

Sesión Regular

# **GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA**

Organizadores:

Mariano Cerca

Rosalva Pérez

José Duque

GET-1

### TECTÓNICA Y GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN EL SECTOR OESTE DEL BLOQUE MICHOACÁN Y LA CUENCA DEL BAJO BALSAS

Morales Gámez Miguel<sup>1</sup>, Corona Chávez Pedro<sup>1</sup> y Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

mglmgsz@gmail.com

La Cuenca del Bajo Balsas (CBB) es una depresión tectónica formada entre el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) y la Sierra Madre del Sur (SMS) y delimita al Bloque Michoacán (BM). La forma de la cuenca está controlada por un sistema de fallas ~ONO-ESE y se asocia en tiempo y espacio con otros sistemas donde sobresalen las fallas ~NE-SO. La CBB es asimétrica con alturas en su depocentro #180msnm y presenta desniveles de ~2000m y ~3600m con la SMS y el CVMG respectivamente. Se presenta un análisis petrológico y morfoestructural de la CBB y se discute su relación espacio-temporal con el vulcanismo asociado al CVMG.

El análisis morfoestructural muestra que el sistema más antiguo fue de naturaleza extensional con una dirección ONO-ESE y es a su vez cortado por un sistema transtensional lateral izquierdo NE-SO, relacionado a la formación del Graben de Peribán-Buenavista (GPB) y con la dislocación de la CBB. Las relaciones a menor escala muestran una evidente reactivación de estos dos grandes sistemas asociados con estructuras menores subparalelas y oblicuas.

La distribución y forma de emplazamiento del vulcanismo varía desde conos cineríticos, volcanes semi-escudo y derrames fisurales, los cuales se han emplazado sobre o en torno al estratovolcán Tancitaro, así como a lo largo de las estructuras de la CBB. El vulcanismo de la región es predominantemente andesítico con una evidente afinidad calciocalina. Sin embargo, se observan importantes variaciones estructurales y texturales que han sido controladas por la actividad tectónica durante los últimos 700 mil años.

Las relaciones entre el vulcanismo y los sistemas estructurales sugieren que tanto la morfología de los volcanes, su composición como su distribución espacial mantienen una estrecha relación con al menos cuatro pulsos magmáticos: i) el más viejo, de tipo extensional, está relacionado con la apertura y subsidencia de la cuenca ONO-ESE y se asocia con un bloque irregular remanente al noroeste de la cuenca que facilitó la construcción casi completa del estratovolcán Tancitaro cuyas edades son #0.7Ma, así como el emplazamiento de volcanes menores en la región central de la CBB; ii) la activación del sistema extensional y transtensional NNE-SSE del GPB está asociado con el emplazamiento de volcanes en semi-escudo alineados con la estructura principal y cuyas edades están restringidas entre 0.5 y 0.6Ma; iii) el tercer pulso con volcanes monogenéticos entre 0.3-0.2Ma, los cuáles están alineados con la reactivación de estructuras miméticas ONO-ESE y NE-SO; iv) el último pulso se refiere a un vulcanismo monogenético entre # 0.1Ma al Reciente está emplazado a lo largo de fallas reactivadas, regionales o locales, en la porción meridional del CVMG (e.g. Paricutin, Jorullo), así como en la base del Tancitaro y en la vertiente norte de la CBB.

La activación del sistema extensional-transtensional de la CBB y su evolución, se relaciona con los procesos de una subducción discontinua a lo largo de la margen continental del Occidente de México, la cual ha dado origen a una serie de eventos tectónicos de apertura, fragmentación continental y a la migración y distribución del vulcanismo.

GET-2

### ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL Y GEOCRONOLÓGICO DE LAS ROCAS DEL SECTOR INTZCUINATYAC-COACOYULILLO, ESTADO DE GUERRERO

Espejo Bautista Guillermo<sup>1</sup>, Hernández Treviño Teodoro<sup>2</sup>, Elías Herrera Mariano<sup>3</sup> y Solari Luigi<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup>Instituto de Geología, UNAM

<sup>4</sup>Centro de Geociencias, UNAM

guillermoespejo@hotmail.com

El sur de México está constituido por numerosos eventos geológicos conjugados cuyas evidencias expuestas constituyen las piezas de un rompecabezas complejo que en este estudio se analizaron por métodos geocronológicos y datos estructurales, así como por relaciones de campo observadas.

De acuerdo al artículo de Campa y Coney (1983), el país está constituido por dieciséis terrenos tectonoestratigráficos, los cuales se distinguen por sus características petrológicas basales, aunque superficialmente pueden compartir historias geológicas. El área estudiada está ubicada en un punto triple donde convergen los terrenos Xolapa, Guerrero y Mixteca y abarca las zonas adyacentes al poblado Coacoyulillo e Intzcuinatoyac al suroeste de la ciudad de Chilpancingo, estado de Guerrero.

El presente estudio se realizó en una región que se encuentra integrada por una serie de eventos geológicos comprendidos por deformaciones regionales de carácter dúctil-frágil de gran magnitud, constituida por rocas miloníticas, así como eventos magmáticos de edades entre 132 y menor a 60 Ma, asociados a una escena tectónica de subducción.

Los eventos magmáticos analizados se encuentran distribuidos geográficamente a lo largo de los ríos El Zapote y el El reparo, y pueden clasificarse en tres pulsos magmáticos distintos, determinados mediante relaciones de campo y datos geocronológicos. Sin embargo, la edad de las deformaciones y eventos de deformacionales se han obtenido mediante acotamientos dispuestos por dos o más eventos magmáticos y/o tectónicos.

El magmatismo más antiguo está representado por intrusivos de composición félsica, que más tarde fueron sometidos a esfuerzos dentro de un régimen dúctil desarrollando texturas miloníticas. Los intrusivos deformados conforman parte de un sector milonítico asociado al contacto tectónico entre el Terreno Xolapa con los Terrenos Mixteca y Guerrero. El sector milonítico puede correlacionarse con otros sectores miloníticos dentro del estado de Guerrero por su actitud estructural dúctil y geocronología, como el de La Venta y el Ocotito. Las áreas miloníticas del estado de Guerrero en conjunto conforman un cinturón que puede asociarse a la falla de Chacalapa en el estado de Oaxaca. Dentro del área de estudio, afloran otros dos pulsos magmáticos constituidos por diques pegmatíticos sin deformación de 60 Ma, y diques gabroico-dioríticos aún más jóvenes.

La configuración estratigráfica de la región, las estructuras expuestas, las edades y las características microscópicas de las rocas estudiadas manifiestan una historia geológica asociada al origen y desarrollo evolutivo del Complejo Xolapa y la Formación Chapolapa; ambas unidades litoestratigráficas tienen un origen ligado a un arco magmático continental. Posteriormente fueron metamorfozadas de acuerdo a su posición cortical, siendo el Complejo Xolapa la unidad con mayor grado metamórfico (facies de anfibolita) y la Formación Chapolapa con menor grado de metamorfismo (facies de esquistos verde). Al mismo tiempo de la etapa metamórfica, se desarrolló una gran falla normal que exhumó al Complejo Xolapa, poniendo en contacto los dos niveles corticales y desarrollando rocas con texturas miloníticas.

GET-3

### ESTUDIO DE LAS ZONAS DE BRECHAS RICAS EN TURMALINA EN EL GRANITO COMANJA, SIERRA DE GUANAJUATO, MÉXICO

Ruiz González Francisco Jesús, Nieto Samaniego Ángel Francisco, Levresse Gilles y Salas Megchún Erik Fabián

Centro de Geociencias, UNAM

fjruiz@geociencias.unam.mx

El Granito Comanja es un cuerpo granítico de dimensiones batolíticas que se extiende desde Comanja de Corona (Jalisco), hasta El Mineral de la Luz, en el distrito minero de Guanajuato. En el núcleo de la Sierra de Guanajuato se tienen afloramientos con dirección NW-SE, paralela al Sistema de Fallas de El Bajío. El Granito Comanja es una roca leucocrática, de textura fanerítica, compuesta de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y biotita. Botero (2011) obtuvo una edad en circón 206Pb/238U media ponderada de 51.7 ± 2.0/-0.8 Ma para afloramientos cercanos a Comanja de Corona, Jalisco.

El presente estudio se realizó en la región de Duarte, Guanajuato. En este lugar se observó que las fallas tienen dirección preferente NW-SE, lo que coincide con el rumbo del sistema de Fallas El Bajío.

Se identificaron rocas ricas en turmalina. Estas rocas se pueden dividir en: vetas de turmalina, brechas de turmalina y rocas de cuarzo y turmalina.

El análisis petrográfico permite identificar tres generaciones de turmalina que se diferencian por sus propiedades ópticas y edades relativas. Las turmalinas más antiguas se presentan como cristales de anhedrales a subhedrales, con textura hipidiomórfica, que forman la masa o matriz de las vetas y que comúnmente están afectadas por deformación cataclástica; presentan un color característico café rojizo a crema. Hay una segunda generación formada de turmalinas de colores café oscuro o azul, con hábito acicular, de euhedrales a subhedrales, que se desarrollan a lo largo de las fracturas y comúnmente crecen en los márgenes de cristales de cuarzo o de fragmentos del granito. La generación más joven son turmalinas prismáticas y aciculares, euhedrales, de colores azul claro y rosa, que crecen sobre cristales de cuarzo o fragmentos de granito y no presentan fracturamiento ni cataclasis.

