

Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo

María del Carmen Rosales-Domínguez^{1,*}, José Manuel Grajales-Nishimura¹
y Ana Luisa Carreño²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Eje Central Lázaro Cárdenas 152,
07730 México, D.F., México.

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

* mcrosal@imp.mx

RESUMEN

Las rocas siliciclásticas miocénicas del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo se caracterizan por una sucesión monótona de capas de margas, arena y arenisca, con esporádicas intercalaciones de toba. En cuatro localidades de los alrededores de Sayula, en el sur del Estado de Veracruz, esta sucesión sedimentaria está intrusionada por diques clásticos de constitución arenosa, que contienen clastos de margas inmersos del tamaño de las gravas. El espesor de los diques varía de 35 a 110 cm. Es la primera ocasión que se reportan microfósiles en intrusiones de este tipo para esta parte del sur de México. El análisis detallado de los foraminíferos planctónicos encontrados en la arena de los diques y en los clastos de margas, así como en las capas intrusionadas, permitió inferir que las masas arenosas se movilaron desde niveles estratigráficos inferiores hasta el Mioceno Inferior. Tomando en cuenta la edad oligocénica de la microfauna encontrada en los clastos de los diques (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina gortanii* y *G. ciperoensis* s.l., entre otros) y la edad miocénica de las capas intrusionadas que contienen *Globorotalia foysi peripheroronda*, *G. mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. stainforthi*, conjuntamente con los espesores conocidos de las rocas del Oligoceno y Mioceno en el subsuelo de la localidad, se interpreta que las inyecciones clásticas atravesaron, por lo menos, una columna de 900 m de espesor. De acuerdo al ambiente geológico de la localidad estudiada, la inyección de los diques arenosos se atribuye a descompresión súbita de material arenoso no consolidado inducida por procesos tectónicos y su subsecuente movilización a través de planos de debilidad.

Palabras clave: foraminíferos, diques clásticos, Oligoceno, Mioceno, Cuenca Salina del Istmo, México.

ABSTRACT

Miocene siliciclastic rocks of the western margin of the Salina del Istmo Basin are characterized by a monotonous succession of marl, sand and sandstone beds, with a few interbedded tuffaceous horizons. In four localities around Sayula, southern Veracruz State, this sedimentary succession is intruded by 35 to 110 cm wide sandy clastic dykes that contain marly clasts. Microfossils in this type of intrusion are reported here for the first time in this part of southern Mexico. Detailed studies of planktonic foraminifera found within the sandy material, the marly clasts embedded in the dykes, and the intruded beds allow the inference that the intrusive event was injected from lower stratigraphic levels up to the surface. Considering the Oligocene age of the microfossils found in the clasts (e.g., *Globorotalia opima opima*, *Globigerina gortanii* and *G. ciperoensis* s.l., among others), and the Miocene age of the intruded beds containing *Globorotalia foysi peripheroronda*, *G. mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* and *C. stainforthi*, as well as the known thicknesses of Oligocene and Miocene rocks in the subsurface, it is interpreted

that the clastic injections intruded an approximately 900 m thick stratigraphic column. Because of the geologic and tectonic setting at the locality, the intrusive event is attributed to a rapid loss of pressure in the sandy unconsolidated material, induced by tectonic processes, and its subsequent mobilization along planes of weakness.

Key words: foraminifera, clastic dykes, Oligocene, Miocene, Salina del Istmo basin, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La presencia de diques clásticos cortando formaciones sedimentarias a diferentes ángulos está ampliamente documentada, especialmente en areniscas de aguas profundas, secuencias turbidíticas y lodos depositados en taludes submarinos (Hiscott, 1979; Rowe *et al.*, 2002; Shoulders and Cartwright, 2004). Estas inyecciones se componen de diferentes tipos de material que han penetrado los sedimentos a lo largo de fracturas: arena, grava, limo, lodo, asfalto o bien sedimento bituminoso; se ha citado, incluso, que bajo condiciones favorables prácticamente cualquier material no consolidado o fácilmente deformable puede invadir una fractura y solidificarse para formar un dique clástico (Reineck and Singh, 1975). Desde el punto de vista del comportamiento mecánico, la formación de un dique clástico puede considerarse como un ejemplo de fractura hidráulica natural, donde la inyección de un fluido sobrepresurizado con granos inmersos en él requiere un diferencial de presión constante entre éste y el fluido en los poros del sedimento intrusionado. De este modo, la fractura se dilata y la mezcla de arena-fluido puede abrirse paso a través de la fractura (Lorenz *et al.*, 1991). Una vez que el exceso de presión disminuye, la propagación de la fractura termina y la intrusión se detiene. Simplificando el proceso antes descrito, se afirma que el fenómeno de intrusión de diques clásticos consta de tres pasos: a) construcción de una presión de fluido excesiva en un cuerpo de arena, b) falla del sello y c) fluidización subsecuente de la arena no consolidada e inyección en los sedimentos huésped (Jolly and Lonergan, 2002). Poco se sabe acerca de los mecanismos que disparan el proceso de intrusión, siendo uno de los principales obstáculos el desconocimiento de la profundidad a la cual ocurre la removilización del sedimento fuente y, sobre todo, el tiempo del evento intrusivo. De acuerdo con Jolly and Lonergan (2002), los estudios realizados a través de décadas permiten identificar cuatro mecanismos principales de formación de diques clásticos: (1) licuefacción inducida por sismicidad; (2) esfuerzo tectónico; (3) presiones del fluido del poro excesivas generadas por procesos deposicionales, p. ej., *slumping*; y (4) la incursión de un fluido sobrepresurizado, que bien podría corresponder a petróleo o gas, desde una parte profunda de la cuenca hacia capas suprayacentes.

La sismicidad es un mecanismo que a menudo es considerado como generador de inyecciones clásticas y la presencia de éstas sugiere paleosismicidad. Sin embargo,

debe mencionarse que las inyecciones ligadas a este mecanismo corresponden solamente a arenas no consolidadas sobresaturadas de agua, cercanas a la superficie; de tal modo que los ambientes sedimentarios donde se les ha observado corresponden exclusivamente a ambientes terrestres y costeros, cuando mucho en la parte más frontal de los deltas (Reimnitz and Marshall, 1965; Jolly and Lonergan, 2002).

