

Sesión Regular

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Organizadores:

Gustavo Tolson Jones
Juan Contreras Pérez

GET-1

GEOMORFOMETRÍA DEL ESCARPE PRINCIPAL DEL GOLFO: ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR Y SIERRA JUÁREZ, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

Díaz Torres José de Jesús¹, Fletcher John²,
Martín Barajas Arturo² y Suárez Vidal Francisco²

¹Tecnología Ambiental, CIATEJ

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE
jdiaz@ciatej.net.mx

El Escarpe Principal del Golfo es un rasgo tectónico y geomorfológico que define el límite oeste de la Provincia Extensional del Golfo y el este de la microplaca Baja California. En el norte de Baja California, el Escarpe Principal del Golfo alcanza 2.5 km de relieve definido por los segmentos del frente montañoso oriental de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Aunque su apariencia general es similar, estos dos segmentos están controlados por fallas activas con diferente geometría y cinemática. El escarpe de San Pedro Mártir se formó en el bloque de piso de un sistema de falla normal con deslizamiento al este, mientras que el escarpe de Sierra Juárez se formó en el bloque de techo de un sistema de falla normal con deslizamiento al oeste.

Para caracterizar el levantamiento del área de estudio se calcularon índices geomorfológicos a partir del análisis de modelos digitales de elevación. Estos indicadores demuestran que ambos frentes montañosos están bajo el control tectónico de la región y que aún están activos.

Los índices de sinuosidad y Vf señalan que estos frentes montañosos son muy activos en su parte central. En Sierra San Pedro Mártir, cambios en los patrones del relieve, pendiente, índice SA e índice ksn están fuertemente correlacionados con el deslizamiento de la falla maestra. Estos datos señalan significativos cambios en los gradientes de desplazamiento y levantamiento tectónico que incrementa sistemáticamente hacia la parte central del frente montañoso. Irregularidades en la forma y tamaño de grandes subcuencas probablemente están controladas por heterogeneidades litológicas que promueven la expansión lateral y la captura de drenaje de subcuencas adyacentes. En Sierra Juárez, los mismos índices geomorfológicos exponen gradientes de levantamiento que son mayores en la parte central y norte del escarpe. Estos valores son consistentemente de menor magnitud que en Sierra San Pedro Mártir. La curva e integral hipsométrica señalan que el escarpe de Sierra Juárez y el límite occidental de la cuenca Laguna Salada son poco comunes, aquí se observa un amplio rasgo geomorfológico descubierto y denominado en el presente estudio como Mesa Juárez Oriental (MJO). La mesa está basculada al este y en sentido opuesta a una plataforma erosional regional que fue disectada por ríos que fluyeron desde Sonora hacia la costa del Océano Pacífico durante el Eoceno y Oligoceno.

La presencia de MJO sugiere la flexión monoclinical que forma una estructura de un pliegue rollover en el bloque de techo del detachment Cañada David y falla Laguna Salada. Este estudio documenta profundas diferencias geomorfológicas que reflejan contrastes en la geometría estructural de las fallas que controlan a estos dos frentes montañosos.

Palabras Clave: Geomorfometría, Índices geomorfológicos, Escarpe Principal del Golfo, Sierra San Pedro Mártir, Sierra Juárez, Baja California, México.

GET-2

LA TOBA DE SAN FELIPE - IMPLICACIONES GEOMÉTRICAS PARA EL RIFT DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Stock Joann M.¹, Martín Barajas Arturo², Vidal Solano Jesús Roberto³, Paz Moreno Francisco³, Olguin Villa Angel Enrique³, Sabbath Leah⁴ y Skinner Steven⁵

¹Seismology, CALTECH, USA

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

³Departamento de Geología, UNISON

⁴Department of Earth and Environmental Sciences, University of Rochester, USA

⁵GPS Division, CALTECH, USA
jstock@gps.caltech.edu

La "Toba de San Felipe" e "Ignimbrita de Hermosillo" en los estados de Baja California y Sonora, es una ignimbrita de riolita hipercalcalina de gran volumen que se emplazó hace ~ 12 Ma antes del apertura del Golfo de California. Afloramientos de esta ignimbrita se han identificado en ambos márgenes del rift en la placa del Pacífico (Baja California) y la placa de Norteamérica (Sonora, Isla Tiburón e Isla Angel de la Guarda). Las facies más proximales afloran cerca de Punta Chueca y Sierra Libre en Sonora, con facies también proximales en Isla Tiburón y en Delicias, Baja California. Este patrón sugiere que la zona de la fuente fue desmembrada en varios bloques de falla dentro de una zona muy fallada y extendida de Sonora occidental. Una nueva evaluación de la distribución de este depósito de flujo piroclástico, el patrón de rotaciones por medio de estudios paleomagnéticos y las implicaciones de la distribución de los afloramientos para desplazamientos laterales y verticales permite llegar a las siguientes conclusiones: 1) Cuando se depositó la ignimbrita no existía una cuenca topográfica relacionada con el Golfo de California. El flujo piroclástico

viajó encima de una superficie continental con poco relieve y en los cauces de los ríos, llegando a más de 100 km de la fuente hacia el Noreste y hacia el Oeste. 2) Al final del Mioceno medio no existía el escarpe principal del Golfo, porque el flujo alcanzó sin dificultad la zona que ahora es las sierras peninsulares de Baja California. 3) La distribución de los afloramientos en Sonora sugiere que ya existían valles lineales con rumbo N-S producidos por fallamiento anterior tipo Basin and Range. 4) El actual rango de altura de los afloramientos indica un levantamiento máximo de 1.5 km dentro de este sector posterior a los 12 Ma. 5) No hubo hundimiento importante de los bloques en la depresión del Golfo, salvo posiblemente en las zonas sumergidas del Golfo de California, debajo del aluvión en la planicie costera de Sonora, o debajo de rocas volcánicas más jóvenes de la Provincia Volcánica de Puertecitos en Baja California. 6) Aún en lugares con mucha distensión tectónica y fuerte basculamiento de los estratos, hubo poco hundimiento porque la ignimbrita aflora en alturas cercanas al nivel del mar. 7) La rotación de estratos cerca del Golfo de California es mayor que en lugares más alejados al mar en donde hubo poca rotación. La información de los patrones de hundimiento/levantamiento y rotación puede ser importante para futuros modelos geodinámicos del rift del Golfo de California.

GET-3

EL COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ (B.C.S.) Y SU RELACIÓN CON COMPLEJOS BASALES EXPUESTOS EN EL OCCIDENTE DE MÉXICO

Pérez Venzor José Antonio¹, Aranda Gómez José
Jorge², Schaaf Peter³ y Pérez Espinoza Efraín¹

¹Departamento Académico de Geología Marina, UABCS

²Centro de Geociencias, UNAM

³Instituto de Geofísica, UNAM

japerez@uabcs.mx

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de los estudios realizados en la Provincia Complejo Plutónico de La Paz. La litología del área se agrupó en tres conjuntos litoestratigráficos, informales: 1).- Complejos Metamórficos; 2).- Ensamblajes Plutónicos; 3).- Rocas sedimentarias.

Las relaciones de campo y los rasgos petrográficos de las rocas metamórficas indican que fueron parte de una secuencia sedimentaria formada principalmente por alternancia de sedimentos terrígenos cuarzo-feldespáticos y calcáreos posiblemente intercalados con rocas ígneas máficas. La secuencia fue deformada y sometida a un metamorfismo regional en condiciones de grado medio que alcanzó la parte alta de la facies de anfibolitas y el desarrollo de migmatitas. El magmatismo posterior propició el desarrollo de metamorfismo de contacto con formación de calcosilicatos y una nueva fase de migmatitas.

Los Ensamblajes Plutónicos incluyen rocas pre-tectónicas, sintectónicas y post-tectónicas. Su composición modal varía de gabros a granitos con dominio de granodioritas y tonalitas. Las rocas sedimentarias son de las formaciones Los Barriles y El Chorro, que pertenecen a la cuenca de San José del Cabo de edad terciaria.

Los rasgos estructurales del área de estudio están relacionados con una tectónica compresiva, reflejada en las rocas del Complejo Metamórfico, así como con la tectónica extensional de Cuenca y Sierras y del Golfo de California, expresada por fallas frágiles. La deformación frágil define dos dominios principales: uno con orientación E-W, denominado sistema de fallas transversal, y otro con orientación N-S que corresponde al sistema de la falla San José del Cabo, el cual es el rasgo más prominente que afecta a las rocas del ensamble plutónico y metamórfico y las pone en contacto con las rocas sedimentarias de la cuenca San José del Cabo.

Los datos geocronológicos de las rocas plutónicas en la Provincia Complejo Plutónico de La Paz, se dividen en tres grupos: las rocas plutónicas más antiguas son gabros y tonalitas con edades de 129 Ma a 116 Ma y afloran al occidente; al centro-oriental dominan la granodiorita, la tonalita y el granito con edades de 104 Ma a 90 Ma y al oriente dominan tonalita y granito con edades entre 78 y 58 Ma.

La semejanza geológica de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz con las rocas de Sinaloa y Jalisco, implica una posición geográfica cercana entre ellas hasta antes de la apertura del Golfo de California.