Se identificaron varias etapas de deformación en las rocas estudiadas. Una primera etapa de deformación del granito ocurrió por hidrofracturamiento que produjo brechas y fracturas en donde los fluidos ricos en Boro se introdujeron para dar lugar a la cristalización de turmalinas en vetas. La segunda deformación produjo estructuras de cizalla simple a lo largo de las vetas y brechas; hay estructuras de deformación dúctil como "estructuras delta", listones de cuarzo y zonas de recristalización, a ellas se sobreponen estructuras de la transición frágil dúctil, como son cataclasis y bandas muy delgadas de pseudotaquilita. La tercera etapa de deformación está representada por estructuras meramente del régimen frágil que son fracturas y fallas.

Este conjunto de estructuras es muy consistente con lo esperado durante un proceso de exhumación, pasando de profundidades de la transición frágil-dúctil, hasta llegar a la superficie.

GET-4

#### CRUSTAL STRUCTURE AT NORTHERN TEHUACAN VALLEY (MEXICO): THE CALTEPEC AND OAXACA FAULTS. A MT STUDY.

Campos Enriquez Oscar<sup>1</sup>, Unsworth Martyn<sup>2</sup>, Keppie Duncan<sup>3</sup>,  
Hernández García Arturo<sup>4</sup>, Pita Carlos<sup>4</sup> y Arango Galván Claudia<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>2</sup>University of Alberta, Canada

<sup>3</sup>Instituto de Geología, UNAM

<sup>4</sup>Geotem Ingeniería, S.A. de C.V.

ocampos@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

To study the Oaxaca Fault in the Tehuacan Valley, and the parallel Caltepec Fault, 21 MT soundings were obtained along two parallel NE-SW profiles. Profile A comprising 12 MT soundings, was located 10 km to the N of the type site of the Caltepec Fault, to study the northern continuation of the rocks involved in this fault. The profile runs 5 km to the NE of Cosoltepec (on the Mixteca terrane) up to the Mazateca Range (Juárez terrane) close to the area where the Chivillas Formation outcrops. Profile B is located 10 km to south. It covers the Tehuacan depression (to the E of Santa Lucia Fault) and runs up to the Mazateca range

The electrical resistivity distribution along profile A indicates that the Caltepec Fault and involved rocks continue a depth. Beneath sites 03 and 14, there is sub-vertical resistivity anomaly, that rises from lower crust level (more than 20 km) up to a depth of 5 km, where it connects to shallower resistivity anomalies to the E and to the W. This elongated anomaly, about 10 km thick, correlates with the Caltepec complex. The eastern shallow branch resistivity anomaly correlates with the northwestern prolongation of granite outcrops (that would pass between site 05 and 15). About 5 km to the NW of MT sites 01 and 02 a granite is also mapped. Because of these correlations, we interpret it as the signature of the Cozahuico granite that is welding the Mixteco (to the W) with the Oaxaca (to the E) terranes. The Santa-Lucia-San Francisco Fault System delimits the shallow, eastern granite body. The limits of these anomalies correlate with mapped faults. A vertical resistivity discontinuity puts in contact the western granulitic crust with the Tehuacan depression. The contact between the Oaxaca and the Juárez terranes is featured by a very conductive anomaly. It is interpreted as the signature of the mylonitic belt that disappeared some 20 to the S. The Chivillas Formation might also be contributing to the anomaly. All these elongated anomalies indicate suture zones (i.e. a strong transpression regime).

Along the southern profile, the upper lower crust is resistive. The upper crust to both sides of the Tehuacan Valley is of a conductive nature. Here we do not observe the sub-vertical elongated resistive anomalies that were imaged on profile A. This difference indicates, the existence of an E-W to NE-SW discontinuity. Several elements support its existence: the southern profile is collateral of the granitic rocks outcrops of the Caltepec Fault. At the western portion, of the northern profile, the trace of the Caltepec Fault Complex disappeared. The mylonitic belt disappeared just to the SE of profile B. This profile is close to southern tip of segment C of the Oaxaca Fault. Gravity also supports such a discontinuity. This profile supports the presence of a mylonitic body at depth putting into contact the Oaxaca with the Juárez terranes to the W. A change of tectonic regime could also be associated

GET-5

#### ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA SIERRA PLOMOSA, CHIHUAHUA

Barboza Gudiño José Rafael<sup>1</sup>, Torres Hernández  
José Ramón<sup>2</sup> y Villasuso Martínez Roberto<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geología, UASLP

<sup>2</sup>Universidad Autónoma de San Luis Potosí

<sup>3</sup>Exploraciones Mineras Peñoles, S.A de C.V

rbarboza@uaslp.mx

La Sierra Plomosa está situada aproximadamente 95 km al este de la ciudad de Chihuahua y a igual distancia al suroeste de la ciudad fronteriza de Ojinaga. La Sierra Plomosa forma la parte central de un área levantada de orientación norte-noroeste que abarca desde Placer de Guadalupe al norte, hasta la sierra o cerro El Carrizalillo al sur. A lo largo de este bloque elevado, quedan expuestas rocas pertenecientes a un basamento cristalino precámbrico, rocas del Paleozoico inferior pertenecientes a la plataforma sur de Laurencia y rocas clásticas y volcánicas del Paleozoico superior al Mesozoico inferior. Las estructuras principales en el área consideramos que son pliegues y cabalgaduras que se observan a lo largo de la sierra, con una orientación norte-noroeste y vigencia o transporte tectónico hacia el oeste-suroeste, siendo su edad necesariamente pre-Pérmico Superior, dada la ocurrencia de una prominente discordancia erosional y angular entre los estratos fuertemente deformados de edad pre-Pérmico Superior los depósitos

clásticos y volcánicoclásticos menos deformado del Pérmico Superior que han arrojado poblaciones de circones detríticos de 2710, 2349, 1980-2064, 1620-1632, 2240-1340, 895-1230, 530-550, 370-430 y 230-291. Todas las rocas paleozoicas incluidas las del Pérmico Superior y posible Triásico, son sobreyacidas de manera discordante por rocas clásticas y volcánicoclásticas de origen continental a marino somero del Jurásico que contienen poblaciones de circones detríticos de 2670-2700, 1370-1566, 920-1275, 772-825, 344-516 y 193-264 Ma con un círculo de 188.6 ± 2.5 Ma como indicativo de la edad máxima del depósito. Hacia arriba la misma sucesión también incluye un derrame riolítico del Jurásico temprano, que arrojó una edad de 182 ± 2.4 Ma. La base de la sucesión del Jurásico es una discordancia erosional reconocida en toda la región, marcada por el depósito de conglomerados que pasan a capas de areniscas y calizas con fauna marina, frecuentemente de grandes bivalvos y algunos amonites. Las capas de caliza se observan marmolizadas, especialmente en la zona de la mina Plomosas, en donde tanto el metamorfismo de estas calizas como la presencia de cuerpos estratoligados de mineral de plomo y zinc, parecen estar relacionados a corrimientos y a una cabalgadura de orientación noroeste y transporte tectónico hacia el oeste, que coloca areniscas y limolitas muy craqueladas del Pérmico sobre las rocas del Jurásico Superior. Esta cabalgadura parece estar relacionada a transpresión asociada a un fallamiento transcurrente a lo largo del denominado lineamiento Plomosas, una cizalla del basamento, con desplazamiento lateral izquierdo cuya traza regional se ubica a lo largo del frente oriental del levantamiento de la Sierra Plomosa. Finalmente hacia el sur, en la Sierra de Santo Domingo, de orientación noreste, ocurre el cabalgamiento de calizas del Carbonífero y Pérmico, sobre rocas del Jurásico. Esta cabalgadura, además corta a un dique riolítico de 30 Ma, lo que la hace una estructura laramídica tardía o posiblemente relacionada al empuje del levantamiento dómico con exposición de rocas precámbricas, del cerro Carrizalillo, al sur y posible transpresión a lo largo del lineamiento conocido como Delicias-Mulato o Alamitos, considerado la margen sur del cratón de Norteamérica.

