

Microfacies y edades U–Pb en lutitas gasíferas del Cretácico Superior de las cuencas de Sabinas y Parras, noreste de México

Aurea Yahaira González–Betancourt^{1,*}, Eduardo González–Partida¹,
Alejandro Carrillo–Chávez¹ y Alexander Iriondo^{1,2}

¹ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla,
Apartado Postal 1–742, 76230 Querétaro, Qro., México.

² Department of Geosciences, University of Arizona, 1040 E 4th St, Tucson, AZ 85721, E.U.A.

* auyagobe@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se pretende observar los cambios en los patrones de sedimentación y fauna de las Formaciones Eagle Ford e Indidura que afloran en el estado de Coahuila. Estas sucesiones sedimentarias se depositaron dentro del rango Cenomaniano–Turoniano en el interior de la cuenca de Sabinas y se componen de facies arcillosas, carbonatadas, bioclásticas y arenosas. Fueron descritas nueve microfacies (Mf), la Mf-1 *mudstone*; la Mf-2 lutita y *wackestone* con foraminíferos oportunistas; la Mf-3 *wackestone* de foraminíferos especialistas, la Mf-4 *wackestone* y *packstone* de radiolarios; la Mf-5 *wackestone* y *packstone* con filamentos; la Mf-6 *grainstone* peloidal; la Mf-7 *grainstone* bioclástico; la Mf-8 calcarenitas; y la Mf-9 tobas volcánicas intercaladas en la sucesión. La ocurrencia del evento oceánico anóxico OAE-2 (OAE del inglés: *Oceanic Anoxic Event*) está presente dentro de la sucesión sedimentaria, indicado por los depósitos de lutitas negras ricas en materia orgánica, la muerte masiva de foraminíferos planctónicos, abundantes filamentos, cristales de pirita y las concentraciones elevadas de elementos redox como el V, Mo y Mn. Sin embargo, las condiciones de depósito presentan una variación en la concentración de oxígeno, micronutrientes y materia orgánica a lo largo de la paleogeografía. Elementos como Ni y Zn en las microfacies 1, 2, 3 y 4 evidencian una alta productividad, la cual está asociada a la presencia de organismos planctónicos y/o radiolarios. Otros elementos químicos como el Al, K y Zr muestran un incremento en el aporte de material detrítico dentro de la cuenca asociado a las microfacies arcillosas y arenosas. El contenido de materia orgánica es más elevado de la microfacies 2 a la 5 y además se considera de origen autóctono. La variación en las condiciones óxico-anóxicas es notoria gracias a la relación de foraminíferos planctónicos-bentónicos y las relaciones geoquímicas entre los elementos de Mo, Va, Ni y S. En la Formación Indidura las edades de U–Pb en granos de circón procedentes de capas de tobas restringen el depósito entre 98.2 ± 0.9 Ma a los 91.7 ± 0.8 Ma, es decir Cenomaniano–Turoniano, aunque la presencia de *Præglototruncana* a la base restringe el depósito al Cenomaniano tardío–Turoniano. Mientras que la edad de la Formación Eagle Ford está indicada por los

géneros *Rotalipora cushmani*, *Hedbergella* y *Helveglototruncana helvética* del Cenomaniano y Turoniano.

Palabras clave: cuenca de Sabinas; microfacies; foraminíferos; elementos redox; edades U–Pb; México.

ABSTRACT

This work intends to observe the changes in the sedimentation and fauna patterns of the Eagle Ford and Indidura Formations that outcrop in the state of Coahuila. These sedimentary successions were deposited during the Cenomanian–Turonian within the Sabinas basin and are composed of clayey, carbonated, bioclastic, and sandy facies. Nine microfacies (Mf) were described: Mf-1 is formed of mudstone, Mf-2 of shale and wackestone with opportunistic foraminifera, Mf-3 of wackestone from specialist foraminifera; Mf-4 of wackestone and packstone of radiolaria, Mf-5 of wackestone and packstone with filaments, Mf-6 of peloidal grainstone, Mf-7 of bioclastic grainstone, Mf-8 of calcarenites, and Mf-9 of interbedded volcanic tuffs in the sedimentary succession. The occurrence of the Oceanic Anoxic Event (OAE-2) is present within the sedimentary succession, indicated by the deposits of black shale rich in organic matter, the massive death of planktonic foraminifera, abundant filaments, crystals of pyrite, and high concentrations of redox elements such as V, Mo, and Mn. However, the deposit conditions present a variation in the concentration of oxygen, micronutrients, and organic matter throughout the paleogeography. Elements such as Ni and Zn in microfacies 1, 2, 3, and 4 show high productivity, which is associated with the presence of planktonic or radiolarian organisms. Other chemical elements such as Al, K, and Zr show an increase in detrital material within the basin, associated with clayed and sandy microfacies. The organic matter content is higher for microfacies 2 to 5, and it is considered of autochthonous origin. The variation in the oxic-anoxic conditions is notorious due to the planktonic-benthic foraminifera ratio and the geochemical relationship between the Mo, Va, Ni, and S elements. In the Indidura Formation, the ages of U–Pb

in zircon grains from tuff layers restrict the deposit between 98.2 ± 0.9 Ma to 91.7 ± 0.8 Ma, during Cenomanian-Turonian, although the presence of *Præglobotruncana* at the base restricts the deposit to the late Cenomanian-Turonian. While the age of the Eagle Ford Formation is indicated by the Cenomanian-Turonian genera of *Rotalipora cushmani*, *Hedbergella*, and *Helveglotruncana helvética*.

Key words: Sabinas basin; lithofacies; foraminifera; redox elements; U-Pb ages; Mexico.

INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias se componen de una mezcla variable de minerales arcillosos, cuarzo, carbonatos, feldespatos, sulfuros, detritos minerales y biogénicos (aragonito, ópalo, calcita rica en Mg) y materia orgánica, los cuales nos brindan información sobre las condiciones paleodeposicionales y la tectónica. Aproximadamente, dos tercios del registro estratigráfico global está conformado por rocas sedimentarias de grano fino (Tucker, 2001; Aplin y Macquaker,

2011; Milliken, 2014; Lazar *et al.*, 2015), siendo los sedimentos arcillosos ricos en materia orgánica las fuentes más importantes de generación de hidrocarburos (De Antuñaño 2007; De Antuñaño *et al.* 2001; Liang *et al.*, 2018; Boyer *et al.*, 2007), así también como las rocas sello de depósitos convencionales (Jarvie *et al.*, 2007; Abouelresh y Slatt, 2012; Liang *et al.*, 2018). Pero los depósitos arcillosos ricos en materia orgánica también pueden actuar como reservorio de tipo no convencional debido a su baja permeabilidad.

Actualmente, se ha calculado que los recursos energéticos no convencionales representan una cantidad significativamente importante en algunas áreas, como la OCDE Américas (Administration, U.E.I., 2016). En ese contexto, se pronóstica que en México el 75 % de la producción del gas natural en el 2040 provendrá de las lutitas gasíferas (*mexican gas shale*). Las principales unidades sedimentarias con posible potencial de gas en lutita en México son: La Casita e Eagle Ford en las cuencas de Chihuahua y Sabinas, las Formaciones Pimienta, Eagle Ford y Agua Nueva en la cuenca de Burgos, las Formaciones Santiago, Pimienta y Tamán en la cuenca Tampico-Misantla, las Formaciones Pimienta y Tamaulipas en la cuenca de Tuxpan, y la Formación Maltrata en la cuenca de Veracruz (PEMEX, 2011, 2012) (Figura 1).

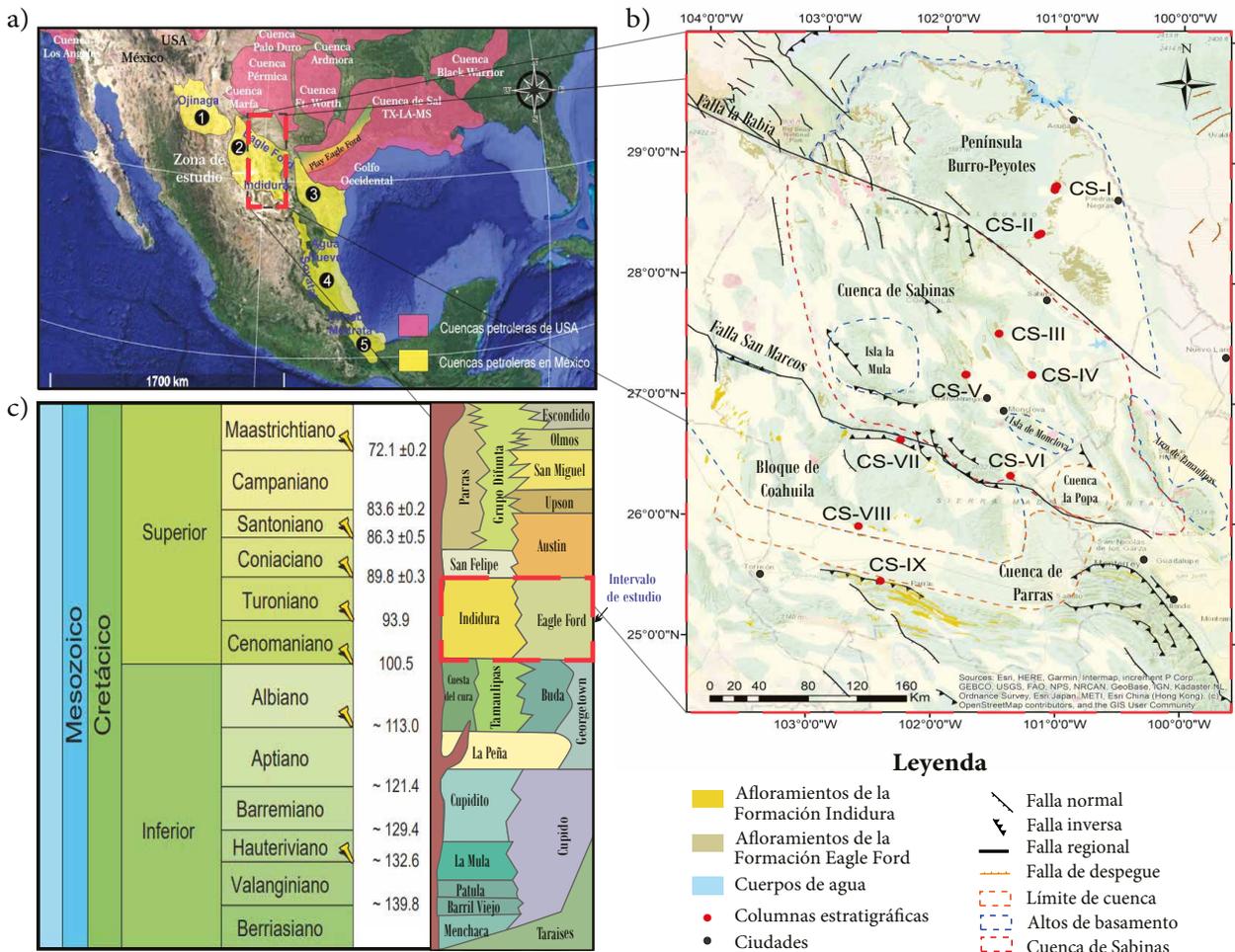


Figura 1. Localización de las columnas estratigráficas con respecto a la cuenca de Sabinas y estructuras geológicas sobresalientes. a) Área de estudio dentro de la República Mexicana con las cuencas productoras en EE. UU. y las cinco principales cuencas con posible desarrollo de gas en lutitas en México según PEMEX (2011, 2012): (1) cuenca de Chihuahua, (2) cuenca de Sabinas, (3) cuenca de Burgos, (4) cuenca Tampico-Misantla, (5) cuenca de Veracruz; así como las formaciones equivalentes a la Formación Eagle Ford (Cenomaniano-Turoniano). b) Las columnas CSI y CSII se encuentran sobre la Península Burro-Peyotes, las columnas CSIII, CSIV, CSV y CSVI se encuentran dentro de la cuenca de Sabinas, las columnas CSVII y CSVIII se ubican sobre el Bloque de Coahuila y la columna CSIX en el interior de la cuenca de Parras. c) Posición estratigráfica de las Formaciones Eagle Ford e Indidura, las cuales son el objeto de estudio de este trabajo.

El estudio de un reservorio inicia en la examinación de las muestras de roca, que incluye la textura, la composición mineral, el contenido fósil y las estructuras sedimentarias. Además, los análisis geoquímicos son esenciales para la reconstrucción de las condiciones de productividad, paleoreducción y la energía hidráulica en ambientes sedimentarios marinos (Tribouillard *et al.*, 2006; Piper y Calvert, 2009; Sageman *et al.*, 2014) ayudándonos a comprender mejor su potencial de producción.

Algunos elementos menores, presentes en los sedimentos, son sensibles a los procesos de óxido reducción y solubles en condiciones ácidas. Este comportamiento hace que elementos como el U, V, Mo, Cr y Co, sean útiles como proxies de condiciones de paleoreducción (Tribouillard *et al.*, 2006; Spalletti *et al.*, 2014). Otros como Ni, Cu, Zn y Cd pueden retenerse dentro del sedimento en asociación con la piritita y la materia orgánica, siendo el Ni y el Cu proxies para el flujo de carbón orgánico (indicadores de productividad) (Tribouillard *et al.*, 2006). Dos elementos que funcionan como micronutrientes son el níquel y el zinc (Calvert y Pedersen, 1993; Whitfield, 2002; Algeo y Maynard, 2004). Ocasionalmente, el Ni traído en los sedimentos por la materia orgánica (MO) puede conservarse en condiciones reductoras (anóxicas/euxínicas) por lo que sirve como un indicador (Lewan y Maynard, 1982; Grosjean *et al.*, 2004). El bario biogénico también es un indicador de la bioproductividad pero es difícil de detectar a través del analizador portátil de rayos X que se utilizó en este trabajo. Otro elemento importante de origen detrítico es el aluminio que está inmóvil durante procesos biológicos y diagenéticos (Calvert y Pedersen, 1993), por lo que, al normalizar el resto de los elementos químicos con base en el aluminio, podemos eliminar la porción detrítica.

Las Formaciones Eagle Ford e Indidura son el objeto de estudio de este trabajo y se han caracterizado como rocas generadoras depositadas durante la transgresión marina del Cenomaniano-Turoniano (De Antuñano *et al.* 2001, 2007; PEMEX, 2011, 2012; Enciso-Cárdenas, 2015; Herrera-Palomo y Martínez, 2020). En ambas formaciones se han reportado organismos como pelecípodos (*Inoceramus labiatus*), turritelas, ammonites y depósitos con bioclastos de los mismos (Sellards, *et al.*, 1966; Cobban, 1988; Blanco-Piñón *et al.*, 2008; De Antuñano, 2001), con los cuales se ha determinado la edad Cenomaniano-Turoniano para ambas sucesiones (Rogers *et al.*, 1957; Sellards *et al.*, 1966; Cobban, 1988; Santamaría-Orozco *et al.*, 1991; Martínez *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Alvarado-Ortega *et al.*, 2006; Donovan *et al.*, 2012; PEMEX, 2012) o inclusive hasta el Coniaciano para la Formación Eagle Ford (Imlay, 1936).