Las características geológicas de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz, corresponden a un sistema orogénico, asociado a márgenes convergentes oblicuos con presencia de zona de cizalla cortical. La Provincia Complejo Plutónico de La Paz muestra diferentes niveles de la anatomía de un batolito desarrollado en un ambiente de un margen continental.

GET-4

LA ESTRUCTURA DE BAHÍA DE BANDERAS ANALIZADA CON GRAVIMETRÍA

Yutsis Vsevolod¹, Álvarez Béjar Román², Arzate Flores Jorge Arturo³ y Tamez Antonio⁴¹Facultad de Ciencias de la Tierra, UNANL²Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, UNAM³Centro de Geociencias, UNAM⁴Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, ITSVC
vyutsis@hotmail.com

La Bahía de Banderas (BB), entre Jalisco y Nayarit, muestra un bajo gravimétrico pronunciado a lo largo de su extensión E-W, que se continúa hacia el Valle de Banderas. Aquí analizamos dos líneas gravimétricas sub-paralelas que inician #60 km al sur de la Bahía de Banderas y luego la atraviesan, para integrar un modelo de la estructura. La primera línea cruza el Valle de Banderas cerca de su límite con la bahía, obteniendo la anomalía de Bouguer a lo largo de su trayectoria (120 estaciones). La segunda inicia al sur de Cabo Corrientes (60 estaciones) y avanza hacia el norte (45 estaciones); en su parte terrestre obtenemos la anomalía de Bouguer completa y luego la continuamos en la parte marina con la anomalía de aire libre. Los modelos gravimétricos obtenidos confirman que, en general, el valle corresponde a una estructura de graben, con bloques caídos, cuyas profundidades varían desde aproximadamente 2000 m cerca de la costa hasta unos 100 m, en el extremo NE del valle. Álvarez et al (2010) mostraron con modelos magnéticos que se trata de un semi-graben. Los modelos gravimétricos sugieren la ocurrencia de sub-cuencas dentro del graben, entendidas como hundimientos locales rellenos de sedimentos (densidad 2.4 g/cm³). Además proponemos el modelo gravimétrico de Bahía de Banderas que tiene debajo de sedimentos la corteza continental (2.65 g/cm³) y litosfera oceánica (2.9-3.3 g/cm³).

GET-5

EL CRETÁCICO TARDIO DE ARIVECHI: CORRELACIÓN DE LAS ROCAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL ORIENTE DE SONORA

Rodríguez Castañeda José Luis y Roldán Quintana Jaime

Instituto de Geología, UNAM

jlrod@servidor.unam.mx

Cartografía geológica de las rocas del Cretácico Superior en el oriente de Sonora permitió identificar estructuras sedimentarias y un estilo estructural diferentes que sugieren una nueva interpretación de la evolución del Cretácico Tardío en esta región del noroeste de México.

Los trabajos recientes en una amplia zona muestran que las rocas del Cretácico Superior sobre yacen discordantemente a secuencias del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico. La base de esta discordancia angular se manifiesta por un conglomerado que varía en composición, pero donde sobresalen megabloques, algunos de ellos de varios kilómetros de longitud y cientos de metros de espesor; tal es el caso del área San Antonio, Sierra Los Ajos, Banámichi, Madera, Lampazos y recientemente la región de Arivechi. Todos ellos en el oriente de Sonora. Aunado a ello, las rocas del Cretácico Superior constituyen una columna de más de 6 km de espesor. Material fósil y edades isotópicas restringen la edad Cretácico Superior para esta potente secuencia volcanosedimentaria.

La secuencia del Cretácico Superior en Arivechi se divide en dos miembros, el inferior constituido por megaconglomerado, conglomerado, arenisca, limolita y toba; y el superior formado por lutita, limolita, toba riolítica y andesita.

Para el miembro inferior las relaciones de campo muestran rocas paleozoicas, y del Cretácico Inferior posiblemente derivadas de la Plataforma de Aldama, que se localizaba hacia el este, que forman bloques carbonatados que en conjunto con conglomerado, arenisca, toba y limolita muestran una deformación que se interpreta producto de movimientos gravitacionales. Pliegues, fallas normales, fallas inversas, fallas a rumbo sugieren un movimiento de estas masas hacia el oeste. El miembro superior es afectado principalmente por fallas normales, zonas locales de plegamiento y algunas fallas que presentan componentes a rumbo. El análisis de las estructuras en ambos miembros sugiere procesos de extensión.

Estudios estructurales en las localidades antes mencionadas revelan una historia del Mesozoico tardío caracterizada por deformación por extensión y magmatismo. Extensión inicial a finales del Cretácico Temprano da lugar a la generación de los megabloques para ser seguido por magmatismo y erosión. Los grandes bloques muestran estructuras tales como pliegues, fallas normales e inversas que son resultado de una deformación por gravedad debido a levantamiento y deslizamiento de esas enormes masas rocosas. La exhumación de algunos de los grandes batolitos del Paleógeno da lugar también a la formación de pliegues en la secuencia volcanosedimentaria. El evento extensional Sierras y Valles genera la morfología actual de las rocas del Cretácico Superior, pero además se cree que reactiva algunas de las fallas antiguas que se formaron al inicio de los grandes levantamientos.

La continuidad de las características sedimentológicas y estructurales de las rocas del Cretácico Superior a través de cientos de kilómetros en el oriente de Sonora hace difícil asumir que son resultado de una tectónica compresiva a finales del Cretácico Tardío. Se cree que existió una gran cuenca que ha sido modificada por la tectónica terciaria.

GET-6

AGE CONSTRAINS ON FOLIATION-FORMING DUCTILE FABRICS IN NW SONORA, MÉXICO: EXAMPLES FROM SIERRA LOS TANQUES AND SURROUNDING AREAS

Iriondo Alexander¹, Enriquez Castillo Mónica¹, Arvizu Harim E.¹, Izaguirre Pompa Aldo¹, Velázquez Santeliz Andrés², Martínez Torres Luis Miguel³, Molina Garza Roberto¹ y Kunk Michael J.⁴¹Centro de Geociencias, UNAM²Facultad de Ciencias de la Tierra, UNANL³Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, España⁴U.S. Geological Survey, Reston Virginia, USA

iriondo@geociencias.unam.mx

The presence of foliated and mylonitized rocks at Sierra Los Tanques and surrounding areas in NW Sonora has been previously interpreted as representing exposures of Late Jurassic ductile fabrics related to a hypothetical left-lateral megashear with estimated displacement in the order of 800-1000 km (e.g., Campbell and Anderson, 2003).

The original orientation of the ductile fabrics present in Sierra Los Tanques is uncertain at this time due to widespread block tilting and rotation during the Miocene-to-present Basin and Range extensional event. However, key lithological and structural relationships combined with extensive U-Pb zircon geochronology, on rocks affected by the deformation and on those cutting it, define the following age constraints on the ductile deformation for this region:

1) Paleoproterozoic fabrics. A medium-grained foliated metagranite dated at 1654 ± 10 Ma is cut by a slightly younger and unfoliated fine-grained granite (1637 ± 14 Ma). Mesoproterozoic (1417 ± 29 Ma) undeformed pegmatite dikes intrude both granitic units. This relationship documents the oldest foliation-forming ductile event recorded in the region. This event is interpreted to be associated to the Mazatzal Orogeny (~1675-1625 Ma) of SW North America.

2) Permian fabrics. Highly foliated Permian melanocratic granitoids (~265 Ma) are intruded by a mostly undeformed suite of slightly younger leucocratic granitoids. These two granitic units are crosscut by Permian (~261-249 Ma) pegmatite dikes that show no evidence of deformation. Similar age constraints apply to ductile fabrics in the nearby Sierra Pinta area, where deformed Permian rocks are metamorphosed up to amphibolite facies. This ductile deformation and metamorphism is apparently related to the Late Paleozoic Sonoma Orogeny; although, this recently discovered geological event in Sonora is not well understood at this time.

3) Late Cretaceous fabrics. Granite, granodiorite, and diorite units of Late Cretaceous age (~77-68 Ma) locally present strong foliation and mylonitization. This deformation is related to the widespread Laramide Orogeny (~80-40 Ma) present in the region. Laramide Ar-Ar cooling ages of metamorphic (neofoliation) white micas from Jurassic and Cretaceous metaigneous and metasedimentary units support this interpretation.

In conclusion, rocks from Sierra Los Tanques and surrounding areas in NW Sonora accumulated several pulses of ductile deformation associated to orogenic pulses during the Paleoproterozoic, Permian, and Late Cretaceous. Ductile fabrics related to the Miocene extensional Core Complex event, detected in other parts of Sonora, were not found in the area under study. But most importantly, there is no evidence of Late Jurassic ductile fabrics in Sierra Los Tanques, calling for a reevaluation, or a simple rejection of the hypothetical Late Jurassic megashear in its emblematic location close to the town of Sonoyta in NW Sonora (see cover page of GSA Special Paper 393). Future geological, geophysical, and geochronological studies in the region would help developing a more comprehensive model for the tectonic evolution of SW North America, including the statement of new hypotheses subtended by sound geological observations.

GET-7

ASIMETRÍA DE LA DEFORMACIÓN Y TRANSPORTE TECTÓNICO EN EL FRENTE TECTÓNICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL ENTRE MONTEMORELOS Y LINARES, N.L.