GET-6

#### SOFTWARE PARA DETERMINAR EL DESPLAZAMIENTO REAL DE UNA FALLA

Nieto Samaniego Ángel Francisco<sup>1</sup>, Nieto Fuentes  
Ricardo<sup>2</sup>, Xu Shunshan<sup>1</sup> y Alaniz Álvarez Susana Alicia<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup>Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada, UNAM

añs@geociencias.unam.mx

El desplazamiento real de una falla es uno de sus parámetros más importantes, pero muy pocas veces es posible observarlo directamente. Lo más común es lograr observar desplazamientos aparentes de marcadores afectados por la falla, esos desplazamientos se denominan "separaciones". Aunque es posible determinar el desplazamiento real de una falla conociendo la orientación y separación de los marcadores, dicho desplazamiento no se calcula de manera habitual en los trabajos de campo. En la literatura especializada, solamente encontramos una solución general para calcular el desplazamiento real de una falla (Yamada, E., y Sakaguchi, K., 1995, Journal of Structural Geology, v. 17, 1065-1070), en donde los datos de entrada son orientaciones de los planos (rumbo y echado) y el pitch de la estría de falla. Otra solución fue publicada por nuestro grupo de trabajo, en donde se usan como datos de entrada ángulos pitch y el echado del plano de falla; nosotros pensamos que en mediciones de pitch se introduce un error menor que en los rumbos medidos con brújula. Además de estas dos publicaciones, encontramos numerosos métodos para calcular el desplazamiento real de casos particulares, los cuales se encuentran dispersos en muy diversas fuentes, como libros de texto, artículos científicos, apuntes escolares, etc. Todo esto hace que la determinación del desplazamiento real de las fallas sea un trabajo difícil y tedioso, que no se realiza de manera rutinaria. Para solucionar esto presentamos el freeware denominado TruDisp, el cual calcula el desplazamiento real a partir del echado del plano de falla y los ángulos pitch del marcador, la estría de falla y la línea de observación. El programa está escrito en JavaSE 6.0 con el fin de que corra en cualquier sistema operativo, basta que tenga instalada la VM de Java. La aplicación contiene ayudas gráficas para facilitar la identificación de los datos que se ingresan y los resultados del cálculo. Hay dos casos especiales en los que no se puede calcular el desplazamiento neto, uno de ellos es cuando el pitch del marcador es igual al pitch de la línea de observación ("línea nula") y el otro cuando el pitch del marcador es el mismo que el de la estría de falla. Además de no poder calcularse el desplazamiento en esos casos, conforme el ángulo pitch del marcador se aproxima a la estría de falla, o a la línea nula, pequeños errores de medición se convierten en errores muy grandes en el resultado del cálculo. Por esta razón, la aplicación despliega ventanas emergentes de advertencia cuando la línea del marcador se aproxima a menos de 10° de la línea nula y a menos de 20° de la estría de falla. Nosotros recomendamos no realizar cálculos dentro de esos valores.

GET-7

### EXTENSIÓN OLIGOCENO TARDÍO-MIOCENO MEDIO EN LA PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Ferrari Luca<sup>1</sup>, Duque Trujillo José<sup>2</sup>, López Martínez Margarita<sup>3</sup>, Orozco Esquivel Teresa<sup>1</sup>, Bryan Scott<sup>4</sup>, Lonsdale Peter<sup>5</sup> y Piñero Lajas Doris<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

<sup>3</sup>División de Ciencias de la Tierra, CICESE

<sup>4</sup>Queensland University of Technology, Brisbane, Australia

<sup>5</sup>Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego, California  
luca@geociencias.unam.mx

A pesar de que la extensión Basin and Range afectó una gran parte de México desde el Eoceno todos los autores coinciden en que el proceso de rifting que dio origen al Golfo de California (la llamada Provincia Extensional del Golfo, PEG) empezó solamente al término de la subducción de las microplacas Guadalupe y Magdalena a los 14-12.5 Ma. En los últimos 6 años hemos estudiado la geología de la mitad sur del Golfo de California, tanto en las márgenes continentales de Nayarit, Sinaloa y Baja California, como en los bloques continentales sumergidos. Por medio del fechamiento sistemático (mas de 100 edades U-Pb y Ar-Ar) de las unidades ígneas pre-, sin- y post-rift hemos podido documentar que la extensión empezó desde mucho antes del cese de la subducción en una parte importante de la PEG. La mitad occidental de la SMO en Nayarit y Sinaloa, está afectada por sistemas de fallas extensionales del Oligoceno tardío a Mioceno temprano con dirección de ~N-S a NNO. Esta fase extensional es claramente identificada por una discordancia angular importante (hasta 35°) entre las ignimbritas del Oligoceno (~32-29 Ma) y las del Mioceno temprano (~24-18 Ma) que cubren la parte sur de la SMO. Entre ~18 y 11 Ma la extensión se concentró hacia la costa con la formación de una franja de dirección NNO de graben y semigraben que son rellenados por un volcanismo bimodal (domos rióliticos y lavas basálticas) intercalado con conglomerados. Esta franja de cuencas extensionales se conecta con la que ha sido documentada en Sonora donde se deposita la Fm. Baucarit. En los bloques continentales sumergidos de la parte sur del Golfo y en algunas de las islas de la margen de Baja California plutones Mioceno temprano y medio de composición de granítica a diorítica intrusivan a los granitos de Cretácico tardío – Paleoceno expuestos en el batolito peninsular y en el de Sinaloa y Puerto Vallarta. La pequeña diferencia de las edades de intrusión en circones con las edades de enfriamiento en biotita, hornblenda y feldespató, aunada a la textura mas fina de estos granitoides sugiere un emplazamiento somero y una exhumación rápida, producto de la tectónica extensional que estaba afectando ya la región del Golfo en el Mioceno inferior y medio. A lo largo de toda la margen oriental del Golfo se encuentran lavas basálticas horizontales fechadas a ~11-10 Ma y emplazadas casi a nivel del mar. En esta región costera el espesor de la corteza varía entre 22 y 18 km, casi la mitad que en núcleo central no extendido de la SMO, lo que implica que un adelgazamiento importante de la litosfera ocurrió antes de los ~11 Ma. Nuestro modelo implica que Baja California empezó a separarse de México continental hacia el WNW desde ~29 Ma con una tasa de entre 7.7 a 8.3 mm/año hasta los ~12.5 Ma, cuando la progresiva interacción con la placa del Pacífico dio inicio a la deformación transtensional derecha que continúa hasta la fecha.

GET-8

### NEOGENE EVOLUTION OF THE EASTERN MARGIN OF GULF OF CALIFORNIA, SONORA, MEXICO: INSIGHTS FROM LOW-TEMPERATURE THERMOCHRONOLOGY

Lugo Zazueta Raul Ernesto<sup>1,2</sup>, Kohn Barry<sup>3</sup>, Gleadow Andrew<sup>3</sup> y Calmus Thierry<sup>4</sup>

<sup>1</sup>School of Earth Sciences, The University of Melbourne

<sup>2</sup>Instituto de Geología, UNAM

<sup>3</sup>The University of Melbourne

<sup>4</sup>Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, UNAM  
relugoz@gmail.com

Thinning of the lithosphere due to rifting can lead to continental crust break-up followed by the generation of new oceanic crust. The western part of Sonora experienced the early stages of Neogene rifting related to Gulf of California extension, where the Baja California peninsula was originally part of the North America Plate, and a subsequent change in tectonic plate motion transferred this peninsula as a new microplate from the continent to now being part of the Pacific Plate. The early evolution of this transform margin is poorly constrained. It has been proposed that the early plate motion was accommodated in an early stage known as 'proto-Gulf' which started at ~12-6 Ma. The Pacific Plate motion relative to the North America Plate then was accommodated by a series of transform faults and spreading centers located in the Gulf which has started at ~6 Ma. Recent studies from the Baja California margin suggest that Gulf related extension started at ~9 Ma.

Samples collected along the coastal Sonora region were analyzed by the apatite fission-track technique, and (U-Th)/He thermochronometry on zircon and apatite were analyzed for selected samples. With these techniques covering a range of

temperature sensitivities from ~200Å° to ~40Å°C was obtained for elucidating the cooling history of those samples.

The available geochemistry and geochronology data from the region and the thermochronology data from this study suggest a possible presence of a transitional region between Basin and Range (which started during the Oligocene) and Gulf of California extensional phases. This region extends from the coast near Guaymas and Empalme to the north in Hermosillo region, and displays characteristic rapid cooling from ~13 to ~8 Ma that is assumed to be related to previously described E-W extension, and predominantly tholeiitic volcanism, dated between 10.3 to 8.5 Ma, located on the flanks of the Empalme Graben.

In the Kino and northern coastal region of Sonora, the structural features, previously dated volcanic units, and the thermal history models obtained from the thermochronological analysis indicate an episode of relatively rapid cooling between ~7 to ~5 Ma, which is associated with NW-SE transtensional deformation derived from the Gulf of California extension. Volcanism dated previously in the Kino region and fault kinematic analysis indicated a similar age of ~7 Ma for fault activation. The similarity in age between volcanism and cooling history may constrain the timing for onset of Gulf extension for the region extending from Kino up to at least Punta Tepoca. Plate motion is suggested has transferred to the Tiburon transform system at ~6 Ma and remained active until ~3 Ma. Then, the plate motion was accommodated by the Ballenas transform fault system from ~3 Ma.