Desde un punto de vista tectónico, las intrusiones clásticas a gran escala son comúnmente reportadas en ambientes activos con altas tasas de sedimentación, sistemas sedimentarios dominados por litologías finas y donde la presencia de esfuerzo tectónico facilita el desarrollo de presiones de fluido elevadas dentro de los sedimentos (Jolly and Lonergan, 2002). Así mismo, se ha determinado que el sedimento removilizado proviene principalmente del núcleo del anticlinal cercano a las cabalgaduras (Winslow, 1983). Por lo general, los diques clásticos generados por mecanismos tectónicos son de gran longitud, con un rango de decenas a centenas de metros (Jolly and Lonergan, 2002).

Los procesos deposicionales son uno de los mecanismos más mencionados como generadores de la inyección de diques clásticos, especialmente aquellos que involucran *slumping*. Se considera que el mecanismo es inducido por la sobrecarga generada por la llegada súbita de sedimentos, lo que aumenta considerablemente la presión del fluido del poro para posteriormente romper el sello que permite la extrusión del material arenoso. Las intrusiones causadas por mecanismos deposicionales son, por lo general, de una escala pequeña, desde 1 cm hasta 1 m como máximo y parecen haberse formado cerca de la superficie de depósito (Truswell, 1972; Hiscott, 1979). Además de los procesos de *slumping*, se han reportado también mecanismos asociados al paso de olas de tormenta o a cambio de dirección de canales deltaicos que inducen arrastre de sedimentos de manera súbita.

En los últimos años se ha considerado a la incursión de petróleo o gas a altas presiones migrando hacia arriba desde la parte profunda de la cuenca como un mecanismo importante para el desarrollo de las inyecciones clásticas (Lonergan *et al.*, 2000). En el Mar del Norte se han identificado montículos de arena a 500 m de profundidad en las secuencias del Plioceno–Pleistoceno, asociados a conductos de gas, atribuyendo su formación a la migración ascendente de gas a lo largo de fallas y a la licuefacción de cuerpos arenosos. Los diques resultantes de este tipo de mecanismo son, por lo general, de una gran escala,

llegando a formar redes de decenas de kilómetros (Jolly and Lonergan, 2002).

Recientemente, las intrusiones clásticas han adquirido un significado de importancia económica debido a que los procesos implicados en la inyección pueden complicar la identificación, definición y entendimiento de importantes yacimientos de hidrocarburos (Shoulders and Cartwright, 2004). Estos procesos pueden producir cambios en la geometría del yacimiento por inclinación de la geometría original del mismo, inyectar arena a través de fallas a lo largo de los márgenes del yacimiento, o bien alterar la conectividad entre unidades del yacimiento previamente aisladas (Jenssen *et al.*, 1993; Lonergan *et al.*, 2000; Molyneux *et al.*, 2001).

En el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, en las inmediaciones de Sayula, Veracruz, se encuentran expuestos diques clásticos arenosos que intrusionan a sedimentos terrígenos del Mioceno. Este trabajo presenta datos micropaleontológicos tanto de la secuencia sedimentaria intrusionada como de la arena que forma los diques y los clastos inmersos en ellos. Las edades proporcionadas por los foraminíferos planctónicos encontrados permiten determinar la posición estratigráfica de la fuente de los sedimentos que formaron las inyecciones clásticas, la relación de edad que guarda con las rocas sedimentarias atravesadas e inferir indirectamente el espesor atravesado por dichas inyecciones.

CUENCA SALINA DEL ISTMO

La Cuenca Salina del Istmo se localiza en el sureste de México, abarcando la parte meridional del Estado de Veracruz y una pequeña porción en la parte noroccidental del Estado de Tabasco (Figura 1a). Esta cuenca tiene una extensión de aproximadamente 17,000 km², de los cuales una tercera parte se encuentra costa afuera. La Cuenca Salina del Istmo forma parte de la gran Cuenca del Golfo de México, unidad tectónico-sedimentaria que ha evolucionado desde el Triásico hasta el Reciente como resultado de la apertura del Golfo de México (Oviedo-Pérez, 1996). El relleno sedimentario de la Cuenca Salina del Istmo consiste de una acumulación de siliciclastos comúnmente intrusionada por cuerpos de sal. Estos terrígenos fueron depositados durante el Cenozoico en forma de abanicos aluviales o turbiditas hacia las partes más bajas como resultado de los procesos subsecuentes al levantamiento del Macizo y la Sierra de Chiapas durante la Orogenia Chiapaneca (Quezada-Muñetón, 1987). Pequeños lomeríos formados por rocas calcáreo-terrágenas son los rasgos topográficos más sobresalientes en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, observándose alturas de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar, con un relieve máximo que no excede los 100m. Los depósitos arenosos, principalmente del Mioceno, constituyen yacimientos productores de aceite ligero a medio (Guzmán, 1999), formando parte

de una tectonosecuencia denominada Cuenca Antefosa Estructurada (Oviedo-Pérez, 1996). El estilo estructural del borde occidental de la cuenca consiste de fallamiento inverso; su origen se relaciona tanto con un evento compresivo terciario que culmina en el Mioceno Medio-Tardío, así como con un evento transpresivo postulado para el Mioceno Tardío, en el que se formaron fallas de transcurrancia (Paz-Ávila, 1998). Algunos autores atribuyen estos eventos a la Orogenia Chiapaneca (Carfantan, 1986).

LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

La sucesión sedimentaria terrígena del Mioceno forma parte del Anticlinal San Juan Evangelista (López-Ticha, 1976) y ha sido denominada como Formación Depósito. Esta unidad litoestratigráfica consiste de capas de marga arenosa gris oscuro, ocasionalmente alternando con capas delgadas de arenisca, arena fina o con gran cantidad de ceniza volcánica. La Formación Depósito sobreyace concordantemente a la Formación La Laja e infrayace de igual manera a la Formación Encanto (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1988). Aproximadamente a 8 km al NW de la población de Sayula, Veracruz (Figura 1b), a lo largo de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, entre los kilómetros 174 y 175, dentro de las coordenadas X=295593.7316 – Y=1984988.0273 y X=294797.2342 – Y=1984811.8052 (UTM), aflora una sucesión de capas de marga de color café, crema, verde y gris, en tonos rojizos y verdosos. Se observan hacia la base intercalaciones de capas delgadas de arena con restos vegetales; ocasionalmente, las capas de marga llegan a exhibir ligera bioturbación subhorizontal no identificable, la cual se acentúa cuando se les encuentra asociadas a la arena. Las capas se inclinan 8° al S52°E. Hacia la parte media de la secuencia se manifiesta la presencia de diques arenosos de 35 a 110 cm de espesor que cortan la sucesión margosa, conteniendo clastos de marga de 1 a 6 cm de diámetro. Las capas de marga de esta porción se inclinan 28° al S58°E. Hacia la cima de la sucesión se observan capas delgadas de arenisca tobácea de grano fino, constituida predominantemente por fragmentos de cuarzo, feldespato y mica. En esta parte, las capas de toba se hacen más evidentes, en claro contacto concordante con las capas de marga.

