

Patrones de sismicidad en la curvatura de Monterrey, noreste de México

**Luis G. Ramos-Zúñiga, Hugo C. Medina-Ferrusquía
y Juan C. Montalvo-Arrieta***

*Universidad Autónoma de Nuevo León, UANL, Fac. de Ciencias de la Tierra, Av. Universidad s/n Ciudad Universitaria,
San Nicolás de los Garza, Nuevo León, C.P. 66451, México.*

**montalvo@fct.uanl.mx*

RESUMEN

El noreste de México ha sido considerado durante mucho tiempo como una región asísmica. Sin embargo, existe la evidencia histórica de la ocurrencia de temblores desde hace más de 160 años, la cual ha sido confirmada a partir de la instalación de la estación sismológica LNIG en enero de 2006 (Servicio Sismológico Nacional). La sismicidad en el interior de los continentes puede llegar a ser devastadora, debido a que la mayoría de las poblaciones han sido edificadas sin criterios de diseño sísmico. Se propone un modelo geodinámico de intraplaca para explicar los patrones de sismicidad observados a partir de correlacionar: (a) la actividad sísmica ubicada en la curvatura de Monterrey para el periodo 1847–2011; (b) datos aeromagnéticos y (c) información geológica y estructural disponible. La integración permitió correlacionar epicentros con alineamientos y estructuras geológicas cartografiadas, observándose una concentración de dicha actividad principalmente a lo largo de las provincias geológicas Sierra Madre Oriental y Planicie Costera del Golfo de México Norte. La correlación entre los datos aeromagnéticos y la sismicidad, permitió identificar alineamientos en la planicie costera que pueden asociarse con las estructuras geológicas del Alto de Terán, la sierra San Carlos y Papagayos. Se propone que el modelo que permite explicar los patrones de sismicidad ocurrida en la región de estudio es el de zona de límite entre bloques. En este modelo, los terremotos de intraplaca se asocian con estructuras litosféricas de gran escala y la deformación involucra toda la litósfera, como en los límites entre placas. En la sismicidad del área de estudio, la variación espacio-temporal es resultado de un sistema complejo de fallas que interactúan para una región específica y que los sismos no se pueden entender como el producto de fallas aisladas.

Palabras clave: Sismicidad intraplaca, datos aeromagnéticos, alineamientos magnéticos, fallas corticales.

ABSTRACT

Northeastern Mexico has been long considered as an aseismic region. The evidence of more than 160 years of seismicity has been complemented by installing the LNIG sismological station in January 2006 (Servicio Sismológico Nacional). The seismicity at continental interiors can be devastating because most urban areas have been built without seismic design criteria. A geodynamic model has been proposed to explain intraplate seismicity patterns from correlating (a) the seismic activity located in the Monterrey curvature, for the period 1847 to 2011, (b) aeromagnetic data, and (c) geological-structural information available. The integration allowed us to correlate the epicenters with mapped lineaments and geological structures. The observed concentration of such seismic activity is mainly located along the geological provinces of the Sierra Madre Oriental and the northern part of the Gulf of Mexico Coastal Plain. On the other hand, the correlation between aeromagnetic data and seismicity allowed the identification of

lineaments in the coastal plain that may be associated with geological structures such as the Alto de Terán, sierra San Carlos and sierra Papagayos. We propose that the block limit model may explain the seismicity pattern in the study region. Spatial and temporal variations of seismicity in the study area result from a complex system of interacting faults and the earthquakes cannot be seen as the product of isolated faults.

Key words: intraplate seismicity, aeromagnetic data, magnetic lineaments, crustal faults.

INTRODUCCIÓN

Los grandes terremotos de intraplaca que se originan en el interior de los continentes son raros comparados con aquellos sismos que ocurren en regiones de límites entre placas, debido a que las tasas de desplazamiento son muy bajas, menores a 1 mm/año (Scholz *et al.*, 1986; Stein, 2007) comparadas con las que se dan en fronteras tectónicas. Es por eso que los períodos de retorno de terremotos de intraplaca pueden ser mayores a 10^3 años (Scholz *et al.*, 1986). Sin embargo, estos grandes terremotos ocasionales pueden llegar a ser extremadamente devastadores, debido a que la mayoría de las ciudades localizadas en el interior de los continentes han sido edificadas sin tomar en cuenta criterios de diseño sísmico. Crone *et al.* (2003) mencionan que los grandes sismos de intraplaca pueden causar daños en áreas muy extensas, ya que la atenuación de la energía sísmica generada por estos terremotos es relativamente baja en el interior de las placas. Además de que estos temblores pueden llegar a tener caídas de esfuerzo mayores (por un factor de 3) que los sismos de interplaca, debido a que la caída de esfuerzos se incrementa con el periodo de recurrencia, tal como lo predice la ley que evalúa el coeficiente de fricción (Scholz, 2003). Stein (2007) menciona que las aceleraciones pico del movimiento del terreno provocadas por sismos de intraplaca (p. ej. en la zona sísmica de Nuevo Madrid, Missouri, este de EE. UU.) son comparables con las que producen los sismos que se originan en los límites de placa (por ejemplo, zona de falla de San Andreas, oeste de EE. UU.) con una unidad de magnitud más grande; esto se debe a que las rocas en el interior estable de los continentes transmiten la energía más eficientemente.

Un problema en la porción norte de México es que existen muy pocas áreas (por ejemplo, Baja California) con una buena cobertura integral y complementaria de información geológica, geofísica, así como de la historia sísmica, el registro de terremotos e información de desplazamientos proporcionada por datos de GPS, lo cual dificulta que se puedan crear modelos de riesgo sísmico a diferentes escalas fiables. Esto se debe, por un lado, a que los estudios sobre sismicidad en el interior del continente cuentan con períodos de monitoreo y registro relativamente cortos, comparados con el tiempo de ocurrencia entre grandes terremotos; y por el otro, a que el comportamiento dinámico de las fallas en el interior de los continentes ha sido poco o nada estudiado.

Algunos autores (Stein *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2011) han propuesto que el comportamiento espacio-temporal de la sismicidad de intraplaca se encuentra asociado a grupos de terremotos en fallas específicas para períodos cortos, y posteriormente la actividad puede migrar a otras estructuras. Stein *et al.* (2009) mencionan que el concepto de fallas activas-inactivas es temporal, ya que ciertas fallas que en la actualidad se consideran inactivas, han presentado períodos de actividad en el pasado. Por lo tanto, sugieren que el concepto de *apagado-encendido* puede aplicarse (a escalas de tiempo de cientos a miles de años) para el comportamiento de las fallas presentes en el interior de los continentes, las cuales pueden ser capaces de generar grandes terremotos de manera esporádica, en grupos y que migren a otras fallas. Esto queda de manifiesto a partir del concepto de que la variabilidad espacio-temporal de la sismicidad, es el resultado de la interacción entre las fallas presentes en una región dada, evidenciando un sistema complejo cuya evolución no puede explicarse considerando sólo una falla individual (Stein *et al.*, 2009).

Los mecanismos más comunes que tratan de explicar la generación de terremotos en regiones de intraplaca están relacionados con conceptos de debilidad cortical y concentración local de esfuerzos (Sykes, 1978; Wesnousky y Scholz, 1980; Mazzotti, 2007).

El objetivo de este trabajo es proponer un modelo geodinámico de intraplaca que explique los patrones de sismicidad observados en la Curvatura de Monterrey (CM), noreste de México. Para llevar a cabo esto, se empleó el catálogo de sismicidad presentado en Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) para el período 1847-2006, así como la actividad sísmica local (para el período 2006-2011) registrada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). Además, se utilizaron datos aeromagnéticos para identificar cambios de gradientes asociados a zonas de contactos, alineamientos y fracturas que pudieran estar asociados con estructuras geológicas. Así mismo, se correlacionó esta información geofísica con información geológica disponible.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL PARA EL NORESTE DE MÉXICO

La configuración estructural y de los procesos de sedimentación en el noreste de México es el resultado de

una evolución tectónica compleja (Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001). Se reconocen evidencias desde el Neoproterozoico-Paleozoico temprano de la separación del supercontinente Rodinia (Torsvik, 2003) para dar lugar al océano Iapetus, en la margen continental sureste de Norteamérica (Stewart, 1988). Posterior a un proceso de *rifting*, se generó un margen pasivo hasta el Missisípico (Stewart, 1988), continuando con la presencia de rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado expuestas en el anticlinorio Huizachal Peregrina durante el Pérmico-Triásico. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez et al. (1995) estas rocas formaron parte de un micro-continente que fue acrecionado a Norteamérica durante el Missisípico Temprano. Entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio se desarrolla un margen pasivo en el Golfo de México que da lugar a la apertura del mismo y a los procesos de sedimentación clástica y marina que se llevan a cabo en todo el norte de México, este y sur de Texas en los EE. UU., y que están relacionados con la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999). Para finales del Cretácico esta secuencia de sedimentos clásticos y carbonatados son deformados y plegados durante la orogenia Hidalgoana (Guzmán y de Cerna, 1963; Gray y Lawton, 2011), como consecuencia de la subducción de la porción este de la placa Farallón debajo de Norteamérica, al oeste de México (margen convergente Provincia del Pacífico Mexicano, Goldhammer, 1999). El Cenozoico, en el noreste de México, se caracteriza por la acumulación de una gruesa secuencia sedimentaria siliciclástica relacionada con el desarrollo de sistemas deltaicos, con espesores hasta de 10000 m, y por una deformación extensiva caracterizada por la presencia de numerosas fallas normales, y que se ubica en la cuenca de Burgos, que forma parte de la Llanura Costera del Golfo de México Norte (LICGN) y de la Plataforma Continental del Golfo de México (Echánove 1986; Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004). La Figura 1 muestra la configuración actual de las provincias geológicas del noreste de México.

MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende la CM (Padilla y Sánchez, 1985) y la zona de transición de este sector de la Sierra Madre Oriental (SMOr) con la LICGN. De acuerdo con Padilla y Sánchez (1985) la CM se describe como la porción de la SMOr donde cambia su lineamiento estructural de una dirección E-W, en las proximidades de la ciudad de Saltillo, Coahuila, a una dirección NE, al noroeste de Saltillo; y de una dirección E-W en las inmediaciones de Monterrey, N. L., a una dirección SE, al oeste de Linares, N. L.

La CM está conformada por una secuencia de rocas sedimentarias evaporíticas, carbonatadas y clásticas marinas del Mesozoico que fueron plegadas y cabalgadas durante la orogenia Hidalgoana. El plegamiento se asocia con el

proceso de deslizamiento hacia el noreste de la secuencia sedimentaria sobre evaporitas y lutitas del Mesozoico inferior. El cambio de dirección se encuentra relacionado con el choque de esta cubierta sedimentaria con altos estructurales como la isla de San Carlos (SC) en Tamaulipas y la isla de Coahuila, lo cual generó una vergencia de las estructuras hacia el norte y noreste (Padilla y Sánchez, 1985). La edad de la secuencia sedimentaria presente en esta región varía desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. En algunos sitios, este grueso paquete de sedimentos ha sido intrusionado por plutones emplazados durante el Terciario.

De acuerdo con el estilo de plegamiento, Padilla y Sánchez (1985) divide el área de la CM en: (1) Área norte: compuesta por pliegues simétricos, apretados, con planos axiales casi verticales; (2) Área sur: descrita como pliegues arqueados y elongados, simétricos y asimétricos, la mayor parte de ellos recostados, con planos axiales que buzcan de 85° a 60° hacia el sur y suroeste; (3) Área de basamento somero: conformado de largos pliegues casi simétricos y de gran amplitud (*i.e.*, Anticlinal del cerro del Potosí), que contienen numerosos pliegues secundarios, apretados, simétricos y asimétricos; (4) Área de vergencia opuesta: compuesta por pliegues apretados, elongados, asimétricos, recostados y cuyos planos axiales buzcan aproximadamente 50° al noreste y (5) área del anticlinal de la Silla: representa a una estructura simétrica en sus extremos, y asimétrica y afallada y recostada en su parte central.

