

SED-1

ESTRATIGRAFÍA Y MICROFACIES DE LA FORMACIÓN LOS PICACHOS EN LA SIERRA DE LOS CHINOS EN LA PARTE ESTE CENTRAL DE SONORA

Santa María Díaz Alfredo¹ y Monreal Saavedra Rogelio²

¹ Centro de Geociencias, UNAM

² Universidad de Sonora
santamaria@geociencias.unam.mx

La Sierra de los Chinos se localiza en la porción este central de Sonora, en donde afloran tres secuencias estratigráficas cuyas edades varían del Cretácico Inferior al Terciario. La primer secuencia del Cretácico Inferior la componen las Formaciones Agua Salada, Lampazos y Los Picachos; la segunda secuencia del Cretácico Superior está constituida por rocas volcanosedimentarias; mientras que la tercer secuencia se conforma por tres unidades terciarias (rocas volcánicas e intrusivas y la Formación Báucarit).

Las rocas del Cretácico Inferior están fuertemente plegadas y falladas, las estructuras mas sobresalientes son los anticlinales y sinclinales con orientaciones NW-SE, con vergencias tanto al noreste y suroeste, las fallas presentes en la zona estudiada, son fallas de tipo normal e inversas, las primeras delimitan contactos entre la Formación Lampazos con las rocas volcánicas, mientras que las segundas se manifiestan en el cabalgamiento de la Formación Los Picachos sobre la secuencia volcanosedimentaria.

La Formación Los Picachos en la Sierra de Los Chinos se estudió en el cerro El Álamo. La sección Álamo se separo en 5 unidades litológicas (A, B, C, D,E) tiene un espesor de 613.5m y está constituida por cinco paquetes litológicos (A-E), la presencia de rudistas dentro de los clastos del paquete B, así como del rudista *Coalcomana* sp. en la unidad B y de orbitolínidos y calciesferas (*Pithonella ovalis*) en la unidad D, nos permite asignarla al Albiano medio a superior. Las características texturales que presentan las calizas, así como su contenido faunístico indican que sus sedimentos se depositaron en un ambiente marino somero nerítico exterior con desarrollo local de bancos ooidales y de biohermas de rudistas.

El conglomerado de caliza localizado en la base de la Formación Los Picachos constituye un conglomerado intraformacional y es evidencia de reactivación tectónica de una plataforma somera continental que permitió la erosión de la secuencia estratigráfica (Formación Espinazo del Diablo) depositada anteriormente a está; esto es evidente cuando observamos que en la zona de Lampazos, ubicada a una decena de kilómetros al noroeste de la Sierra de Los Chinos, la base de la Formación los Picachos está constituida también por un paquete pequeño de conglomerados de caliza y se encuentra sobreyaciendo a la Formación Espinazo del Diablo; mientras que en la Sierra de Los Chinos, esta última no se observa, ya que la Formación Los Picachos sobreyace en discordancia a la Formación Lampazos, y los clastos calcáreos en el conglomerado de Los Picachos presentan gran similitud con las calizas de la Formación Espinazo del Diablo en Lampazos.

SED-2

CONTROL LITOLÓGICO DE LOS DEPOSITOS ALÓCTONOS EN UNA ZONA DE TRANSICIÓN PLATAFORMA-CUENCA

López Doncel Rubén y Rodríguez Hernández Edgard
Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí
rlopez@uaslp.mx

Dentro de las secuencias alóctonas que se encuentran en la zona de transición "Plataforma-Cuenca" entre el margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México sobresalen los depósitos dominados por procesos gravitativos y de suspensión representados por movimientos en masa y por depósitos de turbidez. De los depósitos gravitativos las brechas (flujos de detritos) dominan y muestran importantes variaciones morfológicas, granulométricas y texturales, las cuales son controladas principalmente por cambios litológicos graduales.

Durante el Albiano-Cenomaniano la litología estuvo controlada por el dominio de una provincia carbonatada, causando tanto en la plataforma como en la cuenca la depositación de calizas de aguas someras y aguas profundas respectivamente.

Los depósitos del Albiano-Cenomaniano son brechas calcáreas localmente muy potentes, polimícticas (predominantemente rudstones/extra-biointramicruditas), ricas en extraclastos, bioclastos e intraclastos en tamaños que varían de centímetros hasta varios decímetros de longitud. Los clastos se presentan mayormente en formas tabulares angulares a subangulares, contenidos en una fábrica soportada en granos. La distribución de los clastos varía de caótica hasta imbricada y en algunos casos planar. La matriz es comúnmente micritica, sin embargo existen flujos de detritos con grandes cantidades de material esparítico fino, proveniente de zonas de aguas someras, causando una mezcla de matriz autóctona y alóctona.

Para el Turoniano los primeros aportes terrígenos provenientes del occidente modifican los sedimentos a margas en las zonas más occidentales hasta calizas margosas en las áreas cercanas al borde arrecifal. Este cambio litológico se refleja en los depósitos del talud en forma de brechas calcáreo-margosas, polimícticas con gran cantidad de bioclastos y extraclastos provenientes del margen arrecifal, y en menor cantidad intraclastos. Contrariamente a las brechas albiano-cenomanianas, meramente calcáreas, las brechas calcáreo-margosas del Turoniano muestran una mejor redondez, esfericidad, clasificación y sorteamiento de los clastos, el contenido de matriz aumenta considerablemente y la fábrica varía de soportada en granos a soportada en matriz (floatstone/rudstone).

En el Cretácico Superior (Coniaciano-Santoniano) con el fin del dominio carbonatado, la litología cambio de lutitas margosas a lutitas. Los flujos de detritos provenientes del aún existente margen arrecifal de la plataforma se depositan en forma de brechas con componentes calcáreos (bio- y extraclastos arrecifales), los cuales descansan en una matriz arcillosa (floatstones). La removilización del suelo marino durante el emplazamiento de las brechas, incorpora un gran número de intraclastos con muestras claras de deformación suave, por lo cual la mayoría de éstos están deformados, rotados y/o bien redondeados.

SED-3

RESULTADOS PRELIMINARES DE LA EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA Y PALEOECOLÓGICA EN UN PERFIL DE LA FORMACIÓN LA CAJA DEL JURÁSICO SUPERIOR EN LA SIERRA EL JABALÍ, COAHUILA, MÉXICO

Velasco Segura Jorge A.¹, Stinnesbeck Wolfgang², López Oliva José Guadalupe¹ y González González Arturo H.³

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

² Universität Karlsruhe, Geologisches Institut, Karlsruhe, Alemania

³ Museo del Desierto
velascoraptor@hotmail.com

En la localidad de Gómez Farias, en la Sierra El Jabalí aproximadamente a 60 km al sur de la ciudad de Saltillo, Coahuila; se levantó un perfil estratigráfico en rocas mayormente arcillosas de la Formación La Caja del Jurásico Superior. Este perfil consta de dos secciones que comprenden el espesor total (~121m) de la Formación La Caja en esta localidad y unos cuantos metros dentro de las Formaciones Zuloaga y Taraises que le sub- y sobreyacen respectivamente. La edad determinada preliminarmente en el área de estudio para la Formación La Caja es Kimmeridgiano Tardío - Berriasiano Temprano con base en el estudio de fauna de amonites y calpionelas.

El perfil se levantó con el objetivo de hacer un análisis microfacial, estratigráfico y sedimentológico de la Formación La Caja. Analizar además su transición con las Formaciones que le sub- y sobreyacen para determinar la evolución estratigráfica de esta Formación en el área de estudio.