GET-9

### EL PERFIL BAJA SUR – ISLAS MARIÁS – SINALOA: EVIDENCIAS DE UNA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA COMÚN Y DE DISTANCIAS DE DESPLAZAMIENTOS

Schaaf Peter<sup>1</sup>, Hernández Treviño Teodoro<sup>1</sup>, Pérez Venzor José Antonio<sup>2</sup>, Pompa Mera Valerie<sup>1</sup>, Arrieta Gerardo<sup>1</sup>, Villanueva Lascurain Daniel<sup>1</sup>, Solís Pichardo Gabriela<sup>3</sup> y Weber Bodo<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>2</sup>Departamento de Geología Marina, Universidad Autónoma de Baja California Sur

<sup>3</sup>Instituto de Geología, UNAM

<sup>4</sup>División de Ciencias de la Tierra, CICESE

pschaaf@geofisica.unam.mx

La provincia extensional del Golfo de California sigue siendo tema de discusiones y controversias multidisciplinarias. Su existencia es el resultado de un fallamiento (Mioceno tardío – Plioceno) y de un magmatismo (p.ej. Comodú) relacionados a movimientos entre los límites de las Placas del Pacífico y de Norte América. Fallamientos transtensionales causaron un rifting oblicuo, moviendo Baja California en el sentido de las manecillas del reloj con dirección al NW con respecto a la Cordillera durante los últimos 12 Ma. Para el mejor entendimiento de estos procesos y para reconstruir las distancias de los movimientos, una retrospectiva geológica es útil. En este trabajo presentamos un perfil litológico y geocronológico en forma de un V, iniciando en el Bloque de Los Cabos, siguiendo por las Islas Mariás y terminando en la región de Mazatlán, Sinaloa. Las tres localidades tienen rocas plutónicas con edades alrededor de 80 Ma y con firmas isotópicas de Sr y Nd muy similares. El basamento de las tres localidades consiste de ortogneises con edades del protolito entre 160 y 170 Ma, los cuales están cubiertos con esquistos y paragneises con abundantes poblaciones de zircones detríticos con picos de aproximadamente 260, 520 y 1000 Ma. Afloramientos similares de calcosilicatos se encuentran en el Bloque de los Cabos y en la Isla María Madre. Areniscas y lutitas de las Islas Mariás forman dos grupos: uno con edades mínimas de zircones alrededor de 80 Ma, otro con edades alrededor de 20 Ma. Los datos micropaleontológicos de estos sedimentos documentan repetidos procesos de subsidencia y levantamiento sobre el nivel del mar, relacionados con la apertura del Golfo de California. En la Isla María Magdalena, la secuencia de las areniscas se observa intrusada por gabros en forma de sills con gabros con composiciones químicas e isotópicas parecidas a MORB y con edades inferidas < 21 Ma. Las obvias similitudes litológicas y geocronológicas entre las rocas de las Islas Mariás y del Bloque de Los Cabos constituyen firmes evidencias para una consanguinidad magmática y evolución metamórfica común de ambas localidades. De esta manera se confirma un desplazamiento de Baja California Sur por 400-450 km al NW. Para distancias aún más largas faltan pruebas geológicas y paleomagnéticas. Sin embargo, los intrusivos del Bloque de los Cabos pertenecen al cinturón batolítico cordillerano (tipo Peninsular Ranges) con una extensión al sur hasta Jalisco y con firmas litológicas, geoquímicas y geocronológicas muy similares.

GET-10

**¿CÓMO LLEGARON LAS ISLAS MARIAS AL LUGAR EN DONDE ESTÁN?**

Álvarez Béjar Román

*Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, UNAM*  
roman.alvarez@iimas.unam.mx

Varias reconstrucciones palinospásticas colocan a la península de Baja California (BC), antes de su separación del continente, sobre el lugar en que se encuentran las Islas Marias (IM) sin proporcionar una justificación para ello. Aquí propongo una trayectoria de desplazamiento de las islas que abarca el periodo de 7.90 Ma (Crono 4n.2) a 5.12 Ma (Crono 3n.4) basada en la posición reconstruida que tenía la paleo-trinchera de Guadalupe hasta el inicio de ese periodo. La reconstrucción requiere la continuidad de la presente trinchera Mesoamericana hacia el NW a partir de 19.35°N en una curva suave (2° orden). Una vez que se tiene esta referencia se ajusta la posición de BC de tal forma que la trinchera abandonada coincida con la paleo-trinchera, tan al sur como lo permita la proximidad del límite continental de la península al continente, sin sobreponerse a él. Supongo que la separación de BC se inicia en 7.90 Ma y propongo la existencia de un canal llamado Tosco-Abreojos-Banderas, que unía la terminación de la falla Tosco-Abreojos con la proto-Bahía de Banderas. La posición inicial de las Islas Marias se ubicaría al sur de este canal, mientras que al norte quedaría la península. Esto es, las IM se encontraban próximas a dicho canal y al final de la porción activa de la trinchera; de hecho, formaban parte de la plataforma continental y estaban sumergidas. Al iniciarse el desplazamiento de la trinchera hacia el NW la trinchera activa embestía a la plataforma continental y por consiguiente a la zona que formarían las IM subsecuentemente. Esta acción va generando fallas transcurrentes, perpendiculares a la trinchera activa, progresivamente hacia el SW. Ese mismo empuje va destruyendo el canal T-A-B en las zonas desplazadas hacia el NE. En una secuencia a diferentes tiempos (7.90, 6.73, 6.00 y 5.12 Ma) analizo el avance y fragmentación de la trinchera activa, las posiciones de BC, de la Cordillera del Pacífico Este, del canal T-A-B y del Crono 5n.2 (9.92 Ma) que es el más antiguo registrado en la placa de Rivera. Una comparación entre los perfiles topográficos en la región de la trinchera abandonada (Magdalena) y en la de las IM sugiere que éstas han emergido a consecuencia del empuje de la placa en subducción. Un mapa de la situación actual permite identificar las fallas transcurrentes arriba mencionadas con varias fallas que han sido identificadas en Bahía de Banderas y sus alrededores, cuyas prolongaciones hacia la plataforma marina se sustentan en análisis de la topografía costa afuera. Se infieren asimismo fallas semejantes entre la costa de Nayarit y las IM que están siendo analizadas con gravimetría y aeromagnetometría. Más información: (<http://www.scrip.org/journal/ijg>) June, 2013, doi:10.4236/ijg.2013.44070.

GET-11

**EVIDENCIAS PALEOMAGNÉTICAS SOBRE LA POSICIÓN ESTABLE DE LOS PLUTONES CRETÁICOS EN LA MARGEN SUROESTE DEL CINTURÓN BATOLÍTICO PENINSULAR (28.3-28.8°N)**Torres Carrillo Xóchitl Guadalupe<sup>1</sup>, Delgado Argote Luis Alberto<sup>1</sup>, Böhnell Harald<sup>2</sup>, Molina Garza Roberto Stanley<sup>2</sup> y Avilés Serrano Porfirio<sup>1</sup><sup>1</sup>División de Ciencias de la Tierra, CICESE<sup>2</sup>Centro de Geociencias, UNAM

xtorres@cicese.edu.mx

Reportamos datos paleomagnéticos y estructurales de cinco plutones Cretácicos de la margen suroeste del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). Con excepción del plutón de Punta Prieta en la costa del Pacífico, que intrusión a la Fm. Alisitos (Aptiano), en el resto de la región de estudio de 4,000 km<sup>2</sup>, intrusionan a una secuencia de lavas y rocas clásticas y volcánicas de un arco Jurásico-Cretácico. Los intrusivos están incluidos en un área dividida en tres zonas de acuerdo con la concentración relativa de óxidos de Fe-Ti (análisis con MEB) y la respuesta aeromagnética de 14 plutones. La Zona Oeste (ZO) contiene magnetita (Mt) y titanomagnetita (Tmt) con exsoluciones de ilmenita (Ilm) en plutones que varían de gabro a tonalita (intensidades magnéticas varían entre 1,400 y -1,400 nT); la Zona Centro (ZC) contiene Mt y titanita (Tn) en plutones cuarzoalbiticos a granodioríticos con valores de intensidad magnética negativos definiendo contornos orientados 325°; los plutones de la Zona Este (ZE) son tonalíticos ricos en Ilm. El plutón Compostela está emplazado en los límites de la ZC y la ZE entre una corteza del arco volcánico Jurásico al oeste y una continental Paleozoica en el este. Típicamente la secuencia Jurásica, en facies de esquistos verdes, está foliada y basculada >60° hacia el este, rasgo que favorece el emplazamiento de los plutones de finales del Cretácico Temprano relacionados con Alisitos. Los patrones de foliación magmática son casi paralelos a la deformación de la roca encajonante. Las soluciones cinemáticas de cizallas en los intrusivos y rocas encajonantes sugieren transpresión dextral y emplazamiento de magma en el Cretácico sincrónico. Tres plutones de la ZO y dos de la ZC a lo largo de una sección N70°W de >70 km se compara con la sección de 60 km paralela a la anterior entre San Telmo y San Pedro Mártir (ST-SPM) localizada en 30-31°N. Los paleopolos de los cinco plutones estudiados tienen un valor medio de 345/47 (#95=12.7) que es concordante con el polo de referencia de Norteamérica; sus

intervalos de confianza (IC) se traslapan con los de los plutones del sector oeste de ST-SPM antes de la formación del Golfo de California.

En contraste con los plutones rotados en sentido horario de El Potrero y San José en la zona del Main Mártir Thrust (31°N), los plutones de la ZC (Rinconada y Compostela) del sur del CBP, que están emplazados en una zona deformada por compresión, se han mantenido estables, sin rotación tectónica perceptible. Se concluye que la deformación cretácica registrada en los plutones emplazados en la zona de convergencia de 30-31°N referida por autores como Johnson et al (1999) que es debida a la colisión del arco Alisitos contra el margen de Norteamérica, no se refleja en la zona sur de CBP en donde ambas cortezas también están presentes. La deformación principal en rocas prebatolíticas debió ocurrir poco después de 132 Ma, que es la edad mínima de los depósitos volcánicoclásticos intraarco intrusados por los plutones del sur del CBP.