La Formación Eagle Ford ha sido ampliamente considerada en Estados Unidos de América (E.U.A.) como roca generadora por su alto contenido orgánico y posteriormente como reservorio de hidrocarburo no convencional. En México se ha interpretado que esta sucesión representa un sistema transgresivo depositado en un ambiente marino nerítico-medio con valores de carbón orgánico total (COT) entre 0.5 y 8.0 %, con materia orgánica del tipo II y III para la cuenca de Sabinas (Piedad-Sánchez, 2004; Martínez *et al.*, 2015; Martínez-Contreras, 2015; Herrera-Palomo y Martínez, 2020; González-Betancourt *et al.*, 2020). La Formación Eagle Ford está formada localmente por lutitas calcáreas con laminación fina que alternan con calizas arcillosas y alcanza los 485 m con un promedio de 220 m (Santamaría-Orozco *et al.*, 1991). Está sucesión sedimentaria se correlaciona al sur con la Formación Indidura que está formada por facies más arenosas, con espesores que van de los 13 m hasta 2500 m (PEMEX, 2011), pero en la Sierra de Parras se reportan espesores de 650 m (Guerrero, 1967).

Ambas formaciones sedimentarias incluyen el OAE-2, dentro del límite Cenomaniano-Turoniano (Haq *et al.*, 1987; Robaszynski *et al.*, 2010), correlacionándose temporalmente. La Formación Eagle Ford se localiza en la cuenca de Sabinas, mientras que la Formación

Indidura aflora en la Sierra Madre Oriental. También se correlacionan con las formaciones Ojinaga en la cuenca de Chihuahua, Agua Nueva en la cuenca Tampico Misantla, Soyatal al oeste de la cuenca Tampico Misantla, Orizaba y Maltrata en la cuenca de Veracruz y Cintalapa del Grupo Sierra Madre en Chiapas (Santamaría-Orozco *et al.*, 1991; Martínez *et al.*, 2000; De Antuñano *et al.*, 2001; Sánchez-Bermeo *et al.*, 2002; Enciso-Cárdenas, 2015; entre otros). En la cuenca de Sabinas, el contacto superior entre la Formación Eagle Ford y Austin está definido por un hiato regional (Mancini y Puckett, 2005) y un contacto transicional que ha sido difícil de determinar en campo. En cambio, el contacto inferior con la Formación Buda está claramente definido por el cambio de color y texturas de las rocas calcáreas, mientras que hacia la cuenca de Parras la Formación Indidura sobreyace a la Formación Aurora en un contacto que puede ser transicional o abrupto (Kelly, 1936; Sellards, *et al.*, 1966).

En este trabajo, se pretende que los datos presentados ayuden a conocer las condiciones de depósito de las rocas generadoras de hidrocarburos, y así, evaluar las oportunidades de exploración dentro de la cuenca de Sabinas, esperando condiciones anóxicas a euxínicas que permitan la preservación de la materia orgánica contenida. Además de constreñir mejor la edad de la sucesión sedimentaria mediante el método de fechamiento U-Pb y el contenido microfósil.

Ambiente tectónico del área de estudio

La separación de Pangea ocurrió entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio (Padilla-Sánchez, 1986; Goldhammer y Johnson, 2001; Pindell y Kennan, 2001). Durante su desarrollo, el área de estudio experimentó una extensión y adelgazamiento significativo que formó fosas y pilares tectónicos a gran escala con una dirección regional NW-SE (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001; Pindell y Kennan, 2001; Jacques y Clegg, 2002). El Golfo de México evolucionó dentro del área creada entre las placas de Norteamérica, Sudamérica y África debido a esfuerzos de tensión y desplazamiento lateral izquierdo (Salvador y Green, 1980; Wilson, 1990; Pindell y Kennan, 2009), incluyendo a las cuencas que se desarrollaron paralelas al margen del Golfo de México (Jacques, 2004). La cuenca de Sabinas está ubicada en el noreste de México y se desarrolló como consecuencia de la apertura del Golfo de México subsecuente a la separación de Pangea, quedando delimitada por dos grandes fallas; San Marcos y La Babia (Longoria 1984; McKee *et al.*, 1984; Padilla-Sánchez, 1986; Salvador, 1991; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad Permo-Triásica que corresponden a los altos de basamento La Mula y Monclova (Wilson, 1990; Torres *et al.*, 1999) (Figura 1). El basamento está compuesto de granitos y granodioritas de edad Permo-triásica que intrusionaron a sedimentos orogénicos tipo flysh, que consisten en conglomerados, grauwacas y lutitas interestratificadas con calizas de edad carbonífero-pérmico (Wilson, 1990; Haenggi, 2001). Las rocas del Triásico corresponden a tobas silíceas, complejos metasedimentarios y metamórficos (Barboza-Gudillo *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Sobre el complejo basal se sobrepuso una sedimentación de capas rojas (Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y la Joya) con material volcánico en la mayoría de los casos y representan el relleno de fosas tectónicas (De Antuñano, 1984; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La sucesión de sedimentos marinos del Jurásico y Cretácico comenzó como depósitos de terrígenos continentales provenientes de los altos de basamento de Coahuila y Burro-Peyotes y siliciclásticos fluviales (Zwanziger, 1978; Echanove, 1986; Padilla-Sánchez, 1982). Con el tiempo, se depositaron sedimentos marinos marginales y gruesos paquetes de sal y evaporitas debido a la inundación periódica de agua marina proveniente del Océano Pacífico que penetraba a la cuenca por el lado

oeste (Muehlberger, 1980; Salvador, 1991; Monreal y Longoria, 1999). La distribución del Bloque de Coahuila separó a la cuenca de Sabinas de la cuenca del Centro de México (Carrillo-Martínez, 1990). Inicialmente, la cuenca de Sabinas actuó como un paleogolfo limitado por tierras altas y durante el Tithoniano se conectó con la cuenca de Chihuahua flanqueada por plataformas cretácicas (De Antuñaño, 1984). Dentro de ella, se depositaron carbonatos de aguas someras a profundas y lutitas durante las transgresiones marinas de primer orden (Tithoniano-Valanginiano y Cenomaniano-Turoniano) (Haq *et al.*, 1987).

Durante el límite Cenomaniano-Turoniano ocurrió un importante depósito de sedimentos finos ricos en materia orgánica, conocido como el OAE-2 asociado a una transgresión marina (Liro *et al.*, 1994; Meyers *et al.*, 2005; Owens *et al.*, 2012). Dicha transgresión creó una plataforma de aguas someras que se extendía desde México hasta el oeste de Canadá, donde se acumularon las lutitas calcáreas oscuras, calizas arcillosas y calizas micríticas que componen a la Formación Eagle Ford hacia el norte de la cuenca de Sabinas y la Formación Indidura hacia el sur de la cuenca (De Ford, 1964; Córdoba *et al.*, 1970; Charleston, 1973, 1981; López-Ramos, 1981; Cantú-Chapa *et al.*, 1985; Cobban, 1988; Padilla-Sánchez, 1982). Posterior al Cenomaniano, la migración de las facies detríticas se hace más joven en su depósito del oeste al este, por lo menos para el sector transversal de Parras (Tardy y Barragan, 1974).

El evento más relevante a finales del Cretácico en el noreste de México fue el inicio de la orogenia Laramide, que afectó principalmente a estratos mesozoicos y paleógenos con un estilo de cubierta delgada (De Antuñaño, 1984), teniendo una gran influencia en la estratigrafía de la cuenca y en la configuración estructural (Busby-Spera y Koke-laar, 1991; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Alvarado-Ortega *et al.*, 2006; González-León *et al.*, 2016). Los rasgos laramídicos corresponden a dos tipos de deformación: 1) fallas inversas de alto ángulo con orientación NNW-SSE que afectan el basamento y la cubierta sedimentaria con pliegues tipo drape (Pindell y Kennan, 2001; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Peredo-Mancilla, 2015) y 2) fallas conjugadas inversas y una rotación horaria que sobrepone a la Formación Tamaulipas superior sobre la Formación Indidura (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Este evento tuvo como consecuencia el cambio de ambiente marino a continental (Padilla-Sánchez, 1982).

UBICACIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y METODOLOGÍA EMPLEADA

Secciones estratigráficas

Para la correlación estratigráfica y caracterización de microfacies se estudiaron nueve secciones en afloramientos con sucesiones sedimentarias completas que afloran en el estado de Coahuila (Figura 1); cinco de ellos pertenecen a la Formación Eagle Ford y cuatro a la Formación Indidura. Las 9 secciones estratigráficas tienen espesores entre 45 m y 124 m y están localizadas dentro de la cuenca de Sabinas, sobre la Plataforma Burro-Peyotes, el Bloque de Coahuila y en el límite de la cuenca de Parras con el norte de la Sierra Madre Oriental (Figura 1). Se recolectaron un total de 403 muestras a intervalos de ~1–2 m a lo largo de las 9 secciones para análisis petrográficos y geoquímicos de elementos menores, además de la separación de granos de circón en algunas muestras. Las muestras de roca fresca fueron tomadas a 10–15 cm de la superficie expuesta de los estratos con el objetivo de evitar los efectos del intemperismo. Con los datos obtenidos, se dividió a la Formación Indidura en dos miembros; superior e inferior.

Las nueve columnas estratigráficas (CS, de la I a la IX) pertenecen a afloramientos expuestos en las localidades siguientes: CSI con 108 m de espesor en el Remolino, Coahuila a 50 km de Piedras Negras (coor-

denadas geográficas 28.772973, -101.139337); CSII con 98 m de espesor en el Rancho la Mota, 30 km al oeste del municipio de Morelos (coordenadas 28.409199, -101.178846); CSIII y CSIV con 80 m cada una sobre la Sierra de Obayos (coordenadas 27.582606, -101.536285); CSV con 124 m de espesor en la Sierra de Cristo (coordenadas 27.213009, -101.794397); CSVI con 44 m en la Sierra de San Marcos, sobre la faja plegada de Coahuila (coordenadas 26.371016, -101.376983); CSVII con 72 m de espesor al SE de la localidad El Hundido (coordenadas 26.502591, -102.060882); CSVIII con 92 m de espesor en la localidad de San Pedro, Coahuila (coordenadas 26.037874, -102.193577); y CSIX con 108 m de espesor en la localidad de Huariche, al SW de Parras (coordenadas 25.420617, -102.197633). Las secciones CSI, CSII, CSIII, CSIV, CSV y CSVI incluyen la Formación Eagle Ford, que se observa sobreyaciendo la parte superior de la Formación Buda y subyaciendo en contacto transicional a la Formación Austin. Mientras que las secciones CSVII, CSVIII y CSIX se componen por la Formación Indidura que se encontró sobreyaciendo a la Formación Aurora.

Métodos analíticos

La descripción petrográfica de 403 láminas delgadas se realizó usando un microscopio de luz transmitida (Olympus BX60) que se localiza en el Laboratorio de Yacimientos Minerales en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Aspectos como el contenido fósil, tipo de laminación, bioturbación, mineralogía y la textura en las calizas, fueron descritos para cada lámina. La textura fue descrita usando la clasificación de Dunham (1962). El índice de bioturbación se evaluó considerando la escala propuesta por Taylor y Goldring (1993) (0 a 6), según la cual el valor “0” representa ausencia de bioturbación y el valor de “6” completa bioturbación. La abundancia de los granos se evaluó de forma visual usando los diagramas de Bacelle y Bosellini (1965) y se reporta considerando los calificativos de Flügel (2010): raro (2–5 %), escaso (5–10 %), común (10–50 %) y abundante (> 50 %).

Las microfacies tipo fueron definidas agrupando muestras con textura y contenido de granos similar. Además, se calculó en cada muestra representativa la relación de foraminíferos planctónicos y bentónicos para cada una de las sucesiones sedimentarias, a través de la siguiente fórmula: $P/B = \text{Foraminíferos planctónicos} / ((\text{Foraminíferos planctónicos} + \text{Foraminíferos bentónicos}) \times 100)$ (Murray, 1991; Arenillas *et al.*, 2000).

Para la medición de la concentración de elementos menores y traza se analizaron 324 muestras de roca caliza y lutita, libres de superficie de meteorización y sin presencia de cementos secundarios o macrofósiles, las cuales, fueron pulverizadas en un mortero de ágata hasta obtener polvo fino (<75 µm). Los contenidos de Al, K, Zr, Ca, Fe, V, Mo, Ni, Zn y S de las muestras pulverizadas se determinaron usando un analizador portátil de fluorescencia de rayos-X (Thermo Scientific Niton XL3t) en modo suelo, usando un tiempo de medición de 120 s. Este equipo ha demostrado tener una buena correlación con los resultados de laboratorio, además de tener resultados rápidos y de bajo costo (Lin, 2009; Somarin *et al.*, 2012; Sikora *et al.*, 2021). El equipo se localiza en el Laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la UNAM. La calidad de los datos se controló midiendo blancos y el material de referencia para cada columna.

Las concentraciones de los elementos menores se normalizaron con respecto al contenido de aluminio, para eliminar el efecto de dilución asociado a la entrada variable de materiales detríticos y aislar la señal autígenica de cada uno de los elementos (Brumsack, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006). El aluminio es un elemento usualmente asociado a la fracción detrítica o terrígena que, además de no participar activamente en reacciones biológicas, no es afectada por los procesos diagenéticos (Calvert y Pedersen, 1993). La aplicación de este procedimiento es válida sólo para algunas columnas puesto que el

coeficiente de variación de Al debe ser menor que el de los elementos traza, como lo recomienda Van der Weijden (2002, Tabla S1 del material suplementario). Los datos vanadio (V) y níquel (Ni) se posicionaron en el gráfico de las proporciones de elementos traza de V/(V+Ni) versus el contenido de azufre en porcentaje (S%) de Lewan (1984) y la zonación gráfica de las concentraciones de V y Ni para interpretaciones paleoambientales de Galarraga et al. (2008).