Chávez Cabello Gabriel¹, Torres Ramos Jesús¹, Porras Vázquez Nelson², Jasso Saldaña Jonathan², Aranda Gómez José Jorge³, Cossio Torres Tomás¹ y Navarro de León Ignacio¹

¹Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

²PEMEX

³Centro de Geociencias, UNAM
gabchave@yahoo.com.mx

La Sierra Madre Oriental representa un cinturón de pliegues y cabalgaduras convencional con variaciones importantes en sus estilos de deformación. Se llevó a cabo un análisis de sus estilos de deformación, por medio de cuatro secciones semiregionales entre la parte interna de la cadena plegada y el frente tectónico; lo anterior, entre las localidades de Montemorelos y Linares, N.L. Este trabajo permitió reconocer que los estilos de deformación fueron fuertemente influenciados por variaciones estratigráficas y verticales de la secuencia marina del Mesozoico deformada, cambios en la geometría del basamento y diferencias en transporte tectónico y acortamiento absorbido por la secuencia. Se reconoció una asimetría importante del transporte tectónico de la secuencia a través de la falla de cabalgadura frontal de la cadena plegada, variando el salto sobre ésta entre 2000 y 100 m entre Montemorelos-Rayones y Linares, N.L. Adicionalmente, se identificó que la deformación es compleja, ya que presenta una asimetría atípica de una cuña orogénica, presentando mayor acortamiento en el frente que en la parte media del cinturón; además de contener evidencias estructurales de dos fases de deformación, la más antigua y predominante asociada a deformación de cobertura y la más joven y subordinada asociada a reactivación de fallas de basamento.

GET-8

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL INTRUSIVO SANTA ROSA, CONCEPCIÓN DEL ORO, ZACATECAS

Ramírez Peña César Francisco¹, Chávez Cabello Gabriel¹, Valencia Moreno Martín², Velasco Tapia Fernando¹ y Cossio Torres Tomás¹

¹Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

²Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM
cesar_fran88@hotmail.com

El Intrusivo Santa Rosa (ISR), el Sill Puerto Blanco y el plutón de Concepción del Oro, forman parte del conjunto de cuerpos plutónicos denominado Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, que está conformado por alrededor de diez intrusivos expuestos en forma de stocks, sills, diques, lacolitos y facolitos, cuya composición varía de sienita a granodiorita pasando por monzogranito, emplazados en el hinterland de la Sierra Madre Oriental. El ISR y el Sill Puerto Blanco corresponden a cuerpos ígneos de composición monzogranítica, emplazados en el núcleo y flanco frontal del anticlinal Santa Rosa, respectivamente, un pliegue regional por propagación de falla. Estos plutones están encajonados por rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formaciones Zuloaga, La Caja y Taraises). Ambos presentan estructuras que indican la operación de mecanismos de emplazamiento como: rebaje magmático (stopping) y asimilación de roca encajonante a gran escala, así como deformación dúctil, también reconocidos al Sur del intrusivo de Concepción del Oro. El análisis detallado de los patrones estructurales dentro y en la aureola tectónica de los plutones, aunado a las siguientes características: (a) emplazamiento en el núcleo y flanco, (b) corte abrupto del eje del anticlinal Santa Rosa, (c) contacto discordante con la roca encajonante (ISR) y (d) ausencia de foliación magmática y tectónica en ambos intrusivos, permite establecer que el emplazamiento es post-tectónico a la deformación regional, predominantemente en condiciones pasivas. Según la estructura en que se emplazaron, se establece que el ascenso del material magmático debió ser a través de diques y que, posteriormente, el magma aprovecho la falla de cabalgadura que actuó como falla maestra para la generación del pliegue regional, para ascender y posteriormente emplazarse en un nivel de flotabilidad neutral, en este caso, el núcleo del anticlinal Santa Rosa.

GET-9

SISMOTECTÓNICA COMBINADA CON GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA EN LA ZONA DE SANTIAGO DE ANAYA, HIDALGO

Alamilla Pérez Yarabet Guadalupe¹, Álvarez Pérez Jazmín¹, Salazar Peña Leobardo¹ y Rodríguez González Miguel²

¹Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN

²Instituto de Ingeniería, UNAM
yrb_alamp@yahoo.com.mx

En el estado de Hidalgo, de manera particular en los municipios de Lagunilla y Santiago de Anaya se ha registrado una constante y creciente actividad sísmica

desde los años 90s, la cual ha creado una creciente preocupación en la localidad e interés en la comunidad de Ciencias de la Tierra. Desde entonces se realizaron estudios sísmológicos del área instalando una red local, determinándose que la actividad sísmológica se debe al tectonismo producido por el movimiento de las fallas locales. En la actualidad se manifiesta otra vez sísmica desde el segundo semestre del año 2010 y hasta el primer semestre del año 2011.

El presente trabajo combina los resultados obtenidos con sísmología con la obtención e interpretación de perfiles gravimétricos y magnetométricos para la deducción de la falla. Para planear la adquisición de perfiles, se toma en cuenta la distribución de la localización de sismos ocurridos desde la década de los 90's y la sísmica ocurrida en el segundo semestre del año 2010. La alineación de los eventos sísmicos facilita la adquisición de la gravimetría, la magnetometría y las dimensiones de los perfiles.

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron corregidos adecuadamente para su modelación bidimensional. El punto de partida para el modelado, es la geometría de fallamiento deducida con el mecanismo focal y la distribución de hipocentros. La dimensión de la falla puede alternativamente deducirse a partir de la sísmología y con el muestreo de los perfiles gravimétricos y magnéticos.

Los resultados conjuntos proporcionan magnífica información sobre la tectónica local que abarca las poblaciones de Lagunilla y Santiago de Anaya. Indican un fallamiento normal con la geometría deducida de la gravimetría, magnetometría y mecanismo focal. La longitud de la falla que acumula sísmica desde los 90's hasta la actualidad, supera los 20 km. Se supone que el estado de esfuerzos regionales ha hecho migrar la sísmica hacia el Noreste desde los años 90's hasta la actualidad, lo que implica una componente lateral izquierda y la posibilidad de que la sísmica siga migrando hacia el Noreste en el futuro.

GET-10

SEDIMENTACIÓN SINTECTÓNICA Y DETERMINACIÓN DE UNA FASE DE DEFORMACIÓN DE EDAD TURONIENSE EN EL CENTRO DE MÉXICO

Valencia Islas Juan José
Exploración y Exploración, IMP
jjvalen@imp.mx

Los sedimentos sintectónicos son los depósitos que se derivan de la erosión de las estructuras al momento que éstas se están generando, por lo que son contemporáneos a la deformación y de este modo, son indicadores cinemáticos de valor incomparable cuando se puede conocer su edad a través de los métodos de datación estratigráficos.

Se analizaron diversos reportes de sedimentación ligada a movimientos orogénicos que evidencian la ocurrencia en la parte central y occidental del país, de un episodio de deformación compresiva en el Turoniense (aproximadamente hace 88.5 m.a.). Este fenómeno se inició 20 m.a. antes de la deformación Laramide cuyas edades se le han atribuido que van de los 65.5 m.a. (Campaniense) a los 35 m.a. (Eoceno tardío), orogenia a la cual se le atribuye el origen de la Sierra Madre Oriental.

GET-11

PROLONGACIÓN HACIA EL CONTINENTE DE LOS CAÑONES MARINOS DE MANZANILLO: EVIDENCIAS GRAVIMÉTRICAS

Álvarez Béjar Román¹, Yutsis Vsevolod², Arzate Flores Jorge Arturo³ y Tamez Antonio⁴

¹Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, UNAM

²Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

³Centro de Geociencias, UNAM

⁴Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, ITSVC
rab@eibniz.iimas.unam.mx

Los cañones marinos de Manzanillo están asociados a procesos tectónicos que ocurren entre las placas de Rivera y Cocos, particularmente a la continuación costa afuera de la estructura del graben de Colima. Se trata de depresiones topográficas que se manifiestan como hundimientos angostos (6-8 km) de hasta 800 m de profundidad que descienden por la plataforma continental, perpendiculares a la costa, hasta la trinchera Mesoamericana. Aunque se han efectuado diversos estudios gravimétricos en la región del valle de Tecmán ninguno ha reportado la presencia de estos cañones en esa zona, obviamente cubiertos por sedimentos. Aquí presentamos mediciones gravimétricas que sugieren la prolongación de estos cañones tierra adentro. Efectuamos mediciones gravimétricas paralelas a la costa desde el NW de Manzanillo hasta el límite entre los estados de Colima y Michoacán. Utilizamos un gravímetro Scintrex Autograv (CG5) con precisión de lectura de 1 µgal y efectuamos las correcciones de latitud, marea, topográfica y deriva, obteniendo la anomalía de Bouguer completa, utilizando una densidad de 2.67 g/cm³, estimando un error total de ± 0.30 mgals. En la planicie costera observamos bajos gravimétricos de 10-12 mgals que se correlacionan con los cañones marinos. La anomalía de aire libre sobre un perfil marino de 100 km, subparalela a nuestra línea de medición, que va desde la Peña Blanca, cerca de Manzanillo, a San Juan de Alima, cerca del límite entre Colima y Michoacán, a una distancia de 10-15 km del litoral, muestra también anomalías de 15-20 mgals asociadas

a los cañones. Los aspectos estructurales de los cañones marinos y los cañones de la planicie costera, interpretados a través de modelos gravimétricos, tienden a confirmar su continuidad entre la plataforma marina y la planicie costera, sugiriendo que son una misma manifestación de los fenómenos tectónicos que ocurren en la región.