Johnson et al., 1999, *Geology* 27, p. 743-746.

GET-12

**ANÁLISIS DE LAS ANOMALÍAS DE MANTO-BOUGUER DE LA LITOSFERA OCEÁNICA AL OCCIDENTE DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA**Pérez González Elizabeth Andromeda<sup>1</sup>, Mortera Gutiérrez Carlos Angel<sup>2</sup>, Bandy William L.<sup>2</sup>, Michaud Francois<sup>3</sup> y Pérez Calderón Daniel Armando<sup>1</sup><sup>1</sup>Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>3</sup>Geoazur, UMR7329, France

andromeda@geofisica.unam.mx

Evidencias geológicas indican que entre los 25 y 12 Ma a lo largo del margen al oeste de la península de Baja California, la dorsal Pacífico-Farallón y la zona de subducción entre las placas de Farallón y Norte América entraron en contacto, lo que dio como resultado que la placa Farallón se rompiera en dos placas oceánicas, Magdalena y Guadalupe, y en consecuencia ~ 12 Ma, la subducción cesa al oeste de la península y origina el movimiento transcurrente entre las placas Pacífico y Norte América, modificándose la configuración de los límites de placa al occidente de la Península de California. Como resultado de esta reorganización tectónica, una serie de segmentos de dorsales de menores dimensiones estuvieron activas con cambiantes orientaciones entre ellas, produciendo fallas transformantes que se acomodaron a estos cambios y además generaron grandes complejos volcánicos, cuencas y escarpes abruptos.

El objetivo de calcular las anomalías de Manto-Bouguer es para determinar las variaciones de la densidad en la parte superior de la litosfera oceánica al occidente de la Península de Baja California, utilizando datos de gravedad marina y batimetría multihaz registrados durante la campaña oceanográfica, FAMEX 2002 a bordo del barco de investigación Francés, N/O L'Atalante. Estos datos de gravedad y batimetría multihaz son reducidos para obtener los valores de las anomalías gravimétricas de Aire Libre y Manto-Bouguer. Subsecuentemente, los valores de la anomalía Manto-Bouguer son utilizados para determinar las variaciones de la densidad en la parte superior de la litosfera oceánica en esta región. Para la modelación de estas anomalías gravimétricas se utilizó el programa computacional de Parker [1973] para calcular los valores de gravedad asociados a las variaciones de las densidades en las capas de la corteza y manto superior en la litosfera oceánica. La forma irregular del levantamiento marino de la prospección gravimétrica influyó en agrupar para los valores de gravedad en tres regiones al occidente de la fosa de la extinta zona de subducción, que colinda con la Península.

Los resultados obtenidos de la modelación de las anomalías de Manto-Bouguer indican que estas anomalías están asociadas a los intrusivos de las cámaras magmáticas de los segmentos de las dorsales que formaron parte del límite divergente entre las placas de Pacífico y Farallón, y que su distribución geométrica tiene una gran similitud al relieve batimétrico del piso oceánico que fue cartografiado durante la Campaña FAMEX. Otros seis mas propagadores de esparcimiento oceánico son identificados, los cuales no habían sido observados en las primeras publicaciones de los resultados de FAMEX. Estas estructuras en el relieve batimétrico y su correlación con la anomalía de Manto-Bouguer sustentan la presencia de zonas de alta densidad entre la corteza y manto superior, como el resultado de los acomodamientos tectónicos entre las placas del Pacífico, Magdalena y Guadalupe.

GET-13

### EXAMINACIÓN DE LOS LÍMITES DE PLACAS EN EL MARGEN OCCIDENTAL DEL PACÍFICO MEXICANO

Mortera Gutiérrez Carlos Angel<sup>1</sup>, Bandy William L.<sup>1</sup>, Suárez Reynoso Gerardo<sup>1</sup>, Ortega Ramírez José<sup>2</sup> y Millan Motolinia Carmen<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>2</sup>Laboratorio de Geofísica, INAH

<sup>3</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM  
cmortera@geofisica.unam.mx

La cinemática de las placas oceánicas del Pacífico (PAC), Rivera (RIV) y Cocos (COC) tienen un impacto significativo en los procesos de subducción y sismicidad en el margen occidental del Pacífico Mexicano. Segmentos de los límites de placas entre PAC, RIV, COC, Norte América (NAM) y Caribe (CAB) en el margen occidental de México carecen de definición. De norte a sur: el sistema de rift-transformada en el Golfo de California ha sido considerado como parte del límite entre las placas PAC y NAM. Sin embargo, resultados de FAMEX en 2002 muestran que la falla Tosco-Abrejos en el margen occidental de Baja California está activo. Entonces podría considerarse esta estructura como parte del límite entre las placas PAC y NAM. La esquina norte de RIV que incluye la cuenca de Mazatlán, la dispersión en la sismicidad registrada entre Fractura de Tamayo y Islas Mariás restringe la caracterización del límite entre RIV y NAM. Algunos autores han propuesto que Fractura de Tamayo y el escarpe de I. Mariás forma parte del límite entre RIV y NAM. Revisiones recientes por otros han propuesto que es un lineamiento geomorfológico que se extiende desde 23N en la dorsal Rivera Rise al escarpe de I. Mariás. Pero la sismicidad no sustenta esta propuesta. Además esto implicaría que la litosfera oceánica en la cuenca de Mazatlán es parte de NAM. Otras reflexiones son que el límite entre RIV y NAM pudiera ser difuso al norte del archipiélago de I. Mariás o que la zona de subducción MAT se extiende hasta I. Mariás. En el caso del límite de placa en la esquina SE de RIV tampoco está definido morfológicamente ni sísmicamente, frente a Colima. Unos han propuesto que esta zona es un límite difuso entre RIV y COC, producto de un movimiento transcurrente de NW a SW. Otros han sugerido que este límite se extiende desde el Graben El Gordo (GEG) en la fosa de MAT, a la punta norte de la dorsal oceánica EPR. Recientes reconocimientos magnéticos y batimétricos multihaz indican que este límite posiblemente está segmentado como una estructura en échelon, orientada E-W al norte de GEG. Claramente estas hipótesis sobre el límite de RIV y COC muestran que su configuración no está claramente delineada, ni morfológicamente ni sísmicamente. Al sur, la unión triple de los límites entre COC, NAM y CAB es otro caso que está pobremente definido sísmicamente o morfológicamente en el sector marino. Tradicionalmente, el punto triple de las placas COC, NAM y CAB ha sido posicionado donde la fosa de MAT presenta una curva y la Dorsal de Tehuantepec (DT) colisiona, pero hay muy pocos datos geofísicos marinos que sustenten esta extensión del límite hasta el punto entre MAT y DT. Los registros de la sismicidad fuera de la costa marcan una amplia zona frente a la costa de Chiapas y Guatemala y no muestra una clara asociación a la posible extensión marina de la falla de Polochic-Motagua en el margen de México.

GET-14

### ESTUDIO GEOFÍSICO DEL RELIEVE DEL LECHO MARINO EN EL POLÍGONO ORIENTAL DEL GOLFO DE MÉXICO

Valle Hernández Sandra<sup>1</sup>, Mortera Gutiérrez Carlos Angel<sup>2</sup>, Escobar Briones Elva<sup>3</sup>, Bandy William L.<sup>2</sup>, Pérez Calderón Daniel Armando<sup>1</sup> y Ponce Núñez Francisco<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup>Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM  
sandrav@geofisica.unam.mx

La importancia de este trabajo es reconocer el relieve del lecho marino del polígono oriental en el Golfo de México y la influencia que tiene el abanico del Mississippi dentro del polígono. El Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, realizó dos campañas oceanográficas, abordó del B/O Justo Sierra, la primera de esta en el 2008 (SIGSBEE-11) y la segunda en el 2010 (SIGSBEE-13). Las campañas realizaron levantamientos batimétricos multihaz, perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución y registros continuos de datos magnéticos marinos del campo total.

Para el levantamiento batimétrico se operó con un ecosonda multihaz EM300 de Kongsberg y para el procesamiento de datos se utilizó el software CARAIBES para integrar dos imágenes, una carta de la batimetría del relieve y un mosaico de retrodispersión acústica del lecho marino. Para las secciones sísmicas de alta resolución se ocupó un perfilador paramétrico, TOPAS PS-18 de Kongsberg, el cual proporciona un procesado en tiempo real de los datos y proveyendo imágenes del subsuelo de las secuencias de sedimentos. Para la magnetometría se utilizó un magnetómetro marino de protón precesión, modelo G877 de la marca GEOMETRICS, con el cual se registraron los valores del campo total.