Se tomaron siete muestras de arenisca y toba para fechamiento por U–Pb en granos de circón tomadas en la base, parte media y cima de las columnas CSVII, CSVIII y CSIX, pertenecientes a la Formación Indidura. Estas muestras se procesaron en el Laboratorio de Caracterización Mineral (CARMINLab) del Centro de Geociencias de la UNAM. Los granos de circón se separaron magnéticamente y por densidades (líquidos pesados; ioduro de metileno–MEI). Al ser montados en resina, se desbastaron a su mitad ecuatorial obteniendo fotografías de microscopía óptica y electrónica con un microscopio electrónico de barrido HITACHI modelo S–3100H con detector de catodoluminiscencia (SEM–CL) marca Deben UK Limited modelo Centaurus 300–650 nm. Estas imágenes nos permitieron elegir los sitios potenciales para los análisis de U–Pb observando su textura y particularmente el zoneamiento relacionado a los cambios de composición química de los granos de circón, detectando y descartando posibles inclusiones, sobrecrecimientos metamórficos o herencias. Los fechamientos en granos de circón se llevaron a cabo mediante un sistema de ablación láser modelo Resolution M50 de la marca “Resonetics” compuesto por un láser LPX 220 tipo excímero de 193 nm de longitud de onda que utiliza una mezcla de fluoruro de argón (ArF) (Solari et al., 2010; González-León et al., 2016). Se utilizó el software lolite (Paton et al., 2011) para el cálculo de edades tomando en cuenta el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) que es el parámetro que nos permite evaluar la calidad del ajuste estadístico empleado. El

MSWD máximo aceptable para dataciones geocronológicas es de 2.5. Los resultados isotópicos se graficaron en diagramas de concordia con el programa Isoplot 3.0 (“add in” para Excel) (Ludwig, 2003). El cálculo de la edad para las capas de toba se tomó a partir de la media ponderada mientras que en las areniscas la edad máxima de depósito está representada por el circón concordante más joven. En los gráficos las elipses de color azul son las que fueron empleadas para calcular la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris se descartaron debido a que representan granos de circón discordantes, plomo común y/o pérdida de plomo.

RESULTADOS

Formación Eagle Ford

La sucesión sedimentaria de la Formación Eagle Ford se caracteriza por lutita carbono-calcárea de laminación fina, paralela y rica en materia orgánica que intercala calizas arcillosas de estratos delgados, estratificación paralela con común contenido de foraminíferos planctónicos, además de *grainstone* en contactos erosivos, estructuras de carga y rizaduras asimétricas. También podemos observar impresiones de ramas, icnofósiles de desplazamiento, galerías mostrando un grado de bioturbación que va de 0 a 3. Sobre la Plataforma Burro-Peyotes tenemos cristales y cementos de hematita inmersos en el cemento esparítico, mientras que en la cuenca de Sabinas tenemos cristales de pirita inmersos en una matriz micrítica y estilolitas irregulares en sets anastomosados. Los géneros de foraminíferos planctónicos caracterizados en esta sucesión son *Rotalipora cushmani*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *globotruncana*, *marginotruncana*, *Whiteinella* y *Helveglobotruncana helvética*, restringiendo una edad del Cenomaniano-Turoniano (Figura 2).

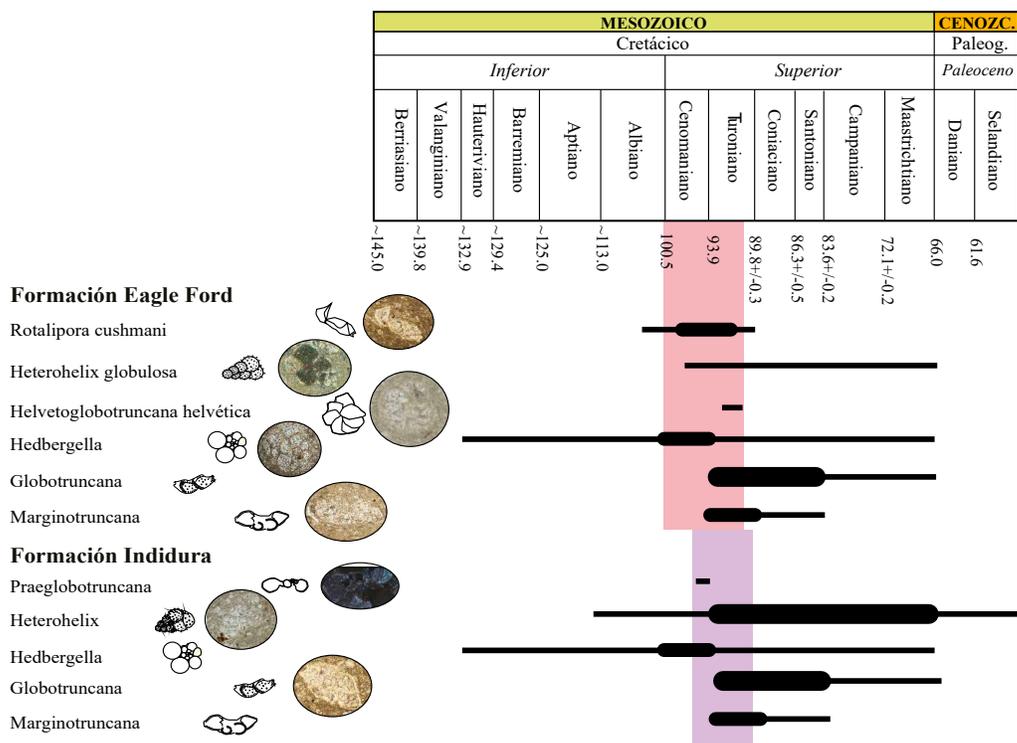


Figura 2. Edad bioestratigráfica calculada a partir del registro de foraminíferos planctónicos presentes en las Formaciones Eagle Ford e Indidura. El miembro superior está marcado por la aparición de la *Helveglobotruncana helvética* y en el miembro inferior por la presencia de la *Praeglobotruncana* del Cenomaniano tardío.

Formación Indidura

La Formación Indidura se compone por lutita carbono-calcárea de laminación fina con materia orgánica que intercala calizas arcillosas de estratos medianos a delgados en estratificación paralela con común contenido de foraminíferos planctónicos y raros foraminíferos bentónicos, además de arenisca, *packstone* y *grainstones* en contactos ondulados. Además, se encontraron finos depósitos de tobas volcánicas intercalados en la laminación de los depósitos de lutita, *mudstone* y *wackestone*, dándoles una tonalidad café-verdosa. También podemos observar impresiones de ramas, trazas discretas y estructuras de escape con un grado de bioturbación que va de 0 a 2. Sobre el Bloque de Coahuila, tenemos cristales y cementos de hematita en cementos primarios esparíticos y cristales de pirita inmersos en la matriz micrítica, mientras que en la cuenca de Parras tenemos cristales de pirita inmersos en una matriz micrítica e intergranular. Las muestras de roca están afectadas por la diagénesis, sobre todo en la cercanía a la Sierra Madre Oriental, por lo que en ocasiones se vuelve difícil el reconocimiento de organismos fósiles. Los géneros de foraminíferos planctónicos caracterizados en esta sucesión son *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *marginotruncana* y *Whiteinella* restringiendo, por su contenido fósil, una edad del Cenomaniano tardío-Turoniano (Figura 2).

Tipos de Microfacies

En la Formación Eagle Ford se reconocen nueve microfacies (Mf): la Mf-1 que está conformada por *mudstone* con escasos foraminíferos planctónicos (5–10 %); la Mf-2 por lutita y *wackestone* con foraminíferos oportunistas; la Mf-3 por lutita y *wackestone* con foraminíferos especialistas; la Mf-4 por *wackestone* y *packstone* de radiolarios; la Mf-5

por *packstone* con filamentos; la Mf-6 por *grainstone* peloidal; la Mf-7 por *grainstone* bioclástico, la Mf-8 conformada por calcarenitas bien cementadas y la Mf-9 por tobas volcánicas (Figura 3a).

En la Formación Indidura también se diferenciaron nueve microfacies (Mf), la Mf-1 formada por *mudstone* con raros foraminíferos planctónicos (0–5 %); la Mf-2 por lutita y *wackestone* con foraminíferos oportunistas; la Mf-3 por lutita y *wackestone* con foraminíferos especialistas; la Mf-4 por *wackestone* y *packstone* de radiolarios y calciesferas; la Mf-5 por *wackestone* y *packstone* con filamentos; la Mf-6 por *grainstones* peloidales; la Mf-7 por *grainstone* bioclástico, la Mf-8 por calcarenitas con matriz arcillosa y la Mf-9 por tobas volcánicas (Figura 3a). De manera general las microfacies se describen de la siguiente manera:

Mf-1: *mudstone*

La microfacies 1 se conforma de *mudstone* con raros foraminíferos planctónicos y fragmentos de bivalvos. Las muestras presentan láminas muy finas de color café a gris oscuro, con un grado de bioturbación 0. Suelen observarse cristales de pirita dentro de las cámaras de los foraminíferos, común contenido de materia orgánica y disolución entre la laminación.

Mf-2: *wackestone de foraminíferos oportunistas*

La microfacies 2 se conforma de lutita y *wackestone* con comunes foraminíferos planctónicos de tipo oportunista, como *Heterohelix* y *Whiteinella*, con cámaras globosas que se desarrollan durante periodos de crisis y viven entre los 0 m y 50 m de profundidad. Las muestras presentan láminas muy finas de color café a gris oscuro, con un grado de bioturbación 0 a 1. También se observan raros foraminíferos

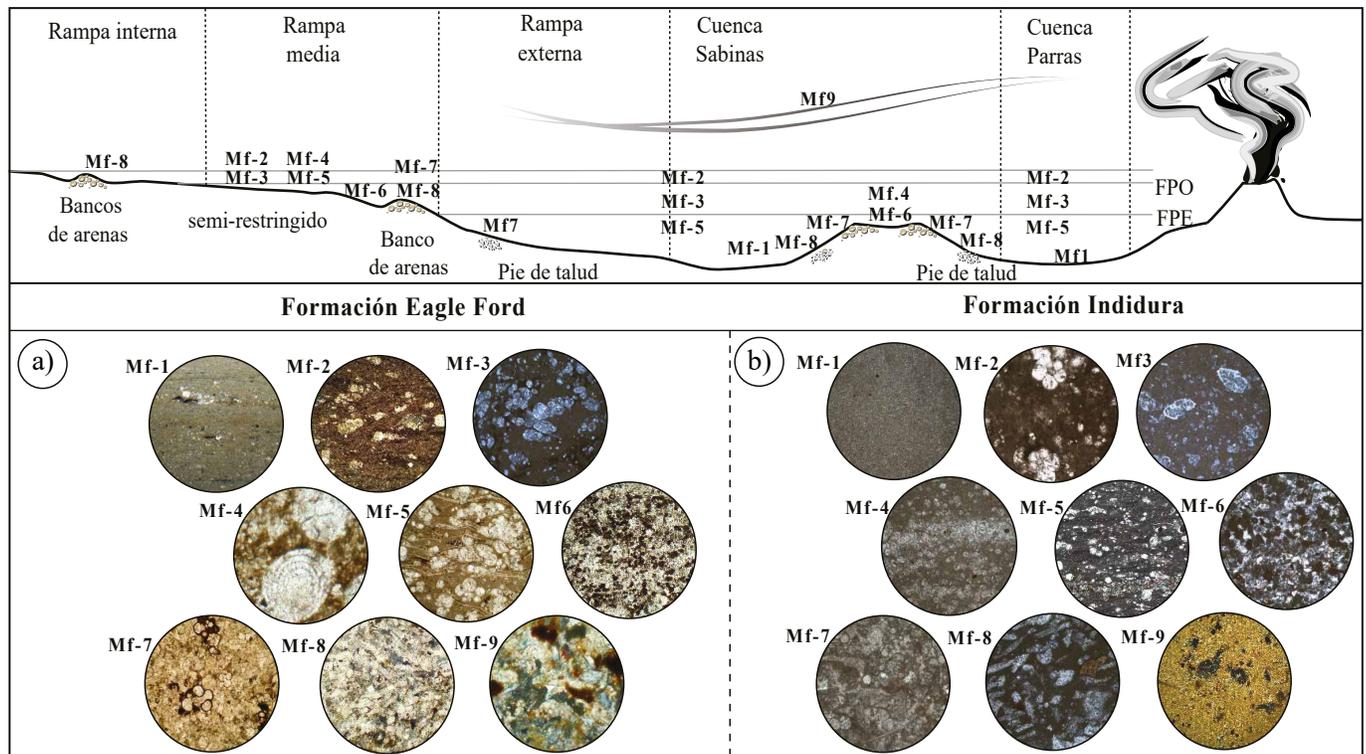


Figura 3. Esta imagen muestra la posición de cada una de las microfacies en el ambiente de depósito de las Formaciones Eagle Ford e Indidura durante el Cenomaniano-Turoniano. Las fotografías se observan en nicols paralelos y muestran los organismos característicos de cada microfacies. Mf-1 *mudstone* con <10% de aloquímicos, Mf-2 con FP oportunistas, Mf-3 con FP especialistas, Mf-4 con radiolarios y calciesferas, Mf-5 con filamentos, Mf-6 con peloides, Mf-7 con bioclastos, Mf-8 con líticos calcáreos y Mf-9 con cristales de cuarzo y líticos volcánicos.

bentónicos, restos de inocerámidos y alto contenido de materia orgánica. Las muestras presentan cristales de pirita entre la laminación y común contenido de materia orgánica.

Mf-3: wackestones de foraminíferos especialistas

La microfacies 3 se conforma también por lutita y caliza micrítica de textura *wackestone*, de laminación fina y un grado de bioturbación 0 a 1. Esta microfacies se diferencia en su contenido de foraminíferos planctónicos especialistas, lo cuales son de mayor tamaño (0.3–0.5 μm), con formas ornamentadas y carenadas, cámaras más alargadas, que viven entre los 50 y 100 m de profundidad (Molina, 2004). Los foraminíferos planctónicos presentes en esta microfacies son *Margino truncana*, *Globotruncana* y *Hedbergella*. También incluyen fragmentos de pelecípodos con paredes aragoníticas aún preservadas y abundante materia orgánica.

Mf-4: wackestone – packstone de radiolarios y calciesferas

La microfacies 4 incluye caliza de textura *wackestone* y *packstone*, con matriz micrítica, estratos que van de 1 a 20 cm y un grado de bioturbación de 1 a 2. Esta microfacies se distingue por su común contenido de radiolarios y calciesferas distribuidos en la matriz arcillosa. Además, se observan nódulos de lodo. Su porosidad es de tipo interpartícula y vugular, presentando neomorfismo en zonas bioturbadas y dolomitización selectiva.

Mf-5: packstone de filamentos

La microfacies 5 incluye *packstone* con matriz micrítica, estratos entre 1 y 20 cm y un grado de bioturbación de 0. Se caracteriza por presentar un abundante contenido de filamentos y foraminíferos planctónicos inmersos en la matriz, en su mayoría de tipo especialista. También se observan raros foraminíferos bentónicos. Los filamentos se encuentran segmentados o con estrías longitudinales, se extienden de forma continua y discontinua entre la laminación ondulada y se encuentran comúnmente entre bandas ricas de materia orgánica. Contiene comúnmente cristales de pirita en las cámaras de foraminíferos. La porosidad es tipo vugular, intrapartícula e intercrystalina y muestra una compactación diferencial observada en lámina delgada.