La Formación La Caja es la equivalente de cuenca de la Formación La Casita, la cual se caracteriza por la presencia de clásticos gruesos, incluyendo conglomerados proximales a los altos estructurales existentes en el Noreste de México durante el Jurásico Tardío (península de Coahuila).

El análisis microfacial comprendió el estudio de 45 laminas delgadas que se elaboraron para las dos secciones del perfil levantado, determinándose que existe una transición de Facies de ambientes lagunares y someros a ambientes de Facies de cuenca profunda desde la base a la cima de la Formación La Caja.

Es importante señalar que aunque la tendencia general del desarrollo estratigráfico para el Noreste de México sea de tipo transgresivo, se identificaron en este trabajo tres claros eventos de regresión menores, de los cuales dos se encuentran en Facies distales de la Formación La Casita manifestados como horizontes de condensación y, un tercer evento registrado en la subyacente Formación Zuloaga representado por un hiato, marcado por una superficie abrupta, erosiva y ondulada que indica que el suelo marino estuvo expuesto (superficie de paleo karst) justo en la cima de esta Formación. Estos tres eventos se interpretan como regresiones de el nivel del mar correspondientes a ciclos de tercer orden (Lowstands de tercer orden).

La tendencia de profundización de la cuenca dentro de la Formación La Caja se observó con el paso de un régimen inicial de clásticos finos en la base; inmediatamente después de que termina el depósito de la Formación Zuloaga, seguido por un régimen intermedio de deposición fosforítica para culminar con un régimen de deposición carbonatada en su contacto transicional con la Formación Taraises. Lo que indica un aumento gradual de la profundidad hacia Facies de

cuenca. Este evento es correlacionable con un cambio eustático regional en el noreste de México que ha sido recientemente definido en la literatura como un límite de secuencia de segundo orden (Highstand de segundo orden).

SED-4

EDADES ABSOLUTAS DEL ARCO VOLCÁNICO CONTINENTAL DEL JURÁSICO INFERIOR A MEDIO EN EL NORESTE DE MÉXICO

Barboza Gudiño José Rafael y Zavala Monsivais Aurora
Universidad Autónoma de San Luis Potosí
rbarboza@uaslp.mx

En el noreste de México, diversas secuencias de rocas volcánicas intermedias a félsicas subyacen a las secuencias clásticas, evaporíticas y carbonatadas del Jurásico Medio a Superior (Grupo Zuloaga), existiendo gran incertidumbre a cerca de las edades reales de este volcanismo, debido principalmente a la escasez de datos isotópicos confiables, así como a la existencia de un arco Permo-Triásico y otro del Jurásico Inferior a Medio, de tal forma que las mismas secuencias en las diversas localidades han sido asignadas por los diferentes autores a diferentes edades y a los diferentes complejos de arco. Las secuencias que hemos estudiado en los estados de San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas, han sido interpretadas en un ambiente de arco volcánico continental y de acuerdo con su posición estratigráfica y su litología son correlacionables con la Formación Nazas del norte de Durango y Zacatecas. En base a dataciones isotópicas (U-Pb, circón), las secuencias estudiadas han sido asignadas al arco volcánico del Jurásico Inferior a Medio del suroeste de Norteamérica, el cual para la porción que corresponde al noreste de México, parece quedar restringido al Jurásico Inferior a Medio y no abarcar desde el Triásico Superior como se pensaba inicialmente.

Con estas evidencias se confirma la presencia del Arco volcánico del Jurásico Inferior de Norteamérica en el Noreste de México. Este hecho aunado a la naturaleza turbidítica de afinidad pacífica de las rocas marinas triásicas (formaciones Zacatecas, La Ballena y Taray) que subyacen a las secuencias volcánicas aquí descritas, demuestra que existe una mejor correlación de las unidades pre-Oxfordianas expuestas en el noreste de México, con las secuencias presentes en el Sistema Cordillerano de Norteamérica (noroeste de México y oeste de Estados Unidos). De esta manera, se demuestra una evolución geológica para esta porción, ligada a la margen occidental de Norteamérica, por lo menos hasta la parte inferior del Jurásico Medio.

SED-5

PROCEDENCIA DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS DEL KIMMERDGIANO-NEOCOMIANO, SIERRA MADRE ORIENTAL, NE DE MÉXICO

Jenchen Uwe¹, Hernández Flores Edilberto Román², Eguiluz de Antuñano Samuel y Alvarado Molina Juan Baudilio¹

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

² Exploración y Producción, PEMEX
jenchen@prodigy.net.mx

La Sierra Madre Oriental está constituida litológicamente por una secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas de edad mesozoica, que se depositaron sobre un basamento precámbrico y paleozoico.

Desde el Kimmerdgiense hasta el Neocomiano se forman, con la Fm. Carbonera (área de Saltillo, Coahuila) y las areniscas de Galeana (área de Galeana, Nuevo León) dos unidades clásticas importantes en la parte Norte de la Sierra Madre Oriental, y se presentan como sedimentos de ambiente deltáico respectivamente de un "lowstand fan".

Las series clásticas están correlacionadas y derivadas de los paleoaltos en la región (Isla de Saltillo, Isla de Coahuila e Isla de Terán). Especialmente la procedencia de las areniscas de Galeana todavía está discutida.

En este estudio se presentan nuevos datos petrográficos de las areniscas, geoquímicos (Elementos Mayores, - Trazas y Tierras Raras), magnéticos (Intensidad Magnética Total y Intensidad Magnética Reducida al Polo) y gravimétricos (Anomalía de Bouguer) que comprueban la existencia de dos distintas áreas fuentes (Isla de Saltillo para la Fm. Carbonera e Isla de Terán como área fuente para las areniscas de Galeana).

SED-6

PRESERVATION OF SEDIMENTARY C-AND SR- ISOTOPE COMPOSITIONS IN MARBLES OF THE SÃO CAETANO COMPLEX, NE BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE USE OF HIGH-RESOLUTION ISOTOPE STRATIGRAPHY

Silva Juan Carlos¹, Sial Alcides¹, Ferreira Valdez¹, Rodrigues Rene² y Pimentel Marcio³

¹ Dept. of Geology, Federal University of Pernambuco, Brazil

² Dept. of Geology, State University of Rio de Janeiro, Brazil

³ Geoscience Institute, University of Brasilia, Brazil
juancst@ufpe.br

Near primary (sedimentary) ^{13}C (calcite) values (from -2.2 to +3.7‰PDB) were observed in amphibolite-facies marbles of the São Caetano Complex (SCC), northeastern Brazil. These values are in the range for well-preserved Meso-Neoproterozoic limestones. The presence of high ^{13}C (graphite) (up to -1.5‰PDB) values and calcite-graphite C-isotope fractionation (up to 1‰PDB), however, suggest that some anomalous negative C-isotope shifts (excursions up to 4‰ PDB) resulted from diffusion of CH_4 (derived from ^{12}C -rich organic matter) into calcite, during metamorphism. Since all of the analyzed samples show geochemical values within accepted ranges for unaltered Meso-Neoproterozoic limestones (e.g. average Sr contents of 1500 ppm, Mn/Sr from 0.006 to 0.140, and Rb/Sr between 0 and 0.005), it is proposed that the elemental and isotope compositions of the sedimentary protoliths were buffered prior to activity of metamorphic fluids. This assures that modifications of the C-isotope composition resulting from incorporation of external fluids with different isotopic composition, during diagenesis and metamorphism, did not occur. This also indicates that the undepleted ^{13}C and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (from 0.706 to 0.707) values reflect the isotope composition of the seawater from which the precursor limestones were deposited. Uncoupled behavior of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ^{18}O and the slightly variation of the ^{18}O values account for this contention.