Las variaciones de forma, longitud y amplitud de los pliegues están íntimamente relacionados a variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas contenidas en el sistema de pliegues del área de estudio. Un rasgo característico en la CM es la presencia de fallas de cabalgadura en la parte oriental (Figura 2), siendo la principal la Cabalgadura Frontal, con una longitud de más de 200 km y buzamiento promedio del plano de falla de 30° al suroeste, y que se extiende desde Monterrey, N. L., hasta Ciudad Victoria, Tamps. (Padilla y Sánchez, 1985). La segunda falla inversa importante es la Cabalgadura Secundaria ubicada al oeste de la anterior. Presenta un rumbo casi paralelo a la Cabalgadura Frontal con una longitud aproximada de 94 km. Al oeste de esta falla existen otras cabalgaduras de menor longitud (Figura 2) que podrían estar relacionadas entre sí. En la parte central de la CM, al norte del anticlinal Potrero de Abrego o San Rafael, se encuentra asociada una zona de falla con una longitud aproximada de 60 km, con un rumbo E-W, que Padilla y Sánchez (1985) e Higuera-Díaz *et al.* (2005) definen como una cabalgadura, mientras que Chávez-Cabello *et al.* (2004) y el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2008; carta geológico-minera Monterrey G14-7) la definen como una falla a rumbo lateral derecha. Esta estructura define el límite en el cambio de rumbo, con una orientación E-W de los ejes de anticlinal y fallas hacia el norte, a una orientación NNW-SSE de los ejes de los anticlinales y de la Cabalgadura Frontal en la porción sur. Los sistemas de fallas de transcurrencia se encuentran

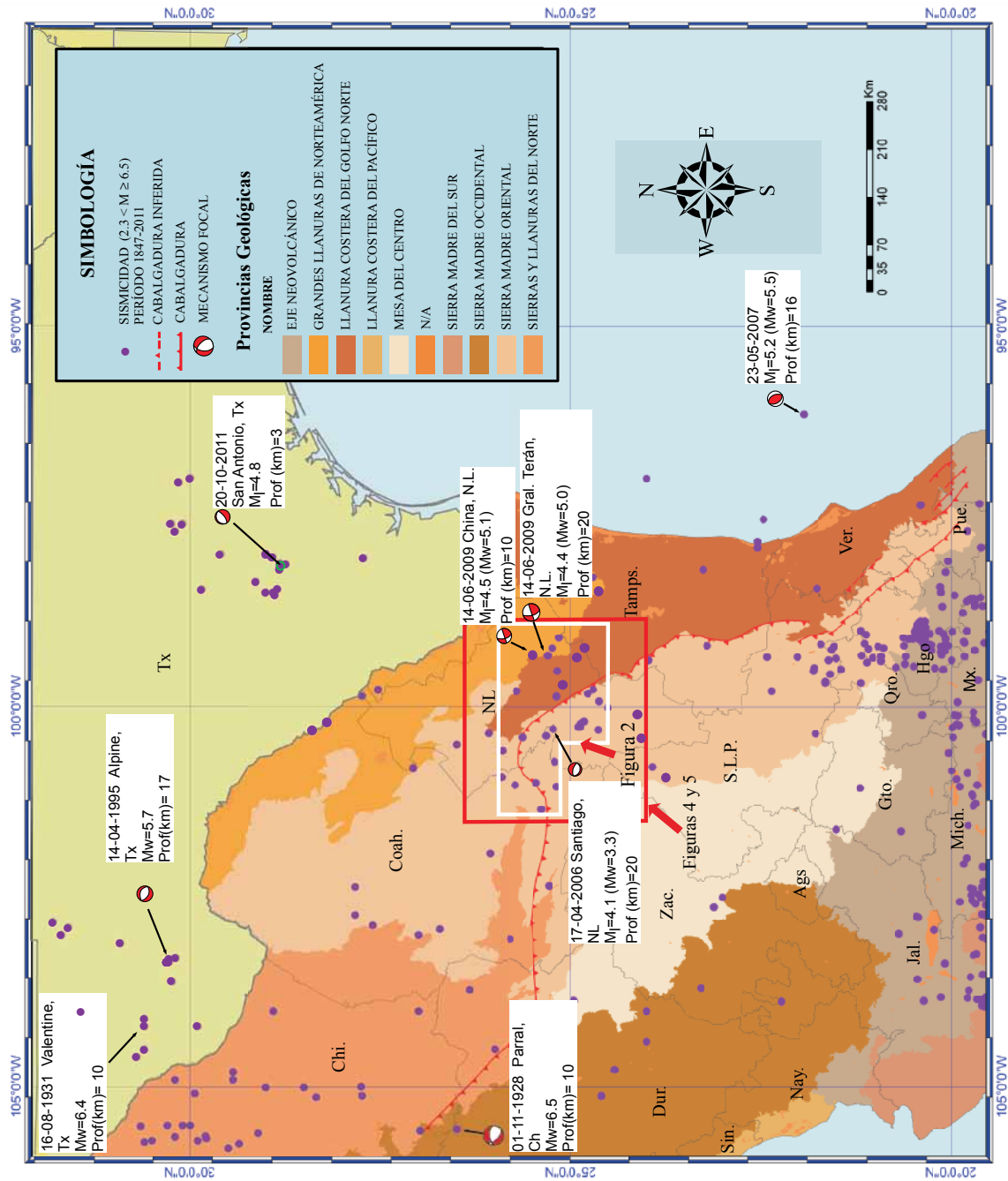


Figura 1. Mapa de la distribución de la sismicidad histórica y reciente (período: 1847 – 2012) para la región centro y NNE de México y sur de Texas [tomado de Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, (2008); el Servicio Sismológico Nacional –SSN– (www.ssn.unam.mx) y del National Earthquake Information Center –NEIC– (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)]. Se indican algunas provincias geológicas para la República Mexicana (SGM), así como la cabalgadura principal en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1985). Abreviaturas, Mj: magnitud local; Mw: magnitud de momento; Chi: Chihuahua; Coah: Coahuila; NL: Nuevo León; Tamps: Tamaulipas; Dur: Durango; Zac: Zacatecas; SLP: San Luis Potosí; Sin: Sinaloa; Nay: Nayarit; Agu: Aguascalientes; Jal: Jalisco; Gto: Guanajuato; Qro: Querétaro; Ver: Veracruz; Hidalgo; Mich: Michoacán; Mx: Estado de México; Pue: Puebla. Los mecanismos focales fueron obtenidos del Cálculo Automático del Tensor de Momento del SSN, NEIC, Dosier and Rodríguez (1993) y del Global Centroid-Moment-Tensor catalog.

comúnmente asociados con las cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1985).

SISMICIDAD HISTÓRICA

Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) presentan la recopilación de la sismicidad histórica para el noreste de México para el período 1847-2006, (Figura 1). Estos autores hicieron su búsqueda en diferentes catálogos sísmicos internacionales y nacionales, así como en revistas y libros. Una característica de esta porción del país lo ha constituido la ausencia de redes permanentes de monitoreo sísmico, lo cual genera que sismos con magnitudes $M \leq 3.7$ no sean registrados en estaciones del Servicio Sismológico Nacional. Aún con esta limitante, Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) presentaron un catálogo de 148 terremotos, encontrando que los principales sismos en el noreste de México y la región fronteriza México-EE.UU. son: el de Parral, Chihuahua en 1928 ($M_w = 6.5$, Doser y Rodríguez, 1993); el de Valentine, Texas ($M_w = 6.4$, Doser, 1987) y el de Alpine, Texas ($M_w = 5.7$, Xie, 1998, Frohlich y Davis, 2002). El resto de la sismicidad reportada por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) varía entre 2.3 y 4.8 M. Estos autores subdividen la sismicidad reportada en natural e inducida. Para la primera de ellas, identifican tres regiones donde se concentran los terremotos: a) Cuencas y Cordilleras y la porción sur del *rift* del río Grande (incluye parte de los estados de Chihuahua, Coahuila y suroeste de Texas; b) SMOr y Planicie Costera del Golfo Norte y c) porción central y sur de Texas. En este trabajo nos concentraremos principalmente en la sismicidad localizada en la SMOr, de manera particular en la CM. Para esta región los sismos históricos que han causado más perjuicios ocurrieron: (a) los días 7, 8 y 12 de enero de 1880. García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996) mencionan que en la región de Dr. Arroyo y Mier y Noriega, N. L., se reportaron daños en algunos edificios así como en la iglesia. Este terremoto también se sintió en Matehuala, S. L. P. El día 12 de enero de 1880 siguieron los sismos, de acuerdo con la crónica descrita en García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996). Durante este evento se reportó que “...en varias haciendas y ranchos de esta comprensión han caído algunas fincas y otras se han cuarteado, quedando casi inútiles...”; y (b) los días 28 y 29 de abril de 1841, estos sismos produjeron colapsos de casas y la muerte de seis personas en punta Santa Elena (Coah.), así como daños severos a estructuras en las haciendas Los Muertos y La Vaquera, localizadas al suroeste de Saltillo. En Saltillo, Coahuila y Monterrey, Nuevo León, sólo se reportó una fuerte sacudida del terreno sin daños estructurales (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996; Casasús, 2003); mientras que, en la ciudad de Galeana, N. L., se reportaron graves perjuicios a la iglesia de esta localidad (Leal-Ríos, 2001).

De manera particular debido a la ausencia de redes sísmicas temporales o permanentes y la poca documenta-

ción de sismicidad en áreas con baja densidad de población (por ejemplo sur del estado de Nuevo León, Zacatecas, la porción norte del estado de San Luis Potosí, así como en el estado de Coahuila) no se puede dar una opinión si hay ausencia de sismicidad (lo que definiría a esta región como asísmica) o simplemente la sismicidad generada no ha sido reportada por pobladores o registrada por alguna estación sismológica cercana. En nuestra opinión, nos inclinamos por el segundo punto, por lo que, en la medida que se incrementa el monitoreo sísmico en estas regiones se podrá determinar el nivel de sismicidad.

SISMICIDAD RECIENTE

A partir de la puesta en marcha de la estación LNIG (en terrenos de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León), perteneciente al Servicio Sismológico Nacional (SSN) en enero de 2006 (Montalvo-Arrieta et al., 2006), se han localizado sismos con $M \geq 3.1$ en esta porción del país. Ramos-Zúñiga et al. (2012) realizaron la caracterización sísmica de sitio en la estación LNIG, como estación de referencia del SSN. Además, estos autores presentaron el catálogo de la actividad sísmica registrada en el área para el período 2006–2011. La Figura 2, muestra la actividad sísmica histórica y reciente localizada en el área de estudio.

Sismos del 14 de junio de 2009

El 14 de junio de 2009 ocurrieron dos sismos de $M = 4.4$ y 4.5 . De acuerdo con el Cálculo Automático del Tensor de Momento Sísmico del SSN, tuvieron las siguientes magnitudes $M_w = 5$ y 5.1 . Estos terremotos se ubicaron en el límite de la Llanura Costera del Golfo de México Norte y Grandes Llanuras de Norteamérica (Figura 2). Para estos sismos se reportó una fuerte sacudida del terreno en ciudades localizadas en las proximidades de los dos epicentros (Allende, General Terán y Montemorelos, N. L.; Ramos-Zúñiga et al., 2012). En Montemorelos se describieron daños menores en algunas escuelas, así como cortes de energía eléctrica.

Para la región de Montemorelos-General Terán, existe evidencia de sismicidad histórica. García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996) reportaron al menos cuatro temblores (30/08/1838; 24/10/1909; 21/10/1911 y 03/12/1911) sentidos en la región de Montemorelos y localidades cercanas. Para los últimos dos eventos, las crónicas reportan intensidades sísmicas de III (Escala de Cancani) en Montemorelos. Rodríguez-Cabo (1946) estudió un enjambre de pequeños sismos en 1944. Este autor propuso, como fuente de estos sismos, al colapso de cavernas. Para la misma área, el SSN reportó sismicidad el 6/04/2004 ($M = 3.9$), el 15/06/2010 ($M = 3.4$) y 01/09/2011 ($M = 3.6$). Estos eventos también fueron sentidos en General Terán y Montemorelos (Figura 2).