Mf-6: grainstone peloidal

La microfacies 6 incluye *grainstone* con abundantes pellets y peloides y un grado de bioturbación de 1 a 2. La presencia de micro-coprolitos indica condiciones marinas someras fértiles y una cementación rápida que permitió su conservación (Adams et al., 1996; Navarro et al., 2009). Se reduce la materia orgánica y aumenta los minerales oxidantes como la hematita. La porosidad es tipo intracrystalina e intrapartícula.

Mf-7: grainstone bioclástico

La microfacies 7 contiene *grainstone* con estratos desde 3 a 30 cm en contactos erosivos y un grado de bioturbación de 1. Esta microfacies presenta abundantes bioclastos de bivalvos, con escasos intraclastos y calciesferas. Presenta laminación ondulada, contactos erosivos y alineación de sus componentes. Se observa una disminución importante de la materia orgánica y el aumento de minerales oxidantes (hematita). El cemento secundario es de calcita y sílice. La porosidad es de tipo intercrystalina.

Mf-8: calcarenitas

La microfacies 8 se compone de areniscas con clastos calcáreos angulosos a subangulosos que sobre la plataforma Burro-Peyotes es granosoportada pero sobre el Bloque de Coahuila flotan en una matriz lodosa, con tamaños menores a 0.6 mm y contactos largos o flotados.

Los intraclastos se encuentran orientados con respecto a la laminación, en laminaciones onduladas o anastomosadas de 1 a 3 mm, también presentan laminación cruzada. El grado de bioturbación va entre 1 y 2. En esta microfacies se observan escasos intraclastos de caliza y raros *grapestone*, además de bioclastos de foraminíferos, bivalvos, restos de peces y raros granos cubiertos tipo oides, en ocasiones mezclados con cristales de cuarzo y feldespatos de tamaños de arenas finas.

Mf-9: tobas volcánicas

La microfacies 9 incluye depósitos de tobas volcánicas muy finas. Las tobas se encuentran como laminaciones finas intercaladas en los depósitos de lutita y caliza, dándoles una tonalidad café-verdosa. Se componen de extraclastos volcánicos, cristales de cuarzo, feldespatos y granos de circón. Los depósitos presentan abundante disolución, por lo que encontramos comunes líticos fantasmas. Además, podemos observar escasos radiolarios asociados al depósito. Las calizas intercaladas entre los depósitos de caída presentan abundante cemento silíceo como pedernal y calcedonia, además de cementos secundarios de calcita y hematita.

Geoquímica de rayos-X en las Formaciones Eagle Ford e Indidura

Las Formaciones Eagle Ford e Indidura se componen de arcillas ricas en carbonato y sílice, siendo los elementos más abundantes el calcio (83.3 %) seguido del contenido de silicio (12.4 %). Sobre el Bloque de Coahuila y la Plataforma Burro-Peyotes tenemos aluminio de hasta 8000 ppm y en las cuencas de Sabinas y Parras hasta 20000 ppm.

Las concentraciones absolutas y normalizadas de los elementos químicos medidos en todas las secciones varía de la siguiente forma: Aluminio (Al), mín. 2896–máx. 14762 ppm, promedio 6523 ppm; circón (Zr), mín. 10.7–máx. 43.8 ppm, promedio 22.5 ppm; potasio (K), mín. 2000.2–máx. 8307.9 ppm, promedio 3791 ppm; hierro (Fe), mín. 1735.2–máx. 11780 ppm, promedio 6197 ppm; vanadio (V), mín. 33.6–máx. 135.5 ppm, promedio 76.9 ppm y V/Al mín. 0.0057–máx. 0.03, promedio 0.0156; molibdeno (Mo), mín. 4.4–máx. 7.7 ppm, promedio 5.66 ppm y Mo/Al mín. 0.00032–máx. 0.00216, promedio 0.00142; manganeso (Mn), mín. 145.8–máx. 297.2 ppm, promedio 199.4 ppm y Mn/Al mín. 0.0157–máx. 0.0778, promedio 0.04599; níquel (Ni) mín. 44.5–máx. 63.4 ppm, promedio 52.6 ppm y Ni/Al mín. 0.00348–máx. 0.02399, promedio 0.01286; y zinc (Zn) mín. 29.5–máx. 98.5 ppm, promedio 55.9 ppm y Zn/Al mín. 0.0058–máx. 0.0162, promedio 0.0112. En la Tabla S1 se reportan estas concentraciones para cada una de las secciones estudiadas.

La Formación Eagle Ford sobre la Plataforma Burro-Peyotes muestra entradas de material detrítico en la parte media de la sucesión sedimentaria (Barra azul, Figura 4a) asociado principalmente a la microfacies 4, donde los radiolarios y bivalvos proliferaron. Estos aumentos se correlacionan con la disminución de elementos reductores como manganeso y molibdeno. El níquel (Ni/Al) y el vanadio (V/Al) normalizados muestran tendencias crecientes con los picos mayores en la cima, asociados a la microfacies 2 y 3, indicando un aumento en el aporte de nutrientes. El Fe, por el contrario, presenta los picos más altos en la parte inferior de las secciones donde la microfacies 6 está asociada. Los elementos de vanadio, manganeso, níquel y zinc normalizados (V/Al, Mn/Al, Ni/Al y Zn/Al) muestran incrementos en la parte superior asociados a la microfacies 2 y 3 (Figura 4a).

En el interior de la cuenca de Sabinas, la Formación Eagle Ford muestra la entrada constante de material detrítico a lo largo de la sucesión sedimentaria (Barras azules, Figura 4b). De manera general, las tendencias de los elementos se mantienen relativamente planas y sólo los elementos como vanadio, manganeso y zinc normalizados (V/Al, Mn/Al, Zn/Al), muestran una tendencia ligeramente decreciente. Se observan dos picos de aumento de los elementos redox combinados

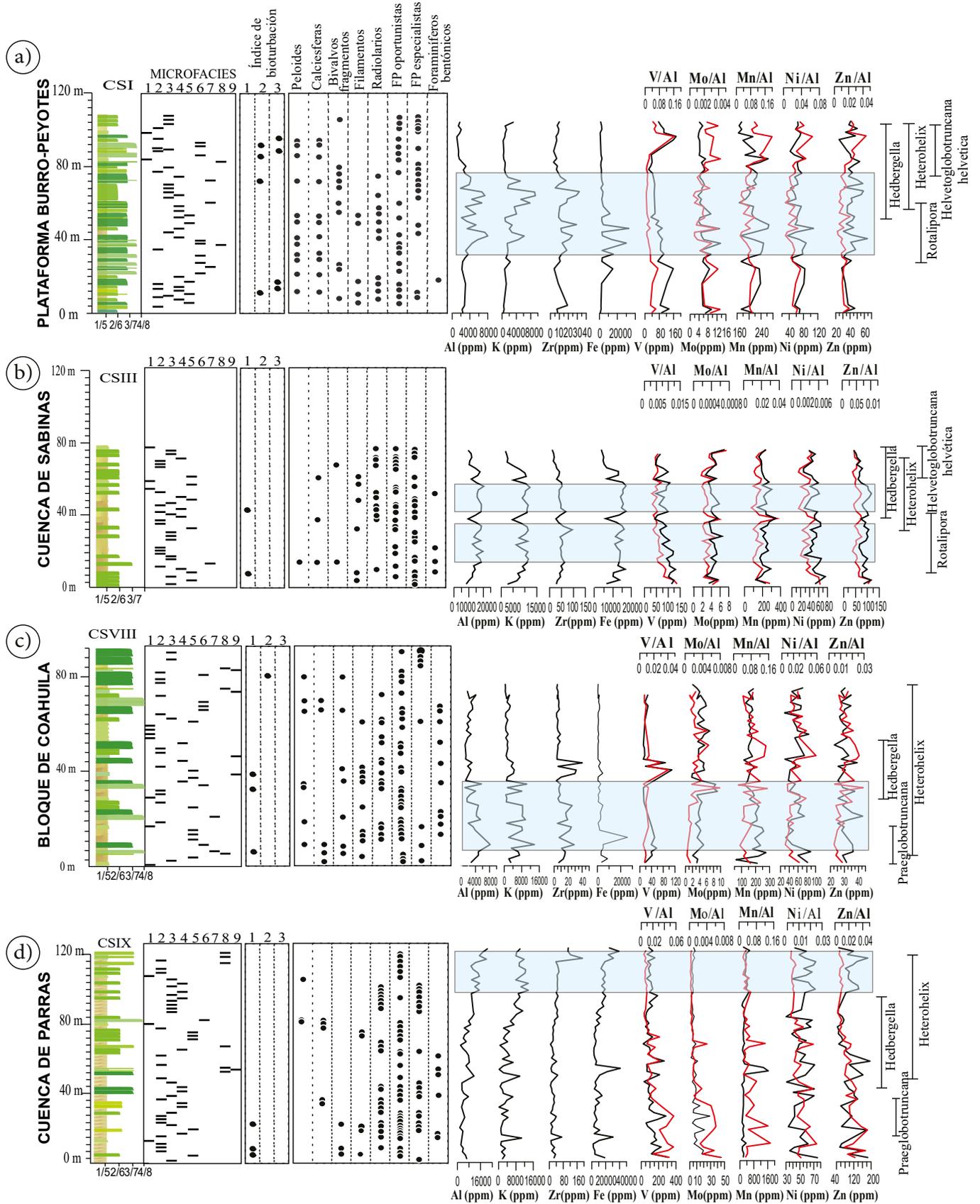


Figura 4. Ver la descripción en la página siguiente.

con una disminución de los elementos detríticos, que relacionamos con la microfacies 5. El Fe presenta valores más altos en la parte inferior (5 ppm) y se observa una tendencia decreciente a la cima (Figura 4b).

La Formación Indidura se puede diferenciar en dos miembros gracias a la notable variación de los elementos; superior e inferior. Observándose a partir del metro 45 de la sección una clara diferencia en el aporte de los elementos detríticos como Al, K y Zr que desarrollan una tendencia plana y a partir del metro 50, los elementos de Va, Mo, Ni, Zn y Mn comienzan a decrecer ligeramente. En la parte intermedia de la sección existe un aumento en el contenido de vanadio normalizado (V/Al) en la microfacies 5. El Fe sobre la Plataforma Burro-Peyotes varía más en comparación con el Bloque de Coahuila, presentando una tendencia casi plana a lo alto de la sección con una concentración menor a 1 ppm y un pico en el miembro inferior (Figura 4c).

Al sur de la cuenca de Parras, la Formación Indidura presenta un incremento del contenido en elementos detríticos a la cima (Al, K y Zr), mientras que los elementos redox decrecen (V, Ni, Mo, Zn y Mn). Además, se observan tres incrementos de los elementos de manganeso y molibdeno normalizados (Mn/Al, Mo/Al) asociados posiblemente a la microfacies 2 y 4. El Fe presenta los picos más altos en el miembro inferior de la columna CSIX e incrementa hacia la cima, asociándose a los depósitos de las microfacies 8.

Geocronología U–Pb en granos de circón de la Formación Indidura

En la Formación Indidura se encontraron granos de circón en 7 muestras de las columnas (CS) VII, VIII e IX. Las muestras CSVII-3, CSVII-14, CSVII-34, CSVIII-8, CSVIII-19, CSVIII-30 corresponden a capas de toba intercaladas en la sucesión sedimentaria ubicadas sobre el Bloque de Coahuila, mientras que la muestra CSIX-60 corresponde a una arenisca ubicada en la cuenca de Parras. El miembro inferior de la Formación Indidura cuenta con las muestras CSVII-3 y CSVIII-30, en la parte media de la sucesión las muestras CSVII-14 y CSVIII-19 y en el miembro superior las muestras CSVII-34, CSVIII-8 y CSIX-60. El rango de edad obtenido con las muestras analizadas para la Formación Indidura va entre 91.7 ± 0.8 y 98.2 ± 0.9 Ma, valores que corresponden al Cenomaniano y el Turoniano (Tabla S2 del material suplementario).

Los depósitos finos de tobas contienen granos de circón con hábito euhedral alargado y subhedral homogéneo, algunos con zonado concéntrico en los bordes y granos de circones accidentales, es decir, granos de circones acarreados a la cuenca, inclusiones sólidas o herencias en el interior de algunos de ellos.

En la columna VII, la muestra CSVII-3 presenta un total de 24 circones analizados, la agrupación de los análisis concordantes nos

permite calcular la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 98.2 ± 0.9 Ma (2 sigma; MSWD = 2.5; Figura 5), edad que corresponde al Cenomaniano temprano. La muestra CSVII-14 presenta un total de 29 granos de circón, los cuales nos permiten calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 95.7 ± 0.8 Ma (2 sigma; MSWD = 2.2, Figura 6) edad que corresponde al Cenomaniano tardío. Esta edad es interpretada como contemporánea a la deposición del sedimento de la Formación Indidura con algunos granos de circón que llegaron a la cuenca transportados con el sedimento. La muestra CSVII-34 presenta un total de 25 granos de circón con una media ponderada de 96.6 ± 0.9 Ma (2 sigma; MSWD = 2.4; Figura 7), edad que corresponde al Cenomaniano tardío y es ligeramente mayor a la esperada para el miembro superior, pero de utilidad por el rango que proporciona su error.

La columna VIII está invertida en campo por lo que la muestra CSVIII-30 se encuentra en el miembro inferior de la columna con un total de 12 granos de circón y una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 97.7 ± 3.2 Ma (2 sigma; MSWD = 3.0; Figura 8), edad que corresponde al Cenomaniano temprano. En la muestra CSVIII-19 la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenida en el cristal Z1 nos proporciona una edad de 96.8 ± 2.3 Ma que interpretamos como la mejor aproximación de la edad (Figura 9). La muestra CSVIII-8 presenta un total de 12 granos de circón con una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 91.7 ± 0.8 Ma (2 sigma; MSWD = 2.0, Figura 10) edad que corresponde a mediados del Turoniano, proporcionando la edad más joven para la sucesión sedimentaria.

En la columna IX, la muestra CSIX-60 presenta granos de circón con edades que varían de 1726 ± 22 Ma hasta 103 ± 2 Ma, por lo que la edad máxima propuesta para el depósito es de 103 ± 2 Ma (Figura 11) de edad Albiano. En esta muestra tenemos una variedad de granos de circón subhedrales y subredondeados.

Ambiente de depósito en la cuenca de Sabinas

En la Mf-1, la laminación fina a escala milimétrica (Figura 3) sugiere pequeñas fluctuaciones en las condiciones ambientales (McCarthy et al., 2011). El bajo índice de bioturbación y la ausencia de microfósiles bentónicos en esta microfacies apuntan a condiciones reducidas en oxígeno en el agua de fondo de la cuenca (Pacton et al., 2008; Reolid et al., 2010, 2015). Además, la presencia de pirita sedimentaria y bandas de materia orgánica en esta microfacies sugiere la influencia de actividad algal o bacteriana al momento de acumulación de las capas (McCarthy et al., 2011), que evidencian un origen autóctono de la materia orgánica (Pacton et al., 2008; Bontognali et al., 2012; Blanco-Piñón et al., 2014).