The above results show that the chemostratigraphic characterization of organic matter-bearing/rich carbonates, although highly reliable, can be eventually hampered by C- isotope fractionation between calcite and graphite during metamorphism. Our results also show that modifications in the C-isotope composition of carbonates can occur independently of change of their O- and Sr-isotope or elemental compositions. This implies that the concept that coupled

depletions of the ^{13}C , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in marine carbonates require changes in their isotope signature must be abandoned. Our results, instead, suggest that coherent secular variation pathways for ^{13}C , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assures that primary (sedimentary) isotope signatures have been preserved in marbles. Finally, sole application of traditional geochemical approaches in the identification of post-depositional changes of the isotope composition of graphite-rich marbles must be looked with caution, given the complexity of processes involved during diagenesis/metamorphism.

SED-7

EL CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA BASOMARI, NORESTE DE SONORA MÉXICO

Monreal Saavedra Rogelio, Cano Corona Ignacio y Grijalva Noriega Francisco
Universidad de Sonora
dir@dcen.uson.mx

El registro estratigráfico del Cretácico Inferior en el Estado de Sonora se caracteriza por tener un espesor potente de rocas terrígenas y carbonatadas hacia el Este del Estado, mientras que al centro, Norte y noroeste las rocas son predominantemente terrígenas. Los afloramientos más importantes del Cretácico Inferior se encuentran en la porción nororiental de Sonora (área de Cabullona), en la región central de Sonora (Santa Ana, Cerro de Oro, Lampazos, Arivechi, y Sierra Los Chinos), y en la parte noroccidental (zona de El Chanate). La mayoría de las rocas del Cretácico Inferior en Sonora forman parte del Grupo Bisbee, el cual fue originalmente descrito por Dumble en 1902, para referirse a rocas expuestas cerca del pueblo Bisbee en el sureste de Arizona, EEUU. Poco después, Ramsome (1904), les dio el nombre de Grupo y lo dividió en cuatro formaciones: Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. El Grupo Bisbee aunque de espesores y facies variables fue depositado a lo largo de la cuenca del mismo nombre como una extensión del Golfo de México a Texas, Nuevo México, Arizona y Sonora.

La Sierra Basomari se localiza en la porción noreste de Sonora, aproximadamente 50 km al sur de Agua Prieta y 25 km al Este del poblado de Fronteras. En el área de la Sierra Basomari afloran tres secuencias estratigráficas cuyas edades varían desde el Jurásico Superior hasta el Cuaternario. La primer secuencia la componen rocas volcánicas del Jurásico Superior; la segunda secuencia por rocas del Grupo Bisbee (Formaciones Morita, Mural y Cintura) del Cretácico, mientras que la tercer secuencia esta constituida por rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario y Cuaternario. Las sierras aledañas están constituidas por rocas volcánicas y tienen la misma orientación que la Sierra Basomari, presentando alturas de hasta 1200 metros sobre el nivel del mar.

En el área de estudio, la Formación Morita esta constituida por estratos delgados a medianos de areniscas de grano fino (ortocuarcitas y areniscas calcáreas), las cuales presentan madera fósil en algunos horizontes, intercaladas con calizas fosilíferas y arcillosas de estratos que varían de delgados a medianos. La Caliza Mural la constituyen calizas fosilíferas que varían de delgadas a masivas, intercaladas con algunas areniscas y areniscas arcillosas de espesores delgados a medianos. La Formación Cintura esta compuesta por areniscas (ortocuarcitas y litarenitas) de espesores que varían de delgados a masivos, intercaladas con lodolitas de estratificación laminar a delgada.

En la Sierra Basomari, las rocas del Grupo Bisbee están fuertemente plegadas y falladas, siendo pliegues anticlinales y sinclinales los más visibles, con orientaciones NW-SE y con vergencias tanto al suroeste como al noreste. Los pliegues son simétricos, asimétricos con planos axiales verticales o volcados con longitudes desde decenas de metros hasta 2 kilómetros. Los pliegues a pequeña escala se encuentran principalmente en la Formación Morita, mientras que las estructuras de mayor escala se observan en las formaciones Mural y Cintura. También se observan fallas de cabalgadura y además, la zona fue afectada por un fallamiento normal posterior.

SED-8

EVIDENCIAS DE FLUJOS HIPERCONCENTRADOS, CORRIENTES TURBIDITICAS ARENOSAS Y/O GRAVOSAS DE ALTA DENSIDAD, REGISTRADOS COMO DEPÓSITOS DE TORMENTA DENTRO DE LA FORMACIÓN MEXCALA, NORTE DEL ESTADO DE GUERRERO

Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto¹, Guerrero Suastegui Martín² y Martínez Paco Margarita²

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

² Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAG.
magonegro_2000@hotmail.com

La Formación Mexcala en la parte norte del estado de Guerrero, se encuentra caracterizada por presentar facies turbidíticas, las cuales se encuentran conformando depósitos de abanico interno- abanico externo (Ocampo, 2004).

Los flujos que dieron origen a dichos depósitos, fueron en su mayoría flujos de corrientes turbiditas de alta y baja densidad y en menor grado flujos de escombros.

Dichos abanicos submarinos descritos anteriormente se encontraron sometidos a periodos de alta erosión y oleaje, localizados estos en el margen de la plataforma o bien en fondo marino.

Los depósitos que fueron generados por dichos periodos, se encuentran caracterizados por presentar: (i) una unidad ya sea conglomerática o arenosa con alto contenido de bioclastos, (ii) una unidad laminar del tamaño de las arenas media, (iii) una unidad intermedia la cual se puede encontrar conformada por rizaduras o por estratificación cruzada de tipo hummochy" y (iv) por una unidad superior la cual presenta laminación y/o por grainstone de bioclastos. Cabe mencionar que la secuencia que se describió anteriormente es la secuencia Bouma o su secuencia análoga descrita por Dott y Bourgeois (1982) para depósitos de tormenta o alto oleaje.

Dentro de dicha formación, estos depósitos se pueden encontrar de manera aislada o en conjunto, localizados principalmente dentro del abanico interno en su parte "distal"-abanico externo en su parte "proximal".

Por las estructuras sedimentarias, así como por las características texturales que presentan los conglomerados y areniscas de bioclastos se asume que estos fueron generados por flujos hiperconcentrados, mientras que aquellos estratos de areniscas y/o conglomerados de bioclastos que se encuentran conformando la secuencia Bouma o su secuencia análoga propuesta para depósitos de tormenta, fueron generados por corrientes turbidíticas arenosas y/o gravosas de alta densidad, altamente erosivas y episódicas, así como los grainstone de bioclastos fueron generados posiblemente por corrientes de fondo altamente erosivos.