Características de los diques y capas asociadas

Los diques estudiados presentan un contacto abrupto con las capas de marga, sin rasgos de ramificación aparente. Generalmente, los diques son de tono verdoso que contrasta notablemente con las capas de marga de color gris oscuro y café. El espesor de cada uno es generalmente constante, sin variación del mismo en sentido longitudinal. La petrografía de los diques es relativamente uniforme, caracterizada por granos bien clasificados de arena. En la localidad estudiada

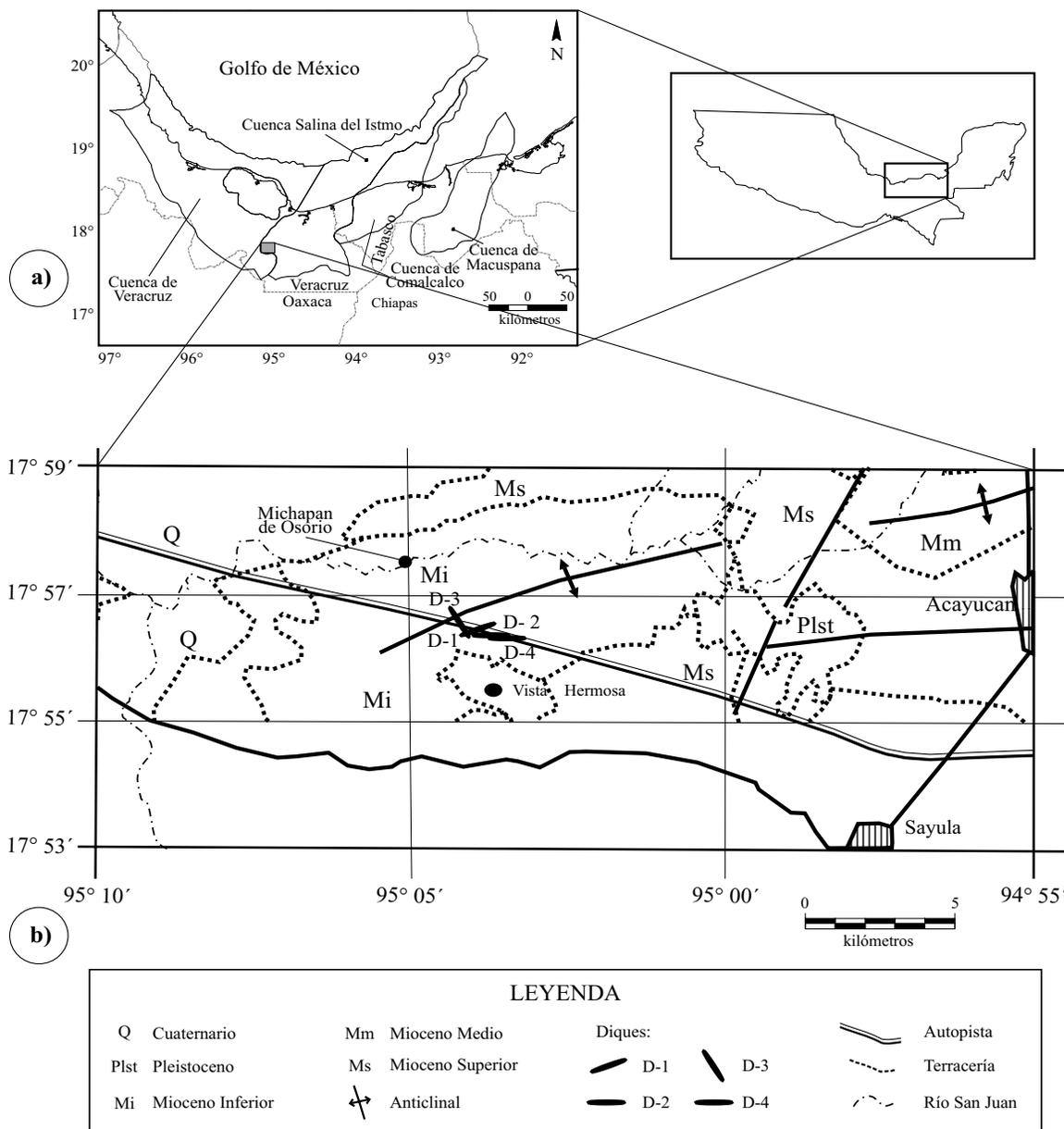


Figura 1. a) Plano de localización de la Cuenca Salina del Istmo. La Cuenca Salina del Istmo limita al N con el Golfo de México, al S con la Sierra de Chiapas, al W con la Cuenca de Veracruz y al E con la Cuenca de Comalcalco. b) Mapa geológico del área estudiada donde se muestra el Anticlinal San Juan Evangelista. Los afloramientos de diques clásticos se ubican en el flanco SSE del anticlinal y están expuestos en cortes de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, entre los kilómetros 174 y 175 (geología tomada de Nicolás-López y Robles-Nolasco, 1990).

puede apreciarse la exposición de cuatro afloramientos con diques clásticos, los cuales se describen a continuación.