GET-12

ANÁLISIS DE LOS DESPLAZAMIENTOS HORIZONTALES OBSERVADOS CON GPS EN EL OCCIDENTE DE LA CUENCA DE MÉXICO

López Dinorín Roxana¹, Tente Jiménez Marco A.¹, Sánchez Osvaldo², De Cserna de Gömbös Zoltan³, DeMets Charles⁴ y Lermo Samaniego Javier⁵

¹Facultad de Ingeniería, UNAM

²Instituto de Geofísica, UNAM

³Instituto de Geología, UNAM

⁴University of Wisconsin, Madison, USA

⁵Instituto de Ingeniería, UNAM

roxann1301@yahoo.com.mx

En este trabajo damos a conocer los resultados más recientes acerca de los desplazamientos horizontales y verticales (hundimiento) en el Occidente de la Cuenca de México, obtenidos a partir de mediciones con GPS geodésicos de alta precisión, en una red de 18 estaciones ubicadas en las tres zonas geotécnicas en las que se divide la Cuenca de México. Esta red ha estado activa desde el año 1995, con estaciones de ocupación temporal.

El análisis de los desplazamientos es de suma importancia ya que de esta forma es posible saber qué zonas son las que presentarán mayores problemas de desarrollo de fracturas, asentamientos o su posible relación con fallas preexistentes. Los desplazamientos horizontales nos proporcionan información acerca del proceso de deformación de la corteza debido al movimiento de las placas tectónicas que tiene su origen en la zona de subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica.

La mayor parte de las estaciones se desplazan al SW, aproximadamente 10 mm por año. Estos resultados sugieren un comportamiento distinto dependiendo de la zona en la que se encuentra cada estación. Los vectores revelan que los desplazamientos horizontales, en su mayoría dirigidos hacia el suroeste pueden estar asociados con el sistema de fallas de cizalla inferido por de Cserna y colaboradores, (1988) y otros 2 sistemas de fallas que se orientan principalmente al este y al suroeste mencionados por Chavacán, (2007). El comportamiento de los vectores puede estar reflejando el movimiento irregular de bloques divididos por fallas originadas principalmente por una acumulación de esfuerzos generados por la subducción de la Placa de Cocos contra la Placa de Norteamérica.

GET-13

LA PLANICIE COSTERA CHIAPANECA Y EL ANTEARCO CENTROAMERICANO: ¿UNO Y EL MISMO?

Guzmán Speziale Marco
Centro de Geociencias, UNAM
marco@geociencias.unam.mx

Presentamos evidencia que sugiere que el antearco centroamericano está conectado a la planicie costera de Chiapas. El antearco comprende la región al sur y sureste del arco volcánico centroamericano, mientras que la planicie abarca la zona al sur y suroeste del batolito de Chiapas. Tradicionalmente se establece que la planicie pertenece a la placa Norteamericana y el antearco a la placa Caribe, ambas subducidas por la placa de Cocos a lo largo de la trinchera Mesoamericana.

Fisiográficamente hay una continuidad entre ambos y no existe evidencia firme de que el sistema de fallas Motagua-Polochic continúe al oeste del arco volcánico. La batimetría de la trinchera mesoamericana, mar adentro del antearco y la planicie, es continua y uniforme.

Los sismos que ocurren en la interfase entre la placa de Cocos y cada una de las placas suprayacentes, muestran también uniformidad. La dirección del vector de desplazamiento de eventos de fallamiento inverso no tiene cambio a lo largo de esta porción de la trinchera mesoamericana. Además, esta dirección coincide con el vector de convergencia entre las placas Norteamérica y de Cocos. Algo similar ocurre con los ejes T de sismos de fallamiento normal, que también se alinean en la dirección de convergencia Cocos-Norteamérica.

El fallamiento lateral derecho que ocurre a lo largo del arco volcánico centroamericano no puede ser debido a convergencia oblicua ya que el ángulo de oblicuidad a lo largo de la margen convergente es muy pequeño. Además, si el antearco centroamericano se desplazara al noroeste, desplazaría consigo a la planicie costera Chiapaneca. Esto originaría fallamiento lateral derecho a lo largo del frente del batolito de Chiapas, para lo cual no existe evidencia alguna.

La evidencia sugiere entonces que la planicie costera de Chiapas y el antearco Centroamericano forman una sola entidad tectónica, la cual probablemente sea parte de la placa Norteamericana. La actividad sísmica de fallamiento

lateral derecho a lo largo del arco volcánico centroamericano es entonces consecuencia del movimiento del bloque Chortis, tal y como se ha propuesto en otros trabajos.

GET-14

CORDILLERAS MARINAS ACTIVAS Y CORDILLERAS ABANDONADAS: ESTRUCTURAS CORTEZA-MANTO MODELADAS CON GRAVIMETRÍA

Álvarez Béjar Román
Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, UNAM
rab@leibniz.iimas.unam.mx

Las cordilleras marinas son las responsables de crear las placas oceánicas cuando están activas; al suspenderse este proceso se consideran abandonadas y cesa la producción de nueva corteza. En el primer caso, cámaras magmáticas axiales activas a lo largo de toda la cordillera son las responsables de la alimentación del magma que finalmente produce la placa marina. Para el caso activo modelo una sección de la Dorsal del Pacífico Este (DPE o EPR) localizada a 13° N para la cual hay un estudio de refracción sísmica que sirve de referencia, y para el caso de abandono utilizo una de la Cordillera del Matemático (CM o MR) localizada a 17.28° N. Un modelo estructural reciente de una sección cruzada de la cordillera activa sirve de base para el modelado gravimétrico; este modelo representa una restricción considerable a la gran variedad de posibles distribuciones que pueden reproducir la anomalía de aire libre observada. Los elementos involucrados son, del centro hacia afuera, un conducto magmático que es alimentado desde el manto, a unos 12 km de profundidad, y remata en un delgado depósito de líquido magmático un par de kilómetros abajo del piso marino, una zona de transición que se ha interpretado como manto de baja densidad, seguida de gabros, y finalmente una capa superficial de unos 6-8 km de espesor de diques. Sobre yaciendo todo se encuentra una capa de extrusivos de 1.5 km de espesor en contacto con el océano. El objetivo del estudio consiste de ver si es posible determinar por mediciones gravimétricas, los cambios estructurales que ocurren en la cordillera marina una vez que cesa la alimentación a la cámara magmática. La anchura de la perturbación topográfica de las cordilleras analizadas es de entre 60 y 80 km; la anchura de las anomalías gravimétricas es también de esas dimensiones. La elevación de las cordilleras difiere, siendo de unos 400 m para la DPE y de unos 1200 m para la CM. La amplitud de la anomalía de aire libre para la DPE es de #12 mgals y la de la CM es de #70 mgals. Para la primera hay un máximo al centro flanqueado por dos mínimos, mientras que para la segunda al centro hay un mínimo flanqueado por dos máximos; este mínimo coincide con la parte colapsada topográficamente. Fue posible ajustar las dos anomalías con el mismo modelo conceptual arriba descrito. Además, las características de cada modelo tienden a reflejar lo activo o lo abandonado de las cordilleras.

GET-15

REVISIÓN DE MECANISMOS GENERADORES DE SISTEMAS GRAVITACIONALES SOBRE DESPEGUES SALINOS: GRAVITATIONAL SPREADING VS GRAVITATIONAL GLIDING; Y FLUJO DE SAL TIPO COUTTE VS POISEUILLE

Gracia Marroquín Diego y Cerca Martínez Mariano
Centro de Geociencias, UNAM
diegograci@geociencias.unam.mx

Los sistemas gravitacionales sobre despegues salinos se distinguen por presentar características estructurales contrastantes (extensión y compresión) y una evolución compleja. Aunque su presencia está bien documentada en diversas partes del mundo y han sido objeto de múltiples investigaciones, no se han entendido completamente los mecanismos de deformación que controlan sus estilos estructurales. Generalmente, estos sistemas se caracterizan por presentar fallas normales hacia la margen continental y cinturones de pliegues y cabalgaduras hacia la zona marina. La deformación de cobertura se ve favorecida por la presencia de la capa de sal sobre el basamento y se han utilizado dos conceptos mecánicos para explicar esta deformación: 1. Gravitational spreading se caracteriza por una masa de roca (cobertura sedimentaria) que se distorsiona bajo su propio peso favorecido por el colapso vertical del material, y un flujo lateral de la sal, esto debido a la carga sedimentaria diferencial; 2. gravitational gliding se define cuando la cobertura se desliza como cuerpo rígido a través de la zona de despegue puesto que existe una inclinación del basamento hacia la margen continental. Las diferencias entre estos conceptos estriban en como el material es transportado y movilizado desde la margen continental hacia la zona de aguas profundas. En el primero el transporte ocurre en episodios en los cuales el sentido cambia conforme el material se desliza hacia el frente. En el segundo el material es transportado hacia la zona profunda siguiendo un mismo patrón en cuanto a velocidad y desplazamiento. Por otro lado, para la movilización de sal se han establecido dos tipos de flujo: a. Couette, cuando la sal se deforma durante la traslación lateral de la cobertura, es decir que el fluido acomoda un desplazamiento relativo entre los límites del paquete de sal donde la velocidad varía linealmente; b. Poiseuille cuando se produce un adelgazamiento vertical y una expulsión lateral debido a la carga sedimentaria, aquí la sal fluye más rápido en el

centro que hacia los bordes. Estos mecanismos actúan de manera combinada en el Golfo de México, donde intervienen gran cantidad de factores como el espesor de la sal, la tasa de sedimentación y la inclinación del basamento. Los resultados muestran que las dos formas para generar estos sistemas son: i) una combinación de ambos mecanismos; ii) gravitational spreading, lo que favorece la formación y desarrollo de estructuras como diapiros, pliegues de caja, pliegues de propagación de falla, canopies (toldos). Además la deformación se presenta por episodios, caracterizados por un incremento en el desplazamiento de las estructuras alternando con periodos de estabilidad debido a la secuencia natural de formación de cabalgaduras. Los flujos tipo Couette y Poiseuille también se presentan de manera combinada, en el primero el flujo de sal tiene una repercusión directa sobre la cobertura, mientras que en el segundo la influencia sobre el paquete sedimentario es menor.