SED-9

MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN EL CRÁTER DE IMPACTO DE CHICXULUB: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL POZO YAXCOPOIL-1

Rebolledo Vieyra Mario¹ y Urrutia Fucugauchi Jaime²

¹ Centro de Investigación Científica de Yucatán

² Instituto de Geofísica, UNAM
marior@cicy.mx

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos en el estudio en detalle de las características paleomagnéticas de la secuencia sedimentaria que comprende el límite K/T en el pozo Yaxcopoil-1. Las brechas estudiadas son suevitas ricas en melt, suevitas redepositadas y calizas dolomitizadas del Paleoceno temprano, que marcan el contacto K/T. La susceptibilidad magnética en las brechas, varía desde -0.3 hasta 4018 10e-5 SI en las brechas y la intensidad magnética varía de 0.02 mA/m hasta 37510 mA/m. Se investigó la estabilidad magnética y vectorial de la NRM, que mostró una naturaleza multi-vectorial, lo cual sugiere que las brechas tienen una composición magnética heterogénea, así como posible alteración hidrotermal. El estudio de la mineralogía magnética indicó que el componente magnético principal en las brechas es magnetita. Con estos análisis se procedió a establecer la magnetoestratigrafía de las brechas y del contacto con la secuencia sedimentaria del Terciario. En la secuencia de brechas de impacto se encontraron polaridades geomagnéticas tanto reversas como normales. En el contacto entre las brechas de impacto y la secuencia sedimentaria del Terciario, se estableció que el cambio de polaridad que se correlaciona con el límite K/T (cron 29R) se localiza a 794.11 m de profundidad, estos resultados muestran también la ausencia de un segmento de la base del Paleoceno y cima del Cretácico, como resultado de procesos erosivos, probablemente ocasionados por el retorno del nivel del mar a la cuenca. En la secuencia que marca el límite K/T (establecido en base a microfósiles), encontramos una secuencia de 50 cm de calizas dolomitizadas, que presenta interestratificaciones de material de impacto, las que a su vez presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, sin embargo, los resultados paleomagnéticos indican que fueron depositados en un régimen de energía baja, así mismo, éstos se han interpretado como depósitos de gravedad, resultado de los reacomodos gravitacionales del cráter.

SED-10

SISTEMAS SEDIMENTARIOS DOMINADOS POR AVENIDAS FLUVIALES EN EL TERCIARIO DE MÉXICO

Sanguinetti Marco y Zepeda Luna Tania
Schlumberger
sanguinetti1@reynosa.oilfield.slb.com

Las Cuencas Terciarias del margen oriental de México comparten una misma historia deposicional estrechamente vinculada a la evolución estructural de la Sierra Madre Oriental.

Prácticamente todo el margen oriental y meridional de México desde el Paleoceno hasta el presente, ha sido colmatado por sedimentos cuyo origen proviene principalmente de la erosión de las secuencias carbonáticas mesozoicas, rocas ígneas (eruptivas e intrusivas) y metamórficas entre otras, de diferentes edades. Desde éste punto de vista, los depósitos sedimentarios resultantes pueden ser considerados como una unidad sedimentaria sinorogénica o molasa tectónica terciaria.

En los momentos o épocas de lluvia torrencial sobre las áreas montañosas expuestas, las cuencas de drenaje allí presentes son capaces de brindar una cantidad importante de sedimentos a los sistemas fluviales que desaguan en el mar, en este caso el Golfo de México.

Cuando la densidad de agua del río cargada de sedimentos supera a la densidad del cuerpo de agua receptor (marino o lacustre), se producen condiciones necesarias que generan un flujo hiperpícnico, dependiendo entre otras cosas de la temperatura y la concentración de sales del cuerpo receptor.

A diferencia de los flujos hipopícnicos, o plumas de sedimentos finos, desarrollados por los mismos ríos en épocas de tiempo normal, éstos flujos hiperpícnicos se hunden rápidamente por debajo del cuerpo de agua receptor, y comienza de esta forma uno de los mecanismos de transporte y sedimentación submarina más sorprendentes y casi nunca valorados en la caracterización de facies y sedimentología de una cuenca.

La distancia total que recorren éstos flujos hasta su depositación final dependerá entre otras cosas de la eficiencia del flujo, definida a partir de: el volumen de sedimentos inicial y la fuerza inercial primera con que ingresa el flujo, donde el gradiente topográfico del área receptora juega un papel fundamental; y de la topografía o el relieve estructural del fondo marino (o lacustre) de la cuenca en la que transitan los sedimentos.

Los depósitos resultantes están vinculados genéticamente con los procesos sedimentarios comunes en las turbiditas clásicas.

En el presente trabajo enfatizamos la importancia de éste mecanismo de sedimentación como el principal responsable del relleno sedimentario de una cuenca marina o lacustre. Los depósitos terciarios del margen oriental de México son el resultado directo de éstos mecanismos tal como lo atestiguan las facies encontradas tanto en los afloramientos como en el subsuelo.

SED-11

PRIMER REPORTE DE YESOS DEL PALEÓGENO EN EL ÁREA DE JOLALPAN, PUEBLA: IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Corona Esquivel Rodolfo¹, Martínez Hernández Enrique¹,
Ramírez Arriaga Elia¹, Moralez Isunza Azucena¹, Ángeles
Hernández Jorge² y Castillejos Echeverría María Ocotlán²

¹ Instituto de Geología, UNAM

² Cooperativa Cruz Azul

rcorona@servidor.unam.mx

En el sur del Estado de Puebla México, a 22 km al suroccidente de la población de Axochiapan y a 25 km al poniente de Chiautla de Tapia, los autores colectaron muestras de yeso con el fin de estudiarlos desde el punto de vista palinológico, dando como resultado la recuperación de granos de polen característicos del Terciario inferior. Entre los granos de polen de importancia bioestratigráfica se encuentran los siguientes taxa: *Eucommia* sp., *Momipites* sp., *Caesalpinieapollenites* aff. *eocenicus*, *Adenatherites* sp., *Multimarginites* aff. *vanderhammeni*, *Normapolles* spp., *Adenatherites* sp., *Rugulitriporites* sp. y *Atlantopollis* sp.. La mayoría de estos taxa reportados para el Paleogeno de Norteamérica (Frederiksen, 1988; Martínez y Ramírez, 1999; Ramirez y Martínez,

2002), Europa (Gruas-Cavagnetto, C. 1978) y Africa (Guinet et al., 1975), mientras que otros taxa han sido reportado para el norte de América del Sur y la región caribeña (Germeraad, J.H., et al., 1968).

Con lo anterior, se define por vez primera, la presencia del Terciario temprano (Eoceno) en esta parte del sur de México, en la localidad de Jolalpan, cuyos yesos habían sido considerados por mucho tiempo como parte del Cretácico Temprano (miembro inferior de la Formación Morelos, Fries, 1960).

La secuencia estratigráfica del área puede resumirse como sigue:

Las rocas más antiguas que afloran en el área son las calizas de la Formación Morelos, del Cretácico (Albiano-Cenomaniano).

Le siguen en edad una secuencia de más de 80 m de espesor constituida por yesos cuya relación de contacto con las calizas de la Formación Morelos no es clara. Estos están cubiertos discordantemente por depósitos continentales del Terciario y por una sucesión de derrames riolíticos y andesíticos muy semejantes a la Riolita Tizapota y al Grupo Buenavista descritos por Fries, (1960) en los estados adyacentes de Guerrero y Morelos a 50 km al noroccidente del área de estudio.

A 2 km al noreste de los afloramientos de los yesos de Jolalpan y sobreyaciendo en discordancia a las calizas de la Formación Morelos existe una secuencia de conglomerados correspondientes al Grupo Balsas de posible edad Eoceno.

En las partes topográficas más bajas en la actualidad correspondientes al cauce del río Nexapa y en discordancia sobre las unidades anteriores se encuentran depósitos continentales de probable edad Oligoceno tardío constituidos por un conglomerado poligenético hacia la base y depósitos volcánico-lásticos hacia la cima.

Finalmente depósitos de talud, suelos residuales y aluvión cubren discordantemente a todas las rocas antes mencionadas.