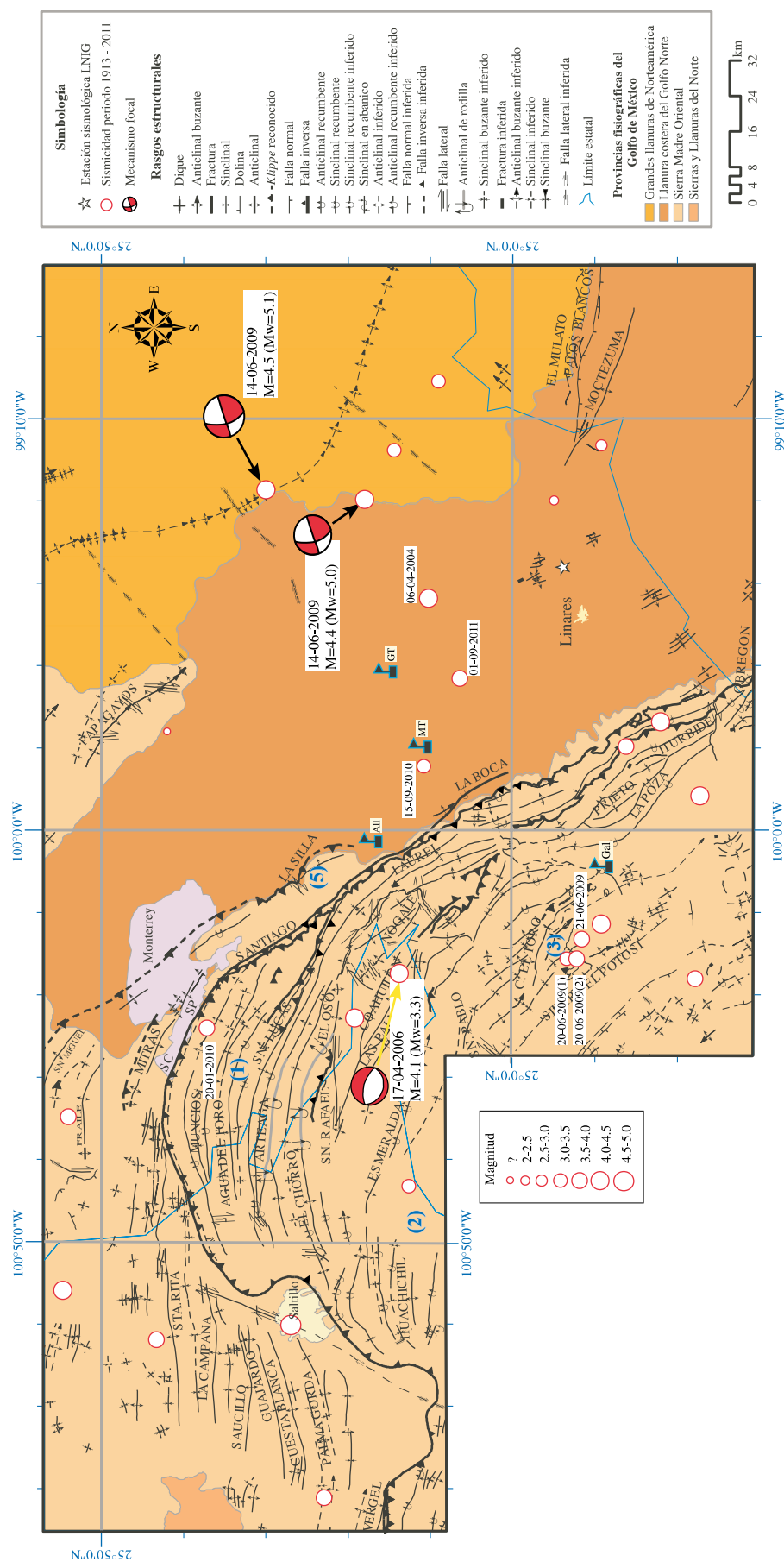


Figura 2. Distribución de la sismicidad (período 1913 – 2011) y principales rasgos geológico-estructurales para la región de la Curvatura de Monterrey (CM) en el estado de Nuevo León, México. Los números representan la división de acuerdo con el comportamiento estructural propuesta por Padilla y Sánchez (1985). Abreviaturas, M: magnitud local; M_w : magnitud de momento; SC: Santa Catarina; SP: San Pedro. Los mecanismos focales fueron obtenidos del Cálculo Automático del Tensor de Momento del SSN.

Sismos del 20 y 21 de junio de 2009

El 20 y 21 de junio de 2009 se registraron tres terremotos ($M=3.5$, 3.7 y 3.7) en la estación LNIG, los cuales fueron sentidos en varias localidades del municipio de Galeana, N. L.. De acuerdo con Montalvo-Arrieta (2009) en el área epicentral (Figura 2) se experimentaron los mayores daños en casas y en una escuela primaria. Este autor menciona que las intensidades sísmicas (escala de Mercalli Modificada) experimentadas en el área epicentral fueron de IV-V. Los daños observados en las viviendas corresponden con estructuras del Tipo A (muros de mampostería en seco o con barro, adobe y tapial); también se reportaron grietas y deformación de ventanales. En la Figura 2 se muestra la posible correlación entre las localizaciones epicentrales definidas por el SSN y los rasgos estructurales presentes en el área (SGM, 2000; carta geológico-minera Concepción del Oro G14-10), los cuales se relacionan con alineamientos y el eje de anticlinal del cerro del Potosí.

El 20 de enero de 2010 ocurrió un sismo de $M = 4.0$, a 11 km al suroeste del Monterrey y a 5 km de San Pedro Garza García, N. L. (SP en la Figura 2). Este terremoto fue ligeramente sentido en este último municipio. Para esta región que comprende la porción norte de la CM se han documentado otros terremotos, por ejemplo el del 13/02/2010 ($M = 3.8$), localizado en las inmediaciones del anticlinal de Santa Rita (Figura 2); de acuerdo con los medios de comunicación, este sismo se sintió en los municipios de Saltillo, Arteaga y Ramos Arizpe, Coahuila, aunque no se reportaron daños. El terremoto del 16/11/1981 ($M = 3.6$) se ubicó en la margen norte del anticlinal de la sierra del Fraile (Figura 2); al oeste de esta estructura, el 21/03/1982 ocurrió un sismo de $M = 4.5$ (Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, 2008).

En la Figura 2 se observa que la sismicidad histórica y reciente se localiza sobre o en las proximidades de fallas, alineamientos o ejes de pliegues cartografiados en el área, pudiéndose asociar esta actividad con procesos de reactivación de las estructuras geológicas o de otras que no han sido cartografiadas. Sin embargo, es importante considerar que el error en las localizaciones es de ± 10 km para sismos con $M > 3$; mientras que para $M < 3$ puede ser mayor. Por lo que, conforme se incrementa la cobertura de estaciones sismológicas temporales o permanentes en la región, el rango del error en las localizaciones disminuirá. Así mismo se podrá definir si la sismicidad se asocia con las estructuras presentes en el área o no. Tomando en cuenta estas consideraciones, se propone un modelo geodinámico conceptual que permita dar una explicación de los patrones de sismicidad observados.

MODELOS GEODINÁMICOS PROPUESTOS

El proceso que da lugar al origen de la sismicidad en el interior de los continentes es un problema que durante

mucho tiempo no se ha resuelto (Rajendran y Rajendran, 2003). Aunque se han propuesto diversas hipótesis, no hay un modelo único o adecuado que explique los patrones de sismicidad observados. Sin embargo, una de las principales características que se ha encontrado con este tipo de sismicidad, es que se correlacionan con estructuras paleo-tectónicas. Es por eso que, los mecanismos más comunes que tratan de explicar la generación de terremotos en regiones de intraplaca están relacionados con conceptos de debilidad cortical, reactivación de fallas y concentración local de esfuerzos (Sykes, 1978; Wesnousky y Scholz, 1980; Hinze *et al.* 1988; Liu y Zoback, 1997; Mazzotti, 2007).

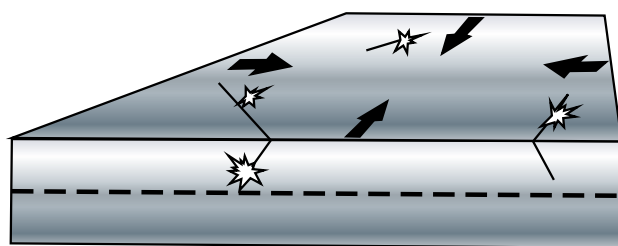
Recientemente, Mazzotti (2007) propuso cuatro modelos geodinámicos conceptuales donde aglutina las hipótesis propuestas por diversos autores para explicar la generación de terremotos en el interior de los continentes. En este trabajo se evalúa cuál de estos modelos puede explicar los patrones de sismicidad observados en la CM.

(a) Sismicidad aleatoria y modelo de deformación baja

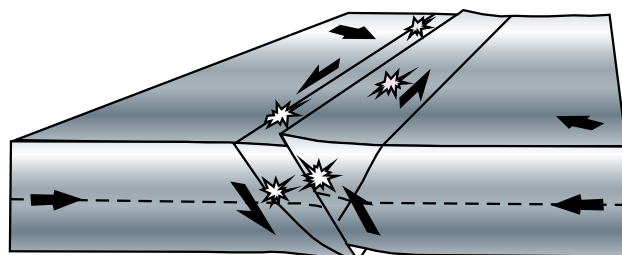
Se caracteriza por regiones con ausencia, a gran escala, de estructuras paleotectónicas débiles, tasas de deformación uniformes y bajas en intraplaca, y distribución de sismicidad en espacio y tiempo aleatorios. De manera general, los grandes terremotos ocurren en cualquier parte, pero sus magnitudes e intervalos de recurrencia son limitados por su tasa de deformación baja. Este modelo es apropiado para cratones continentales estables (Mazzotti, 2007, Figura 3a).

(b) Modelo de zona de límite entre bloques

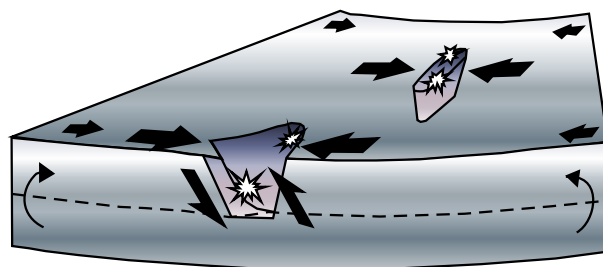
En este modelo, los terremotos de intraplaca se asocian con límites entre bloques a gran escala y la deformación puede involucrar toda la litósfera (Figura 3b). Las tasas de deformación, aunque están asociadas a estructuras geológicas específicas, son muy bajas ($\sim 10^{-10}$ años⁻¹ o menos). Las estructuras tectónicas se extienden por varios cientos o miles de kilómetros y pueden cortar todo el espesor de la litósfera. La sismicidad que se origina en este modelo queda distribuida a lo largo del límite entre bloques (Figura 3b; un ejemplo lo constituye el límite entre el cratón de Norteamérica y la provincia del oeste del Océano Atlántico, (porción este de EE.UU.). Swafford y Stein (2007) mencionan que la distribución espacial de esta sismicidad es más o menos uniforme a largo plazo; sin embargo, puede parecer aleatoria y discontinua en periodos cortos de monitoreo sísmico. Se pueden esperar sismos con $M = 7$ (cada 500 años, por ejemplo en la costa este EE.UU.-Canadá) a lo largo de cualquier punto de las principales estructuras geológicas que estén acomodando el movimiento relativo actual de los bloques involucrados.