Las Mf-2, Mf-3 con una relación P/B > 97 % indica una caída en la oxigenación de la columna de agua, que en condiciones todavía

Figura 4. Esta imagen muestra la relación entre las microfacies, los elementos menores, el grado de bioturbación y los microorganismos fósiles. a) La columna CSI, perteneciente a la Formación Eagle Ford, está ubicada sobre la plataforma Burro-Peyotes. En esta columna las microfacies dominantes son las 2, 3, 5 y 6. Algo que podemos distinguir es la aparición de foraminíferos especialistas hacia la parte superior del depósito y la presencia de radiolarios durante la entrada de material detrítico (cuadro azul). Algunos foraminíferos que nos ayudan a determinar la edad del depósito se encuentran a la derecha de la imagen, indicando con barras el rango estratigráfico en el que se encontraron. La aparición de la *Helvetoglobotruncana helvética* inicia cuando los elementos detríticos disminuyen y está asociada a las microfacies 2 y 3. b) La columna CSIII, perteneciente a la Formación Eagle Ford, está ubicada en el interior de la cuenca de Sabinas y muestra las microfacies 2, 3, 4, y 5 como las más dominantes con una población abundante de foraminíferos planctónicos y un índice de bioturbación muy bajo. Los elementos geoquímicos muestran tendencias relativamente planas con pequeños incrementos de los elementos detríticos. Nuevamente, la *Helvetoglobotruncana helvética* aparece cuando los elementos detríticos comienzan a disminuir. c) La columna CSVIII, perteneciente a la Formación Indidura, está ubicada sobre el bloque de Coahuila. Esta imagen muestra un dominio de las microfacies 1, 2, 5 y 6, con abundantes foraminíferos oportunistas y la presencia de foraminíferos especialistas al final del depósito. Se observa mayor entrada de elementos detríticos en la parte inferior de la sucesión. La *Praeglobotruncana* se observa en la base de la formación mientras la *Heterohelix* se pueden encontrar a lo largo de toda la sucesión. d) La columna CSIX, perteneciente a la Formación Indidura, está ubicada hacia el sur de la cuenca de Parras. Esta imagen muestra un dominio de las microfacies 2, 3 y 4, con abundantes foraminíferos oportunistas y dos periodos de mayor estabilidad marcados por la presencia de foraminíferos especialistas. Se observa un incremento ligero de los elementos detríticos hacia la cima. La *Praeglobotruncana* se observa próxima a la base de la formación (Cenomaniano tardío). Los números 1, 2, 3 y 4 a la base de la columna estratigráfica corresponden a la granulometría de lutita, limo, arena fina y arena mediana, los números 5, 6, 7 y 8 corresponden a las texturas mudstone, wackestone, packstone y grainstone. Las líneas negras representan los valores obtenidos por NITON y las líneas rojas los datos normalizados con aluminio.

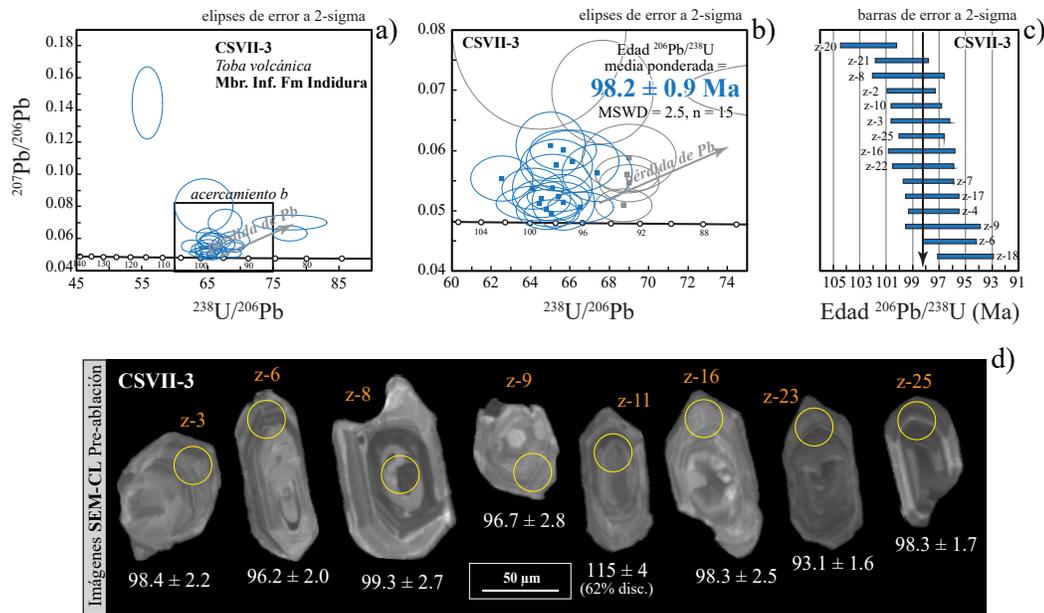


Figura 5. Edades U-Pb en la muestra clave CSVII-3. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) Esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico a, en ella se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 98.2 ± 0.9 Ma; c) Gráfico con el numero de granos de circón utilizados para calcular la media ponderada; d) Imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón representativos con formas subhedrales y núcleos heredados.

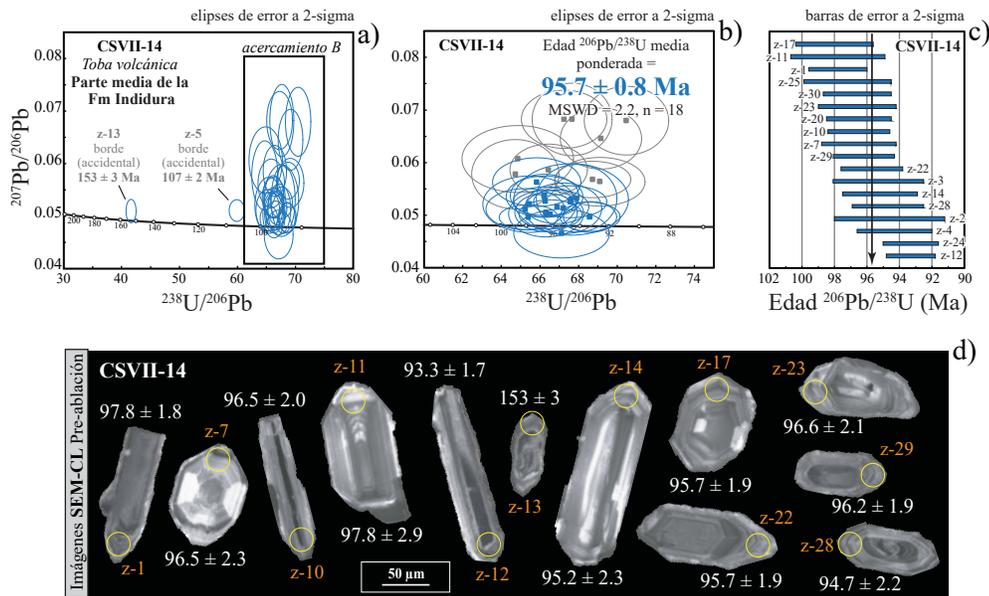


Figura 6 Edades U-Pb en la muestra clave CSVII-14. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) Esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico a, en ella también se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 95.7 ± 0.8 Ma. Las elipses de color azul son las que fueron empleadas para calcular la edad media ponderada. c) Gráfico de las edades de los 15 granos de circón utilizados para calcular la media ponderada de 95.7 ± 0.8 Ma; d) Imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón con formas subhedrales alargados y sus anillos de crecimiento.

desfavorables para los organismos bentónicos limitaba su presencia. Organismos como *Whiteinella*, *Hedbergella*, *Rotalipora* y *Heterohelix* encontrados en la Mf-2 son interpretados como organismos oportunistas en ambientes inestables con bajos niveles de oxígeno (Hart, 1980; Premoli-Silva y Sliter, 1994; Gasinski, 1997; Georgescu, 2009; Sánchez-Quiñonez, 2010; Molina, 2004), indicativos de latitudes medias a bajas (Hart, 1980; Premoli-Silva y Sliter, 1994; Gasinski, 1997; Georgescu, 2009), de ambientes eutróficos inestables, alta

productividad, cambios en la salinidad (Keller *et al.*, 2001; Keller y Pardo, 2004) y aguas someras (Hart, 1980; Premoli-Silva y Sliter, 1994). Mientras que el aumento de foraminíferos especialistas en la Mf-3, que se caracterizan por presentar quillinas y carenados, sugieren el cambio a condiciones oceánicas más estables y la transición a un ambiente oligotrófico (Premoli-Silva y Sliter, 1994; Luciani y Cobianchi, 1999).

La Mf-4 muestra una mayor productividad evidenciada por la abundancia de radiolarios (Figura 3) y el aumento de elementos

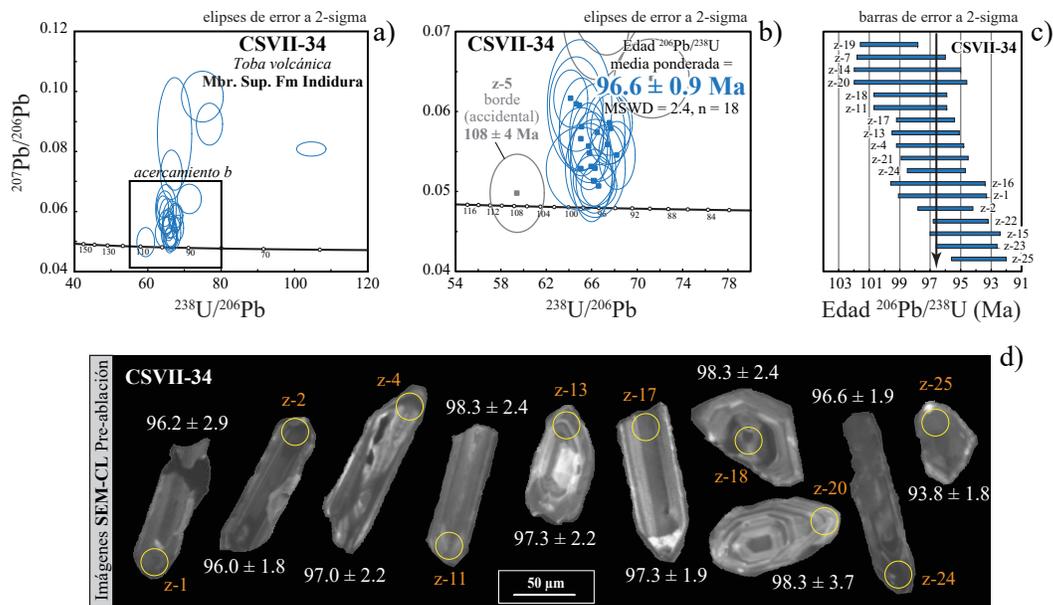


Figura 7. Edades U-Pb en la muestra clave CSVII-34. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico a, en ella también se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 96.6 ± 0.9 Ma. Se observa en color gris un grano de circón con edad discordante; c) gráfico de las edades de granos de circón utilizados para calcular la media ponderada; d) imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón representativos de la muestra obtenidos por SEM.

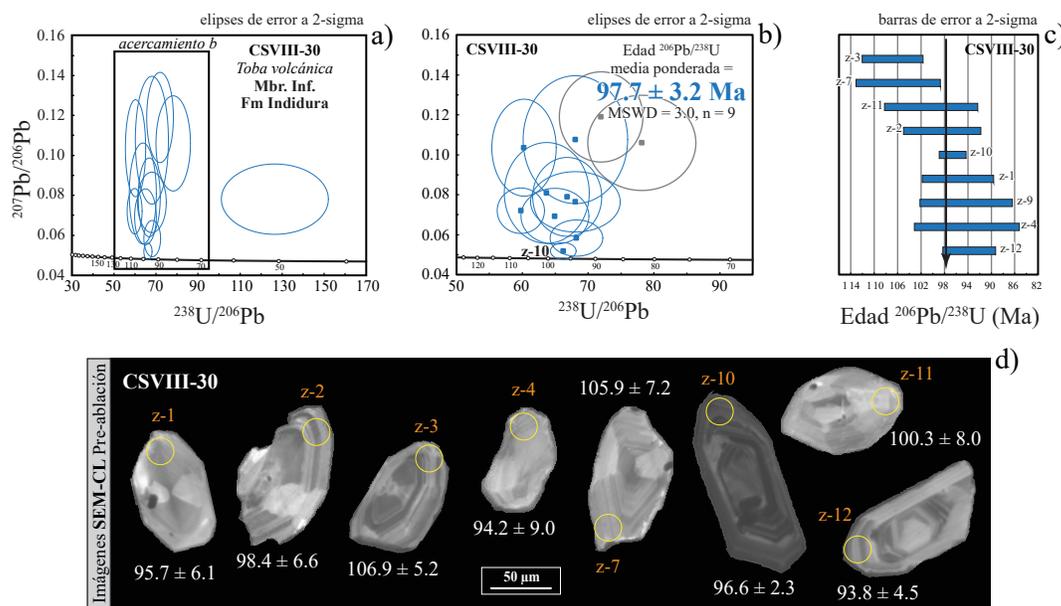


Figura 8. Edades U-Pb en la muestra clave CSVIII-30. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico a, en ella también se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 97.7 ± 3.2 Ma. Las elipses de color azul son las que fueron empleadas para calcular la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris fueron descartadas para el cálculo de esta edad, debido a que representan granos de circón más discordantes, plomo común y/o pérdida de plomo; c) gráfico de las edades de granos de circón utilizados para calcular la media ponderada; d) imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón representativos de la muestra obtenidos por SEM.

como Ni y Zn, que reflejan periodos cortos de mayor productividad producidos tal vez por los cambios estacionales y/o la intensidad de surgencia (De Wever *et al.*, 2002; Baumgartner, 2013; De Wever *et al.*, 2014) acarreado micronutrientes que permitieron el incremento de estos organismos como se ilustra en la Figura 4. Hacia el sur de la cuenca de Sabinas, la Mf-4 presenta un incremento de calciesferas y radiolarios que se asocia a la caída de material volcánico (Mf-9),

y esto representaría condiciones de estrés ambiental para otros organismos planctónicos (Flügel, 2004), explicando la disminución de foraminíferos en esta microfacies. Además, las facies limo-arenosas son más abundantes hacia el sur del área de estudio, como se ha reportado hacia el sureste por Martínez-Contreras (2015).

