., 1909, Geology of northern Mexico: Mining and Scientific Press, 99 (2562), 290-294.

Chaparro-Meza, M.E., Loera-Flores, A., 2004, Carta Geológico Minera Plomosas H13-C49, escala 1:50,000: Pachuca, Hgo., México, Servicio Geológico Mexicano, más Texto explicativo, 82 p.

De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: Geologische Rundschau, 50, 595-605.

De Cserna, Z., 1965, Notas sobre la Geología de Placer de Guadalupe y Plomosas, Estado de Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 74 parte 2, 135-143.

De Cserna, Z., Rincón-Orta, A., Solorio-Murguía, C., Schmitter, V., 1968, Una edad radiométrica Pérmica temprana en la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 31, 65-73.

Dickinson, W.R., Gehrels, G.F., 2009, Insights into North American paleogeography and paleotectonics from U-Pb ages of detrital zircons in Mesozoic strata of the Colorado Plateau, USA: International Journal of Earth Sciences 99(6), 1247-1265, DOI: 10.1007/s00531-009-0462-0.

Escandón-Valle, F., 1975, Plomosas stratiform Lead and Zinc deposits: A Discussion of their origin. Society of Mining Engineers (AIME), Transactions, 258, 128-131.

Franco-Rubio, M., 2007, Geología y Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, definición del lineamiento Delicias-Mulato: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 278 pp.

Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital Zircon Geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, en Olszewski, T., (ed.), Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontology Society Papers, 2, 67-76.

Haenggi, W.T., 2001, Tectonic History of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA, Part I, the pre- Mesozoic setting: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIV(1) 28-66.

Haenggi, W.T., 2002, Tectonic History of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA, Part II, Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LV(1), 38-94.

Hennings, P.H., 1994, Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, México: Tectonics, 13(6), 1445-1460.

Ludwig, K.R., 2003, User's Manual Isoplot, 3.00: A Geochronological tool kit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 70 p.

Iriondo A., McDowell F.W., 2011, New Middle Jurassic U-Pb zircon age for a felsic ignimbrite intercalated with the clastic Plomosas Formation in Chihuahua, northern Mexico en Simposio Dr. Zoltan de Cserna: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Libro de resúmenes, 99-101.

Montgomery, H., 2004, Deposition and emplacement of Permian reefs in Sierra Plomosa, Chihuahua, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(2), 236-246.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., 2013, Detrital-zircon record of a major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation: International Geology Review, 56, 237-261.

Oviedo-Padrón, E.G., Aranda-Gómez, J.J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., González-Becerra, P.C., Cervantes-Corona, J.A., Solorio-Munguía J.G., 2010, Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(3), 389-411.

Ransome, F.L., 1904, The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 21, 168.

Trexler J.Jr., Cashman P.H., Snyder W.S., Davydov V.I., 2004, Late Paleozoic tectonism in Nevada: Timing, kinematics, and tectonic significance: Geological Society of America Bulletin, 116(5-6), 525-538; DOI:10.1130/B25295.1.

Villareal-Fuentes, J., Levresse G., Nieto-Samaniego A.F., Corona-Esquivel R., 2014, New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: a new piece of the Late Triassic-Jurassic Nazas Arc?: International Geology Review 56(16), 2000-2014.

Manuscrito recibido: Octubre 17, 2014

Manuscrito corregido recibido: Abril 12, 2016

Manuscrito aceptado: Junio 7, 2016