La carta batimétrica y el mosaico de las imágenes de retrodispersión de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, dan un reconocimiento de alta resolución del relieve del lecho marino y sus rasgos morfológicos. Esta carta y el mosaico muestran claramente el detalle de los meandros del cañón submarino del Río Mississippi que cruza el Polígono Oriental. El análisis de las imágenes muestran las formas en el relieve, relacionados a las corrientes de turbidez provenientes del Río del Mississippi con una tendencia de oeste a este. El procesado de los valores de batimetría multihaz muestra una morfología del relieve del lecho marino que va de 2,900 a 3,400 m de profundidad con una pendiente incrementando en profundidad del relieve del piso marino de Norte a Sur. El relieve del cañón muestra canales con anchos entre los 400 y 1800 m. Los perfiles sísmicos de alta resolución obtenidos en SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, dentro de la provincia fisiográfica del abanico del Mississippi, muestran paquetes estratigráficos bien definidos, interrumpidos por lentes de sedimentos con tonalidades más claras o transparentes que opacan la estratificación de sedimentos. Así mismo las secciones sísmicas muestran el enorme aporte de turbiditas provenientes del Río Mississippi, por lo que la estratificación del lecho marino dentro del Polígono Oriental, en su mayor parte está conformado por depósitos de turbiditas. La acumulación de sedimentos en el abanico del Mississippi, ha ocurrido episódicamente, donde las corrientes de turbidez llenaron los canales. Estos canales o depósitos de turbiditas se han estado moviendo continuamente a lo largo de su evolución y en gran medida son zonas de interés que pudieran ser reservorios de hidrocarburos en aguas profundas, mayores a los 3,000 m.

GET-15

### ESTRUCTURAS SIN-SEDIMENTARIAS EN EL GOLFO DE MÉXICO, UN ACERCAMIENTO MEDIANTE MODELOS ANALÓGICOS

Gracia Marroquín Diego Armando y Cerca Martínez Mariano

Centro de Geociencias, UNAM

diegogracious@geociencias.unam.mx

La deformación por carga sedimentaria se relaciona con sistemas deltaicos progradantes en una cuenca, puede ser tanto extensional como compresional. Los márgenes pasivos representan un laboratorio natural para su estudio, como en el caso del noroeste Golfo de México, donde existe aporte de sedimentos hacia la cuenca, además de episodios de regresión y transgresión marina. La ocurrencia de una capa de sal, que se distribuye a lo largo de la cuenca, facilita la deformación de la cobertura sedimentaria debido a su baja resistencia a fluir.

Con el objetivo de estudiar la presencia de estructuras sin-sedimentarias, se diseñaron y construyeron modelos analógicos, que simulan las condiciones de avance en la sedimentación hacia la cuenca por encima de una secuencia pre-Jurásico-Cretácico Superior en la que se distingue: un basamento quebradizo y heterogéneo; una capa de sal Jurásica y una secuencia de precarga Jurásico-Superior-Cretácico Superior. Los experimentos investigan un episodio de sedimentación intensa que ocurrió a partir del Paleoceno, formando la Cuenca de Burgos y el Cinturón Plegado Perdido. Los modelos tienen dimensiones de 15x90 cm., y fueron construidos sobre una mesa experimental instalada en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas del Centro de Geociencias; se utilizaron diferentes materiales como silicón SGM 36 para representar la sal y arena de cuarzo y corindón para la cobertura sedimentaria. La evolución de los modelos fue monitoreada por una cámara situada encima de la mesa y se obtuvieron modelos de elevación digital mediante el software Zebra, al finalizar los modelos fueron cortados para obtener secciones transversales.

Los resultados de los modelos incluyen estructuras sin-sedimentarias para la zona extensional como: anticlinales de tipo tortuga, raft tectónicos (tectónica de balsa); mientras que hacia la zona de acortamiento se reconocen pinched syncline (sinclinales estrangulados), composite roof duplex (dúplex de techo compuesto) y pop ups. Los anticlinales de tortuga se presentaron en la etapa temprana de sedimentación de los modelos debido a la movilización de la sal; la tectónica de balsa se define como un bloque de falla aislado y se formaron debido a una alta tasa de sedimentación. Los sinclinales estrangulados se caracterizan por presentar subsidencia en la parte central, la cual después es rellenada por nueva carga sedimentaria y se asocian a episodios de sedimentación intermitente.

De esta información se concluye que parámetros como: la tasa de sedimentación, avance de los sedimentos hacia la cuenca, espesor de la sal y de la cobertura influyen sobre la ocurrencia y geometría de las estructuras sin-sedimentarias. Se ha distinguido la ocurrencia de anticlinales de tortuga en la zona del Delta del Bravo y tectónica de balsa en límite México-Estados Unidos de la Cuenca de Burgos. Las estructuras sin-sedimentarias para la parte compresional pueden ocurrir; sin embargo, el acceso y calidad de las secciones sísmicas disponibles dificulta su interpretación.

GET-16

### MODELADO ANALÓGICO DE LA SUBSIDENCIA Y DEFORMACIÓN CAUSADAS POR DESECACIÓN EN UN LAGO CRÁTER: EL CASO DEL MAAR DE RINCÓN DE PARANGUEO, GUANAJUATO

Rocha Treviño Luis, Aranda Gómez José Jorge y Cerca Martínez Mariano  
 Centro de Geociencias, UNAM  
 luisrot1205@gmail.com

Sobre-explotación del acuífero Salamanca–Valle de Santiago ha causado un abatimiento considerable del nivel freático en las últimas décadas. Iniciando en los 1980's el nivel del agua en el maar Rincón de Parangueo comenzó a disminuir hasta que el lago perenne que antes lo ocupaba fue desecado. Actualmente el cráter funciona como un lago playa. El abatimiento del nivel freático también trajo como consecuencia una subsidencia acelerada en el fondo del cráter que causó deformación en los sedimentos lacustres previamente acumulados. Entre las estructuras asociadas a la subsidencia destacan: 1) el escarpe con una altura entre 12 y 15 m de un sistema de fallas anulares segmentadas con los bloques hundidos hacia el depocentro de la cuenca; 2) dos sistemas de fracturas expuestos en el escarpe, uno paralelo al escarpe principal y otro con un arreglo radial respecto al centro de la cuenca; 3) un sistema de fallas normales lítricas con anticlinales rollover asociados localizados en la parte oriental del lago; 4) un conjunto de domos de lodo, causados por la presión originada por sobrecarga en los sedimentos lacustres disparada por el deslizamiento en masa en una porción atenuada del escarpe anular (porción occidental de la cuenca) y 5) estructuras asociadas a deslizamientos de ladera en las partes más abruptas del escarpe de falla anular. Asociadas a estas últimas estructuras (5) se asocian megabrechas que se acumularon entre el escarpe y el depocentro de la cuenca.

La distribución de las estructuras de subsidencia en la cuenca es claramente asimétrica ya que la mayoría de las fallas normales lítricas y rollovers se concentran en la parte oriental de la misma. En cambio, los domos de lodo asociados a la parte atenuada del escarpe de falla se ubican en la parte occidental del lago. Se plantean las hipótesis de que la ubicación del sistema de fallas anulares y de estos estilos de deformación pueden estar controlados por la morfología del basamento rocoso debajo de los sedimentos lacustres.

Se realizó una serie de modelos analógicos que simulan la desecación del maar empleando microesferas huecas de vidrio y agua en un recipiente semiesférico. Los experimentos investigaron variaciones en la morfología del basamento (i.e. fondo liso, fondo con un escalón con forma anular, fondo con un escalón con forma de medio anillo). Al drenar el agua del recipiente en cada uno de los experimentos se generaron fallas normales con el bloque hundido hacia el depocentro del sistema. De cada experimento se obtuvieron imágenes digitales que se emplearon para generar modelos 3D digitales mediante el uso del programa ZEBRA.

En todos los modelos se produjo: 1) una depresión inicial cercana al centro de la semiesfera; 2) al seguir drenando el agua se generan fracturas que van enlazándose de manera progresiva hasta formar una sola falla anular; posteriormente la deformación migró de la falla anular hacia la orilla de la semiesfera; 3) en aquellos modelos en donde se simuló irregularidades en el basamento, las fracturas adquirieron la geometría (localización y forma) de los accidentes topográficos sepultados. CONACYT129550

GET-17 CARTEL

### EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL CRETÁCICO DE SONORA: DE CUENCA DE TRAS-ARCO A CUENCA(S) DE ANTEPAÍS

Jacques Ayala César y García Barragán Juan Carlos  
 Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM  
 jacques@unam.mx

Durante el Jurásico Tardío el norte de Sonora se encontraba al oriente del arco Alisitos, en la porción retroarco, en donde se formaron algunas cuencas, las cuales no han sido claramente delimitadas debido a deformaciones posteriores. El Jurásico Superior aflora principalmente en la porción norte-central del estado, en el sur y sureste de Arizona. Esta constituido por terrígenos (areniscas y lutitas negras) localmente fosilíferos y rocas volcánicas. La distribución, aparentemente reducida, de estos sedimentos sugiere cuencas alargadas. En Sonora no se conoce su relación con el Cretácico Inferior, aunque en el sureste de Arizona es continua.