Dique 1

El afloramiento se localiza en el Km. 174.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=295195.4829 – Y=1984899.9163 (UTM). El dique se orienta al N70°E y se inclina 48° al N55°W, cortando capas de arenisca tobácea de grano fino y margas (Figura 2); tiene un espesor de 50 a 55 cm y contiene dos tipos diferentes de clastos. Uno, formado por margas de color gris verdoso

(Cl₁) y, otro, de margas laminadas de color verde oscuro (Cl₂). Los clastos Cl₁ contienen ejemplares de *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globorotalia* sp., *G. mayeri*, *Globoquadrina altispira* s.l. y *G. a. globosa* (Figura 3a-c), cuya asociación indica la presencia de la Zona M2 de Berggren et al. (1995), equivalente al Mioceno Temprano. Los clastos Cl₂ contienen escasos ejemplares de pequeños foraminíferos planctónicos indeterminados, con un tamaño que varía entre 123 y 144µ, con ornamentación reticulada, posiblemente del Eoceno u Oligoceno (Figura 3d-f). No se encontró microfauna en el

material arenoso del dique. Las capas de arenisca tobácea que son cortadas por el dique clástico contienen escasos y mal preservados ejemplares de *Globigerinoides* cf. *primordius* (Figura 3g) y *G. trilobus immaturus* de la Zona M1 y M2 de la base del Mioceno Temprano, en tanto que las capas de marga café verdoso contienen foraminíferos planctónicos muy mal conservados, recristalizados y generalmente rotos. Dentro de estos últimos se identifican ejemplares de *Globigerinoides* spp., *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. stainforthi* (Figura 3h-l). Esta asociación microfaunística se asigna a la Zona M3 del Mioceno temprano (Berggren *et al.*, 1995).

Dique 2

Este dique se localiza en el Km. 174.450 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=295235.3078 – Y=1984908.7274 (UTM). Se trata de un dique arenoso con un espesor de 35 a 45 cm que aflora por una distancia de 10 a 15 m y se inclina 19° al N35°W (Figura 4a). El dique presenta textura arenosa de grano medio a grueso, es de color claro, con tonalidades morado tenue y dentro de él se pueden apreciar abundantes clastos de marga en tonos verdosos, con diámetros entre 2 y 5 cm (Figura 4b). Unos clastos (Cl₃) contienen microfauna planctónica y bentónica relativamente bien conservada aunque poco recristalizada y que corresponde a ejemplares de *Cassigerinella chipolensis* (Figura 3m, n), *Globigerina* cf. *ciperoensis ciperoensis*, *G. venezuelana*, *G. gortanii* (Figura 3o), *Globorotalia opima nana* (Figura 3p) y *Catapsydrax dissimilis*. Esta asociación microfaunística abarca el límite de las zonas P21/22 de Berggren *et al.* (1995) y se asigna al Oligoceno tardío. Otros clastos, Cl₄, contienen ejemplares de *Globigerina venezuelana* (Figura 3q), *Globorotalia mayeri* (Figura 3r) y *G. fohsi peripheroronda* del Mioceno Temprano–Medio. La secuencia cortada por el dique está formada por capas de marga de color café y gris; éstas contienen foraminíferos planctónicos y bentónicos de la base del Mioceno Temprano, los cuales exhiben aplastamiento y deformación. La asociación microfaunística está caracterizada por la presencia de abundante *Globorotalia mayeri*, *G. opima nana/continua*, *G. obesa*, *Catapsydrax dissimilis* (Figura 3s), *C. stainforthi*, escaso *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus immaturus*, *G. t. trilobus* y *Globigerina venezuelana*. Esta asociación y la ausencia de ejemplares de *Globoquadrina* spp., que aparecen ligeramente por encima de la base del Mioceno, sugiere que las capas intrusionadas pueden pertenecer a la Zona M1 de la base del Mioceno (Berggren *et al.*, 1995). Los foraminíferos bentónicos corresponden principalmente a *Oridorsalis variapertura*, *Martiniella* sp., *Chilostomella ovoidea*, *Ch. czizeki*, *Pullenia bulloides* y *Brizalina alata*, característicos de un ambiente batial (Pemex-IMP, 2000). En la arena del dique se encontraron ejemplares de *Globigerina ciperoensis* s.l. del Oligoceno, *G. juvenilis* (Figura 3t), así como otros foraminíferos planctónicos no identificados,

posiblemente pertenecientes al género *Truncorotaloides*, *Acarinina?* y *Cribrohantkenina?* del Eoceno (Figura 3u-x).

Dique 3

El dique 3 se localiza en el Km. 173.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=295701.3447 – Y=1984977.6850 (UTM). Tiene un rumbo N32°W y se inclina 65° al N78°E, intrusionando a capas de arena de grano medio a grueso que yacen horizontalmente (Figura 5). Desafortunadamente, tanto el dique, los clastos y las capas intrusionadas carecen de microfauna. Sin embargo, es importante mencionar que capas muy cercanas a este afloramiento contienen una asociación de microfósiles planctónicos del Mioceno Temprano, tales como *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia mayeri* y *Globigerinoides* spp.