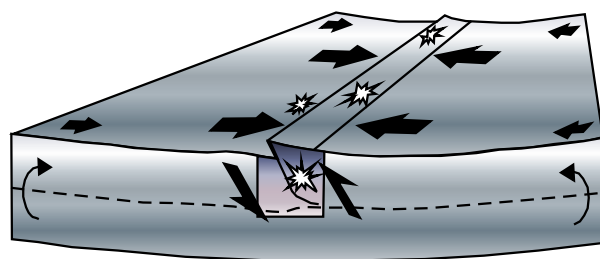
a) Distribución aleatoria



b) Zona de límite entre bloques



c) Zona débil localizada



d) Zona débil a gran escala

Figura 3. Modelos geodinámicos propuestos por Mazzotti (2007) que describen la relación entre sismicidad característica, tasas de deformación y estructuras tectónicas. (a) Aleatorio. (b) Límite de bloques. (c) Zonas de debilidad a gran escala. (d) Zonas débiles localizadas. La concentración de deformación genera una alta tasa de sismicidad en estas zonas de debilidad.

(c) Modelo de zona de debilidad localizada

Para este modelo, la sismicidad se concentra a lo largo de estructuras geológicas locales y pequeñas, asociadas con zonas de debilidad dentro de la litósfera (Figura 3c). Estas estructuras tectónicas, tienen dimensiones de pocos cientos de kilómetros horizontales y decenas de kilómetros en escala vertical. Este modelo se caracteriza por una concentración de altas tasas de deformación, lo cual puede

generar grandes terremotos. La distribución de la sismicidad se limita en espacio y en tiempo a estas zonas de debilidad. La región sismogénica de Nuevo Madrid, en la parte central de EE.UU. (Liu y Zoback, 1997; Kenner y Segall, 2000), es un ejemplo de este tipo de modelo.

(d) Modelo de zona de debilidad a gran escala

Este modelo se relaciona con zonas de extensión a gran escala, esto es, ambientes paleotectónicos como: *rifts* paleozoicos-mesozoicos o aulacógenos (Figura 3). La sismicidad asociada a este modelo se origina a lo largo de grandes estructuras geológicas asociadas con capas débiles en la corteza inferior y/o el manto superior, las cuales pueden tener longitudes de ~1000 km. Su distribución temporal puede variar de manera significativa a lo largo de estas zonas.

DATOS AEROMAGNÉTICOS

Los estudios aeromagnéticos son de gran utilidad para enfatizar cuerpos con contrastes magnéticos altos, además, son una herramienta muy eficiente para identificar cambios de gradientes asociados a zonas de contactos, alineamientos y fracturas que puedan estar relacionadas a la ocurrencia de sismos. Autores como Meissner *et al.* (1988), Mohajer (1993), Boyce y Morris (2002), Agrawal *et al.* (2004), Dineva *et al.* (2004) y Steltenpohl *et al.* (2010), han realizado trabajos en los cuales la correlación de la sismicidad y alineamientos magnéticos y gravimétricos son factores muy importantes para identificar reactivaciones de fallas de basamento.

Los datos aeromagnéticos que se utilizaron en este trabajo son datos de anomalía magnética total (AMT) que se obtuvieron de la base de datos digitales de Norteamérica, recabada (desde el año 2001) por el Servicio Geológico de Canadá (GSC, por sus siglas en inglés), el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS, por sus siglas en inglés) y por el SGM (antes el Consejo de Recursos Minerales de México: CRM; Finn *et al.*, 2001; Bankey *et al.*, 2002). En el noreste de México, los datos aeromagnéticos fueron tomados a través de vuelos realizados por el CRM, utilizando magnetómetros de resonancia magnética y navegación GPS para mantener la trayectoria de vuelo deseada a lo largo de líneas norte-sur, separadas cada 1000 m, con elevaciones variables entre 300 y 450 m sobre el nivel del terreno.

El mapa de AMT de la base de datos de Norteamérica, está interpolado con un espaciado de celda de 1000 m, utilizando el algoritmo de mínima curvatura (Finn *et al.* 2001; Bankey *et al.* 2002). El procesamiento de datos que se realizó para la generación del mapa de AMT fue el siguiente: (a) reducción de los efectos dipolares del campo magnético terrestre para el noreste de México (Inclinación 60° y declinación 7°) utilizando la metodología de reducción al

polo (Baranov, 1957). (b) Generación de la componente residual de la AMT reducida a polo, eliminando la componente regional con un filtro pasa-banda con parámetros de frecuencia de $0 - 0.02 \text{ K}^{-1}$ del espectro de potencial radial, equivalentes a profundidades mayores a 20 km. (c) La definición de alineamientos aeromagnéticos se obtuvo a partir de la aplicación de las derivadas verticales a la anomalía magnética residual reducida a polo (AMR), con el propósito de acentuar cambios de gradientes magnéticos y definir bordes de anomalías con altas frecuencias que son útiles para enfatizar alineamientos magnéticos regionales y locales que se relacionan con sistemas de fallamiento. Así mismo, a los datos se les aplicó la continuación ascendente para la eliminación de diferentes tipos de ruidos, especialmente ruidos culturales, ruidos generados por la corrugación de las líneas de vuelo, entre otros (Lyatsky *et al.*, 2001). La continuación ascendente fue aplicada en rangos de 1 a 10 km a la AMR reducida a polo y a las derivadas verticales, eliminando frecuencias relacionadas a ruido y acentuando con mayor claridad, bordes y grupos de anomalías magnéticas.

El mapa de AMR reducida a polo continuado ascendentemente a 1 km, muestra cinco grupos de anomalías magnéticas positivas (Figuras 4 y 5), atribuidas principalmente a rocas volcánicas y plutónicas del Pérmico al Cenozoico que típicamente presentan mayor magnetismo que litologías adyacentes y producen anomalías magnéticas distintivas

cuando éstas se localizan a diferentes profundidades. El grupo de anomalías magnéticas 1 (1A – 1D) se distribuye desde el NW al SE del mapa; la mayor proporción de las anomalías son monopulares y presentan formas irregulares alargadas con una dirección preferencial NW-SE (Figuras 4 y 5), con amplitudes que varían de 10 a 75 nT y longitudes de onda de 10 a 15 km. La firma magnética del grupo de anomalías 1A corresponde a rocas intrusivas del Triásico (granodiorita) que son cortadas en el pozo Linares-1 a una profundidad de 2600 m (Eguiluz de Antuñano, 2001) y subyacen secuencias de rocas sedimentarias del Cretácico (López-Infazón, 1986; Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer *et al.* 1991). El grupo de anomalías magnéticas 1B se distribuye en dos direcciones: 1) NW-SE, desde Monterrey hasta Linares, N. L. y 2) E-W, desde Monterrey, N. L., internándose al oeste, en el estado de Coahuila (Figuras 4 y 5). Las anomalías presentan polaridad normal e intensidades magnéticas de 10 a 100 nT con longitudes de onda de 5 a 15 km. Estas anomalías al igual que las anomalías del grupo 1A, son generadas por rocas graníticas y granodioríticas de edad Pérmico-Triásico (275 a 210 Ma), a profundidades mayores de 1400 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). La anomalía 1C, se localiza al norte de los pozos P3 y P4; ésta tiene una longitud aproximada de 50 km en dirección NW-SE con amplitudes que varían de 5 a 75 nT y una longitud de onda de 12 km (Figuras 4 y 5). Se correlaciona con rocas plutó-

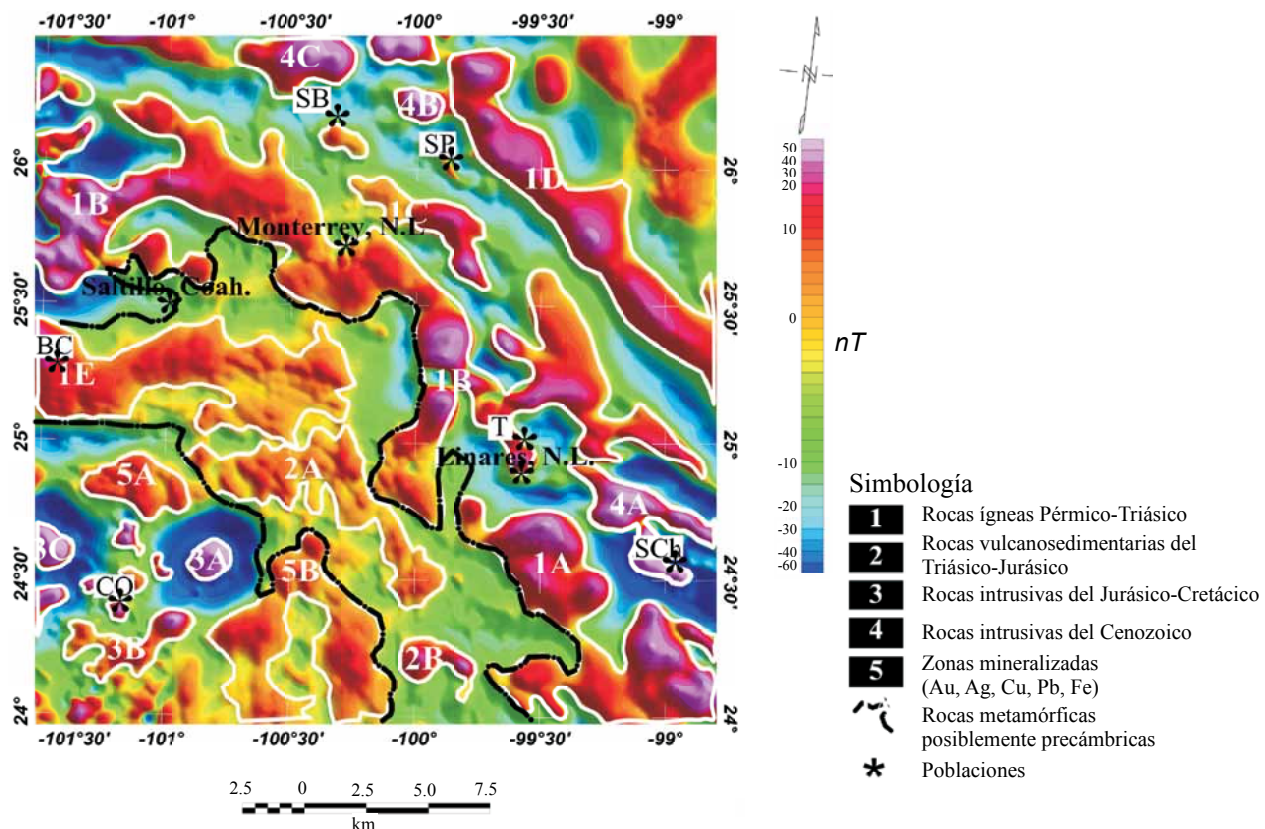


Figura 4. Configuración de la anomalía magnética residual continuada ascendentemente a 1 km y su distribución de anomalías. Abreviaturas: CO-Concepción del Oro, SCh-Sierra Chiquita, SP-Sierra Picachos, SB-Sierra Bustamante, T-Terán, BC-Bloque Coahuila.