El Conglomerado Gance, de origen continental, inicia el depósito en la cuenca Bisbee en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano; alcanza más de 1,000 m de espesor. La secuencia continúa con la Formación Morita (arenas y limos) y la Formación Mural, que consiste de calizas arrecifales, las cuales forman una barrera delimitando una laguna al norte y oeste de la cuenca. El máximo avance marino ocurre durante el Albiano y alcanza a llegar hasta el área de Caborca al poniente y al sur de Tucson, Arizona, al norte. Al final del Albiano se inicia la regresión con el depósito de la Formación Cintura. La composición de los sedimentos es, en la porción noreste, derivada del cratón de Norteamérica, mientras que hacia el oeste, se derivan del arco volcánico del Jurásico Inferior y probablemente del arco Alisitos. A principios del Cenomaniano la cuenca deja

de funcionar como tal a causa de un levantamiento tectónico en la porción sur de la cuenca.

Durante el Cretácico Tardío existe una o varias cuencas formadas por subsidencia a causa de una placa tectónica cabalgante avanzando de sur a norte. La sedimentación es terrígena, de muy gruesa a arcillosa, acumulada en ambientes continentales (fluviales meándricos y trezados, y lacustres. Se tienen conglomerados de cuarzoarenita (con bloques de hasta de 1 m de diámetro), volcánicos andesíticos y riolíticos, así como del Grupo Bisbee. Incluso, se han reportado bloques deslizados de kilómetros de longitud. Se han descrito secuencias de esta edad en todo el norte de Sonora asignando nombres diversos. Sin embargo, la constante son los grandes espesores y la abundancia de conglomerados. No ha sido posible establecer si se trata de cuencas separadas o de una sola cuenca en todo el norte de Sonora. Las relaciones estratigráficas entre el Cretácico Inferior y Superior varían: concordancias, discordancias erosionales y angulares e invertidas.

En el Maastrichtiano-Paleoceno las secuencias del norte de Sonora fueron cabalgadas y comprimidas por una placa constituida por rocas del Proterozoico-Paleozoico, las cuales son afines al cratón de Norteamérica. Los efectos de este cabalgamiento están muy bien expuestos en la región del noroeste de Sonora: plegamiento muy complejo, aplastamiento de las secuencias conglomerádicas y metamorfismo de facies esquistos verdes. Se interpreta el llamado terreno Pápago como la falla de piso del sistema cabalgante. Notable es la presencia de secuencias conglomerádicas sobre la placa cabalgante, formando cuencas "piggy back".

GET-18 CARTEL

### APERTURE OF THE NORTHERN AND CENTRAL GULF OF CALIFORNIA SINCE 9 TO -1 MA BP, USING AN INSTANTANEOUS KINEMATIC PLATE TECTONICS MODEL

González García José Javier<sup>1</sup>, González Ortega Alejandro<sup>2</sup> y Madrid González Juan Antonio<sup>1</sup>

<sup>1</sup>División de Ciencias de la Tierra, CICESE

<sup>2</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, CICESE

javier@cicese.mx

The position of points over the earth surface is conveniently represented in a terrestrial (earth center fixed) reference frame, one that is rotating in some well defined way with the earth. In order to represent actual, past and future positions, we use the International Terrestrial Reference Frame, with kinematic plate tectonic models in a no-net rotation mode. Here we use the Pacific-Northamerica (PA-NA) plate motion model with Northamerica plate fixed. In our case, the actual shoreline of Mexico mainland is maintained fixed for visual purpose. We show the translation of the Baja California peninsula, traveling as PA-NA, since 9 Ma BP to 1 Ma AP. We made a 'calibration' of few kinematic plate tectonic models in PA-NA zone constraining the stable Mendocino Triple Junction (MTJ; 40.384°N ±2 km, 124.88°W +2, -4 km). Those models can be divided in two groups: space geodesy and geological.

A preliminary result shows that geodesy models are a better representation of a constant kinematic plate tectonic motion, as compared with geological ones (using actual directions of transform faults, seafloor spreading anomalies with and without earthquake slip vectors). We select GEODVEL plate motion model, which uses four space geodesy techniques: VLBI, SLR, DORIS and GPS. The aperture of the northern and central Gulf of California is adjusted by the evolution of the MTJ and a 'virtual' southeastern end triple junction, which is not coincident with the Rivera Triple Junction.

We also observe that GEODVEL is not well constrained at Guadalupe and Socorro islands, which are supposed to be part of Pacific plate, but with 2.5 and 7.0 mm/yr residual, respectively.

GET-19 CARTEL

### DESIZAMIENTO EN FALLAS PREEXISTENTES CON RELLENO DE SALBANDA CON COMPORTAMIENTO MECÁNICO VARIABLE: UN ENFOQUE EXPERIMENTAL

Ferrer Parra Vania, Cerca Martínez Mariano, Zúñiga Davila-Madrid Francisco Ramón y Carreón Freyre Dora  
 Centro de Geociencias, UNAM  
 vaniaf@geociencias.unam.mx

Se presentan resultados de una serie experimental que explora cómo las variaciones en el coeficiente de fricción deslizante de la salbanda afecta a la reactivación de fallas. Se experimentó con probetas cilíndricas de madera en una cámara triaxial semi-automatizada. Las probetas fueron cortadas a lo largo de planos de falla con ángulos de 20° y 30° con respecto a #3 (fallas de bajo ángulo). Se añadió una capa de salbanda entre los planos de falla. Los materiales ensayados como salbanda incluyen: a) lija gruesa, b) lija fina, c) plastilina y d) arcilla. La plastilina y la arcilla tienen un comportamiento plástico dúctil y quebradizo, respectivamente; mientras que la interacción de los planos de falla con la lija (gruesa y fina) está condicionada por su rugosidad

(coeficiente de fricción deslizante). Para cada material se utilizaron diferentes presiones de confinamiento que están en el intervalo entre 0.25 y 1.5 kg/cm<sup>2</sup>. Los resultados se presentan en círculos de Mohr y se define un criterio de deslizamiento (reactivación) de acuerdo a cada material. La lija fina y la lija gruesa se ensayaron con presión confinante de 0.25 y 0.5 kg/cm<sup>2</sup> y el esfuerzo cortante máximo fue  $\mu = 3.15$  kg/cm<sup>2</sup> y la deformación registrada fue  $\mu < 0.01$ , en este caso se observa que no hubo un deslizamiento significativo a lo largo del plano de falla debido a que el coeficiente de fricción deslizante es alto. La plastilina se sometió a una presión confinante de 0.5 kg/cm<sup>2</sup>,  $\mu = 0.58$  kg/cm<sup>2</sup> y  $\mu = 0.2$ , para la presión confinante de 1.0 kg/cm<sup>2</sup> se reporta un valor  $\mu = 0.62$  kg/cm<sup>2</sup> y  $\mu = 0.18$  y para la presión confinante de 1.5 kg/cm<sup>2</sup>  $\mu = 0.69$  kg/cm<sup>2</sup> y  $\mu = 0.23$ . El ángulo de fricción deslizante resultó  $\mu = 3.16^\circ$ , y se documentó que la resistencia al corte del material se incrementa ligeramente con mayor presión de confinamiento. Para la arcilla, con presión de confinamiento de 0.25 kg/cm<sup>2</sup>, el máximo esfuerzo cortante es de  $\mu = 0.25$  kg/cm<sup>2</sup> y  $\mu = 0.22$  y para la presión de confinamiento de 1.0 kg/cm<sup>2</sup>,  $\mu = 0.96$  kg/cm<sup>2</sup> y  $\mu = 0.25$ . El ángulo de fricción deslizante  $\mu = 20^\circ$ . Los resultados documentan de forma experimental que materiales con ángulo de fricción deslizante bajo y con materiales plásticos favorecen una reactivación de falla, aunque en principio el ángulo de la falla no es propicio para reactivarse. Por otro lado, la rugosidad de las lijas no permitió la reactivación de la falla. Se concluye que el comportamiento mecánico del material de salbanda puede cambiar de manera efectiva las condiciones geométricas de reactivación de una falla.

## GET-20 CARTEL

### LA SECUENCIA VOLCÁNICO-SEDIMENTARIA TERCIARIA DE LA SIERRA DE TAXCO Y SUS IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Jiménez Bustamante Luis, Bustamante García Javier y Pérez Gutiérrez Rosalva  
 Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAG  
 luisjimenezdj@facebook.com

A partir de la cartografía a semidetalle de la Sierra de Taxco se determinaron las características estratigráficas, implicaciones sedimentológicas y volcánicas, de las rocas que han sido tradicionalmente asociadas a las Formaciones Balsas y Tilzapotla.

La secuencia de rocas que conforma la Sierra de Taxco puede ser subdividida en por lo menos 14 unidades de composición y forma de depósito distinta, estas se encuentran aflorando en una superficie aproximada de 200 km<sup>2</sup>.

La base de la secuencia está constituida por areniscas y conglomerados con intercalaciones de basaltos. A los depósitos continentales le sigue una zona de transición entre la parte sedimentaria y la volcánica, la cual es claramente diferenciada por un horizonte de tobas arenosas de color verde y una brecha volcánica formada de clastos desvitrificados y lavas.

El emplazamiento de domos riolítico-dacíticos a los bordes de la cuenca en el flanco sur y extendiéndose de Este a Oeste desde el poblado de Rancho Viejo hasta El Horconcito, Gro., y el posterior depósito de una toba lítica constituyen los eventos eruptivos más importantes por la variedad textural y la cantidad de material expulsado.