En la Mf-5, la abundancia de filamentos (Figura 3), la mortandad masiva y repentina de foraminíferos planctónicos, el incremento de

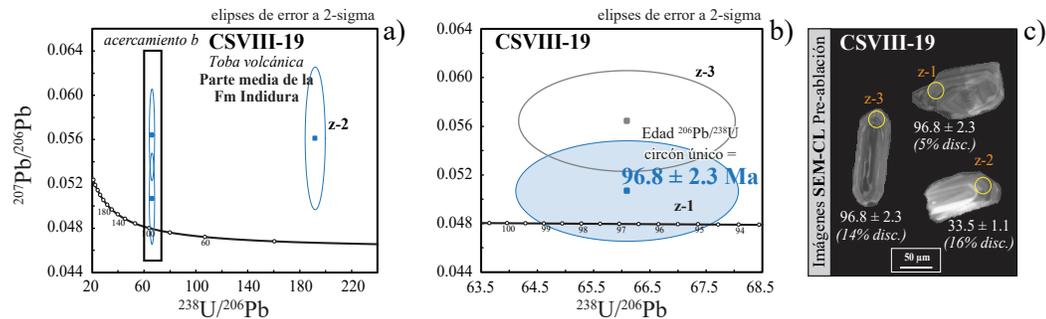


Figura 9. Edades U-Pb en la muestra clave CSVIII-19. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico a, en ella también se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de un cristal único de circón de 96.8 ± 2.3 Ma. En esta muestra tenemos tres granos de circón y la elipse de color azul representa el grano de circón utilizado para estimar la edad de la muestra; c) imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón presentes en la muestra obtenidos por SEM, donde se observan las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y puntos de ablación.

elementos redox y el aumento de foraminíferos bentónicos sugiere un aumento abrupto del nivel del mar (Murray, 1991; Navarro *et al.*, 2009; McCarthy *et al.*, 2011; Kędzierski *et al.*, 2012; Bomou *et al.*, 2013), que como consecuencia cambia las condiciones ambientales en la columna de agua provocando la muerte masiva de los organismos que la habitan y que precipitan en el fondo.

Sobre la Plataforma Burro-Peyotes tenemos a la Mf-6 asociada a márgenes de plataforma o rampa semi-restringida (Figura 3). Las Mf-7 y Mf-8 formaron parte de posibles barras de arenas carbonatadas que protegían la rampa interna y media al norte de la cuenca de Sabinas y depósitos de talud sobre el Bloque de Coahuila (Figura 3). Estas microfácies representan depósitos de alta energía, donde el material clástico parece provenir de la erosión de sedimentos contemporáneos y de material reciclado de la cuenca. Las marcas de ondulación asociadas a estos estratos, la presencia de cementos de hematita y el aumento de elementos oxidantes proporcionan evidencia de mayor disponibilidad de oxígeno sobre los altos estructurales.

La Mf-9 corresponde a depósitos de toba que precipitaron dentro

de la cuenca (Figura 3), ya que la caída de material volcánico sobre la cuenca puede reducir el pH en las aguas superficiales (Cobianchi *et al.*, 2015), provocando una fuerte disolución como la observada en las conchas de los organismos calcáreos planctónicos.

DISCUSIÓN

Las Formaciones Eagle Ford e Indidura son unidades mixtas de siliciclásticos y carbonatos que registran una transgresión marina ocurrida durante el Cretácico Tardío. Los fechamientos U-Pb de los granos de circón encontrados en la Formación Indidura presentan un registro que va de los 91.7 ± 0.8 Ma a los 98.2 ± 0.9 Ma, desde el Cenomaniano temprano hasta inicios del Turoniano tardío. Sin embargo, la presencia de la *Praeglobotruncana* cerca de la base nos indica una edad del Cenomaniano tardío (Lehmann, 1963; Robaszynski y Caron, 1979; Huber, 1992; Huber *et al.*, 1995; Zapata-Martínez, 2015). El límite Cenomaniano-Turoniano no está bien definido, pero se puede

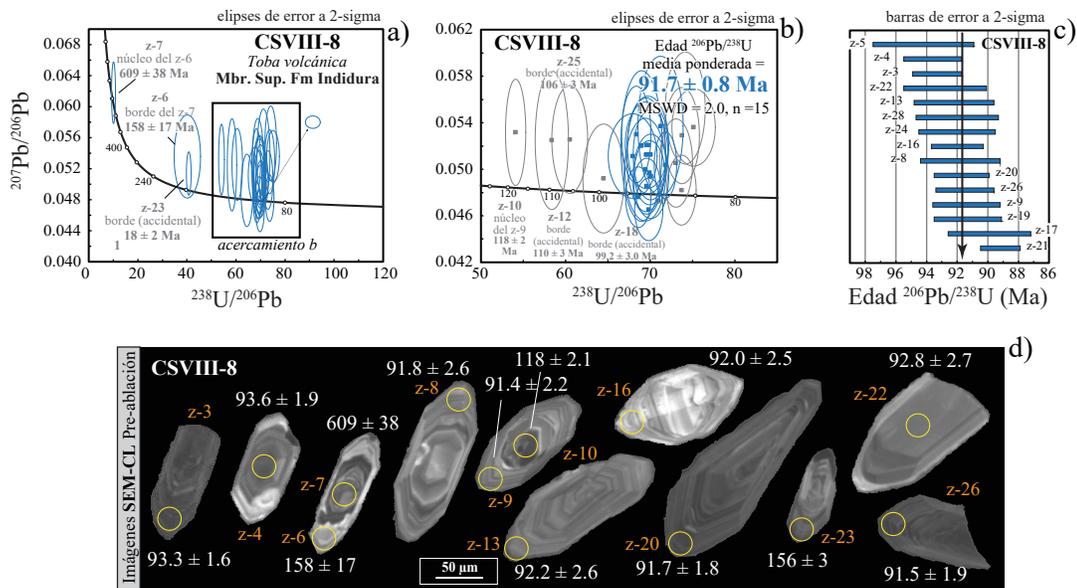


Figura 10. Edades U-Pb en la muestra clave CSVIII-8. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados; b) esta imagen corresponde a un acercamiento del gráfico A, en ella también se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 91.7 ± 0.8 Ma. Las elipses de color gris representan herencias de granos de circón, plomo común y/o pérdida de plomo; c) gráfico de las edades de granos de circón utilizados para calcular la media ponderada; d) imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón representativos de la muestra obtenidos por SEM.

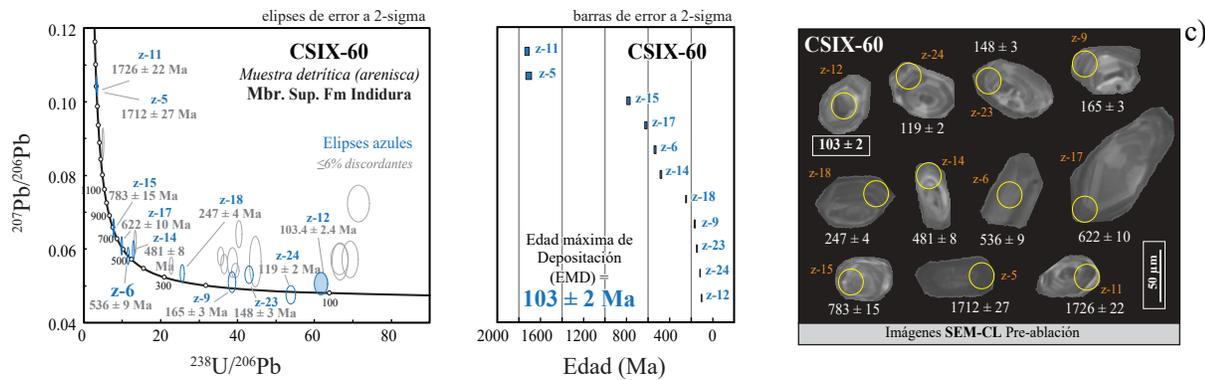


Figura 11 Edades U-Pb en la arenisca clave CSIX-60. a) Gráfico de concordia tipo Tera Wasserburg mostrando todos los datos de los granos de circón analizados, las elipses de color gris representan granos de circón más discordantes, plomo común y/o pérdida de plomo; b) gráfico con las edades más próximas a la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ máxima de deposición de 103 ± 2 Ma.; c) imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón de la muestra obtenidos por SEM, también se observa el punto de ablación donde se llevó a cabo cada análisis.

interpretar por la desaparición de la *Praeglobotruncana*, además del contraste entre los elementos químicos que divide a esta sucesión en dos miembros, el miembro superior e inferior, que está marcado principalmente por la disminución de elementos redox, sobre todo en el Bloque de Coahuila (Figura 2c y 2d /Figura 4c y 4d).

En la Formación Eagle Ford no fue posible determinar la edad de la base de deposición, pero en la parte media y cima de esta formación podemos observar los géneros *Hedbergella* del Albiano-Cenomaniano (Moriya y Tsutsui, 2015), *Rotalipora cushmani* del Cenomaniano tardío (Peryt y Wyrwicka, 1991) y la *Helvetoglobotruncana helvética* (Figura 2), que en conjunto con el *Inoceramus labiatus* (reportado anteriormente en el área de estudio), son de edad turoniana (Blanco-Piñón et al., 2008). Reportando un rango de edad Cenomaniano-Turoniano como se observa en la Figura 2. El límite Cenomaniano-Turoniano está indicado por la aparición de *Helvetoglobotruncana* y la desaparición de la *Rotalipora* (Figura 4a y 4b). En este trabajo, no se pudieron fechar granos de circón para esta sucesión sedimentaria, pero en Estados Unidos los depósitos de tobas volcánicas en la Formación Eagle Ford han sido fechados por el método U-Pb reportando un rango de edad entre el Cenomaniano temprano ($96.8 \pm 1.2/-0.7$ Ma) y el Turoniano tardío ($91.6 \pm 0.6/-0.4$ Ma) para el área de Austin, al sur de Texas (Pierce et al., 2016). Por ello, las edades U-Pb de la Formación Indidura de ~ 98 Ma y ~ 91 Ma al sur de la cuenca de Sabinas son en parte correlacionables con las rocas expuestas en la Formación Eagle Ford en el sur de Texas.

Respecto a la geoquímica, los elementos Al, Zr y K son indicadores de la señal detrítica. En ambas sucesiones sedimentarias los valores más elevados se observan en el interior de las cuencas, pero con mayor variación sobre los altos estructurales. Los micronutrientes como el níquel y el zinc se incrementan en la parte inferior de las sucesiones, indicando mayor productividad al inicio de la transgresión marina ocurrida para este tiempo. Tras la descomposición de la MO, el zinc puede liberarse e incorporarse como ZnS en la pirita (Huerta-Díaz y Morse, 1992; Daskaladis y Helz, 1993; Morse y Luther, 1999).

La presencia de Mn suele asociarse a condiciones reductoras en ambientes sedimentarios, sin embargo, su función principal es la transferencia de trazas de metales desde la columna de agua al sedimento (Tribovillard et al., 2006). Las concentraciones de Mo son indicadores de las condiciones de oxigenación en la columna de agua, donde los sedimentos con ≤ 5 ppm indican condiciones óxicas a subóxicas; ≥ 5 ppm, pero < 20 ppm indican condiciones anóxicas; y ≥ 20 ppm exhiben condiciones euxínicas (Zheng et al., 2000; Kearns, 2011). Por lo que el contenido de Mo promedio de las columnas estratigráficas (Tabla S1) indican que en la plataforma Burro-Peyotes

existieron condiciones anóxicas; en la cuenca de Sabinas condiciones de subóxicas a anóxicas; en el bloque de Coahuila de subóxicas a anóxicas; y en la cuenca de Parras anóxicas.

Los elementos en conjunto de V, Ni y S también nos sirven como indicadores de las condiciones óxico-reductoras. Al graficar los datos en el diagrama de Lewan (1984), las muestras de roca caen en condiciones subóxicas marino-terrestres, posiblemente asociado a esta interacción de material terrígeno que llegaba al interior de la cuenca (Figura 12a). Es importante mencionar que tanto el molibdeno como el níquel no muestran una correlación directa con el aluminio, implicando que la fracción detrítica no es su fuente principal, sino más bien la arcilla. En la relación V vs. Ni se observa que las columnas CSII, CSV, CSVI, CSIX se depositaron mayormente en condiciones anóxicas, las columnas CSIII, CSIV, CSVII en condiciones óxico-disóxicas y las columnas CSI y CSVIII en condiciones mayoritariamente óxicas (Figura 12b). Deduciendo que la paleogeografía jugó un papel importante en el aporte de nutrientes, en las condiciones de oxígeno de la columna de agua y en la preservación de la materia orgánica dentro de los sedimentos arcillosos.

CONCLUSIONES

La Formación Indidura presenta mayor contenido de areniscas, *grainstone* bioclástico y líticas provenientes del Bloque de Coahuila que se depositaron en ambientes de mayor energía que la Formación Eagle Ford. De acuerdo con la microfaua y las edades en granos de circón, podemos establecer que ambas formaciones se depositaron dentro del Cenomaniano-Turoniano, pero restringiendo de manera más precisa a la Formación Indidura dentro del Cenomaniano tardío-Turoniano.

La geoquímica de elementos menores y la microfaua nos indican un paleoambiente hostil donde las especies debían adaptarse a las variaciones de salinidad y del nivel del mar, una entrada constante de material detrítico y variaciones en la concentración de oxígeno en la columna de agua. Por tal, tenemos un ambiente marino-terrágeno de aguas tranquilas anóxicas-subóxicas con zonas de mayor energía y oxigenación. Además, las cuencas de Sabinas y Parras debieron estar ubicadas en latitudes medias a bajas, con aguas templadas, someras y ricas en nutrientes de acuerdo con el contenido microfósil.