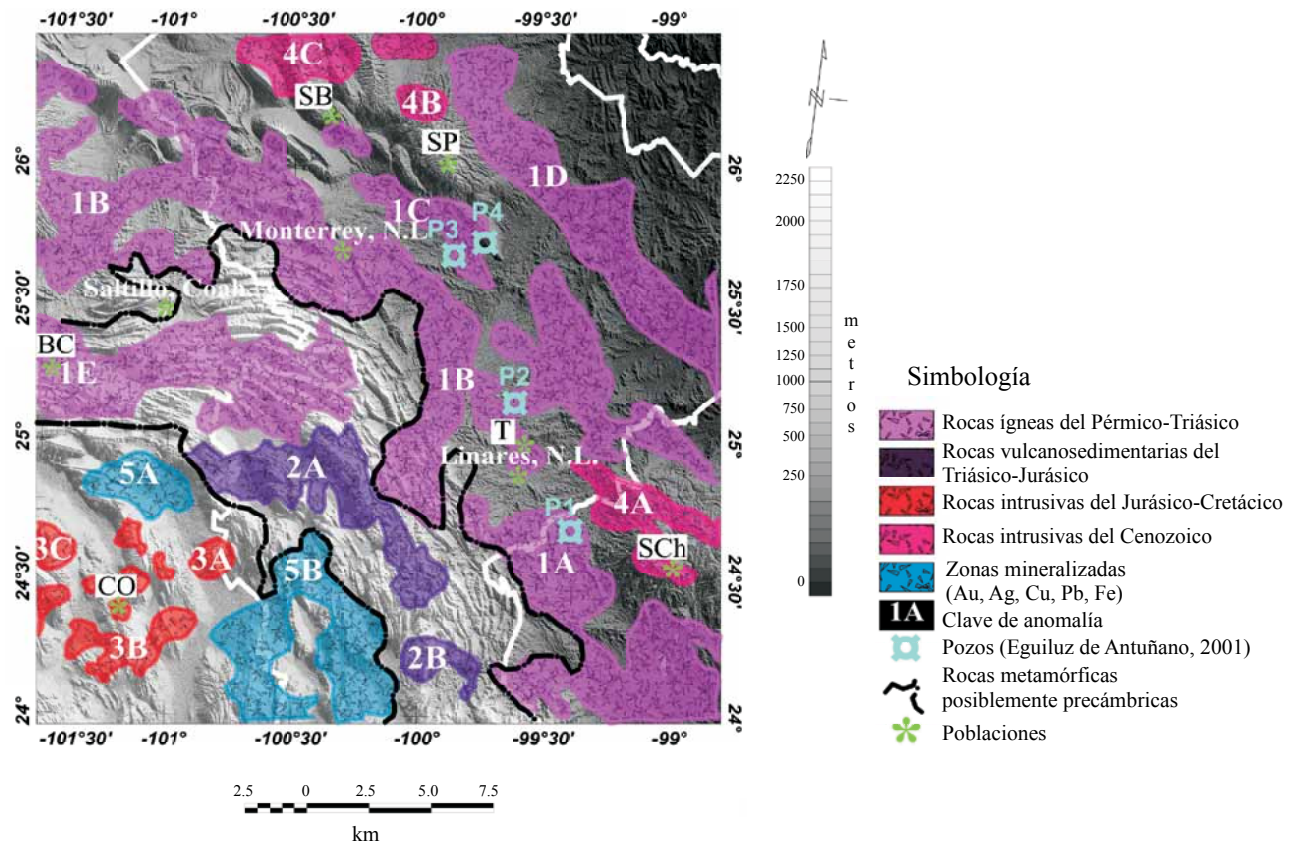


Figura 5. Topografía del noreste de México y respuestas magnéticas. Abreviaturas: CO-Concepción del Oro, SCh-Sierra Chiquita, SP-Sierra Picachos, SB-Sierra Bustamante, T-Terán, BC-Bloque Coahuila.

nicas (granodiorita y gabro) del Triásico, que se encuentran a profundidades que varían de 2500 a 2900 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). El grupo de anomalías magnéticas 1D presenta una dirección NW-SE, y se ubica al noreste del mapa. Esta anomalía presenta una longitud aproximada de 170 km y sus anomalías exhiben amplitudes de 15 a 65 nT con longitudes de onda de 15 km (Figuras 4 y 5). Para esta región se carece de información publicada de pozos, que permita hacer una correlación de estas anomalías. El grupo de anomalías 1E se ubica en la zona central y se extiende al oeste dentro del área de estudio con una dirección E-W (Figuras 4 y 5). Este grupo presenta anomalías monopoles y amplitudes que van de los 10 a los 100 nT que se extienden más allá del área de estudio en dirección oeste. Estas anomalías pueden estar relacionadas con rocas volcánicas (ignimbrita, riolita y toba) de edad Pérmico-Triásico que han sido cortadas por pozos de PEMEX y se correlacionan con el bloque de Coahuila (Eguiluz de Antuñano, 2001).

El grupo de anomalías magnéticas 2 (2A-2B) se encuentra en la sección central del mapa; sus anomalías son monopoles y poseen formas irregulares alargadas con una dirección preferencial E-W y N-S (Figuras 4 y 5). En este grupo de anomalías prevalecen anomalías magnéticas positivas monopoles que cubren un área entre 15 y 20 km^2 con amplitudes que varían entre 5 y 50 nT y longitudes

de onda de 3 a 5 km. Estas anomalías están relacionadas a rocas vulcanosedimentarias del Triásico-Jurásico expuestas en superficie en las regiones de Galeana (anomalía 2A) y Aramberri, N. L. (Anomalía 2B). El grupo de anomalías 3 (3A-3C) se restringe a una pequeña porción al suroeste de la figura y está conformado por anomalías monopoles casi circulares con longitudes de 5 a 15 km en dirección N-S. Estas anomalías presentan las amplitudes mayores en el área de estudio, alcanzando los 1500 nT , las cuales se correlacionan con cuerpos volcánicos de composición básica que afloran en la región de Concepción del Oro, Zacatecas y presentan raíces con profundidades de 8 a 16 km (García, 2008). El grupo 4 (4A-4C) presenta anomalías monopoles con intensidades magnéticas que varían de 250 hasta 1200 nT para las anomalías 4A y 4B, y de 30 a 150 nT para la anomalía 4C. Las anomalías 4A y 4B están ligadas a cuerpos intrusivos de intraplaca del Cenozoico (sienita, monzonita, granodiorita y diorita) que están expuestos en la sierra Chiquita en San Carlos, Tamaulipas y en la sierra Picachos al norte de Monterrey de edad Cenozoica (Treviño-Cázares *et al.*, 2005). La anomalía 4C posiblemente esté ligada a cuerpos de basalto del Cretácico Tardío-Cenozoico temprano que fueron cortados en el norte de Monterrey (cerca de la sierra de Bustamante) por el pozo Sabinas-1 a una profundidad de 2000 a 2500 m (Eguiluz de Antuñano,

2001). El grupo de anomalías 5 (5A–5B), presenta anomalías monopolares con intensidades menores a los 10 nT; estas anomalías no están relacionadas a alguna estructura geológica en particular y se atribuyen principalmente a las mineralizaciones por Au, Ag, Cu, Fe y Pb en el área de Concepción del Oro, Zac.

INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN GEOFÍSICA Y TECTÓNICA EN LA DEFINICIÓN DEL MODELO GEODINÁMICO

Correlación entre sismicidad y marco tectónico

La distribución espacial de la sismicidad (Figura 1) queda ubicada en las provincias SMOr y la zona de transición entre la SMOr y la LICGN (estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí). Las localizaciones epicentrales definidas por el SSN (sismicidad 2006–2011) así como la descrita por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) pueden asociarse con rasgos estructurales, alineamientos y fallas corticales propuestas para esta porción del país (Figuras 1, 2 y 6). De manera particular algunos autores (Sykes, 1978; Scholz, 2003) mencionan que los terremotos de intraplaca en el interior de los continentes se generan en áreas de debilidad cortical pre-existentes tales como zonas de falla y zonas de sutura, entre otras. Esto queda confirmado con lo observado en esta región, descartándose que los terremotos tengan una distribución aleatoria.

El modelo de *sismicidad aleatoria y de deformación baja* (a) propuesto por Mazzoti (2007), no se aplica al área de estudio ya que se refiere a características geológicas típicas de cratones continentales estables, donde la distribución de la sismicidad en espacio y tiempo es aleatoria. Por otro lado, no se considera el *modelo de zona de debilidad localizada* (c), ya que éste presenta dimensiones de pocos cientos de kilómetros tanto a escala horizontal como vertical. Este modelo se caracteriza por una alta concentración de deformación en la zona de debilidad, lo que puede llegar a generar terremotos de gran magnitud como en el caso de la región de Nuevo Madrid en la porción este de los EE. UU. (Liu y Zoback, 1997; Kenner y Segall, 2000). Así mismo la distribución de la sismicidad está limitada en tiempo y espacio a la zona de debilidad estructural (Figura 3c). Finalmente, el modelo de *zona de debilidad a gran escala* (d) tampoco describe la ocurrencia de terremotos en el área de estudio, ya que la sismicidad no se presenta en zonas de extensión relacionadas con capas débiles en la corteza inferior.

Los rasgos geológico-estructurales presentes en el área de estudio están relacionados con procesos derivados de la interacción de placas tectónicas, la CM de Monterrey forma parte del cinturón plegado y cabalgado mexicano (Fitz-Díaz et al., 2011), estructura geológica inmersa dentro del cinturón orogénico cordillerano. Este cinturón se extiende desde Canadá hasta el sur de México (English et al., 2003).

A partir de los modelos geodinámicos propuestos por Mazzoti (2007) para la generación de terremotos de intraplaca, en este trabajo proponemos que los patrones de sismicidad observados para el noreste de México, corresponden al modelo conceptual *zona de límite entre bloques* (b) (Figura 3b). Se plantea este modelo debido a que las condiciones geológicas de la CM no representan una estructura geológica aislada, sino que la CM forma parte, a nivel continental, del cinturón orogénico cordillerano (Cretácico Tardío-Eoceno); mientras que a nivel regional, la CM yace dentro del bloque cortical de Tampico (Sierra Madre o Guachichil, del Precámbrico-Paleozoico) como lo proponen Dickinson y Lawton (2001). En este modelo, la estructura tectónica se extiende sobre varios cientos a miles de kilómetros y corta todo el espesor de la litósfera, lo que genera que la distribución espacial de los sismos quede limitada a lo largo de zonas de debilidad pre-existentes tales como zonas de falla (Figura 3b), como se presenta en la SMOr.

La evolución geológica de esta región es compleja, como se mencionó anteriormente. Se reconocen evidencias de *rifting* durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano relacionado con la separación del supercontinente Rodinia, generación de un margen pasivo previo a la colisión de Laurasia y Gondwana para el Paleozoico tardío; durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio se desarrolla el margen pasivo que está relacionado con la apertura del Golfo de México. Para finales del Cretácico la sedimentación generada por este margen pasivo es deformada y plegada durante la orogenia Hidalgoana. Estos procesos han sido evidenciados a partir de afloramientos ubicados en diferentes localidades de la SMOr. De manera particular los afloramientos del esquisto Granjeno y el gneiss Novillo, en el Anticlinorio Huizachal Peregrina (que corresponden al basamento de la SMOr), al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, constituyen uno de las mayores afloramientos de rocas de edad precámbrica-paleozoica en el noreste de México. Estas rocas están relacionadas con la colisión de Laurasia y Gondwana. Dowe et al. (2008) mencionan que por su composición litológica, estas rocas son típicas de ambientes oceánicos asociados con prismas de acreción, por lo que el esquisto Granjeno y el gneiss Novillo estuvieron localizados en el antearco (*forearc*), entre la trinchera y el arco que conformó la colisión de las placas de Laurasia y Gondwana durante el Pérmico-Triásico.