Los últimos eventos volcánicos son representados por el emplazamiento de un domo riolítico-dacítico con abundantes cavidades rellenas de cuarzo calcedónico, además de una foliación magmática plegada; el depósito de un horizonte delgado de una con abundantes fenocristales de sanidino, cuarzo y líticos escasos; flujos piroclásticos de caída libre; y finalmente, un domo riolítico-dacítico compuesto por un flujo de lavas con foliación magmática, poco cuarzo y plagioclasas.

Estructuralmente, se reconoció un sistema de fallas orientado NO-NNO cuya generación es simultánea al desarrollo de fallas laterales izquierdas con rumbo NE-NNE, con lo que se creó una cuenca tipo pull-apart, donde inicialmente se depositaron los sedimentos continentales. Al continuar la actividad de las fallas y una subsidencia importante de la cuenca, se presentan las primeras emisiones volcánicas cuyos productos (basalto de olivino) se intercalan con los sedimentos. La subsidencia de la cuenca no queda truncada por el inicio de la actividad volcánica, sino que continúa el depósito de sedimentos inicialmente intercalados con delgados horizontes de tobas arenosas, tobas con celadonita y brechas volcánicas que constituyen la primera evidencia de volcanismo ácido en la región.

Las relaciones estratigráficas observadas y fechamientos realizados en estudios previos en las rocas riolíticas de la sierra y en intrusivos que cortan a ciertas unidades de la misma, permiten sugerir un rango de edad para la secuencia que va del Eoceno temprano hasta el Oligoceno.

La geometría y disposición de los paquetes volcánicos indican un centro de emisión, ahora erosionado, cercano al poblado de Tenería, Gro., es decir en la porción noroeste de la Sierra.

Se considera que la secuencia volcánico-sedimentaria de la Sierra de Taxco, representa la evolución continua de una cuenca sedimentaria continental en el Terciario.

## GET-21 CARTEL

### LAS CLASIFICACIONES DEL RELIEVE DE MÉXICO: 100 AÑOS DE RECORRIDO POR SU GEOGRAFÍA

Luna González Laura  
 Instituto de Geología, UNAM  
 laluna@unam.mx

De entre las clasificaciones de carácter físico-geográfico de la superficie terrestre que existen de México y que se conocen como regionalizaciones fisiográficas, la más antigua data de 1916, aunque estas clasificaciones del relieve siguen formulándose hasta nuestros días. Históricamente, los especialistas de lo que hoy conocemos como ciencias de la tierra, en especial geólogos y geógrafos, han tratado de estudiarlo de manera sistemática e integral, y al identificar algunos de sus componentes y relaciones, han propuesto clasificaciones organizadas en distintas unidades que en su momento han sido conocidas como provincias o regiones fisiográficas. El caso de México no es la excepción.

Estas clasificaciones ofrecen un panorama general de la distribución de los elementos físico-geográficos que conforman el territorio nacional y consideran tanto las fuerzas constructoras como las modeladoras del relieve terrestre. Desde este enfoque, representan además la primera aproximación al conocimiento físico-geográfico de nuestro país.

La información derivada de las regionalizaciones mencionadas ha servido tradicionalmente a especialistas de estas mismas ciencias y de otras profesiones, ya que proveen un marco general para la ubicación y la definición de la extensión geográfica de los fenómenos espaciales que son del interés de cada especialista. Cada una de estas clasificaciones ha proporcionado en su momento la base del conocimiento geográfico general de México, información que ha sido de gran valor sobre todo durante las primeras décadas del siglo XX, para la ubicación, la delimitación y la planeación inicial de grandes obras de infraestructura para el desarrollo económico de la nación a escala regional como son presas, carreteras, vías de ferrocarril, distritos de riego, entre otras.

Con el paso del tiempo, la necesidad de contar con este conocimiento ha generado una gran cantidad de clasificaciones del relieve, las cuales han evolucionado de la mano del aporte de nueva y cada vez más precisa información que han proporcionado un sinnúmero de especialistas de ciencias de la tierra en nuestro país. En este trabajo se ofrece un análisis de 15 clasificaciones del relieve de México que abarcan un lapso de casi 100 años (1916-2008).

El objetivo de este trabajo es presentar estas regionalizaciones, sus autores, componentes físico-geográficos considerados (topográficos, geológicos-TECTÓNICOS y ambientales), divisiones y descripción de la leyenda, características del producto cartográfico, explicación de métodos de construcción, fuentes de información consultadas, año de publicación, entre otras características. Es decir, los aportes de cada una de ellas.

Además, se hace una reflexión final de qué se puede hacer en torno al tema: Si es pertinente construir una nueva clasificación que contemple el conocimiento actual que se tiene del relieve de México, que ofrezca información cuantitativa de todos sus componentes y no sólo descriptiva, que establezca límites bien definidos de las unidades de clasificación en función de su escala, que se apoye en el uso de las nuevas tecnologías de integración de información cartográfica a través de los sistemas de información geográfica, y que al ofrecer una metodología precisa, permita su verificación y/o replicación.

## GET-22 CARTEL

### CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA

Ramírez Peña César Francisco<sup>1</sup>, Chávez Cabello Gabriel<sup>1</sup> y Aranda Gómez José Jorge<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>2</sup>Centro de Geociencias, UNAM  
 cesar\_fran88@hotmail.com

El Complejo Intrusivo Velardeña (CIV) se encuentra localizado en Cuencamé, Durango. En el contexto geológico regional el CIV se localiza donde convergen dos provincias geológicas: Pacífico y Golfo de México. Esto queda evidenciado en la estratigrafía de la zona, ya que allí afloran rocas sedimentarias marinas generadas durante la apertura del Golfo de México, así como rocas volcánicas generadas durante la instauración de arcos volcánicos, por subducción en la margen paleopacífica, las cuales en algunos afloramientos se encuentran interdigitadas. Las estructuras tectónicas que afloran en el área de estudio, también son evidencia de esta zona de convergencia.

El CIV presenta tres centros de emplazamiento con distinta composición y características estructurales: (1) con evidencia de deformación frágil y dúctil (intrusivo La Aplita); (2) con evidencia de deformación frágil (intrusivos Velardeña y La Esperanza; riolítico y cuarzononítico respectivamente); y (3) intrusivo sin deformación (La Industria, de composición riolítica). Estos intrusivos están encajonados principalmente por rocas sedimentarias marinas, las cuales



fueron afectadas por recristalización y metasomatismo de contacto, que dio lugar a rocas calcosilicatadas, mármol y/o skarn, según fue el protolito.

Las estructuras geológicas regionales que afloran en el CIV permiten definir la temporalidad de eventos tectónicos en la zona, ya que existen pliegues de gran escala ( laramídicos) con intrusivos emplazados en su núcleo y flancos, que son cortados por fallas normales de gran escala (evento basin and ranges) generando las sierras y valles que constriñen la geomorfología de la zona.

GET-23 CARTEL

**LEVANTAMIENTO E INTEPRETACIÓN GEOFÍSICA  
DE LAS ISÓCRONAS MAGNÉTICAS 2A.1 A 4N.2  
EN LA PARTE CENTRAL DE LA PLACA DE RIVERA**

Pérez Calderón Daniel Armando<sup>1</sup>, Mortera Gutiérrez Carlos Angel<sup>2</sup>,  
Bandy William L.<sup>2</sup>, Ponce Núñez Francisco<sup>3</sup> y Valle Hernández Sandra<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup>Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM  
danielp@geofisica.unam.mx

El esparcimiento de material magmático del segmento Rivera Rise (RR) de la dorsal del Pacífico Oriental (EPR) queda evidenciado en las alineaciones magnéticas continuas que permiten determinar la propagación de esparcimiento oceánico entre las placas de Pacífico y Rivera (PAC-RIV) al norte de la zona Transformante de Rivera a partir de los 10 Ma. Las alineaciones magnéticas identificadas en la parte central de la placa de Rivera contribuyen en el conocimiento de la evolución tectónica del esparcimiento magmático que género el segmento norte de la Dorsal EPR. El análisis de esta evolución es a partir de la isócrona 5n.2 (9.92 Ma) que data de la época del Mioceno tardío.

Este trabajo considera los resultados de siete campañas de geofísica marina: BABRIP06 (2006), MAMRIV07 (2007), MAMRIV08 (2008), MORTIC08 (2009), GUAYRIV10 (2010), BATIBAJA11 (2011) y MAMRIV12 (2012) a bordo del B/O EL PUMA, realizados en la parte central de la Placa de Rivera, entre las longitudes de los 109° W y 107° W, y entre las latitudes de 20.4° N y 21.6° N. En las campañas oceanográficas se registraron datos marinos de batimetría multihaz, magnéticos de campo total y sísmica de reflexión de alta resolución para estudiar el patrón magnético del piso oceánico en la zona central norte de la Placa de Rivera y su evolución entre las isócronas 2A.1 y 4n.2 (entre 2.58 y 7.9 Ma). Los datos de batimetría multihaz y la reflectividad acústica de las siete campañas son correlacionados con la geometría de las anomalías magnéticas y los perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución para explicar la diversidad de procesos de esparcimiento que formaron el relieve oceánico en esta área.