GET-16

NUEVOS CRITERIOS ACERCA DE LAS CARACTERÍSTICAS SISMOGEO DINÁMICAS DEL EXTREMO NORORIENTAL DE CUBA

Arango Arias Enrique Diego¹, Vega Garriga Nicolás², Ríos Martínez Yamina², Escobar Pérez Eric² y Álvarez Rivera Zulima²

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

²Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Cuba
earangoa@cicese.mx

La región del nordeste del extremo oriental de Cuba ha manifestado desde los años 90 del siglo pasado una actividad sísmica significativa con la ocurrencia de varias series de terremotos. Los parámetros del mecanismo focal del sismo ocurrido el 28 de diciembre de 1998 con una magnitud de 5.4 en la escala de Richter se corresponden con una falla inversa de bajo ángulo (22°) con un azimut de buzamiento de 200°. La interpretación de una red de perfiles sísmicos profundos realizados en esta zona reflejan la existencia de una falla trascortical. Coincidentemente con el trazado de esta falla, el mapa gravimétrico de Bouguer de la parte norte del Caribe manifiesta la existencia de una anomalía con mínimos negativos que continúan desde el arco de las Antillas menores y el norte de La Española.

Todas las evidencias geodinámicas, geofísicas, morfotectónicas y sismológicas permiten aseverar la continuidad al norte del extremo oriental cubano de la falla Norte de la Española, con un mecanismo predominante inverso y secundario de deslizamiento por el rumbo siniestro, que provoca un proceso de infracorrimento mediante el cual la placa de Norteamérica choca y se introduce por debajo del bloque oriental cubano. La existencia de esta estructura tectónica explica de manera satisfactoria la génesis de la sismicidad que ocurrida al noreste de Moa. Este proceso es similar al determinado por otros autores al norte de La Española en esta misma estructura tectónica y es la responsable de la sismicidad que genera en toda la zona de norte del Caribe donde han ocurrido sismos de hasta 8.1 de magnitud Richter.

GET-17 CARTEL

THE THERMAL STRUCTURE OF DETACHMENT FOLDS WITH SPECIAL EMPHASIS ON THE MISSISSIPPI FAN FOLDBELT, NORTHEASTERN GULF OF MEXICO

Contreras Pérez Juan y Negrete Aranda Raquel
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
juanc@pangea.cicese.mx

We present simple models for the steady-state thermal structure of detachment folds. The model uses a simplified mathematical description that incorporates the effects of heat conduction, heat advection by the folding process and the generation of heat by mechanical work as well as by the transmutation of unstable isotopes. The model ignores the effects of compaction and advection of heat by superficial mass fluxes. Exact expressions for the heat flow and temperature distribution inside a detachment fold are derived for the case in which heat sources are negligible. A solution is further worked out for the case in which heat sources cannot be ignored.

The model's analytical expressions show that as a detachment fold contracts, material advection causes the heat flow passing across the core to drop and the temperature to rise with respect to a constant-gradient temperature model. The model shows that this effect is amplified by the presence of heat sources and viscous dissipation. Analytical results also show that the detachment fold process develops a thermal boundary layer. Conduction (diffusion) of heat dominates inside this boundary layer giving rise to a linear distribution of temperature inside the layer. Advection (transport) of heat is the main mechanism of heat flow outside the boundary layer. As a result the temperature strongly deviates from the linear trend.

We tested our model against a comprehensive database of borehole temperatures available for the Gulf of Mexico thrustbelts, which are characterized by a sharp bend at a depth of 3 km. We find that the model fits, within the uncertainty of the data, the borehole temperatures. Formerly the phenomenon

was thought to be the result of advection of heat by pore water, a conjecture that lacks a firm physical basis.

GET-18 CARTEL

MORPHOLOGY OF THE RIDGE-TRENCH COLLISION OFF CHAMELA, JALISCO: RESULTS OF THE MORTIC07 CAMPAIGN

Bandy William L.¹, Mortera Gutiérrez Carlos¹, Ortiz Zamora Glicinia², Ortega Ramírez José³, Ponce Núñez Francisco⁴, Peláez Gaviria Juan Ramón⁴ y Quintero de Leonardo Enrique⁵

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²CISAC

³Instituto Nacional de Antropología e Historia

⁴Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

⁵Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

bandy@geofisica.unam.mx

It is well established that the initiation of seafloor spreading along the East Pacific Rise has undergone a northward propagation, concurrent with a northward propagating cessation of seafloor spreading along the Mathematician Ridge to the west. However, the northernmost point of this propagation is not well established. One proposal, based on sparse, poorly navigated magnetic data, is that the EPR propagated northward of the present-day latitude of the eastern part of the Rivera transform and collided with the Middle America Trench off Chamela, Jalisco at about 1.5 Ma [Bandy, 1992]. Shortly after this collision, and possibly as a result of the collision, spreading ceased along the ridge segment lying north of the Rivera Transform. This hypothesis is supported by high-density marine magnetic data collected more recently during the MARTIC04, MARTIC05 and MORTIC07 campaigns of the BO EL PUMA [Peláez- Gaviria, 2008] and radiometric dating of a seafloor basalt sample obtained during MORTIC04 [Schaaf et al., "High-Ti basalts from the Rivera Plate, western margin of Mexico: Petrology, Geochemistry, and Geochronology", manuscript in preparation].

In addition to magnetic data, during the MORTIC07 campaign (conducted in January 2008), high-resolution bathymetric, seafloor backscatter imagery and high resolution seismic reflection data were collected in the region of the collision. The bathymetric data, previously unreported on, have been combined with data collected previously during the BART and FAMEX campaigns of 2002 to reveal the detailed morphology in and around the collision zone. In this talk we will present the results of an analysis of these data.

GET-19 CARTEL

ESTRUCTURA SOMERA EN EL PUNTO TRIPLE DE JALISCO REVISADA

Alatorre Zamora Miguel Ángel, Pinzón López Juan Ignacio y Rosas Elguera José
Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías, UDG
alatorre2004@hotmail.com

Las características de una zona de alto interés académico y que registra poca controversia es la ubicación y estructura interna del conocido como Punto Triple de Jalisco, o Punto Triple Jalisciense. Su ubicación relativamente exacta es desconocida, a pesar de consistir en la unión de tres importantes rifts del Occidente de México, esto es, los Rifts de Chapala (W-E), de Colima (N-S) y de Tepic-Zacoalco (NW-SE). El Rift de Colima separa a los denominados Bloques de Jalisco y Michoacán, mientras que los otros dos rifts parecen tener un fuerte compromiso con la formación del Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Transmexicana hacia esta región de México. La orientación, posición y comportamiento de estos rifts si se ha prestado a cierta controversia, por lo que la posición de su unión resultaría también incierta. Además, un cuarto sistema de fallas se ha considerado en juego, con la misma dirección del rift Chapala, y al sur de este. Es el denominado graben Citla, que parece formar parte del entorno arquitectónico del PTJ.

Pocas investigaciones han prestado atención a esta unión triple; no obstante, muchos trabajos se han realizado sobre los rifts, con especial atención enfocada al rift Tepic-Zacoalco, sobre todo para definir el límite norte del Bloque Jalisco. El rift Colima no ofrece muchas dudas acerca del límite oriental; sin embargo, poco se ha tratado sobre el Punto Triple, e incluso es sumamente extraño que se mencione su ubicación. En suma, no hay estudios de ninguna índole sobre algún carácter del Punto Triple Jalisciense (Lühr et al., 1985; Allan et al., 1991). La lógica indica que la zona donde se encuentre influencia tectónica y estructural de los tres rifts sería la ubicación precisa del PTJ. Sin embargo, fuera de él también podrían existir estructuras pertenecientes a los rifts.