La sismicidad se encuentra distribuida a lo largo de la SMOr así como en los límites de otras provincias adyacentes a la SMOr (Figura 1). Como menciona Mazzoti (2007), las implicaciones sobre el riesgo sísmico para el modelo de *zona de límite entre bloques*, es que pueden generarse terremotos con $M = 7$. Por ejemplo Widmann et al. (1998) mencionan que en el frente oriental de la orogenia Laramide (límite de las montañas Rocosas-cratón de Norteamérica; estado de Colorado, EE.UU.) se pueden esperar terremotos en el rango $6.25 \leq M \leq 7.5$ en fallas pre-existentes que han mostrado reactivación durante el Cuaternario. Por otro lado, Spence et al. (1996) estudiaron un terremoto ocurrido en noviembre

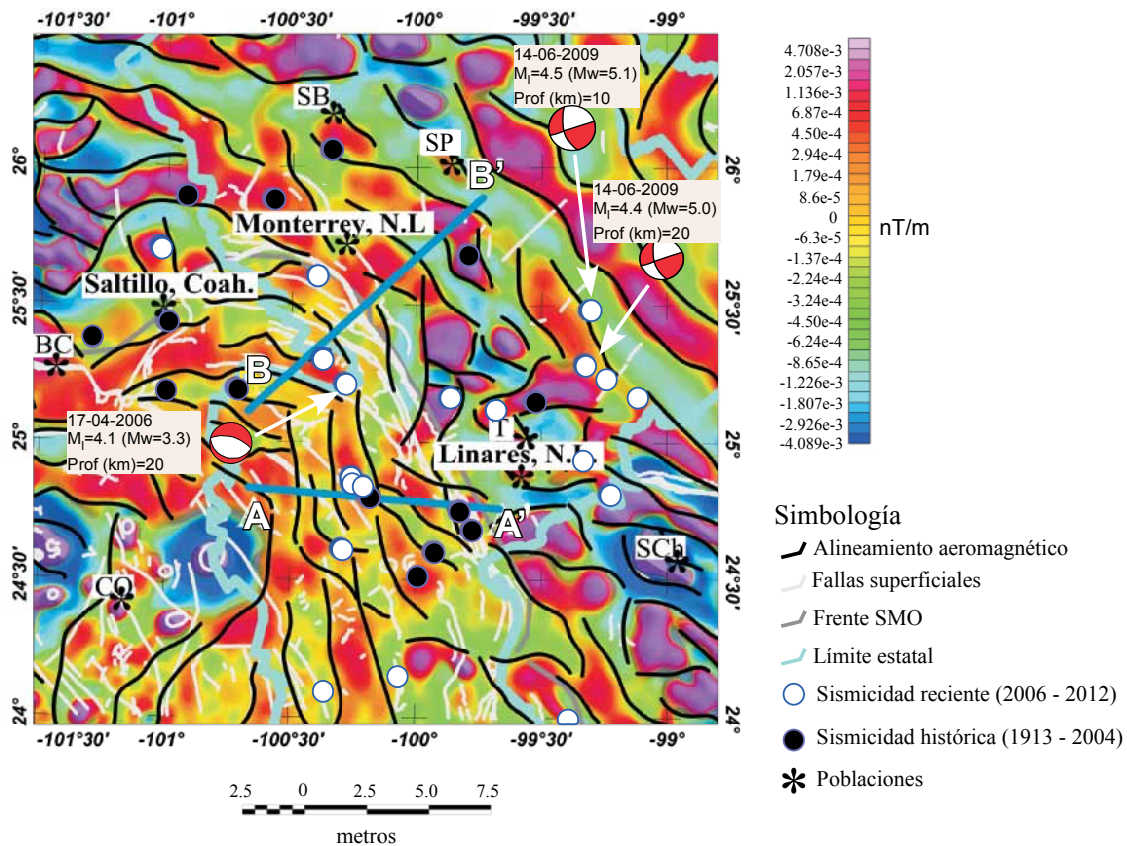


Figura 6. Superposición de mapas de primera y segunda derivadas verticales continuadas ascendientemente a 5 km. Se incluyen además alineamientos magnéticos y fallas superficiales propuestas por el SGM (2000, 2008). Las líneas azules muestran la ubicación de las secciones A – A' y B – B' que serán correlacionadas en la Figura 8. Los círculos rellenos representan la distribución de la sismicidad. Se muestra además los mecanismos focales definidos por el Cálculo Automático del Tensor de Momento del SSN. Abreviaturas: CO-Concepción del Oro, SCH-Sierra Chiquita, SP-Sierra Picachos, SB-Sierra Bustamante, T-Terán, BC-Bloque Coahuila.

de 1882 en Colorado, EE. UU., ubicado en el frente deformado de la orogenia Laramide; estos autores propusieron una magnitud $M_w = 6.6 \pm 0.6$. Para la región de estudio, los sismos de los días 28 y 29 de abril de 1841 causaron daños y colapsos de estructuras civiles y decesos de personas en localidades cercanas a Saltillo, Coah. El terremoto del 28 de abril fue sentido en un radio de aproximadamente 350 km, que cubre parte de los estados de Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Tamaulipas (García-Acosta y Suárez Reynoso, 1996). Este sismo se puede considerar como el mayor que se ha generado en la región. De acuerdo con las descripciones de varios autores (García-Acosta y Suárez Reynoso, 1996; Leal-Ríos, 2001; Casasús, 2003) sobre los daños a estructuras civiles reportados (ver sección sismicidad histórica), este sismo generó intensidades sísmicas en el rango de VI–VIII en la región cercana a Saltillo, Coah. De acuerdo con la comparación entre intensidades sísmicas y magnitudes propuesta por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés, <http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/mag_vs_int.php>), estas intensidades pudieran correlacionarse con una magnitud entre 6 y 7 para el sismo del 28 de abril de 1841.

De acuerdo con este modelo, en cualquier punto a lo largo de la estructura geológica se pueden esperar sismos

con $M = 7$ debido a que los sistemas de fallas en el interior de los continentes actúan como un sistema complejo donde existe interacción entre ellas. Es por eso que para esperar un gran terremoto en el interior de los continentes, no sólo cuenta la tasa de acumulación de deformación (ya que estas no son constantes y son muy bajas comparadas con las observadas en regiones de límites de placas) sino también la geometría de las fallas, la distribución de fuerzas que actúan dentro de la placa, así como la reología de los sistemas de fallas y el material entre ellas. Stein (2007) y Liu *et al.* (2011), propusieron que el comportamiento espacio-temporal de la sismicidad de intraplaca se encuentra asociado a grupos de terremotos en fallas específicas para períodos cortos y posteriormente la actividad migra a otras estructuras.

En el noreste de México algunos autores han definido zonas de alineamientos y fallas de basamento que cortan las provincias de Sierras y Llanuras del Norte y SMO; éstas son la falla La Babia (Charleston, 1981), la cual cruza el norte de Coahuila y la falla San Marcos, localizada en la porción central de Coahuila (McKee *et al.*, 1984; 1990). De acuerdo con Muehlberger *et al.* (1978), McKee *et al.* (1984, 1990) y Chávez-Cabello *et al.* (2005), las fallas La Babia y San Marcos han sido reactivadas en diferentes tiempos (Jurásico, Cretácico Temprano y Cenozoico). Recientemente, Aranda-

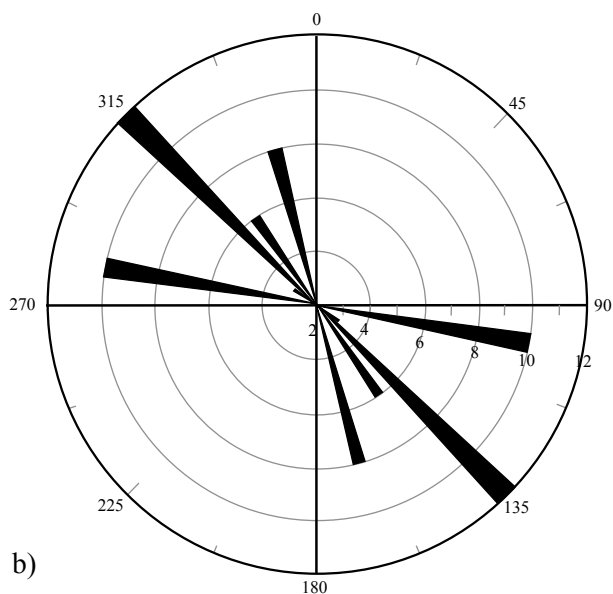


Figura 7. Diagrama de pesos de los rumbos de los alineamientos magnéticos de la Figura 6.

Gómez *et al.* (2005) encontraron evidencias en los límites de los estados de Chihuahua-Coahuila que la falla San Marcos pudiera haber sido reactivada durante el Plioceno tardío-Cuaternario. Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) fueron los primeros en tratar de encontrar una correlación entre la actividad sísmica recopilada en catálogos sísmicos y los principales alineamientos que cortan el noreste de México. A partir de la puesta en marcha de la estación LNIG, se ha contado con una mayor cobertura de la red del SSN en esta porción del país. Este observatorio tiene como uno de sus principales objetivos monitorear la actividad sísmica local y generar localizaciones confiables de la actividad registrada ($M > 3$).

La Figura 2 muestra los mecanismos focales generados por el Cálculo Automático del Tensor de Momento Sísmico del SSN. El primero de ellos corresponde al sismo del 17/04/2006 ($M_w = 3.3$; $h = 20$ km) y representa un mecanismo de falla normal, ubicado en el área sur de la CM sobre el anticlinal San Antonio de las Alazanas. Los otros dos ocurrieron el 14/06/2010 ($M_w = 5.1$, $h = 10$ km; $M_w = 5.0$, $h = 20$ km) y están asociados con desplazamientos laterales, el primero de ellos (06:04:03 hora local) se localizó sobre un eje de anticlinal inferido, el segundo de ellos (06:04:06 hora local) no se encuentra asociado a algún rasgo geológico superficial. Ambos sismos fueron ubicados en el límite de las provincias LICGN y Grandes Llanuras de Norteamérica. En la misma figura se observa que la mayor parte de la sismicidad ubicada en esta parte de la SMOr, pudiera estar asociada con rasgos estructurales regionales. Para el caso de la sismicidad que yace en la LICGN, la evidencia cartográfica de rasgos estructurales

es limitada evitando poder correlacionarla, por lo que es necesario contar con información geofísica adicional (datos aeromagnéticos) que permita explicar la ocurrencia de estos terremotos. La ubicación espacio-temporal de la sismicidad está distribuida en toda la CM (Figura 2). Stein *et al.* (2009) sugieren la hipótesis de que la variación espacio-temporal de la sismicidad de intraplaca es el resultado de un sistema complejo de fallas en donde todas están interactuando para una región específica. Por lo tanto, los sismos no se pueden ver como el producto de fallas aisladas. Esta hipótesis puede aplicarse al área de estudio.

Correlación entre estudios aeromagnéticos y marco tectónico

El reconocimiento de alineamientos magnéticos puede ser muy subjetivo basado simplemente en el análisis de anomalías magnéticas totales y depende en gran medida de la dirección de iluminación que se les dé a los mapas (Ferraccioli y Bozzo, 2003). Para delimitar con mayor precisión y objetividad los alineamientos magnéticos, en este trabajo se utilizaron diferentes técnicas tales como: primeras y segundas derivadas verticales, derivadas horizontales, gradientes totales y continuaciones analíticas ascendentes. El análisis del cálculo de gradientes magnéticos mostró resultados similares, por lo que el mapa de alineamientos magnéticos fue generado utilizando la primera y segunda derivada vertical debido a que con las derivadas verticales es más fácil identificar límites magnéticos generados a partir de cambios magnéticos sutiles en áreas donde el campo magnético es plano (Boyce y Morris, 2002).

El análisis de los mapas de primeras y segundas derivadas verticales reveló información de alineamientos en tres direcciones principales: WNW-ESE (90° – 115°), NW-SE (130° – 145°) y NNW-SSE (165° – 175°) (Figuras 6 y 7). Una vez identificados los alineamientos magnéticos, estos fueron correlacionados con estructuras y fallas inferidas, además de las que se encuentran en mapas geológicos e interpretaciones estructurales publicadas. Los alineamientos con direcciones WNW-ESE (90° – 115°) están localizados en la CM entre las ciudades de Saltillo, Coah., y Monterrey, N. L.; presentan longitudes de 50 a 100 km y anchuras que varían de 1 a 2 km (Figuras 6 y 7). Los alineamientos de este grupo se identificaron siguiendo la polaridad de las anomalías y observando un cambio de gradiente suave en las anomalías de 0.0002 nT/1000 m.