Tectónicamente, el área se encuentra fuertemente plegada y sumamente afectada por varias fallas.

Dentro de los yesos expuestos profusamente en el área de Jolalpan, se colectaron los palinomorfos ya mencionados que revelan la existencia del Terciario temprano en el área.

Por lo anterior se propone por ahora de manera informal, la inclusión en la columna geológica del área, de los Yesos Jolalpan (nombre de la localidad tipo), correspondiente al Terciario temprano (Eoceno), recomendándose el desarrollo de trabajos de mayor detalle para delimitar y definir con precisión la extensión y características de este tipo de cuencas en el sur de México.

SED-12

LITHOSTRATIGRAPHY AND STRUCTURE OF THE SIMOJOVEL-EL BOSQUE AREA, WEST CENTRAL CHIAPAS: A CONTRIBUTION IN UNDERSTANDING THE CENOZOIC GEOLOGIC EVOLUTION OF SOUTHEASTERN MEXICO

Ferrusquia Villafranca Ismael
Instituto de Geología, UNAM
kresla@prodigy.net.mx

The area lies in Los Altos de Chiapas, between 17°00'-17°11'N Lat. and 92°35'-92°46'W Long., and has an extent of ~400 km²; a dense tropical cloud forest covers the very rugged terrain [altitude range: 300 to 1,750 mams]. The ~3,600 m thick Angostura Formation, a Late Cretaceous marine carbonate platform, that makes the area's highest mountain, is the oldest unit; it is unconformably overlain by the largely marine Tertiary sequence. The outcrop area of the seven units that compose the sequence, form superposed arcuate belts draped around the Angostura Formation, becoming younger from the southwest to the northeast.

The Tertiary units are: The 300-350 m thick, Late Paleocene Soyaló Formation [marine, fine-grained, little fossiliferous siliciclastics], the 1,000-1,200 m thick, Early Eocene El Bosque Formation [largely continental and transitional, coarse-grained phyllarenitic clastics, intercalated by lime strata], the 200-250 m thick, Middle Eocene San Juan Formation [marine, coarse-grained phyllarenitic clastics set in a very fossiliferous micrite matrix, intercalated by siltstone and micrite strata], the 300-350 m thick, Late Eocene Unit A ["Trinidad Sandstone" in part; marine, fine-grained, shaly, limy phyllarenitic-arkosic clastics], the 350-380 m thick, Early Oligocene Unit B ["Rancho Berlin Sandstone" in part; marine, friable, very thickly bedded, phyllarenitic medium-grained clastics], the 700-800 m thick, Late Oligocene Unit C ["La Quinta Formation" in part; largely shallow marine and transitional, diversely-grained, subarkosic phyllarenitic clastics intercalated by shale and lime strata; it includes a lower and upper sandstone informal members, separated by a middle, very fossiliferous limestone member; the upper member contains a 3-6 m thick dark bluish zone that bears amber nodules and a rich biota], and the 600 m thick, Early Miocene Unit D ["Mazantic Shale" and "Baluntum Sandstone" in part; marine, friable, fine- to medium grained, quartz-feldspathic clastics]. Late Miocene syenite stocks and sills intrude the Soyaló Formation. The Tertiary sequence records at least a transgressive/regressive pulse and recurrent sea depth changes, which evidence tectonic instability; marine sedimentation ceased by Middle Miocene time.

Structurally, the area belongs to the Thrust-Transcurrent Fault and Fold Belt (TTFFB) Province of Chiapas; the Tertiary sequence forms the southern limb of a major NNW-SSE trending synclinorium, whose axis lies in the north of the area; the corresponding anticlinorium-core, formed by the Angostura Limestone, is exposed in the south. The synclinorium is arcuate to the NE, indicating differential resistance to compression along the axis. Normal and strike-slip faulting have disrupted the synclinorium into many blocks of diverse size, attitude and altitude, forming a complex array of horsts [mostly slant plateaus] and grabens [usually narrow low lands]. The faults define two systems: NNE-SSW and WNW-SSE, which largely control the drainage in the area. The Late Miocene intrusives probably were emplaced during the extension phase of the orogenic activity that generated the TTFFB.

SED-13

MORBATIMETRÍA E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL Y SEDIMENTARIA DEL NEÓGENO AL RECIENTE EN EL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO

Aguayo Camargo Joaquín Eduardo¹, Araujo Mendieta Juan² y Sandoval Ochoa J. Héctor¹
¹ Facultad de Ingeniería, UNAM
² Instituto Mexicano del Petróleo
jaraujo@imp.mx

La provincia marina del suroccidente del Golfo de México y su extensión hacia el margen continental externo de la llanura costera del sureste de México, con una superficie de unos 150 000 km², comprende el área de estudio de esta investigación; geológicamente ésta ha sido consecuencia de movimientos tectónicos intermitentes y de oscilaciones eustáticas regionales espacio-temporales, manifestándose con diversos rasgos estructurales y paleosedimentarios. La interpretación geológica marina del área de estudio es el resultado del análisis de los datos de la información geológica-geofísica del Cuaternario del fondo marino y del subsuelo sub-superficial aportados en este trabajo durante las campañas oceanográficas SGMA-I (1998) y FIES (1999), a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM, y complementados con los datos de la campaña oceanográfica C.I.C.A.R (1972) y los exploratorios marinos y costeros continentales del Terciario-Cuaternario de PEMEX-IMP.

En el suroeste del Golfo de México se cartografió la morfobatimetría del fondo marino mediante un barrido hidroacústico continuo, utilizando las ecosondas del buque oceanográfico, en el que se destacan los sistemas de fallas transtensivas más prominentes que afectan el piso marino y que se interpretan en este trabajo, debidas al movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán, que se desplaza en su porción sur en Centro América, a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema de fallas Polochic, con desplazamiento lateral-izquierdo; la reactivación de este movimiento tectónico fue especialmente importante durante del Mioceno tardío-Plioceno temprano, como fue documentado por autores previos, hasta el Reciente, lo que fue evidente en esta investigación oceanográfica con la presencia de rasgos estructurales recientes distensivos en el fondo marino y del subsuelo sub-superficial de la Bahía de Campeche y en la margen occidental del Banco de Campeche.

SED-14

AMBIENTES DE DEPÓSITO CONTRASTANTES EN LA FORMACIÓN TEPETATE, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

Schwenicke Tobias¹, Cortés Martínez Mara¹, Rickli Joerg², Plata Hernández Elvia¹ y Estrada Moreno Erik¹
¹ UABCS
² ETH, Zurich
tobias@uabcs.mx

La Formación Tepetate, una de las unidades "históricas" en la península, aflora en la parte central de Baja California Sur. Su base no está expuesta y a su vez está sobreyacida discordantemente por las Formaciones El Cien (Oligoceno-Mioceno) o Salada (Mioceno).

Hemos visitado varias localidades y levantado columnas litoestratigráficas, para precisar datos de autores anteriores sobre las facies, sus ambientes de depósito y su edad. Encontramos litologías contrastantes.