En este trabajo se ha elegido una zona como la más representativa de contener a la unión de los rifts, a aproximadamente 25 kms al sur de Guadalupe, donde confluyen las lagunas salobres de San Marcos y Zacoalco. El análisis de datos aeromagnéticos del área donde se esperaría encontrar al PTJ ha permitido localizar estructuras de influencia mayor del Rift Tepic-Zacoalco y, en menor medida, del rift Chapala. Una depresión de profundidad no inferida en el proceso del análisis de los datos aeromagnéticos, localizada debajo del poblado de Andrés Figueroa, podría indicar un punto ciego para la actividad tectónica de la zona. Esta depresión está bien marcada tanto por la señal

analítica como por el alineamiento de localizaciones obtenidas mediante la inversión de Euler. Los resultados arrojan una incipiente evolución del PTJ hacia el sur, hacia una posible segunda Unión Triple entre los rifts de Tepic-Zacoalco, de Colima y el graben de Citala. Algunas estructuras de interés para otra clase de estudios (ambientales, sísmicos) aparecen correlacionadas con fallas que tienen expresión superficial, como la que delimita la Sierra de San Marcos, con dirección NW-SE.

GET-20 CARTEL

ANÁLISIS PRELIMINAR DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN DEL CONGLOMERADO ZACATECAS DEL TERCIARIO INFERIOR

García Sandoval Perla¹, Escalona Alcázar Felipe de Jesús¹,
Carrillo Castillo Carlos¹, Escobedo Arellano Bianney¹, Núñez
Peña Ernesto Patricio¹, Solari Luigi² y Bluhm Gutiérrez Jorge¹

¹Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ

²Centro de Geociencias, UNAM

perla_gasa@hotmail.com

Los conglomerados continentales del Terciario Temprano en México fueron depositados en fosas tectónicas que se desarrollaron en la fase final de la Orogenia Laramide. Posteriormente, durante el Cenozoico, fueron deformados por al menos cinco etapas de deformación extensional. Estos conglomerados han sido estudiados principalmente en Guanajuato y en Taxco; en el presente trabajo se presentan los primeros resultados del análisis estructural del Conglomerado Zacatecas.

En el Conglomerado Zacatecas se tomaron datos estructurales, estratificación y fallamiento, siguiendo la Regla de la Mano Derecha. Los planos de estratificación se midieron en las rocas sedimentarias y volcánicas que forman a la unidad litológica en estudio. Los primeros resultados muestran que tienen echados menores a 15°, por lo que en un estereograma los polos de los planos de estratificación se agrupan alrededor de la vertical. Ocasionalmente hay datos con echados mayores, sin embargo, esto se debe a que hay depósitos piroclásticos que se emplazaron en paleocanales.

Las fallas tienen tres orientaciones preferentes que son hacia el NW-SE, NNE-SSW y NE-SW, en ese orden de abundancia. A partir de las relaciones de corte observadas en el fallamiento se definió que las estructuras orientadas hacia el NW-SE se formaron primero que las NNE-SSW y NE-SW. La Veta La Cantera, de aproximadamente 7 km de longitud, es el rasgo estructural más grande de rumbo NW-SE que, además, es el límite norte del Conglomerado Zacatecas. En la parte central del área de estudio hay al menos un par de estructuras de menor longitud con esta misma orientación que forman un horst.

La Sierra de Zacatecas está limitada por segmentos de falla normal de rumbo preferente NNE-SSW. En el área de estudio algunas estructuras con esta orientación ponen en contacto tectónico al Grupo Zacatecas del Cretácico Inferior, con el Conglomerado Zacatecas del Paleoceno-Eoceno. Este fallamiento forma bloques en dominio con echado al E que provocan en los estratos un basculamiento menor a 15° hacia el W.

Las estructuras con orientación preferente hacia el NE-SW son escasas, probablemente están asociadas con las fallas principales, o bien se desarrollaron por el cambio en la orientación de los paleoesfuerzos principales durante los diferentes eventos de deformación del Cenozoico.

Con los datos que se tienen y, considerando que este trabajo está iniciando, de forma preliminar se puede decir que no es claro que el Conglomerado Zacatecas se haya depositado en un graben orientado NW-SE. Los rasgos estructurales con esta orientación están cortados por fallas de rumbo preferente NNE-SSW. La dispersión en la orientación de los ejes cinemáticos del fallamiento sugiere que el Conglomerado Zacatecas registra otros eventos de deformación.

A pesar de que el conglomerado presenta dos ó más eventos de deformación, los polos de los planos de estratificación son subverticales lo que sugiere que las fallas principales tienen poco desplazamiento o bien que su echado es subvertical, la excepción posiblemente sea la Veta La Cantera.

GET-21 CARTEL

INTERPRETACIÓN CUALITATIVA DE LOS CAMPOS POTENCIALES REGIONALES DE LA CUENCA DE LA POPA, NE DE MÉXICO

Krivoshaya Konstantin, Yutsis Vsevolod y Tamez Antonio

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

kvk@fct.uanl.mx

El objetivo principal de un estudio geofísico es diseñar (restaurar) un modelo geológico de un sitio es decir reconocer los rasgos o parámetros del modelo. Los elementos principales de la metodología del estudio son observación del campo físico, procesado, interpretación cuantitativa (inversión) e interpretación cualitativa. Se supone que interpretación cualitativa es cualquier actividad personalizada de un geofísico la cual no puede ser formalizada o computarizada. Naturalmente que este procedimiento está basado en la experiencia profesional, datos geológicos externos particulares (las estructuras

del sitio conocidas) y/o datos geológicos generales (los patrones de las estructuras en general). Como resultado de la interpretación cualitativa de los campos (observados, procesados, transformados) se trata obtener unos rasgos generales (cualitativos) del modelo geológico.

La técnica utilizada en este estudio de caso está basada en dos ideas principales: a) las estructuras superficiales generalmente se suceden las estructuras más profundas, b) diferentes campos potenciales y sus transformaciones distintas pueden reflejar diferentes rasgos estructurales o las estructuras más profundas o más someras. La experiencia personal puede servir: a) para reconocer correlaciones entre los campos y las estructuras superficiales, b) para restaurar la continuación de las estructuras en profundidad.

Se han presentados los resultados de la interpretación conjunta cualitativa del mapa geológico (1:250000), campo de gravedad, campo magnético de la cuenca de La Popa y sus alrededores. La zonificación de los campos potenciales del área del estudio esta armonizada con las estructuras geológicas regionales, los elementos lineales pueden ser interpretados como delimitación de los bloques corticales, etc. En su turno los resultados obtenidos pueden ser correlacionados con sismicidad o mineralización, por ejemplo.

GET-22 CARTEL

PERFILES DE RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE COMO APOYO EN LA INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA DEFORMACIÓN EN EL FONDO DEL LAGO-CRÁTER DE RINCÓN DE PARANGUEO, VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO, MÉXICO

Rocha Treviño Luis, Cerca Martínez Mariano y Aranda Gómez José Jorge

Centro de Geociencias, UNAM

luisrot1205@gmail.com

La Hoya Rincón de Parangueo es uno de los cuatro maeres que, con un escudo de lava continental y un domo volcánico, forman al Complejo Volcánico de Parangueo en la región septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana. A partir de la desecación del lago-cráter perenne de Rincón hacia los años 1980's, los sedimentos en el lecho del lago experimentan una deformación marcada asociada a su desplazamiento hacia el depocentro. El rasgo más sobresaliente causado por la deformación es un escarpe topográfico que tiene un promedio de altura de 12 – 15 metros. Éste fue formado por un sistema de fallas normales con forma anular; otras estructuras notables asociadas al escarpe son grietas tensionales paralelas a la línea de costa del lago y fracturas aproximadamente radiales respecto al depocentro. En algunos sitios existen también pliegues, con orientaciones y escalas diversas que dependen de su origen: sin-sedimentario (convoluted bedding ¿causado por deslizamientos subacuáticos?) o post-desecación asociados a tectónica gravitacional en los sedimentos lacustres. Entre los pliegues post-desecación se han documentado estructuras asociadas a extensión, ya sea como pliegues por propagación de falla y pliegues roll-over en el bloque hundido al pie de las fallas listricas principales. También se han cartografiado cadenas de domos que se formaron por sobrepresión, generada por el movimiento en masa de sedimentos del borde hacia el fondo del lago en donde, debajo de una capa seca y agrietada, existe todo que se deforma de manera dúctil.

Para caracterizar la geometría somera de estas estructuras se utilizó un radar de penetración terrestre a lo largo de dos secciones de alrededor de 1000 m c/u. Las secciones tienen rumbos aproximados NNW y WNW. Se empleó un equipo SIR 20 de GSSI, con una antena de 200 MHz con una permitividad de 16. La profundidad estimada obtenida es #5 metros. Los perfiles se procesaron con RADAN 6.6 y los resultados se corrigieron por topografía empleando un mapa escala 1:2000 con curvas de nivel a un metro de separación. En este trabajo se presentan los perfiles que se consideran representativos de dos estilos de deformación contrastantes previamente documentados con cartografía estructural detallada. En la parte suroeste el escarpe es suave, con un ángulo de 18° y presenta fracturas verticales abiertas y superficies de despegues sub-horizontales y someras; adyacente al escarpe hay abultamiento ligero hacia el depocentro. El escarpe en el norte tiene un ángulo mayor (38°) y las fracturas son verticales con una separación promedio de un metro. En la parte oeste el escarpe se caracteriza por fallas listricas y un pliegue que forma un abultamiento hacia el depocentro.

Hacia la parte central del lago resaltan varios rasgos: 1) la conductividad del material aumenta notablemente por la concentración de sales solubles en agua y 2) se observan anomalías que sugieren la presencia de fallas normales (¿o conductos de escape de gas?) verticales que se cree relacionadas con la disolución y remoción hacia el acuífero de las evaporitas en esa zona o con la presencia de un sistema hidrotermal activo, respectivamente. Papiit IN-106307.