Los depósitos anóxicos están marcados por el abundante contenido arcillas oscuras, horizontes filamentosos, extinciones en masa de foraminíferos planctónicos, aumento del contenido de vanadio y una disminución del níquel que están asociados a las microfacies 1, y 5. Siendo las columnas CSII, CSV, CSVI y CSIX las que de acuerdo

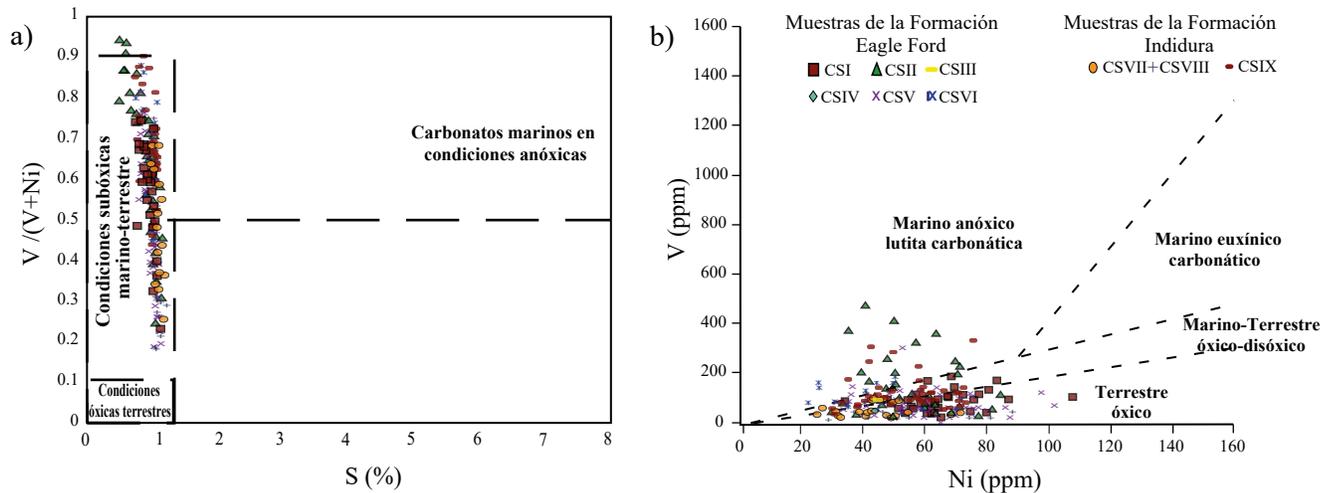


Figura 12. a) Gráfico de las proporciones de elementos traza de $V/(V+Ni)$ versus el contenido de azufre en porcentaje (S %), que muestra que las condiciones de deposición de las rocas generadoras son similares y que se depositaron en condiciones subóxicas marino-terrestres (Lewan, 1984. Gráfico tomado de Al-Khafaji *et al.*, 2020). b) Zonación gráfica de las concentraciones de vanadio (V) y níquel (Ni) para interpretaciones paleoambientales (Galarraga *et al.*, 2008), que muestra variaciones entre condiciones óxicas, óxido-disóxicas y anóxicas de las Formaciones Eagle Ford e Indidura, donde las columnas CSII, CSV, CSVI, CSIX caen en condiciones mayormente marino-anóxicas.

con los datos geoquímicos se depositaron en condiciones mayormente anóxicas.

Finalmente, podemos interpretar para ambas formaciones sedimentarias un ambiente de depósito poco profundo que a menudo se caracterizaba por una alta concentración de nutrientes, los cuales variaban a través de la paleogeografía entre condiciones óxicas, óxido-disóxicas y anóxicas.

Es importante mencionar que, aun teniendo sedimentos finos ricos en contenido orgánico depositado en condiciones reductoras, sigue faltando un componente crítico, el calor. La maduración del querógeno requiere calor y para que los sedimentos se cuezan lentamente se requiere un aumento de presión y temperatura que no siempre va en concordancia con la profundidad de sepultamiento.

MATERIAL SUPLEMENTARIO

La Tabla S1 correspondiente a los datos de elementos menores promedio en cada columna estratigráfica del Cenomaniano-Turoniano, así como la Tabla S2 que muestra las edades U-Pb de circones de tobas volcánicas en lutitas gasíferas de Coahuila, se pueden descargar desde la vista previa de este artículo en <www.rmccg.unam.mx>.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es financiado por la Universidad Nacional Autónoma de México, en el proyecto PAPIIT IN114522 denominado "Procesos diagenéticos e historia térmica de los mantos de carbón con potencial de gas (CBM) en la cuenca de Sabinas: sub-cuencas Sabinas, Las Esperanzas y Saltillito-Lampacitos". Igualmente forma parte del proyecto doctoral del primer autor en el Centro de Geociencias de la UNAM Campus Juriquilla. Se agradece muy especialmente a Juan Tomas Vázquez Ramírez y Walter Reategui por la preparación de las muestras, a María Concepción Arredondo por su ayuda en la obtención de imágenes de catodoluminiscencia, así como a los revisores anónimos de este trabajo.

REFERENCIAS

- Abouelresh, M. Slatt, R., 2012, Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett Shale in east-central Fort Worth Basin, Texas: AAPG Bulletin, 96(1), 1-22.
- Administration, U.E.I., 2016, Annual Energy Outlook 2016 with Projections to 2040: Washington, DC., US Department of Energy, technical report, 256 pp, <https://doi.org/10.2172/1329373>
- Algeo, T.J., Maynard, J.B., 2004, Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems: Chemical Geology, 206, 289-318.
- Alvarado-Ortega, J., Blanco-Piñón, A., Porras-Múzquiz H., 2006, Primer registro de Sarodon (Teleostei: Ichthyodectiformes) en la cantera La Mula, Formación Eagle Ford (Cretácico Superior: Turoniano), Múzquiz, Estado de Coahuila, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(2), 107-112.
- Aplin, A.C., Macquaker, J.S.H., 2011, Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems: AAPG Bulletin, 95(12), 2031-2059.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E., 2000, Spanish and Tunisian Cretaceous/Tertiary boundary sections: A planktic foraminiferal biostratigraphic comparison and evolutionary events: GFF, 122(1), 11-12.
- Bacelle, L., Bosellini, A., 1965, Diagrams for visual estimation of percentage composition in sedimentary rocks [Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie]: Ann. Università degli studi di Ferrara, NS, sez. IX., Sci. Geol. Paleont, 1, 59-62.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez, M., Martínez, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción Noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 299-319. <http://www.redalyc.org/html/572/57221301/>
- Baumgartner, P.O., 2013, Mesozoic radiolarites - accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins: Sedimentology, 60, 292-318, doi: 10.1111/sed.12022
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F.J.-M.R., Rojas-León, A., Duque-Botero, F., 2008, Cyanobacteria/Foraminifera Association from Anoxic/Dysoxic Beds of the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous - Cenomanian/Turonian) at Xilitla, San Luis Potosí, Central Mexico, *en* The meeting of the Americas: Fort Lauderdale, Florida, EUA, American Geophysical Union, resumen, 24.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F.J.-M.R., Zavala Díaz-de la Serna, F.J.,

- López-Doncel, R. A., Ángeles-Trigueros, S.A., Hernández-Ávila, J., Juárez*Arriaga, E., 2014, Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, SLP México central: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 397-412.
- Bomou, B., Adatte, T., Aziz, A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y., Föllmi, K.B., 2013, The expression of the Cenomanian – Turonian oceanic anoxic event in Tibet: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 466-481.
- Bontognali, T.R.R., Sessions, A.L., Alwood, A.C., Fischer, W.W., Grotzonger, J.P., Summons, R.E., Eiler, J.M., 2012, Sulfur isotopes of organic matter preserved in 3.45-billion-year-old stromatolites reveal microbial metabolism: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 15146-15151.
- Boyer, C., Kieschnick, J., Suárez-Rivera, R., Lewis, R.E., Waters, G., 2007, Producción de gas desde su origen: *Oilfield Review*, 18, 36-49.
- Brumsack, H.J., 2006, The Trace Metal Content of Recent Organic Carbon-Rich Sediments: Implications for Cretaceous Black Shale Formation: *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2), 344-361.
- Busby-Spera, C.J., Kokelaar, B.P., 1991, Controls of the Sawmill Canyon fault zone on Jurassic magmatism and extension/transension in southern Arizona: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 23, A-250.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993, Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record: *Marine geology*, 113(1-2), 67-88.
- Camp, W.K., Egenhoff S., Schieber J., Slatt R.M., 2015, A compositional classification for grain assemblages in finegrained sediments and sedimentary rocks—discussion: *Journal of Sedimentary Research*, 86(1), 1-5, DOI:10.2110/JSR.2015.100
- Cantú-Chapa, C.M., Sandoval-Silva, R., Arenas-Partida, R., 1985, Evolución sedimentaria del Cretácico Inferior en el norte de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, XVII(2), 14-37.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Mišković, A., Ibáñez-Mejía, M., 2010, Grenvillian remnants in the northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives: *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 92-104, doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.011
- Carrillo-Martínez, M., 1990, Geometría estructural de la sierra madre oriental, entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(1), 62-70.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México: University of Michigan, Tesis de doctorado, 268 p.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, *en* Schmidt, C.I., Katz, S.B., (eds.), Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, 28-36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 27-52.
- Cobban, W.A., 1988, Tarrantoceras Stephenson and related ammonoid genera from Cenomanian (Upper Cretaceous) rocks in Texas and the Western Interior of the United States: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1473, 51, <https://pubs.usgs.gov/pp/1473/report.pdf>
- Cobianchi, M., Mancin, N., Lupi, C., Bordiga, M., Bostock, H.C., 2015, Effects of oceanic circulation and volcanic ash-fall on calcite dissolution in bathyal sediments from the SW Pacific Ocean over the last 550 ka: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 429, 72-82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.045>
- Córdoba, D.A., Rodríguez-Torres, R., Guerrero-García, J., 1970, Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough, in The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, *en* Symposium in honor of Professor Ronald K. De Ford: West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, 83-97.
- Cruz, H.P., Meneses, J.J., 1998, Exploration opportunities in México, a regional perspective, *en* I Simposio sobre técnicas aplicadas a la exploración petrolera: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. A.C., Delegación México, 1-6.
- Daskaladis, K.D., Helz, G.R., 1993, The solubility of sphalerite in sulfidic solutions at 25 °C and 1 atm pressure: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(20), 4923-4931.
- De Antuñano, S.E., 1984, Tectónica Cenozoica del Norte de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 36, 43-62.
- De Antuñano, S.E., 2007, Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en la cuenca de Sabinas Coahuila, México: *Geociencia, Revista del Servicio Geológico Mexicano*, 1(1), 7-34.
- De Antuñano, S.E., Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, 241-270.
- De Ford, R.K., 1964, History of geologic exploration in Chihuahua, in *Geology of the Mina Plomosos-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico: West Texas Geological Society Publication*, 64, 116-129.
- De La O Burrola, F., Martínez, L., 2013, Caracterización petrográfica y geoquímica de los carbones de las subcuencas Ojinaga, Chihuahua, México: aplicación a la modelización en 1D del sistema petrolero: Nancy, Francia, Laboratoire G2R UMR 7566 CNRS, Département des Géosciences Faculté des Sciences et Technologies, Université Henri Poincaré, reporte de stage M2 2011, 41 pp.
- De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J.P., Nigrini, C., Caridroit, M., 2002, Radiolarians in the sedimentary record: CRC Press, 533 pp., <https://doi.org/10.1201/9781482283181>
- De Wever, P., O'Dogherty, L., Goričan, Š., 2014, Monsoon as a cause of radiolarite in the Tethyan realm: *Comptes Rendus Geoscience*, 346 (11-12), 287-297, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.10.001>
- Donovan, A., Staerker, T., Pramudito, A., Li, W., Corbett, M., Lowery, C., Romero, A., Gardner, R., 2012, The Eagle Ford outcrops of West Texas: a laboratory for understanding heterogeneities within unconventional mudstone reservoirs: *GCAGS Journal*, 1, 162-185.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *en* Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: AAPG Memoir*, 1, 108-121.
- Echánove, O., 1986, Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos, Consideraciones Geológico-Petroleras: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXXVIII, 3-74.
- Enciso-Cárdenas, J.J., 2015, Estudio de las propiedades de adsorción – desorción de gases en los sistemas petroleros no convencionales en México y su aplicación al modelo cinético de generación de hidrocarburos: *esis en Repositório Institucional da Universidade Fernando Pessoa. Université de Lorraine*, 2-452 pp., <http://hdl.handle.net/10284/8349>
- Flügel, E., 2004, *Litofacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation, and Application: Berlin Heidelberg, Springer Science y Business Media*, 1007 pp.
- Galarraga, F., Reategui, K., Martínez, A., Martínez, M., Llamas, J.F., Márquez, G., 2008, V/Ni ratio as a parameter in palaeoenvironmental characterisation of nonmature medium-crude oils from several Latin American basins: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 61(1), 9-14.
- Gasinski, M.A., 1997, Tethyan-Boreal connection: Influence on the evolution of mid-Cretaceous planktonic foraminiferids: *Cretaceous Research*, 18, 505-514.
- Georgescu, M.D., 2009, Taxonomic revision and evolutionary classification of the biserial Cretaceous planktic foraminiferal genus *Laeviheterohelix* Nederbragt, 1991: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 315-334.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America, Special Paper* 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence–stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico Rim: *AAPG Memoir*, 75, 45-81.
- González-Betancourt, A.Y., González-Partida, E., Piedad-Sánchez, N., Carrillo-Chávez, A., González-Ruiz, L.E., González-Ruiz, D., 2020, Diagénesis de la Formación Eagle Ford y sus marcadores térmicos como productora de gas no convencional: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(2), A151219, <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n2a151219>
- González-León, C.M., Solari, L., Valencia-Moreno, M., Rascon-Heimle,