En la región NW y N (arroyos Santa Rita y Colorado) predominan dos facies. La primera son fangolitas, con espesores de paquetes individuales de hasta 120 m. En general, son rocas laminadas con poca bioturbación (Chondrites). Microfósiles indican un ambiente batial. Alternando con las fangolitas se encuentran areniscas siliciclásticas y mixtas. Esta facies de areniscas forma paquetes de hasta 20-30 m de espesor, con tendencia de más grueso o más fino hacia arriba, compuestos por capas individuales con espesores de pocos cm a varios dm y parcialmente separadas por fangolitas intercaladas. Las capas de arenisca exhiben estructuras sedimentarias como bases erosivas, marcas de corriente, gradación interna, laminación cruzada y paralela, estratificación convoluta. Son comunes los icnofósiles Zoophycos, Scolicia y Cosmorhaphé; además, se observó Paleodictyon. En suma, las areniscas representan depósitos de flysch. Los datos bioestratigráficos disponibles para la región NW y N señalan que los depósitos abarcan edades desde finales del Maastrichtiano hasta el Eoceno Medio muy temprano. Además, anteriormente han sido reportadas estratos marinos cretácicos en el subsuelo los cuales podrían, por lo menos parcialmente, representar la porción más antigua de la formación.

En las regiones E y S del área (La Fortuna, arroyo San Hilario, El Cacaite, El Conejo, El Aguajito) los estratos de la formación abarcan edades del Paleoceno Superior a Eoceno Medio. Se observan dos facies principales, fangolitas y areniscas, formando cada una paquetes de hasta decenas de metros de espesor. Las fangolitas varían de laminadas hasta homogenizadas debido a una homogenización biológica. Pueden contener algunos macroforaminíferos u otros microfósiles. La facies de areniscas incluye limolitas, areniscas con algunos macroforaminíferos y capas intercaladas de arenisca rica en macroforaminíferos y capas de biorudita. En general en las limolitas y areniscas la bioturbación es abundante, predominando Thalassinoides. En contraste, las intercalaciones ricas en macroforaminíferos y otros fósiles exhiben estructuras sedimentarias primarias debido a muy poca o nula bioturbación, como bases erosivas y gradación. Las fangolitas se depositaron por debajo del nivel base de oleaje, las limolitas y areniscas por debajo o por encima de este nivel en la plataforma. Las capas ricas en macroforaminíferos, provenientes de ambientes costeros, se interpretan como tempestitas.

En conclusión, en la Formación Tepetate existen por un lado depósitos batiales y por otro lado depósitos de plataforma externa a interna. Los datos bioestratigráficos disponibles sugieren que aparentemente existían ambientes profundos por lo menos desde el Maastrichtiano hasta finales del Eoceno Temprano. En otras localidades se registran ambientes de plataforma desde el Eoceno Temprano hasta Medio. Estos cambios posiblemente se deben al avance de la plataforma continental durante el Paleoceno-Eoceno.

SED-15

MODELO DE DEPÓSITO DE LAS COSTRAS CALCÁREAS "EL MORRO": DEPÓSITOS RELACIONADOS CON LA PRIMERA INCURSIÓN MARINA EN LA CUENCA DE SANTA ROSALÍA B.C.S.

Miranda Avilés Raul¹ y Puy Alquiza Maria Jesus²

¹ Facultad de Minas y Geología, Universidad de Guanajuato

² CICIMAR, IPN

rmirandamx@yahoo.com.mx

Este trabajo presenta el análisis de facies de la denominada Caliza Marina Basal depositada en la porción SE de la cuenca de Santa Rosalía Baja California Sur. La cuenca de Santa Rosalía y sus depósitos

están relacionados a la apertura del Golfo de California (Proto-Golfo) durante el Mioceno Superior. La Caliza Marina Basal constituye el miembro inferior de la Formación Boleo y fue depositada en forma de costras calcáreas de 1 a 3 m de espesor, sobre las rocas volcánicas Miocénicas de la Formación Comondú. En este trabajo presentamos el análisis de una de las secciones mejor expuestas en la cuenca y que denominamos Sección "El Morro". Las facies que constituyen la denominada Caliza Marina Basal está representada por travertinos masivos, travertinos laminares, travertinos esponjosos, tufas y estromatolitos cónicos. Las facies de travertinos y tufas constituyen un ambiente lacustre a fluvial que son cubiertas por facies estromatolíticas marinas intermareales.

El cambio de ambientes lacustres al marino intermareal, indica una transgresión que representa la instalación de la primera incursión marina en la cuenca de Santa Rosalía asociada a la apertura del Golfo de California.

SED-16

MODAL ANALYSIS, GEOCHEMICAL, AND SEDIMENTOLOGICAL STUDIES OF SAND DUNES OF THE GRAN DESIERTO SAND SEA, NORTHWESTERN MÉXICO

Zolezzi Ruiz Hugo y Kasper Zubillaga Juan José
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
zolezzi@icmyl.unam.mx

Modal analysis, major and trace element compositions and grain size analyses were carried out for the coastal and desert sands of the Sonora state, Northwestern Mexico. This was done to discriminate between regional variations in the petrographic and geochemical characteristics of the sands. Sand samples were collected from the desert dunes in San Luis Río Colorado and Sierra del Pinacate and the coastal dunes from Golfo de Santa Clara and Puerto Peñasco.

Previous Kolmogorov-Smirnov normality distribution tests were carried out in detrital modes and grain size variables in order to perform a forward stepwise linear discriminant analysis (LDA). Preliminary results of the LDA show that the canonical variables that better discriminate between the desert and coastal dune sands were the Log Qt/Ft ratio and Mz . The Mahalanobis square distance was used as the discriminant linear function between sand dunes. The discrimination between the sands may be associated to eolian and beach processes of the Gran Desierto and the eastern Gulf of California. Mz values indicates that desert sand is better sorted than coastal sand by means of the selectiveness of the wind as a transport agent. We interpret that high concentrations of quartz in the sands comes from granitic sources. The spatial variation in sands is explained quantitatively with discriminant analysis using detrital modes ratios, mean grain size variables. Still preliminary results of CIA and trace elements are to be reported.

SED-17 CARTEL

EVOLUCIÓN SEDIMENTOLÓGICA DEL CRETÁCIO SUPERIOR EN EL SURESTE DE MÉXICO

Ornelas Sánchez María, Aguilera Franco Noemí, Franco Navarrete Sonia y Granados Martínez Mónica
Instituto Mexicano del Petróleo
mornelas@imp.mx

La actividad tectónica del Sureste de México durante el Mesozoico fue un factor determinante en la evolución de los ambientes sedimentarios y de los conjuntos orgánicos que los poblaron, desde finales del Triásico, durante el Jurásico y hasta el Cretácico Inferior la sedimentación estuvo controlada por la actividad tectónica relacionada con la apertura del Golfo de México, el Cretácico Medio se postula como un período de estabilidad, interrumpido en el Cretácico Superior por una fuerte actividad tectónica que controló la sedimentación y propició la deformación de la cubierta sedimentaria.

La sedimentación mesozoica se inició diferencialmente en el tiempo y en el espacio, a partir del límite Triásico Tardío-Jurásico Temprano, con depósitos continentales de la Formación Todos Santos, posteriormente a esto durante el Jurásico Tardío una sedimentación marina sobre una plataforma interna carbonatada con ambientes que variaron de continentales con palinofitos a ambientes de plataforma interna y externa con una gran variedad de algas dasicladáceas como *Salpingoporella*, *Acroporella*, *Heteroporella*, *Apinella* y de lituólidos como *Pseudocyclammina*, *Pseudospirocyclus*, *Everticyclammina* y *Anchispirocyclus* en las formaciones San Ricardo, Jericó y Cobán (Ornelas, 1997).

Del Tithoniano Tardío al Aptiano los ambientes variaron de plataforma abierta a litoral de las formaciones San Ricardo, Jericó y Cobán. Los ambientes de plataforma abierta del Tithoniano Tardío al Hauteriviano Temprano con calpionélidos como *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites* sucesivamente, nanocónidos y posteriormente a partir del Hauteriviano con los foraminíferos planctónicos *Leopoldina*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, tintínidos como *Calpionella* y *Deflandronella* y radiolarios.