GET-23 CARTEL

GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DEL SEGMENTO DE FALLA SÍSMICAMENTE MÁS ACTIVO DENTRO DEL SISTEMA DE FALLAS DE SIERRA JUÁREZ, EN EL NORESTE DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO: RESULTADOS PRELIMINARES

Mendoza Borunda Ramón¹, Suárez Vidal Francisco¹,
Calderón González Jaime¹ y Díaz Torres José de Jesús²

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

²Tecnología Ambiental, CIATEJ

mendoza@cicese.mx

El sistema de fallas de Sierra Juárez (SFSJ), con una longitud aproximada de 150 km, es uno de los elementos tectónicos más importantes dentro del contexto geológico en la península de Baja California. Por un lado, este sistema de fallas forma parte del límite occidental de la llamada Provincia Extensional del Golfo (PEG), relacionada ésta con la formación del actual Golfo de California; por el otro, uno de los segmentos que constituyen al SFSJ, hoy en día es una de las áreas que presentan mayor actividad sísmica en el norte de Baja California. Derivado de ello, se consideró relevante desde el punto de vista académico y de riesgo sísmico, realizar un estudio estructural detallado que contemple la geometría de fallamiento y la cinemática del sistema de fallas en el sector de la Sierra Juárez que desde hace algunos años presenta la mayor actividad sísmica. El segmento de falla que se ubica en este sector, se localiza entre las latitudes 31° 50'32" 15' N y las longitudes 115° 38'/115° 50' W. Es uno de los segmentos centrales del SFSJ y tiene una longitud aproximada de entre 35-40 km; la anchura del mismo varía entre 5-10 km. Internamente está constituido por un conjunto de fallas subparalelas, anastomosadas, con un rumbo general NW-SE, algunas de las cuales se traslapan formando zonas de relevo o acomodamiento. La cinemática de fallamiento en este sector de mayor actividad sísmica en Sierra Juárez, de acuerdo con los datos de estrías que se han medido hasta el momento, indica que el movimiento predominante en la familia de fallas que constituyen este segmento es oblicuo de tipo dextral-normal, con un desplazamiento del bloque de techo del sistema al ESE. El análisis estructural en términos de los ejes cinemáticos P y T muestra que la dirección de extensión que registra el conjunto de fallas medidas en esta región de Sierra Juárez, varía de NE-SW a SE-NW. Esta variación ya se ha documentado en otras partes de la península de Baja California, particularmente dentro de la PEG, y ha sido interpretada de distintas maneras.

GET-24 CARTEL

EL SEMIGRABEN DE MOYAHUA: DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL A LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA

Rosas Elguera José¹, López Martínez Margarita², Alva Valdivia Luis Manuel³, Goghichaisvili Avto³ y Maciel Flores Roberto⁴

¹División de Estudios Científicos y Tecnológicos, UDG

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

³Instituto de Geofísica, UNAM

⁴Centro Universitario de Ciencias Biológicas y Agropecuarias, UDG
jrosaselguera@yahoo.com

La Sierra Madre Occidental (SMO), localizada al occidente de México, es una de las provincias volcánicas silíceas más grandes en la Tierra. Los datos (geológica y geocronológica) disponibles a la fecha sugieren que este arco volcánico fue desarrollado a través de dos episodios de extravasación ignimbrítica de gran extensión entre 31.5 y 28 Ma y entre 23.5 y 20 Ma con una aparente migración del vulcanismo hacia el ESE entre 23 y 21 Ma (Ferrari et al., 2002). Por su parte, la Faja Volcánica Transmexicana es un arco del Mioceno Tardío (11-7 Ma) que cruza la parte central de México en dirección E-W.

En este trabajo reportamos tres nuevas edades radiométricas para las rocas de la región de Moyahua, una que confirma el periodo propuesto para la FVTM y dos más que representan la fase final de la SMO a los 17 Ma.

Estas dos provincias volcánicas están separadas por una secuencia vulcanosedimentaria. De manera particular en el semigraben de Moyahua la sucesión vulcanosedimentaria está formada por depósitos lacustres (lutitas, areniscas, conglomerados) con intercalaciones de material volcánico (cenizas e ignimbritas). Hacia la cima de esta secuencia aflora una ignimbrita de composición riolítica fechada en 17 Ma, cuyos fragmentos, en niveles estratigráficos superiores forman parte de la secuencia sedimentaria. Escenarios similares donde una importante secuencia sedimentaria subyace (o está interstratificada) al vulcanismo de la FVT (por ejemplo en el graben de Chapala) o sobreyace a un vulcanismo de alrededor de los 17-20 Ma (por ejemplo en la región de Los Altos de Jalisco). Lo anterior sugiere que la "transición" de la SMO a la FVTM está marcada por un periodo extensional donde se desarrollaron una serie de fosas tectónicas.

Ferrari, L., López-Martínez, M., and Rosas-Elguera, J. 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico-Implications for the late subduction history of the Farallon Plate, *Tectonics*, 21, doi:10.1029/2001TC001302

GET-25 CARTEL

RELACIÓN ENTRE EL ESTADO DE ESFUERZOS REGIONAL ACTIVO Y LOS PROCESOS DE SUBSIDENCIA-CREEP-FALLA (PSCF), EN LA CIUDAD DE MORELIA, MICHOACÁN, MÉXICO

Díaz Salmerón José Edmundo¹, Garduño Monroy Víctor Hugo²,
Ávila Olivera Jorge Alejandro³ y Hernández Madrigal Víctor Manuel²

¹Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, UNAM

²Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

³Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales, UMSNH
edmundods@hotmail.com

Las primeras manifestaciones de subsidencia en la República Mexicana se dieron lugar en la década de los 40's, cuando la Catedral y el Palacio de Bellas Artes de la Ciudad de México presentaron problemas de hundimientos, los cuales se comportaban de manera uniforme al no tener un patrón definido. Posteriormente, al inicio de los 80's en varias ciudades del país se reportaron problemas de subsidencia, con la particularidad de que los hundimientos se llevaban a cabo a lo largo de direcciones preferenciales, las cuales son paralelas a los sistemas de fallamiento regional de cada caso en particular, por ejemplo en Aguascalientes siguen la dirección NNO-SSE de las estructuras de la región, la cual se repite para Celaya, mientras que en Morelia la tendencia de la subsidencia es NE-SO, correspondiente con las estructuras regionales.

En las ciudades de Morelia y Celaya se ha monitoreado la subsidencia por medio de dos metodologías distintas, una es empleando sensores GPS geodésicos y la otra es aplicando la técnica InSAR. Los resultados de los mencionados monitoreos han revelado tasas máximas de hundimiento de 6 y 10 cm/año respectivamente. El tipo de subsidencia que se desarrolla en Morelia, al igual que la que se reporta en otras ciudades del país, es la que responde a la consolidación de un sistema acuífero debida a una explotación inadecuada del recurso hídrico. Sin embargo en los resultados de interferometría, se observa que la mayor parte de los hundimientos se producen a lo largo de la traza de las fallas que ocasionan daño en las manchas urbanas. Dado que las fallas aludidas son de tipo sinsedimentario, para describir todo el proceso en conjunto se ha optado por utilizar el término Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF).

Los resultados del monitoreo realizado con GPS, además de mostrar una componente vertical que es la que se relaciona con los hundimientos, también revelan un movimiento horizontal, el cual se pudo evidenciar con la actualización cartográfica de las fallas que afectan a la Ciudad de Morelia, al observar en algunas estructuras civiles desplazamientos de este tipo. Dicho movimiento horizontal posiblemente esté asociado al campo de esfuerzos regional, dado que la geometría de los esfuerzos que da lugar a los desplazamientos encontrados, es similar a la que presentan los mecanismos focales de la región.

Para demostrar la hipótesis anterior se implementó una red de monitoreo regional, que es medida con sensores GPS geodésicos empleando un método diferencial, lo que permite alcanzar una precisión del orden de milímetros. Al mismo tiempo se continúa con el monitoreo de la red local.

GET-26 CARTEL

DETERMINACIÓN DE VARIACIONES EN LA DEFORMACIÓN EN ZONAS DE CIZALLA Y PLIEGUES MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL TENSOR DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Vásquez Serrano Alberto, Tolson Jones Gustavo y Fitz Díaz Elisa
Instituto de Geología, UNAM
ramirezalberto41@gmail.com

La existencia de una relación entre el tensor de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) y el tensor de deformación ha sido abordado en la literatura en muchas ocasiones (Borradaile & Johnson, 1972; Borradaile, 1987, 1988, 1991, 1997, 2001, 2010). Experimentos de laboratorio muestran una relación lineal entre los dos tensores (Borradaile, 1988), lo que hace atractivo usar la técnica de ASM para estimar distorsión finita.

La anisotropía de susceptibilidad magnética, depende de varios factores como: el tipo de material o minerales presentes en la roca (diamagnético, paramagnético y ferromagnético); la orientación de dichos minerales y su distribución dentro de la roca, entre otros (Housen & Van der Pluijm, 1990; Luneburg, 1999). Se ha observado que la contribución debido al factor tectónico juega un papel importante en la variación de la ASM en rocas deformadas (Borradaile, 2010).