Dique 4

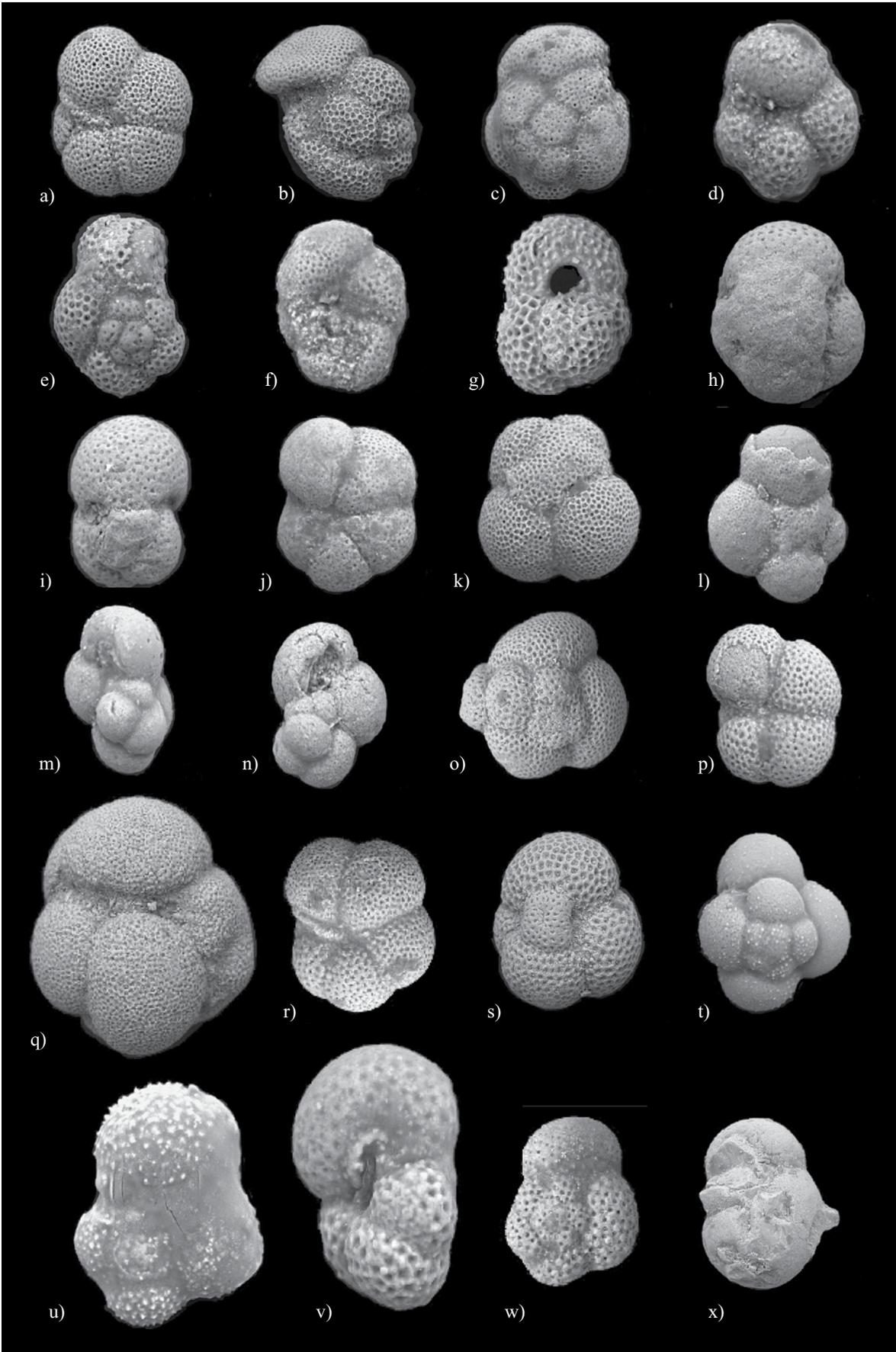
El Dique 4 aflora en el Km. 174.7 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, debajo del Puente a Vistahermosa, en las coordenadas X=294230.461 – Y=1984651.662 (UTM). Se trata de un dique arenoso-conglomerático, con rumbo E-W que se inclina 19° al S36°E y se observa por una distancia de 10 a 12 m (Figura 6a). El afloramiento parece representar dos diques paralelos entre sí conteniendo grandes clastos de marga de hasta 15 cm de diámetro (Figura 6b). Las margas intrusionadas se inclinan 11° al S45°E y contienen escasos y mal conservados ejemplares de *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus* y *G. altiapertura* que permiten asignarlas a la Zona M2 del Mioceno Temprano (Berggren *et al.*, 1995). Los clastos alojados dentro del dique no contienen microfauna.

DISCUSIÓN

Uno de los principales retos en la interpretación de los mecanismos que producen la inyección de diques



Figura 2. Afloramiento del dique 1 en el Km. 174.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. El dique arenoso tiene un espesor de 50 a 55 cm y corta capas de arenisca tobácea de grano fino y marga. Ubicación en Figura 1b.



clásticos es identificar la profundidad de la cual proviene el sedimento que forma los diques y conocer la edad del evento de intrusión. En este trabajo se consiguió fechar por métodos bioestratigráficos los sedimentos formadores de los diques, los clastos inmersos en la arena de los diques y las rocas intrusionadas. Ello permitió establecer indirectamente el espesor atravesado por las inyecciones clásticas y el límite inferior para el tiempo de intrusión. A continuación se discuten los resultados bioestratigráficos obtenidos y su importancia en la interpretación de los mecanismos que inducen la inyección de materiales arenosos para formar los diques clásticos.

Un dique de arena puede formarse a cualquier profundidad, siempre y cuando exista una fuente de arena no consolidada que pueda ser fluidizada (Jolly and Lonergan, 2002). La profundidad de intrusión puede calcularse aproximadamente a partir de la edad y espesor conocidos de las unidades cortadas por los diques, aunado a las edades de estos últimos. Para el subsuelo de la Cuenca Salina del Istmo se han reportado espesores entre 600 y 1,000 m de Oligoceno, mientras que el Mioceno Temprano rebasa los 1,000m, p. ej., pozos Fontana 1 (1,830m) y Sureño 1A (1,215 m) (Petróleos Mexicanos, Zona Sur, informes inéditos de pozos). Cabe mencionar que para la parte occidental de la cuenca, que incluye la región de Sayula, el espesor promedio del Oligoceno en el subsuelo es de 600 m, mientras que el Mioceno Temprano varía entre 350 y 415 m (Navarro-Baca, 1990; Oviedo-Pérez, 1996). En la Cuenca de Veracruz, alejada a la localidad aquí estudiada, el espesor promedio del Mioceno Temprano en el subsuelo es de 615 m (Jennette *et al.*, 2003).

En el caso que nos ocupa, la arena de uno de los diques presenta foraminíferos mal conservados del Oligoceno (32.0–23.8 Ma) no asignados a alguna biozona en particular, así como muy escasos foraminíferos planctónicos posiblemente pertenecientes al Eoceno. Los clastos inmersos en los diques presentan principalmente foraminíferos planctónicos característicos de la Zona P21/P22 del Oligoceno tardío (29.4–23.8 Ma) y, en menor proporción, otros clastos contienen microfauna de la Zona M3 del Mioceno Temprano (18.8–17.3 Ma). Las capas de marga intrusionadas contienen foraminíferos planctónicos de las zonas M1 a M3 del Mioceno Temprano (23.8–17.3 Ma). Estos datos permiten proponer que la edad de los sedimentos que constituyen los diques es Oligoceno, y probablemente Eoceno. La presencia de escasos microfósiles del Eoceno puede implicar que

los diques incluyan arena del Oligoceno inferior, en cuyo caso sería un dato importante al calcular la profundidad de inyección. Los clastos incorporados a la arena durante el proceso de intrusión son del Oligoceno y Mioceno Inferior, en tanto que las capas intrusionadas corresponden al Mioceno Inferior. Combinando esta serie de edades obtenidas bioestratigráficamente, se asigna el límite mínimo de tiempo de intrusión de los diques clásticos en la localidad de Sayula con base en la edad más joven encontrada en la secuencia intrusionada, que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno Temprano, de acuerdo a la escala de Berggren *et al.* (1995). Esta información permite sugerir conservadoramente que los diques atravesaron una columna aproximada de 900 m de espesor, desde niveles estratigráficos inferiores (Oligoceno e incluso probablemente del Eoceno) hasta más jóvenes (Mioceno Inferior).