Para el Albiano y el Cenomaniano se depositaron extensas plataformas carbonatadas, las facies graduaron de plataforma interna semi-restringida con foraminíferos bentónicos como *Nummoloculina heimi*, *N. regularis*, *Dicyclus schlumbergeri*, *Murgeina apula*, *Pseudorhapydionina*, a facies pelágicas de rampa externa con calcisferúlidos, y con *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, *R. reicheli*, *Praeglobotruncana gibba*, *P. stephani*, *P. delrioensis*, *Rotalipora cushmani* en el Cenomaniano Temprano mientras que en el Cenomaniano Tardío predominaron *Whiteinella aprica*, *W. archaeocretacea*, *W. brittonensis*, *W. baltica*, *Clavibergella moremani* y *Hastigerinelloides watersi* y rocas siliciclásticas de las formaciones Sierra Madre y Jolpabuchil respectivamente.

A partir del Turoniano las condiciones varían drásticamente, las facies de plataforma graduaron de manera discordante a facies hemipelágicas de rampa externa somera a profunda de la Formación Jolpabuchil, las facies de rampa somera fueron propicias para el desarrollo de bancos de rudistas, corales, mientras que en ambientes más profundos proliferaron los calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos como *Whiteinella* y *Dicarinella*.

Durante el Coniaciano-Santoniano las condiciones pelágicas se extendieron, dando lugar a la expansión de foraminíferos planctónicos de la Formación Jolpabuchil, las facies de cuenca fueron pobladas por foraminíferos planctónicos de los géneros *Marginotruncana*, *Globotruncana*, *Contusotruncana*, *Ventilabrella*, *Sigalia*, *Heterohelix* y *Hedbergella*.

Las condiciones pelágicas variaron diferencialmente durante el Campaniano-Maastrichtiano a facies someras de rampa interna con macroforaminíferos como *Vaughanina*, *Orbitoides*, *Sulcopeculina* y algas como *Lithophyllum berriozabalensis*, facies hemipelágicas de rampa externa y de talud con calcisferúlidos, rudistas, foraminíferos planctónicos y las facies pelágicas de cuenca con una gran diversidad de foraminíferos planctónicos de los géneros *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Contusotruncana*, *Racemiguembelina* y *Ventilabrella* principalmente.

SED-18 CARTEL

LATE PROTEROZOIC SEDIMENTARY CYCLES OF THE "CABORCA SEQUENCE" SONORA, MEXICO

Rodríguez Torres Rafael y Almazán Vázquez Emilio
Universidad de Sonora
rafael@geologia.uson.mx

The type locality of "Caborca Sedimentary Sequence" (CSS) is placed at Cerro Gamuza, 15 km south of Caborca town. Ocular inspection of previously measured section has permitted the definition of twenty sedimentary cycles, integrating Seven Sedimentary Cycles. Basement of the CSS is the "Bamori Metamorphic Complex" made of ortho and paragneises and which metamorphic event took place 1.675 Ga ago.

From the unconformity developed upon the BMC, in ascending order, the sedimentary units are:

First Supercycle of 655 m thick.

Cycle I.1-30m; supermature quartz sandstone (qtz ss); massive bedding.

Cycle I.2-20m; dolomitic qtz ss and sandy dolomite (dol) with stromatolitic structures, spheroids, and laminations.

Cycle I.3-605m; thin and laminated dol with algaecous structures.

Second Supercycle of 150m thick.

Cycle II.1-70m; quartz conglomerate and sandstone.

Cycle II.2-45m; qtz ss; sandy shales, and few dol horizons.

Cycle II.3-35m; qtz ss and some limestones.

Third Supercycle of 820m thick.

Cycle III.1-220m; mature, laminar, and thick bedded qtz ss.

Cycle III.2-450m; dol with stromatolites and some quartzites.

Cycle III.3-90m; thin bedded limestones.

Cycle III.4-60m; laminar and thin bedded dol.

Fourth Supercycle of 360m thick.

Cycle IV.1-70m; laminar to thin bedded and fine grained subarkoses.

Cycle IV.2-180m; bioturbated shales.

Cycle IV.3-30m; supermature, medium bedded, and fine to very fine grained qtz ss.

Cycle IV.4-80m; thin bedded dol; with stromatolites at the lower part.

Fifth Supercycle of 490m thick.

Cycle V.1-30m; quartzite and shale, medium bedded.

Cycle V.2-460m; light gray dol.

Sixth Supercycle of 280m thick.

Cycle VI.1-100m; supermature, medium stratification, medium to fine grained qtz ss.

Cycle VI.2-130m; dolomitic qtz ss, sandy dol, and shales with abundant tracks.

Cycle VI.2-50m; dol with qtz ss interfingering.

Seventh Supercycle of 90m thick.

Cycle VII.1-90m; litharenites.

The top of the Late Proterozoic CSS is the unconformity that separated this litharenite and an olivine porphyritic basalt flow (basanite) and volcanic conglomerates of probably Proterozoic age.

The depositional environment of CSS has been inferred as high energy conditions, perhaps as sandy bars and dunes, that favored the genesis of qtz ss. Associated with those bars there were very shallow perideltaic lagoons, characteristics of stromatolitic environments.

SED-19 CARTEL

ASOCIACIONES SEDIMENTOLÓGICAS Y FAUNÍSTICAS DE UN MONTÍCULO LODOSO CARBONATADO DE LA PLATAFORMA GUERRERO MORELOS, DE LA REGIÓN DE IXCATEOPAN, GUERRERO

Flores de Dios González Luis Antonio¹, Omaña Pulido Lourdes² y Alencaster Ybarra Gloria²

¹ Universidad Autónoma de Guerrero

² Instituto de Geología, UNAM
afloresdd@yahoo.com.mx

Se reporta por vez primera para el sur de México una secuencia de la Formación Morelos que corresponde a un montículo lodoso carbonatado caracterizado por una textura estromatolítica, depositado en el borde de una rampa, en un mar somero de aguas cálidas.

La fauna de macrofósiles está constituida casi exclusivamente por rudistas, siendo la especie *Texicaprina kugleri* (Bouwman) absolutamente dominante. Las especies asociadas son *Mexicaprina quadrata* (Alencaster y Oviedo), *Mexicaprina alata* Filkorn, *Immanitas* sp., y especies nuevas de los géneros *Caprinuloidea* y *Coalcomana*. Además hay escasos corales y gasterópodos nerinídeos. La comunidad de foraminíferos bentónicos consta de *Dyctioconus walnutensis* (Carsey), *Coskinoloides texanus* Keijzer y el alga *Cayeuxia piae* Frollo. La asignación de la edad del depósito al Albiano medio está basada en la especie índice *Dyctioconus walnutensis*. Esta asociación faunística es semejante a la del Albiano medio de la Formación El Abra de la Plataforma Valles- San Luis Potosí.

SED-20 CARTEL

REVISIÓN DE LA ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO BALSAS EN EL ÁREA DE AMACUZAC, ESTADOS DE MORELOS Y GUERRERO

Monter Ramírez Ahiram¹, Morán Zenteno Dante J.², Alba Aldave Leticia A.² y Centeno García Elena²

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

² Instituto de Geología, UNAM
ahirammonter@hotmail.com

Desde su definición original el Grupo Balsas ha sido una denominación que se ha aplicado a secuencias continentales distribuidas en diferentes áreas y ubicado en diversas situaciones

tectónicas. La zona de Amacuzac es una de las áreas clásicas de afloramiento del Grupo Balsas descritas originalmente por Fries (1960) y es una de las áreas en donde se encuentra mejor expuesto.