- M.A., Solé, J., González-Becuar, E., Lozano-Santacruz, R., Pérez-Arvizu, O., 2016, Late Cretaceous to early Eocene magmatic evolution of the Laramide arc in the Nacozari quadrangle, northeastern Sonora, Mexico and its regional implications: *Qre Geology Reviews*, 81(3) 1137-1157, <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.020>
- Gray, G.G., Lawton, T.F., Murphy, J.J., 2008, Looking for the Mojave–Sonora megashear in northeastern Mexico: *Geological Society of America Field Guide* 14, 1-26, doi:10.1130/2008.fld014(01)
- Grosjean, E., Adam, P., Connan, P., Albrecht, P., 2004, Effects of weathering on nickel and vanadyl porphyrins of a Lower Toarcian shale of the Paris basin: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 789-804.
- Guerrero, O.L., 1967, Hoja Parras con resumen de la geología de la Hoja Parras. Estados de Coahuila. Durango y Zacatecas, Carta geológica de México. Serie 11100 000: Inst. de Geol. U.N.A.M. México, D.F.
- 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*, Tomo LIV, 28 - 66.
- Hart, M.B., 1980, A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminifera: *Nature*, 286, 252-254.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, 235, 1156-1166.
- Herrera-Palomo, A., Martínez, L., 2020, Evolución geoquímica de la Formación Eagle Ford y su rol como roca generadora de gas y aceite en Coahuila, NE México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(2), 00009. Epub 28 de diciembre de 2020. <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n2a141219>
- Huber, B.T., 1992, Upper Cretaceous planktic foraminiferal biozonation for the Austral Realm: *Marine Micropaleontology*, 20, 107-128.
- Huber, B.T., Hodell, D.A., Hamilton, C.P., 1995, Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator–to–pole thermal gradients: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1164-1191, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1164:MLCCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1164:MLCCOT>2.3.CO;2)
- Huerta-Díaz, M.A., Morse, J.W., 1992, Pyritisation of trace metals in anoxic marine sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7), 2681-2702, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90353-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90353-K)
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Jacques, J.M., Clegg, H., 2002, Late Jurassic source rock distribution and quality in the Gulf of Mexico: Inferences from plate tectonic modelling: *AAPG*, 52, 429-440.
- Jacques J.M., 2004, Gulf of Mexico Structural Study, Report N° 8795/iib, PEMEX Tellus Phase 1. A Tectonic and Structural Overview.
- Jarvie, D.M., 2007, Unconventional shale–gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north–central Texas as one model for thermogenic shale–gas assessment: *AAPG Bulletin*, 91(4), 475-499. <https://doi.org/10.1306/12190606068>
- Kearns, T.J., 2011, Chemostratigraphy of the Eagle Ford Formation: Texas. USA, University of Texas at Arlington, EE.UU, Tesis de maestría, 270 PP.
- Kędzierski, M., Machanic, E., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., 2012, Bio-events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie Section, Polish Carpathians: *Cretaceous Research*, 35, 181-198.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T., Burns, S., 2001, Paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition of eastbourne, England: *Cretaceous Research*, 22, 391.
- Keller, G., Pardo, A., 2004, Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado: *Marine Micropaleontology*, 51, 95-128.
- Kelly W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1019-1047.
- Lazar, O.R., Bohacs, K.M., Schieber, J., Macquaker, J.H.S., Demko, T.M., 2015, Mudstone Primer: lithofacies variations, diagnostic criteria, and sedimentologic–stratigraphic implications at lamina to bedset scales: *Tulsa, Society for Sedimentary Geology*, 135-152.
- Lehmann, R., 1963, Étude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental): *Notes du Service Geologique du Maroc*, 21(156), 133-179.
- Lewan, M.D., Maynard, J.B., 1982, Factors controlling the enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(12), 2547-2560, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90377-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90377-5)
- Lewan, M.D., 1984, Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(11), 2231-2238, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90219-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90219-9)
- Liang, C., Cao, Y., Liu, K., Jiang, Z., Wu, J., Hao, F., 2018, Diagenetic variation at the lamina scale in lacustrine organic-rich shales: Implications for hydrocarbon migration and accumulation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 229, 112-128. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.03.017>
- Lin, J., 2009, Performance of the Thermo Scientific Niton XRF Analyzer: The Effects of Particle Size, Length of Analysis, Water, Organic Matter and Soil Chemistry: Berkeley, California, University of California, Tesis de Maestría, 36 pp.
- Liro, L.M., Dawson, W.C., Katz, B.J., Robinson, V.D., 1994, Sequence Stratigraphic Elements and Geochemical Variability within a “Condensed Section”: Eagle Ford Group, East–Central Texas: *Transaction of Gulf Coast Association of Geological Societies*, XLIV (44), 393-402.
- Longoria, F.J., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of North–eastern Mexico: Evidence for the origin of Sabinas basin, *en* the Jurassic of the Gulf Rim, Gulf Coast Section: Washington, USA, Society for Sedimentary Geology, 171-193, <https://doi.org/10.5724/gcs.84.03.0171>
- López, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan–African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*, 107, 195-214, doi:10.1016/S0301-9268(00)00140-6
- López-Ramos, E., 1981, Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 5(2), 158-177.
- Luciani, V., Cobianchi, M., 1999, The Bonarelli level and other black shales in the Cenomanian–Turonian of the northeastern dolomites (Italy), calcareous nannofossil and foraminiferal data: *Cretaceous Research*, 20, 35-167.
- Ludwig, K.R., 2003, User’s Manual for Isoplot/EX, version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 70 pp.
- Macquaker, J.H., Adams, A.E., 2003, Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones: *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 735-744.
- Mancini, E.A., Puckett, M., 2005, Jurassic and Cretaceous Transgressive–Regressive (T–R) Cycles, Northern Gulf of Mexico, USA: *Stratigraphy*, 2, (1), 31-48.
- Martínez R.L., Miranda H.A., Sánchez G.E., Pérez V.M.A., 2000, Carta Geológico–Minera Nueva Rosita, G14-1, Escala 1:250,000 Estados de Coahuila y Nuevo León: Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico, inédito.
- Martínez, L., Camacho, L.F., Piedad-Sánchez, N., González-Partida, E., Suárez-Ruiz, I., Enciso, J., 2015, Entorno diagenético en el Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas, México: Interacción agua–roca–hidrocarburo: *Revista Internacional de Investigación e Innovación Tecnológica*, 13, 2-32.
- Martínez-Contreras, J.F., 2015, Estudio Estratigráfico–Geoquímico en petróleo y gas de lutitas de la Formación Eagle Ford, Noroeste de Villa Hidalgo, Estado de Coahuila, Noreste de México: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma México, Tesis de Maestría, 152 pp.
- McCarthy, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., Stankiewicz, C., 2011, La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras: *Oilfield Review*, 23(2), 36-47.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, 12, 103-107.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., Lyons, T.W., 2005, Organic carbon burial rate and the molybdenum proxy: Theoretical framework and application to Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event 2: *Paleoceanography*, 20(2).
- Milliken K.L., 2014, A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Research*, 84, 1185-1199.
- Milliken, K.L., Olson, T., 2016, Amorphous and crystalline solids as artifacts

- in SEM images. AAPG Special Volumes, Memoir 112: Imaging Unconventional Reservoir Pore Systems, 1-8.
- Molina, E., 2004, Micropaleontología: Zaragoza, España, Prensas Universitarias de Zaragoza, 683 pp.
- Monreal, R., Longoria, J., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico: Implications for lithocorrelations, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 69-92.
- Moriya, K., Tsutsui, K., 2015, Paleotemperature, productivity and shell size of *Hedbergella delrioensis* in the Cretaceous thermal maximum, *en* Japan Geoscience Union Meeting: Makuhari, Chiba, Japan, Japan Geoscience Union, 1 pp.
- Morse, J.W., Luther III, G.W., 1999, Chemical influences on trace metal-sulfide interactions in anoxic sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19-20), 3373-3378, [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00258-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00258-6)
- Muehlberger, W.R., 1980, Texas lineament revisited, *en* Dickerson, P.W., Hoffer, J.M., Callender, J.F. (eds.), Trans-Pecos region, southeastern New Mexico and West Texas: Albuquerque, Nuevo México, E.U.A., New Mexico Geological Society, Guidebook 31, 113-121.
- Murray, J.W., 1991, Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific and Technical: Harlow, England, 2000, 244-245.
- Navarro, V., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., 2009, Filament lumachelle on top of Middle Jurassic oolite limestones: event deposits marking the drowning of a Tethysian carbonate platform (Subbetic, southern Spain): *Facies*, 55(1), 89-102.
- Núñez-Useche, F., Canet, C., Barragán, R., Alfonso, P., 2016, Bioevents and redox conditions around the Cenomanian - Turonian anoxic event in Central Mexico: Elsevier, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 205-226.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico del noreste de México (fosa de Monterrey y cuenca de Sabinas): Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis Doctoral, 275 pp.
- Owens, J.D., Lyons, T.W., Li, X., Macleod, K.G., Gordon, G., Kuypers, M.M.M., Anbar, A., Kuhnt, W., Severmann, S., 2012, Iron isotope and trace metal records of iron cycling in the proto-North Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2): *Paleoceanography*, 27, PA3223, doi:10.1029/2012PA002328
- Pacton, M., Gorin, G.E., Fiet, N., 2008, Unraveling the origin of ultralaminae in sedimentary organic matter: the contribution of bacteria and photosynthetic organisms: *Journal of Sedimentary Research*, 78, 654-667.
- Padilla-Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Austin, Texas, EUA, The University of Texas at Austin, Tesis de doctorado, 217 pp.
- Padilla-Sánchez, R.J., 1986, Post- Paleozoico tectonics of Northeast México and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional* 25(1), 157-206.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011, Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26 (12), 2508. doi:10.1039/c1ja10172b
- PEMEX (Petróleos Mexicanos), 2011, Las reservas de hidrocarburos de México: México, D.F., Pemex Exploración y Producción, 121 pp.
- PEMEX (Petróleos Mexicanos), 2012, Situación Actual y Perspectivas de Pemex, *en* Expo Foro 2013: México, D.F., resumen, 1-8.
- Peryt, D., Wyrwicka, K., 1991, The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event in SE Poland: *Cretaceous Research*, 12(1), 65-80.
- Piedad-Sánchez, N., 2004, Prospección des hidrocarbures par une approche intégrée de pétrographie, géochimie et modélisation de la transformation de la matière organique. Analyse et reconstitution de l'histoire thermique des Bassins Carbonifère Central des Asturies (Espagne) et Sabinas-Piedras Negras (Coahuila, Mexique) La cuenca de Sabinas (Coahuila México): Nancy, Francia, Université Henri Poincaré-Nancy, Tesis Doctoral, Resumen, 1p.
- Pierce, J.D., Ruppel, S.C., Rowe, H., Stockli, D.F., 2016, Zircon U-Pb geochronology and sources of volcanic ash beds in the Upper Cretaceous Eagle Ford shale, south Texas: *GCAGS Journal*, 5, 253-274.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001, Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Transactions, Petroleum systems of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21st Annual Research Conference: Houston, Texas, EUA, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 193-220.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of México, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: Geological Society, London, Special publications, 328(1), 1-55, <https://doi.org/10.1144/sp328.1>
- Piper, D.Z., Calvert, S.E., 2009, A marine biogeochemical perspective on black shale deposition: *Earth-Science Reviews*, 95(1-2), 63-96.
- Premoli-Silva, I., Sliter, W.V., 1994, Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy: *Paleontographia Italica*, 82, 89.
- Reolid, M., Nagy, J., Rodríguez-Tovar, F.J., 2010, Ecostratigraphic trends of Jurassic agglutinated foraminiferal assemblages as a response to sea-level changes in shelf deposits of Svalbard (Norway): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293 (1-2), 184-196, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.019>
- Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C.A., Alegret, L., Molina, E., 2015, Palaeoenvironmental turnover across the Cenomanian-Turonian transition in Oued Bahloul, Tunisia: foraminifera and geochemical proxies: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 491-510, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.10.011>
- Robaszynski, F., Caron, M., 1979, Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys), première partie: *Cahiers de Micropaléontologie* 1, 1-185.
- Robaszynski, F., Zagarni, M.F., Caron, M., Amédéo, F., 2010, The global bioevents at the cenomanian-turonian transition in the reduced bahloul formation of boughanem (Central Tunisia): *Cretaceous Research*, 31, 1-15.
- Rogers, L., De Cserna, Z., Tavera, E., Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del distrito de Concepción del Estado de Zacatecas: *Boletín del Instituto Nacional de Investigación de Recursos Minerales*, 38, 129 pp.
- Salvador, A., 1991, The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado: Geological Society of America, *Geology of North America*, volume J, 568 pp.
- Salvador, A., Green, A.R., 1980, Opening of the Caribbean Tethys, *en* Auboin, J. (ed.), *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Tethys - Geology of the Alpine Chains Born of the Tethys*: Bureau Recherche Geologique Mineries, Memoir 115, 224-229.
- Sánchez-Bermeo, G., Jiménez Hernández, A., Caballero Martínez, J. A., 2002, Informe de la Carta Geológico-Minera Manuel Benavides Clave H13-9. Escala, 1, 250000.
- Sánchez Quiñónez, C.A., Alegret, L., Aguado, R., Delgado, A., Cruz Larrasoña, J., Martín Algarra, A., Molina, E., 2010, Foraminíferos del tránsito Cenomaniense-Turoniese en la sección de El Chorro, Cordillera Bética, sur de España: *Geogaceta*, 49, 23-26.
- Santamaría-Orozco, D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortiz, U.A., Riba, R.A., Franco, N.S., 1991, Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras: Estado de Coahuila: Instituto Mexicano del Petróleo, reporte interno, 209 pp.
- Santamaría-Orozco, D., 2000, Organic geochemistry of Tithonian source rocks and associated oils from the Sonda de Campeche, México: Aachen, Alemania, Technical University RWTH, Tesis doctoral inédita, 168 pp.
- Sellards, E.H., Adkins W.S., Plummer, F.B., 1966, The Geology of Texas vol. I Stratigraphy: The University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology, UT Bulletin 3232 (1), 107.
- Sikora, A.L., Maguire, L.W., Nairn, R.W., Knox, R.C., 2021, A comparison of XRFs and ICP-OES methods for soil trace metal analyses in a mining impacted agricultural watershed: *Environ Monit Assess* 193, 490. <https://doi.org/10.1007/s10661-021-09275-9>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>

- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Somarin, A.K., Lopez, R., Herrera, M., Güiza-González, S., 2012, Application of the Thermo Scientific Portable XRF Analyzer in Geochemical Exploration: An Example from the Francisco I. Madero Zn-Pb-Cu-(Ag) Deposit, Zacatecas, Mexico, *en* GMAC-MAC Annual Meeting: St Johns, Canada, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Abstracts -Résumés, 35, 131.
- Spalletti, Luis A, Schwarz, Ernesto, Veiga, Gonzalo D., 2014, Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: Los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la cuenca Neuquina, Argentina: *Andean Geology*, 41(2), 401-435, <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n2-a07>
- Tardy, M., Barragan, R., 1974, Sobre la observacion directa del " decollement" de la cobertura mesozoica del sector transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julian, Sierra Madre Oriental, estado de Zacatecas, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Divulg., Mex.; Da. 1974; 2; 9-37; Abs. Fr.; Bibl. 9 Ref.; 5 Ill.
- Taylor, A.M., Goldring, R., 1993, Description and analysis of bioturbation and ichnofabric: *Journal Geology Society*, 150, 141-148.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006, Trace Metals as Paleoredox and Paleoproductivity Proxies: *Chemical Geology*, 232(1), 12-32.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern México: tectonic implications for reconstructions of southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 340, 191-196. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.191>
- Tucker, M.E., 2001, *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 3rd Edition: Blackwell Publishing Limited, 291 pp.
- Van der Weijden, C.H., 2002, Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor: *Marine Geology*, 184(3-4), 167-187, [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00297-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00297-3)
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., López-Doncel, R.A., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 466-481.
- Whitfield, M., 2002, Interactions between phytoplankton and trace metals in the ocean: *Advances in Marine Biology*. 41, 3-120.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. Von, Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995, Three Natural Zircon Standards for U Th Pb, Lu Hf, Trace Element and REE Analyses: *Geostandards Newsletter*, 19(1), 1-23, <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*: Linares, Nuevo León, México *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 4, 5-45.
- Zapata-Martínez, J. A., 2015, Análisis de microfacies y paleoambientes de una sección estratigráfica del Albiano Superior-Turoniano en Nuevo León, México: Hermosillo, Sonora, Mexico, Universidad de Sonora, División de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Tesis de Licenciatura, 57 pp.
- Zheng, Y., Anderson, R.F., Van Geen, A., Kuwabara, J., 2000, Authigenic molybdenum formation in marine sediments. A link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24), 4165-4178. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00495-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00495-6)
- Zwanziger, J.A., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 30(1-2), 1-55.

Manuscrito recibido: junio 18, 2022

Manuscrito corregido recibido: septiembre 12, 2022

Manuscrito aceptado: septiembre 13, 2022