Así mismo, se definieron diferentes grupos de gradientes magnéticos que fueron útiles para la interpretación de los alineamientos magnéticos. Los gradientes con los valores mayores identificados en este grupo son de 0.002 nT/1000 m y se distribuyen en anomalías localizadas al SE de Linares, N. L., en lo que se conoce como la sierra Chiquita en San Carlos ($24^\circ 30'$ N y 99° W) en el estado de Tamaulipas (Figuras 4 y 7). Esta característica permitió delimitar alineamientos relacionados a bordes de altos

magnéticos generados por intrusivos de edad cenozoica, que muestran correlación en dirección y longitud con el fallamiento identificado en superficie en los alrededores de esta estructura (Figura 6). Los gradientes con los que se interpretaron los alineamientos con direcciones NW-SE que se distribuyen de la parte N y NW del área, presentan cambios más suaves de 0.0005 a 0.001 $nT/1000$ m. Los alineamientos identificados con estos cambios de gradientes se relacionan, en su mayor parte, a zonas de contacto entre rocas de basamento plutónico del Arco de Tamaulipas y/o por su longitud y continuidad lineal, a fallas laterales regionales con dirección NW-SE que se desarrollaron hacia el norte y noreste de México durante la apertura del Golfo de México (Marton y Buffler, 1993).

El último grupo de alineamientos está localizado en la parte frontal y central de la CM. Presenta direcciones en su mayor parte NNW-SSE (165° – 175°) y en menor cantidad NW-SE (130° – 140° ; Figuras 6 y 7) y longitudes que varían de 30 a 80 km con franjas de 3 a 6 km de ancho con cambio de gradiente magnético suave de 0.0001 a 0.00015 $nT/1,000$ m. Estos alineamientos se correlacionan en superficie con fallamiento inverso originado durante el levantamiento de bloques de basamento Precámbrico de la parte frontal de la SMOr (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000 y Zhou *et al.*, 2006), así como también, con la presencia de fallamiento en la región de El Potosí en Galeana, Nuevo León.

Integración y correlación de datos

La ubicación de la sismicidad histórica y reciente para el área de estudio se puede agrupar en dos zonas: (i) SMOr y (ii) LICGN. En esta sección se presenta la correlación entre la información sísmica, aeromagnética y tectónica disponible.

Llanura Costera del Golfo de México Norte

A partir del procesamiento de los datos aeromagnéticos se identificaron cambios de gradientes y continuidad de polaridades en las anomalías magnéticas, que de acuerdo con algunos autores (Mohajer, 1993; Boyce y Morris, 2002; Dineva *et al.*, 2004 y Steltenpohl *et al.*, 2010) se relacionan con la presencia de fallas. Estos alineamientos se pueden asociar con zonas de debilidad donde se genera movimiento de bloques. La actividad sísmica localizada en esta área se puede correlacionar con los alineamientos magnéticos identificados, los cuales están asociados con las estructuras geológicas del Alto de Terán y la sierra San Carlos y Papagayos (Figura 6) identificados para esta porción del noreste de México. Mickus y Montana (1999), a partir de la interpretación de datos gravimétricos, encuentran un máximo que asocian con núcleos graníticos de los altos de las sierras de Tamaulipas, San Carlos y Picachos. En la Figura 8 se presenta el perfil B – B' que atraviesa la CM y Llanura Costera del Golfo de México Norte con una orientación SW-NE (Figura 6). No obstante que existe una

clara tendencia de que los terremotos de intraplaca ocurren dentro de regiones paleo-tectónicas, no hay una clara asociación entre localizaciones de sismos y fallas activas; sin embargo, en esta sección se observa que puede existir una correlación entre el fallamiento cartografiado por el SGM (2000, 2008), los alineamientos magnéticos y la sismicidad.

Curvatura de Monterrey

Blakely *et al.* (2004) sugieren que si existe correlación entre alineamientos de anomalías magnéticas y alineamientos geológicos (topografía y escarpes) superficiales, la deformación regional podría estar relacionada con fallamiento cortical. Por otro lado, Agrawal *et al.* (2004) mencionan que cuando coinciden cambios en la dirección de continuidad de los alineamientos magnéticos, variaciones topográficas superficiales y alineamientos tectónicos, es indicativo de la presencia de algún tipo de movimiento en profundidad. Para el área de estudio se pueden identificar estos rasgos, en los alineamientos interpretados como estructuras de basamento precámbrico presentes en la CM (Figuras 6 y 8a). Los alineamientos que se distribuyen en la porción centro-sur cambian su dirección NW-SE a dirección NNW-SSE en sentido horario y los alineamientos magnéticos con dirección WNW-ESE de la sección norte del cinturón, presentan las mismas tendencias y longitudes similares a fallas inversas reflejadas en superficie (Figura 6). Los alineamientos magnéticos interpretados en la CM muestran correlación (en orientación y longitud) con la presencia de fallas y ejes de pliegues reportados por el SGM (2000, 2008) (Figura 6 y 8a). Así mismo, la distribución de la sismicidad en la CM se puede correlacionar con estos cambios morfológicos, magnéticos y tectónicos presentes en la región, que pueden estar asociados a los alineamientos y fallas de basamento que han propuesto diversos autores.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ubicación de la sismicidad en los estados de Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Tamaulipas se restringe a la SMOr y la zona de transición entre la SMOr y la LICGN (Figuras 1 y 2). La distribución epicentral de la sismicidad pudiera estar asociada con los grandes alineamientos y fallas corticales propuestos para esta porción del país. Así mismo, en esta área puede encontrarse una correlación entre fallas cartografiadas, alineamientos magnéticos y la sismicidad registrada. La ubicación espacio-temporal de la sismicidad queda distribuida en toda la Curvatura de Monterrey. Se ha postulado que la variación espacio-temporal de terremotos en regiones de intraplaca en el interior de los continentes, es el resultado de que las fallas funcionan como un sistema complejo en donde todas están interactuando para una región específica. Por lo que, los sismos no se pueden ver como el producto de fallas aisladas. En este trabajo se plantea que esta hipótesis puede resultar válida para el noreste de México.

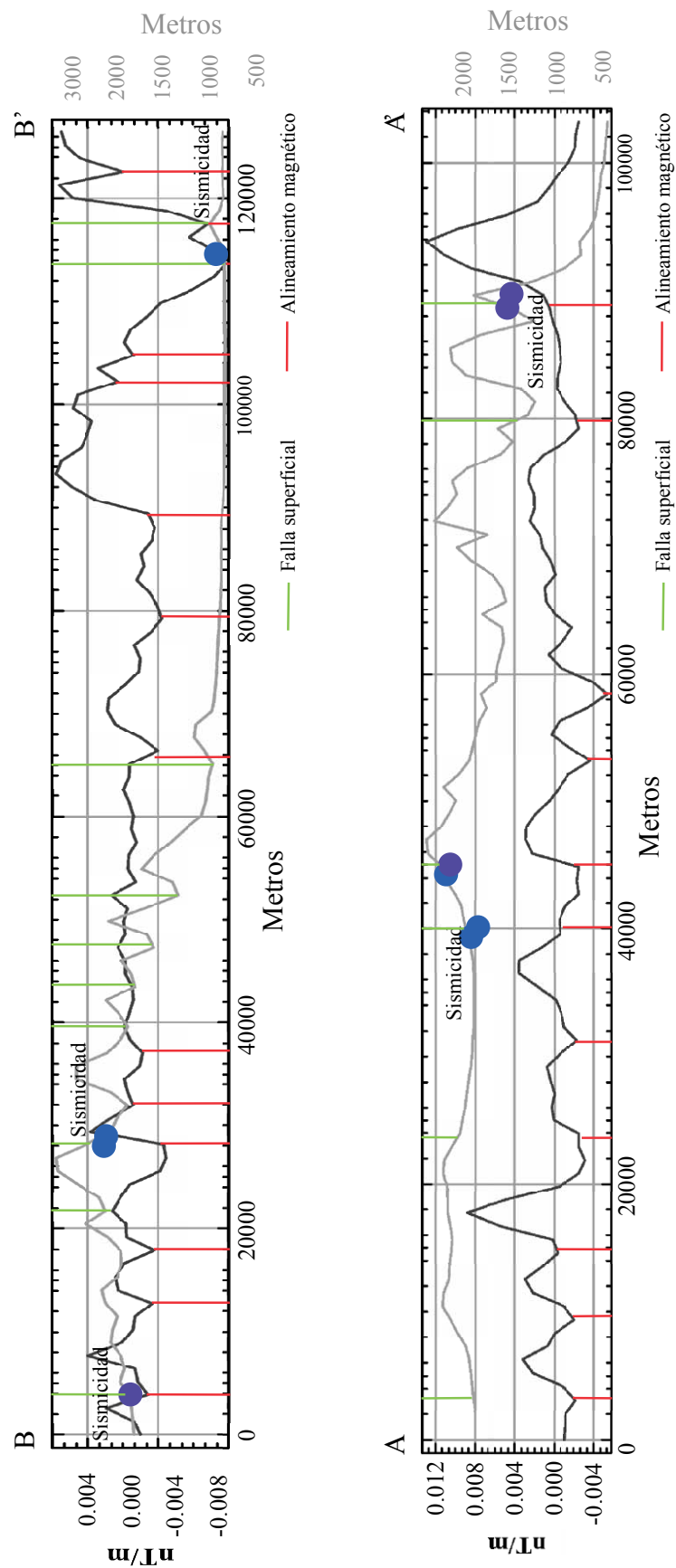


Figura 8. Perfiles que correlacionan fallas superficiales (cartografiadas), alineamientos magnéticos y sismicidad. La línea gris representa la elevación, la línea negra representa la primera derivada vertical de la anomalía magnética residual reducida al polo y los círculos representan la sismicidad.

Así mismo, en este estudio se propone que el modelo geodinámico conceptual que puede explicar la distribución de la sismicidad observada en la Curvatura de Monterrey corresponde al de *zona de límites entre bloques* (Mazzoti, 2007). En este modelo, los terremotos de intraplaca se asocian con límites entre bloques a gran escala. La distribución espacial de la sismicidad se da a lo largo de zonas de debilidad preexistentes tales como alineamientos y fallas corticales propuestas para esta porción del país, como se presenta en la SMOr. Para llegar a esta conclusión se correlacionó la información de actividad sísmica local para el periodo (1847–2011) en esta porción de México, así como el procesamiento de datos aeromagnéticos e información geológico-estructural disponible.

Geológicamente, en el noreste de México se han reconocido evidencias de deformación producida por límites entre placas tales como: (a) *rifting* durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano; (b) generación de un margen pasivo previo a la colisión de Laurasia y Gondwana para el Paleozoico tardío y (c) desarrollo del margen pasivo que da lugar a la apertura del Golfo de México, durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio. Las estructuras geológicas presentes en la actualidad se relacionan con la presencia de la SMOr y la LICGN. El origen de estas dos provincias es afín al proceso (c) y al plegamiento y cabalgamiento de sedimentos de edad mesozoica debido a la orogenia Hidalgoana y procesos de sedimentación durante el Cenozoico. Estas evidencias relacionadas con límites entre placas y que dan lugar a los diferentes terrenos o bloques corticales que conforman México, permiten apuntalar al modelo zona de límite entre bloques como el que permite explicar la distribución y origen de la sismicidad en esta porción del país.

Estructuralmente, la SMOr se caracteriza por la presencia de fallas de cabalgadura en su porción oriental. En la región de la CM, la cabalgadura frontal se extiende desde Monterrey, N. L., hasta Ciudad Victoria, Tamps., con una longitud de más de 200 km. Paralela a esta falla, se han identificado fallas de cabalgadura en el interior de la CM y que son paralelas a la cabalgadura frontal, así como fallas de rumbo asociadas a estas cabalgaduras (Figura 2). El estilo de plegamiento (variaciones en forma, longitud de onda y amplitud) está relacionado a variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas. Algunos de los sistemas de fallas presentes en el noreste de México se han identificado como de basamento, los cuales de acuerdo con algunos autores, han sido reactivadas en diferentes tiempos geológicos (Jurásico, Cretácico Temprano, Paleógeno y durante el Plioceno tardío-Cuaternario).