La presencia de los clastos de marga en la arena de los diques y el abrupto contacto entre los diques y las capas de marga intrusionadas sugiere que la compactación y consolidación de las margas ya había ocurrido antes de la inyección clástica. Se considera que la capa confinada de arena mantuvo su estado fluido antes de la inyección debido quizá a que estaba atrapada entre horizontes impermeables de marga. Este sello impermeable posiblemente promovió el desarrollo de condiciones de sobrepresión en el horizonte arenoso gracias a la enorme columna sedimentaria y, una vez relajadas, permitieron la pérdida de presión generando un flujo ascendente. De acuerdo con Lowe (1975), el proceso de inyección debe ser súbito, ya que un fluido difuso a bajas velocidades de un cuerpo de arena no es capaz de generar un gradiente de presión suficientemente alto para entrapar los granos de arena y su consecuente removilización. Cuando existen fallas o fracturas dentro del sedimento intrusionado, la presión del fluido del poro sólo necesita exceder el esfuerzo normal a través de la fractura para que ocurra la expansión y la posterior intrusión (Jolly and Lonergan, 2002). Se considera que el espesor de margas y arenas finas de casi 1,000 m de espesor en la localidad estudiada pudo haber sido suficiente para originar sobrepresión en el cuerpo o cuerpos de arena. Como se mencionó en párrafos anteriores, la edad mínima de intrusión de los diques clásticos determinada bioestratigráficamente en este estudio es posterior a 17.3Ma, equivalente a la parte alta del Mioceno Temprano. En este periodo se registra, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, la fase final del evento compresivo que

Figura 3. Foraminíferos planctónicos encontrados en la arena de los diques, los clastos de los diques y las capas intrusionadas. LV: lado ventral, LE: lado espiral, VP: vista de perfil. a-c: Dique 1, clasto 1; a: *Globorotalia mayeri*, LV, 241 μ ; b: *Globoquadrina altispira globosa*, VP, 333 μ ; c: *Globoquadrina altispira* s.l., LE, 333 μ . d-f: Dique 1, clasto 2; d: Foraminífero planctónico indeterminado, LV, 123 μ ; e: Foraminífero planctónico indeterminado, LE, 144 μ ; f: Foraminífero planctónico indeterminado, LV, 124 μ . g: *Globigerinoides* cf. *primordius*, LV, 145 μ ; arenisca tobácea cortada por el dique 1. h-l: Capas de marga cortadas por el dique 1; h: *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, LV, 271 μ ; i: *Globigerinoides trilobus immaturus*, VP, 196 μ ; j: *Globorotalia mayeri*, LV, 261 μ ; k: *Catapsydrax stainforthi*, LV, 278 μ ; l: *Catapsydrax stainforthi*, LV, 244 μ . m-p: Dique 2, clasto 3; m: *Cassigerinella chipolensis*, VP, 129 μ ; n: *Cassigerinella chipolensis*, LE, 120 μ ; o: *Globigerina gortanii*, LE, 382 μ ; p: *Globorotalia opima nana*, LV, 192 μ . q-r: Dique 2, clasto 4; q: *Globigerina venezuelana*, LV, 617 μ ; r: *Globorotalia mayeri*, LV, 240 μ . s: *Catapsydrax dissimilis cipoensis*, LV, 383 μ ; capa de marga cortada por el dique 2. t-x: Arena del dique 2; t: *Globigerina juvenilis*, LE, 125 μ ; u: *Truncorotaloides* sp., LE, 177 μ ; v: *Acarinina*? sp., VP, 95 μ ; w: *Acarinina*? sp., LE, 175 μ ; x: *Cribrohamkenina*? sp., LE, 411 μ .

origina, en una primera etapa, fallas inversas; dicho evento culmina en el Mioceno Medio-Tardío, originando, en una segunda etapa, fallas de transurrencia (Paz-Ávila, 1998). Las fracturas utilizadas como conductos de los sedimentos no consolidados pueden corresponder a fracturas de origen tectónico, asociadas precisamente a la etapa compresiva. Por lo tanto, se infiere que los diques aquí reportados pudieron haberse emplazado en la secuencia sedimentaria miocénica en esa primera etapa de compresión tectónica que debió



Figura 4. a: Afloramiento del dique 2 en el Km. 174.450 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Este dique tiene un espesor de 35 a 45 cm y aflora por una distancia de 10 a 15 metros. b: Clastos de marga inmersos en la arena del dique 2. Los clastos miden entre 2 y 5 cm. Ubicación del afloramiento en la Figura 1b.

formar el Anticlinal San Juan Evangelista (Figura 1). Las fracturas se desarrollan por la aplicación de fuerzas externas, generalmente asociadas a un campo o tensor de esfuerzos y pueden estar ligadas a diastrofismo, como en el caso de plegamiento y fallamiento (Aguilera, 1995). La geometría de las fracturas así formadas puede tener diferentes orientaciones, como lo señalan las dos diferentes orientaciones observadas en los diques aquí reportados (Figura 1 y Figura 7). Con lo anterior se infiere que la formación de los diques en cuestión tiene un origen tectónico, descartando otros posibles mecanismos de inducción, tales como la sismicidad y los fenómenos deposicionales. No se considera viable un mecanismo inducido por sismicidad debido a que éste se ha reportado exclusivamente en ambientes sedimentarios terrestres y costeros recientes, en tanto que la localidad aquí estudiada comprende una secuencia sedimentaria de ambientes marinos profundos y bien consolidada. Por otro lado, la ausencia de depósitos inducidos por gravedad, *e.g.*, *slumping*, aunada a las condiciones de aguas profundas y a la gran escala vertical de las inyecciones estudiadas, descarta la posibilidad de que un mecanismo deposicional haya formado los diques aquí descritos.