Un problema frecuente en geología estructural es determinar la variación de la distorsión finita en estructuras como pliegues o fallas, sobre todo donde no hay o son incipientes los indicadores cinemáticos, el uso de la ASM puede ayudar a estimar deformación en estas estructuras siempre y cuando haya presencia de minerales ferromagnéticos (magnetita, hematita) o paramagnéticos (filosilicatos).

En el presente trabajo se pretende explorar la relación existente entre el tensor de ASM y el de distorsión finita en zonas de cizalla y pliegues, para determinar la variación de la deformación en dichas estructuras. El análisis de la ASM requiere de un muestreo sistemático a lo largo de la zona de falla para caracterizar de

manera eficiente la variación del tensor de ASM y por lo tanto obtener buenas estimaciones de distorsión finita, en el caso de los pliegues se tomaron muestras en los flancos y las charnela para ver también la variación de la deformación a lo largo de la estructura. Los análisis se realizaron en dos localidades, una se ubica en el estado de Querétaro dentro Cinturón de pliegues y Cabalgaduras (CPCM), y la otra en el municipio de Valle de Bravo (Estado de México) dentro del Terreno Guerrero. Para el caso de la zona de cizalla se muestrearon 2 fallas, la primera es un falla secundaria de la Cabalgadura de El Doctor en el CPCM y la segunda es una zona de cizalla relacionada a una cabalgadura que yuxtapone un arco volcánico sobre una cuenca (Cuenca de Arperos). En tanto que las muestras del pliegue se tomaron en la Formación Agua Nueva dentro del CPCM. Los resultados obtenidos se alejan de la hipótesis hecha sobre la relación lineal o cuasi-lineal entre los dos tensores, observamos en los análisis realizados tanto en el pliegue como en la zonas de cizallas que la variación en la ASM depende mucho más de la mineralogía magnética presente en la roca, que de la intensidad de la deformación, por lo que es difícil relacionar la intensidad en la susceptibilidad magnética con la cantidad de distorsión.

GET-27 CARTEL

GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA SIERRA SAN JOSÉ DE GRACIA, VERACRUZ, MÉXICO

Gutiérrez Navarro Rodrigo, Miguel Cortés Francisco y Lojero Ochoa Víctor
Facultad de Ingeniería, UNAM
 rodrigo.gutierrezn@gmail.com

La Sierra de San José de Gracia se encuentra sobre la provincia geológica: Plataforma de Córdoba al este de la provincia Cuenca de Zongolica, su orientación es NW-SE con una longitud de 13 km en su eje mayor y un ancho de 4.6 km.

La unidad litológica existente se constituye de calizas fosilíferas karstificadas del Cretácico Superior correspondiente con la Formación Guzmantla.

Con base en la identificación de patrones de drenaje, lineamientos estructurales y ocurrencia de estructuras formadas por la disolución de las calizas, se zonifica y se divide a la sierra en tres sectores: bloque noroeste, bloque sureste y una zona central formada por un graben.

Se propone un modelo geológico basado en el análisis de imágenes satelitales, modelos de elevación digital y trabajo de campo. Así mismo se identifican 3 familias principales de fracturamiento: NW-SE, NE-SW y E-W y se relaciona con la ocurrencia de dolinas y sumideros.

GET-28 CARTEL

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS LECHOS ROJOS EN EL ÁREA DEL CAÑÓN EL ALAMAR EN GALEANA, NUEVO LEÓN

González Iracheta María Rubí, Cossío Torres Tomás,
 De León Barragán Lorena y Barrera Barba Mario
Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL
 rubi_g_j@hotmail.com

Los lechos rojos del cañón Alamar son unidades estratigráficas de tipo continental de edades Triásico-Jurásicas, con un origen durante la separación de Pangea y la subsecuente apertura del Golfo de México.

El origen y edades de estas unidades son los temas mas investigados desde su descubrimiento, la edad es un tema que se discute todavía, en promedio las edades van desde el Triásico Superior (Noriano-Raetiano) esta información variando de acuerdo al autor, hasta el límite del Jurásico Medio-Tardío (Calloviano). En el cañón Alamar las edades han sido consideradas como Carniano, para la base de la secuencia y Calloviano para la parte mas superior, estas edades fueron fechadas por Barboza-Gudiño, 2010.

Dicha unidad es dividida de acuerdo a sus diferencias estratigráficas en dos unidades tradicionales: la parte basal (La Boca) y una superior (La Joya), también Barboza-Gudiño, 2010, define una nueva formación para la zona del alamar (formación Alamar), esto basado en diferencias de edades y características litológicas de las rocas del Alamar comparadas con las otras unidades, sin embargo este punto es de mayor atención para el ramo estratigráfico.

Un tema que es poco discutido y analizado es acerca de la historia tectónica y características estructurales de estas rocas, hasta hoy lo que se conoce es acerca del ambiente extensivo con su respectivo fallamiento normal y la generación de grabenes y horst. Los efectos de la Orogenia Laramide son poco reconocidos, únicamente se reconoce deformación de basamento como un levantamiento de bloques y posible reactivación de fallas, pero aun así los efectos de dicho evento son poco probados.

En la zona de estudio fueron encontradas en gran abundancia fallas de tipo lateral, aparte de las de tipo normal, lo que puede denotar uno o mas eventos diferentes del ambiente extensional puro, sino de un posible ambiente extensional-transtensional.

A lo largo de este proyecto se intentara dar una explicación al origen de esta deformación mediante el procesamiento de datos de falla usando el programa Angelier (1990) para obtener paleotensores de esfuerzos para cada evento. Se generaran modelos donde se explique la secuencia, el tipo y cronología de eventos para este grupo de rocas.

Cita:

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., ZAVALA-MONSAIVAS, A., VENEGAS-RODRIGUEZ, G. y BARAJAS-NIGOCHÉ, L.D.(2010): Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere* 2010.6:621-640.

GET-29 CARTEL

GRANDES DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES NEÓGENOS EN EL TERRITORIO MEXICANO. UNA REVISIÓN.

Martínez Reyes Juventino¹, Rangin Claude², Le Roy Charlotte², Andréani Louis² y Crespy Agnés²

¹Centro de Geociencias, UNAM

²Colegio de Francia

jmr@geociencias.unam.mx

Presentamos una revisión de los trabajos realizados por el Grupo de Geodinámica del Colegio de Francia-Centro de Geociencias de la UNAM sobre la tectónica gravitacional neógena en la República Mexicana.

Los deslizamientos gravitacionales de la plataforma texana son bien conocidos. Son inducidos por una tectónica cortical profunda favorecida por el adelgazamiento de la corteza jurásica del Golfo de México lo que provoca la zona de rifting de la falla Corsair, activa durante el Oligoceno. La extensión que origina se absorbe en parte en la zona de cizallamiento lateral izquierdo de la Falla del Río Bravo.

La tectónica texana se propaga paulatinamente sobre la margen mexicana a través de una zona de cizallamiento lateral derecho, transtensiva al norte y transpresiva al sur, que coincide con la Falla Oriental Mexicana de orientación NNW-SSE, activa durante el Neógeno, emplazada sobre la zona de transición corteza continental/ corteza oceánica del Golfo de México. Esta tectónica cortical profunda desencadena el colapsamiento gravitacional de los sedimentos superficiales.

Al poniente, en tierra, la Mesa Central es afectada por el sistema Tepehuanes-Zimapán del Eoceno tardío/Oligoceno temprano orientada NW-SE. este sistema acomoda un movimiento transtensivo lateral izquierdo contemporáneo al pulso ignimbrítico de 30-27 Ma de la Sierra Madre Occidental. Los grabens NNE-SSW post- 27 Ma que le caracterizan, relacionados comúnmente con la tectónica "Basin and Range", por la dirección ESE de la extensión sugieren una relación con un colapsamiento gravitacional cortical escalonado hacia la margen del Golfo de México.

Al sur, la Cuenca de Veracruz y el macizo volcánico neógeno de Los Tuxtlas son afectados por un gran cizallamiento lateral izquierdo NW-SE, la Falla de Veracruz, que afecta igualmente rocas neógenas en Xalapa y Huachuquingo. La Falla de Veracruz establece la junción entre el sistema transtensivo izquierdo Tula-Chapala que afecta el Cinturón Volcánico Mexicano y los cizallamientos igualmente izquierdos de la Sierra de Chiapas. Esta falla, en tierra, se conjuga con la Falla Oriental Mexicana, en mar. Al SE la cubierta sedimentaria de la Cuenca del Sureste en Tabasco/Campeche se colapsa hacia el Golfo.

La península de Yucatán es perturbada en su parte central por un alto estructural NNE-SSO que culmina a los 400 m de altitud, flanqueado por fallas lístricas NE-SO que provocan el derrumbe de los carbonatos. Esta tectónica de colapsamiento gravitacional neógena (12 Ma) es una consecuencia del movimiento entre el bloque Maya (placa Norteamericana) y el bloque Chortis (placa Caribe).

Los grandes colapsamientos gravitacionales en el territorio mexicano pueden relacionarse con el con el desprendimiento de la placa Norteamericana del bloque Chortis y su incorporación a la placa Caribe, el cual fue acompañado desde el Mioceno inferior por el colapsamiento del arco volcánico paléogeno de la Sierra Madre Occidental debido al súbito retiro de la subducción de la placa Farallón.