Para la LICGN la información sobre fallas reportadas en superficie (Figura 2) es limitada; sin embargo, el procesamiento de los datos aeromagnéticos permitió identificar cambios de gradientes y continuidad de polaridades en las anomalías magnéticas, que se relacionan con la presencia de alineamientos, los cuales se correlacionan con zonas de debilidad donde se pudiera generar movimiento de bloques.

El análisis mostró tres direcciones principales de los alineamientos WNW-ESE (90° – 115°), NW-SE (130° – 145°) y NNW-SSE (165° – 175°) (Figuras 6 y 7), los cuales fueron correlacionados con estructuras y fallas inferidas y las que se encuentran en mapas geológicos e interpretaciones estructurales publicadas. Estos alineamientos se asociaron con los bordes de los altos magnéticos generados por las sierras de Tamaulipas, San Carlos y Picachos; las estructuras magnéticas identificadas muestran relación en dirección y longitud con el fallamiento reconocido en superficie en los alrededores de esas estructuras (Figura 6). La actividad sísmica localizada en esta área pudiera estar correlacionada con estos alineamientos magnéticos identificados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las observaciones de Mario Octavio Cotilla Rodríguez, de dos revisores anónimos, así como los comentarios del editor Ángel Nieto Samaniego que han permitido mejorar este trabajo. Este estudio ha sido parcialmente apoyado por el proyecto “Estudio sistotectónico del Noreste de México” con clave CONACYT 25637. LGRZ y HCMF agradecen al CONACYT por la beca otorgada para el desarrollo de sus tesis doctorales en el Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL (Doctorado en Ciencias, Especialidad en Geociencias). Así mismo, LGRZ agradece el apoyo económico recibido por parte del proyecto: “Determinación de la respuesta sísmica de sitio en la Ciudad de Linares, N. L. a partir del uso de microtemores y su correlación con información geológica”, con clave PAICYT-UANL CT300-10.

REFERENCIAS

- Agrawal, P.K., Pandey, O.P., Chetty, T.R.K., 2004, Aeromagnetic anomalies, lineaments and seismicity in Koyna-Warna region: *Journal of Indian Geophysical Union*, 8, 229-242.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005, Reactivation of the San Marcos fault during mid-to- late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 509-521.
- Bankey, V., Cuevas, A., Daniels, D., Finn, C.A., Hernández, I., Hill, P., Kucks, R., Miles, W., Pilkington, M., Roberts, C., Roest, W., Rystrom, V., Shearer, S., Snyder, S., Sweeney, R., Vélez, J., Phillips, J.D., Ravat, D., 2002, Digital data grids for the magnetic anomaly map of North America: United States Geological Survey Open-File Report, 02-414.
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, 359-383.
- Blakely, R.J., Sherrod, B.L., Wells, R.E., Weaver, C.S., McCormack, D.H., Troost, K.G., Haugerud, R.A., 2004, The Cottage lake aeromagnetic lineament: A possible onshore extension of the southern Whidbey island fault, Washington: United States Geological Survey Open-File Report, 2004-1204, 60 pp.
- Boyce, J., Morris, W., 2002, Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical

- lineament zapping: *Tectonophysics*, 353, 151-171.
- Casasús, F.R., 2003, Monterrey, 407 trozos de su historia: Creatividad Editorial, 188 pp.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, *in* Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, Field trip guidebook, 81-74.
- Chávez-Cabello, G., Cossío-Torres, T., Peterson-Rodríguez, R.H., 2004, Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast México, *in* Sussman, A.J., Weil, A.B. (eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*: Geological Society of America Special Paper, 383, 145-159.
- 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, 27-52.
- Crone, A.J., De Martini, P.M., Machette, M.N., Okumura, K., Prescott, J., 2003, Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia: implications for fault behavior in stable continental regions: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1913-1934.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Dineva, S., Eaton, D., Mereu, R., 2004, Seismicity of the Southern Great Lakes: Revised Earthquake Hypocenters and Possible Tectonic Controls: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1902-1918.
- Doser, D.I., 1987, The 16 August 1931 Valentine, Texas, earthquake: evidence for normal faulting in west Texas: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 2005-2017.
- Doser, D.I., Rodriguez, J., 1993, The seismicity of Chihuahua, Mexico, and the 1928 Parral earthquake: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 97-104.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K., 2008, Deformation history of the Granjeno schist, Ciudad Victoria, Mexico: constrains on the closure of the Rheic Ocean?, *in* Keppie, J.D., Murphy, J. B., Ortega-Gutiérrez, F., Ernst, W.G. (eds.), *Middle American terranes, potential correlatives, and orogenic processes*: CRC Press, Taylor & Francis Group, 183-200.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-6.
- Echánove, E.O., 1986, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I. Consideraciones Geológico-petroleras: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38 (1), 3-39.
- English, J.M., Johnston, S.T., Wang, K., 2003, Thermal modeling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 619-632.
- Ferraccioli, F., Bozzo, 2003, Cenozoic strike-slip faulting from the eastern margin of the Wilkes Subglacial Basin to the western margin of the Ross Sea Rift: an aeromagnetic connection: *Geological Society, London, Special Publications*, 210, 109-133.
- Finn, C.A., Pilkington, M., Cuevas, A., Hernández, I., Urrutia, J., 2001, New digital magnetic anomaly database for North America: *The Leading Edge*, 20, 8, 870-872.
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi, T.P., 2011, Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, 33, 1237-1253.
- Frolich, C., Davis, S.D., 2002, Texas earthquakes: Springer, 277 pp.
- Galván-Ramírez, I.N., Montalvo-Arrieta J.C., 2008, The historical seismicity and prediction of ground motion in Northeast Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 37-48.
- García, J.A., 2008, 3D forward and inverse modeling of total-field magnetic anomalies caused by a uniformly magnetized layer defined by a linear combination of 2D Gaussian functions: *Geophysics*, 73, L11-L18.
- García-Acosta, V., Suárez-Reynoso, G., 1996, Los sismos en la historia de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, 718 pp.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and 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., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: a Field Guidebook, Gulf Coast Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 333-343.
- Guzmán, E.J., de Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico, *in* Childs, O.E., and Beebe, B.W. (eds.), *Backbone of the Americas – Tectonic history from pole to pole*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 2, 113-129.
- Higuera-Díaz, I.C., Fisher, M.P., Wilkerson, M.S., 2005, Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico: *Tectonics*, 24, TC4010, 1-19.
- Hinze, W.J., Braile, L.W., Keller, G.R., Lidiak, E.G., 1988, Models for midcontinent tectonism: An Update: *Review of Geophysics*, 26, 699-717.
- Kenner, S., Segall, P., 2000, A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone: *Science*, 289, 2329-2332.
- Leal-Ríos, A., 2001, Linares, capital de Nuevo León: Series Testimonios, No. 4, Universidad Autónoma de Nuevo León, 217 p.
- Liu, L., Zoback, M.D., 1997, Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone: *Tectonics*, 16, 699-717.
- Liu, M., Stein, S., Wang, H., 2011, 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries: *Lithosphere*, 3, 128-132.
- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47, 1-42.
- Lyatsky, H., Pana, D., Olson, R.G., Godwin, L., 2001, Detection of subtle basement faults with gravity and magnetic data in the Alberta Basin, Canada: A data-use tutorial: *The Leading Edge*, 23, 1282-1288.
- Marton, G., Buffler, R.T., 1993, The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico Basin, *in* Pindell, J.L., and Perkins, B.F. (eds.), *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region—a context for hydrocarbon exploration*: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 13th Annual Research Conference, Proceedings Volume, 51-67.
- Mazzotti, S., 2007, Geodynamic models for earthquake studies in intraplate North America, *in* Stein, S., Mazzotti, S. (eds.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*: Geological Society of America Special Paper, 425, 17-33.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1984, History of recurrence activity along a major fault in north eastern Mexico: *Geology*, 12, 103-107.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614.
- Meissner, R., Henrie, J.P., and the Geophysical Research Group for the Antarctic Peninsula, 1988, Tectonic features northwest of the

- Antarctic Peninsula: New evidence from magnetic and seismic studies: Serie Científica-Instituto Antártico Chileno (INACH), 38, 89-105.
- Mickus, K., Montana, C., 1999, Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T. F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper, 340, 357-371.
- Mohajer, A., 1993, Seismicity and Seismotectonics of the Western Lake Ontario Region: *Géographie physique et Quaternaire*, 47, 353-362.
- Montalvo-Arrieta, J.C., 2009, Informe de sismos en el estado de Nuevo León (14, 20 y 21 de junio 2009): Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Informe Interno, 14 pp.
- Montalvo-Arrieta, J.C., de León-Gómez, H., Valdés-González, C., 2006, LNIG: Nueva estación sísmica digital en el Noreste de México: *Ingenierías*, IX, 17-24.
- Muehlberger, W.R., Belcher, R.C., Goetz, L.K., 1978, Quaternary faulting in Trans-Pecos Texas: *Geology*, 6, 337-340.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortiz-Urbilla, A., Tolson, G., 2004, Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 226-235.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Austin, Texas, University of Texas at Austin, disertación doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 6, 1-20.
- Rajendran, K., Rajendran, C.P., 2003, Seismogenesis in the stable continental regions and implications for hazard assessment: two recent examples from India: *Current Science*, 85, 896-903.
- Ramos-Zuñiga, L.G., Montalvo-Arrieta, J.C., Pérez-Campos, X., Valdés-González, C., 2012, Seismic characterization of station LNIG as a reference site in Northeast Mexico: *Geofísica Internacional*, 51(2), 185-195.
- Rodríguez-Cabo, J., 1946, Fenómenos geológicos en General Terán, N. L.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 12, 7-43.
- Scholz, C.H., Avilés, C.A., Wesnousky, S.G., 1986, Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 65-70.
- Scholz, C.H., 2003, *The mechanics of earthquakes and faulting*: Cambridge, Second Edition, 471 p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta geológico-minera Concepción del Oro G14-10, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008, Carta geológico-minera Monterrey G14-7, escala 1:250,000 Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Spence, W., Langer, C.J., Choy, G.L., 1996, Rare, large earthquakes at the Laramide deformation front Colorado (1882) and Wyoming (1984): *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1804-1819.
- Stein, S., 2007, Approaches to continental intraplate earthquakes issues, *in* Stein, S., Mazzotti, S. (eds.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*: Geological Society of America Special Paper, 425, 1-16.
- Stein, S., Liu, M., Calais, E., Li, Q., 2009, Mid-continent earthquakes as a complex system: *Seismological Research Letters*, 80, 551-553.
- Steltenpohl, M.G., Zietz, I., Horton, W., Daniels, D.L., 2010, New York-Alabama lineament: A buried right-slip fault bordering the Appalachians and mid-continent North America: *Geology*, 38, 571-574.
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and accretion of Mexico: *Geology*, 16, 186-189.
- Sykes, L.R., 1978, Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation: *Review of Geophysics*, 16(4), 621-688.
- Swafford, L., Stein, S., 2007, Limitations of the short earthquake record for seismicity and seismic hazard studies, *in* Stein, S., Mazzotti, S. (eds.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*: Geological Society of America Special Paper, 425, 49-58.
- Torsvik, T.H., 2003, The Rodinia Jigsaw Puzzle: *Science*, 1379-1381.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., 2005, Mantle xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province Northeast Mexico: *International Geology Review*, 47, 1260-1286.
- Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., 1980, The Craton: its effect on the distribution of seismicity and stress in North America: *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 348-355.
- Widmann, B.L., Kirkham, R.M., and Rogers, W.P., 1998, Preliminary Quaternary fault and fold map and database of Colorado: Colorado Geological Survey Open-File Report 98-8, 331 pp.
- Xie, J., 1998, Spectral inversion of Lg from earthquakes: a modified method with applications to the 1995, Western Texas earthquake sequence: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1525-1537.
- Zhou, Y., Murphy, M. A., Hamade, A., 2006, Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 28, 494-507.

Manuscrito recibido: Enero 16, 2012

Manuscrito corregido recibido: Abril 30, 2012

Manuscrito aceptado: Mayo 4, 2012