Un modelo sencillo puramente esquemático que ilustra el proceso que pudo haber activado la inyección de los diques clásticos aquí estudiados se presenta en la Figura 7. Este modelo se basa principalmente en las evidencias



Figura 5. Afloramiento del dique 3 en el Km. 173.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Este dique intrusiona a capas de arena de grano medio a grueso que yacen horizontalmente. Ubicación indicada en la Figura 1b.

micropaleontológicas proporcionadas por los foraminíferos planctónicos reportados, así como en la geología y régimen tectónico de la localidad. A finales del Mioceno Temprano se registra un evento compresivo con formación de fallas inversas (Paz-Ávila, 1998). Al parecer, en esta etapa de compresión, fallamiento y fracturamiento, las arenas sobrepresurizadas no consolidadas fueron removilizadas e inyectadas súbitamente hacia arriba, utilizando los planos de debilidad como conducto (Figura 7). El fluido de arena bajo presiones elevadas fue transportado aproximadamente 900 m hacia niveles estratigráficos superiores constituidos por paquetes de margas y arena oligocénicos y miocénicos ya litificados. Fragmentos de estas capas fueron arrancados e incorporados a la intrusión en forma de clastos. Una vez disipada la presión en la fractura, debido quizá a la disminu-

ción de la presión del fluido en la capa de arena, el sistema de transporte fluido se detuvo, dejando como resultado los diques clásticos en las fracturas. Puesto que en la localidad no se observaron diques en secuencias aledañas más jóvenes, se infiere que éstos se emplazaron hasta niveles del Mioceno Temprano.

CONCLUSIONES

Se reportan asociaciones de foraminíferos planctónicos en diques clásticos emplazados en una sucesión sedimentaria terrígena del Mioceno en la Cuenca Salina del Istmo. Estos diques constituyen un claro ejemplo de inyecciones clásticas en sedimentos marinos de aguas profundas. La arena de uno de los diques contiene foraminíferos mal conservados asignados al Oligoceno y muy escasos foraminíferos planctónicos posiblemente pertenecientes al Eoceno. Los clastos incorporados a la arena durante el proceso de intrusión son del Oligoceno y Mioceno Inferior, en tanto que las capas intrusionadas corresponden al Mioceno Inferior. Combinando esta serie de edades obtenidas bioestratigráficamente, se asigna el límite mínimo de tiempo de intrusión de los diques clásticos con base a la edad más joven encontrada en la secuencia intrusionada, que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno Temprano. La arena provino de niveles estratigráficos inferiores –al menos del Oligoceno y quizá Eoceno– y se inyectó hacia arriba a través de un gradiente de presión litostática ejercida por el grueso paquete sedimentario, aprovechando así mismo fracturas o planos de

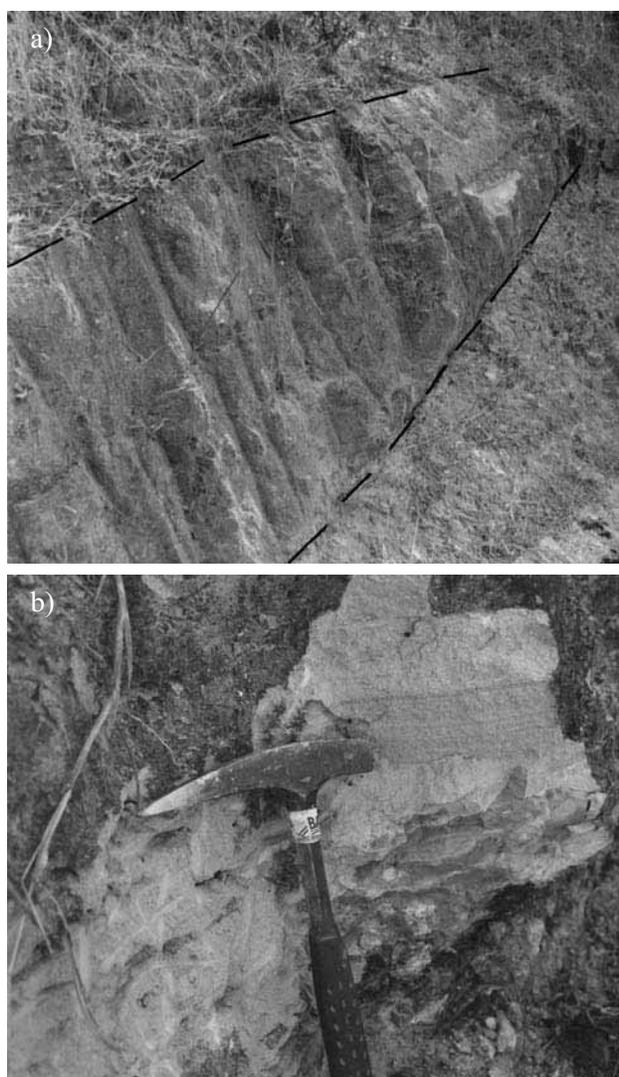


Figura 6. a: Afloramiento del dique 4 en el Km. 174.7 de la autopista La Tinaja–Coatzacoalcos. Este dique es de constitución arenoso-conglomerática y tiene un espesor de 110 cm; se observa por una distancia de 12 metros. b: Grandes clastos de margas de hasta 15 cm de diámetro inmersos en la arena del dique 4. Ubicación indicada en la Figura 1b.

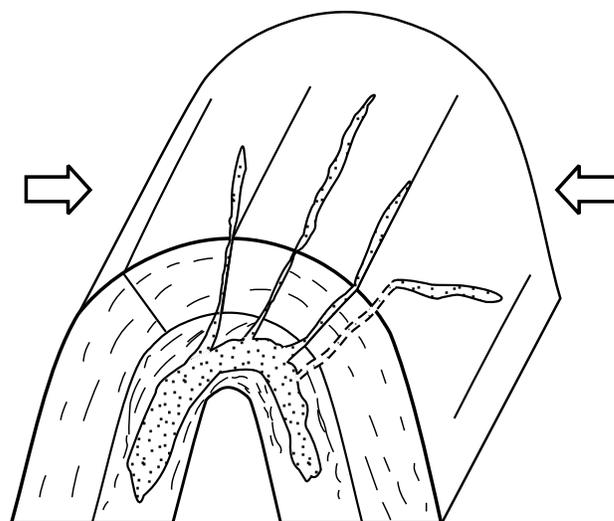


Figura 7. Modelo esquemático que ilustra el posible mecanismo de inyección de los diques clásticos en el Anticlinal San Juan Evangelista, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. Cuerpos sobrepresurizados de arena no consolidada inyectan súbitamente material arenoso a través de planos de debilidad originados por plegamiento asociado al evento compresivo del Mioceno Temprano.

debilidad originados en la etapa compresiva a finales del Mioceno Temprano. Se estima que la inyección atravesó, al menos, una columna estratigráfica de 900 m.

AGRADECIMIENTOS

Este reporte forma parte del trabajo desarrollado durante los estudios doctorales de la primera autora, auspiciados por el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). Agradecemos a Jesús Fragoso, Guillermo Aguilar, Marcela Ugarte y Gerardo Hernández del IMP por el apoyo en el procesamiento de las muestras, la toma de fotografías de los microfósiles y la elaboración de figuras, respectivamente. Los comentarios y discusiones con los Dres. Gustavo Murillo, Juan Bermúdez, Dante Morán y Ricardo Torres favorecieron en buena medida la versión previa del artículo, por lo que les damos especialmente las gracias. Así mismo, agradecemos a los Dres. Eustoquio Molina (Universidad de Zaragoza, España), Luis Velasquillo (IMP-Programa de YNF) y Josep Maria Bernaus (Oolithica Geosciences, Reino Unido), por sus evaluaciones y comentarios tan enriquecedores.

REFERENCIAS

- Aguilera, R., 1995, Naturally Fractured Reservoirs: Tulsa, Oklahoma, PennWell Books, 2ª edición, 521 p.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M-P., 1995, A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy, *en* Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M-P., Hardenbol, J. (eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: Tulsa, Oklahoma, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, 54, 129-212.
- Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., 1988, Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36(2), 3-55.
- Carfantan, J.C., 1986, Du Systeme Cordillérain Nord-Américain du Domaine Caraibe: Etude Géologique du Mexique Meridional: Chambéry, Université de Savoie, Mémoire de Thèse de Doctorat d'Etat des Sciences, 558 p.
- Guzmán, A.E., 1999, Estado de la Exploración Petrolera en México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 48(1-2), 16-42.
- Hiscott, R.N., 1979, Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec: Journal of Sedimentary Petrology, 49(1), 1-10.
- Jennette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D.B., Meneses-Rocha, J., Grimaldo, F., Muñoz, R., Barrera, D., Williams-Rojas, C.T., Escamilla-Herrera, A., 2003, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists, 87(10), 1599-1622.
- Jensen, A.I., Bergslien, D., Rye-Larsen, M., Lindholm, R.M., 1993, Origin of complex mound geometry of Paleocene submarine-fan reservoirs, Balder Field, Norway, *en* Parker, R.J. (ed.), Petroleum Geology of Northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference: Geological Society of London, 123-133.
- Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions: Journal of the Geological Society of London, 159, 605-617.
- Lonergan, L., Lee, N., Johnson, H.D., Cartwright, J.A., Jolly, R.J.H., 2000, Remobilisation and injection in deepwater depositional systems; implications for reservoir architecture and prediction, *en* Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T. (eds.), Deep Water Reservoirs of the World, 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference: Houston, TX, Society for Sedimentary Geology, Gulf Coast Section, GCSSEPM Foundation, 515-532.
- López-Ticha, C.D., 1976, Prospecto Tonalapa San Juan Evangelista: Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Informe Geológico No. 703, 1-32 (inédito).
- Lorenz, J.C., Teufel, L.W., Warpinski, N.R., 1991, Regional Fractures I: A mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75(11), 1714-1737.
- Lowe, D.R., 1975, Water escape in coarse-grained sediments: Sedimentology, 22, 157-204.
- Molyneux, S.J.M., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2001, Large scale deepwater sediment remobilization: examples from North Sea 3D seismic and outcrop: *en* Rock the Foundation Convention, Calgary, Alberta, Junio 18-22: Canadian Society of Petroleum Geologists, 009-1009-11.
- Navarro-Baca, F., 1990, Interpretación Geológico-Geofísica de la Región Sal Somera, Estado de Veracruz: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Tesis Maestría, 84 p.
- Nicolás-López, R., Robles-Nolasco, J., 1990, Prospecto Hoja Minatitlán, escala 1:250,000, Informe 1113, Plano 8388: Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Coordinación Regional de Distritos de Exploración (inédito).
- Oviedo-Pérez, A., 1996, Evolución neógena de las cuencas terciarias del Sureste: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Tesis Maestría, 91 p.
- Paz-Ávila, B., 1998, Modelo tectónico sedimentario del proyecto Papaloapan "B" del Activo de Exploración Salina: Revista de Ingeniería Petrolera, 38(7), 48-63.
- Petróleos Mexicanos-Instituto Mexicano del Petróleo (PEMEX-IMP), 2000, Tabla Paleobatimétrica General de las Áreas Petroleras de México: Grupo de Especialistas de Paleontología, Proyecto de Integración Bioestratigráfica (inédito).
- Quezada-Muñetón, J.M., 1987, El Cretácico Medio-Superior y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 39(1), 3-98.
- Reimnitz, E., Marshall, N.F., 1965, Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments: Journal of Geophysical Research, 70, 2363-2376.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1975, Depositional sedimentary environments; with reference to terrigenous clastics: New York, Springer-Verlag, 439 p.
- Rowe, C.A., Mustard, P.S., Mahoney, J.B., Katnick, D.C., 2002, Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada: Journal of Sedimentary Research, 72(1), 192-200.
- Shoulders, S., Cartwright, J., 2004, Constraining the depth and timing of large-scale conical sandstone intrusions: Geology, 32(8), 661-664.
- Truswell, J.F., 1972, Sandstone sheets and related intrusions from Coffee Bay, South Africa: Journal of Sedimentary Petrology, 42, 578-583.
- Winslow, M.A., 1983, Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes: Geological Society of America Bulletin, 94, 1073-1080.

Manuscrito recibido: Febrero 7, 2005

Manuscrito corregido recibido: Marzo 22, 2005

Manuscrito aceptado: Marzo 26, 2005