El conocimiento sobre el entorno estratigráfico, tectónico y volcánico de esta zona ha experimentado recientemente progresos significativos y ha servido de marco de referencia para realizar una revisión de las características petrológicas, relaciones estratigráficas y ambiente tectónico del Grupo Balsas.

El Grupo Balsas en el área de Amacuzac tiene un espesor máximo de 2500 m y consiste principalmente de una secuencia inferior de conglomerados polimícticos y areniscas conglomeráticas que se vuelve predominantemente arenosa hacia las capas superiores. El contacto inferior de esta secuencia es una discordancia angular clara que la separa de la Formación Mezcala y la Formación Morelos. En ligera discordancia angular, descansa sobre la primera secuencia una secuencia superior de granulometría más gruesa, de conglomerados de caliza mal clasificados que incluye tamaños desde guijos hasta peñascos. Esta unidad está cubierta en ligera discordancia angular por la ignimbrita Tilzapotla para la cual se han reportado recientemente edades de K-Ar y Ar-Ar que varían entre 34 y 35 Ma. Las inclinaciones de las capas de ambas secuencias varían desde echados de 50° en la parte basal de la secuencia inferior hasta 15° en las capas de la secuencia superior. En la zona de Teacalco, al noroeste de Amacuzac, las dos secuencias están separadas por una unidad de ignimbrita dacítica vitro-cristalina moderadamente soldada que presenta característicamente cristales de cuarzo y biotita eudral. De un concentrado de biotita obtenido de esta ignimbrita se obtuvo una edad de K-Ar de 38.5 ± 1 Ma. Otras rocas volcánicas intercaladas en la secuencia incluyen andesitas basálticas con olivino y piroxenos e ignimbritas pumicíticas vitro-cristalinas con cristales de cuarzo y biotita eudral. Estas observaciones revelan que las rocas volcánicas intercaladas son contemporáneas al volcanismo de Taxco y a las primeras manifestaciones volcánicas en el área de Tilzapotla.

Las facies sedimentarias reconocidas indican que ambas secuencias se formaron como depósitos de abanico aluvial desarrollado al pie de la zona montañosa de Cacahuamilpa-Taxco. No existen indicios de que la inclinación variable de las capas se deba a fallamiento lístrico ya que las inclinaciones son en la misma dirección de la pendiente montañosa. Tampoco se reconocieron discontinuidades estructurales que sugieran un depósito en una fosa tectónica. Por lo anterior se interpreta al Grupo Balsas en esta área como un depósito intermontano de abanico aluvial. El cambio hacia la granulometría más gruesa de la secuencia superior se interpreta como producto del rejuvenecimiento de la zona montañosa que se produjo durante la formación de un domo de gran escala ubicado inmediatamente al sur y asociado a la evolución temprana de la caldera de Tilzapotla. El desarrollo de este domo fue también lo que originó el basculamiento de la secuencia estudiada.

SED-21 CARTEL

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA ENTRE JÁLTIPAN Y COATZACOALCOS, VERACRUZYussim Guarneros Sergio¹ y Arellano Gil Javier²¹ Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM² División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM
yussim@servidor.unam.mx

Como parte de un proyecto de investigación más amplio, se llevó a cabo el levantamiento geológico estructural en la Región Salina del Istmo, que comprendió el análisis de una región de aproximadamente 2000 km², que se extiende desde el poblado de Sayula al poniente, hasta Coatzacoalcos en el noreste y Coahuila en el sur. El trabajo consistió en describir las principales características litológicas y petrofísicas de las unidades litoestratigráficas que afloran, que se encuentran en el subsuelo o que tienen alguna relación con las secuencias sedimentarias ubicadas en el área de estudio.

En la región aflora una secuencia sedimentaria que se extiende desde la Formación Salina (pre-Kimmeridgiano), seguida por una secuencia calcárea constituida por la Caliza Chinameca y la Caliza Sierra Madre, que se extienden en el tiempo desde el Kimmeridgiano-Barremiano la primera, hasta Albiano-Cenomaniano la segunda. Descansando sobre las unidades anteriores se extiende una secuencia clástica desde el Cretácico Superior hasta el Reciente. La secuencia se caracteriza por diferentes ambientes sedimentarios que varían desde plataforma clástica abierta, cercana a la playa, hasta fluviales (continentales). La anterior secuencia clástica presenta diferentes grados de consolidación, diferenciándose de los depósitos recientes que no la presentan. Con base en la geología superficial, los numerosos pozos que se han perforado con fines de exploración y explotación de azufre e hidrocarburos, y la información geofísica que se ha realizado de la región se caracterizó la distribución, forma, geometría y espesor de los domos salinos de la región, así como de las rocas encajonantes y de la cubierta sedimentaria de la Cuenca Salina del Istmo.

Desde el punto de vista estructural, el desarrollo de la región se ha caracterizado de la siguiente manera. Durante el Oligoceno el ascenso de los materiales evaporíticos jurásicos, en la Región Salina del Istmo, dio lugar a la deformación de la cubierta sedimentaria. Este proceso se reconoce como un sistema de pliegues dómicos, con sus ejes longitudinales orientados al NE. Los pliegues se exponen como una banda de anticlinales, que corresponden de oeste a este con los domos de Sayula, Jaltipan y Chinameca, y ligeramente al sur de éste último el de Cosoleacaque; bordeando a los anticlinales se identifican también bandas de sinclinales representados por bajos en la topografía. Por lo general los pliegues llegan a mostrar en su núcleo a la Formación Depósito del Oligoceno Superior; no obstante, en el núcleo del Domo de Chinameca aflora una secuencia calcárea que se corresponde con las rocas de la Formación Chinameca, de edad Jurásico Superior. El origen de los pliegues está relacionado con el empuje vertical de la sal sobre la cubierta sedimentaria, por lo que al no ser homogéneo, ni uniforme, las estructuras resultantes tampoco lo son. Así, el desarrollo de anticlinales está directamente relacionado con las cimas de los cuerpos de sal, mientras que los sinclinales se corresponden con los límites de los domos y por otra parte, propiamente con la superficie del cuerpo de sal, como es el caso del sinclinal que se encuentra entre Jaltipan y Petapa.

SED-22 CARTEL

EVOLUCIÓN SEDIMENTOLÓGICA DEL TITHONIANO EN LA ZONA MARINA DE CAMPECHEAguilera Franco Noemí, Prado Peña Marco Antonio, Ornelas Sánchez María y Santiago Gómez Cecilia
Instituto Mexicano del Petróleo
naguiler@imp.mx

El sistema de depósito del Tithoniano en el área Marina de Campeche, representa una sedimentación de 6.5Ma asociada a una etapa transgresiva y de ascenso relativo del nivel del mar que produjo el profundizamiento de la mayor parte del área durante el Tithoniano Superior.

El Tithoniano presenta una variación de espesores de 86m hacia la parte nor-occidental y de hasta 497m hacia la parte centro-oriental, que se refleja en las tasas de velocidad de sedimentación y que abarcan de los 0.12m/Ky a los 0.63m/Ky. El Tithoniano se dividió con base en los microfósiles así como en la aplicación de la Correlación Gráfica en Tithoniano Inferior (144.2Ma), Tithoniano Medio (146.0Ma) y Tithoniano Superior (148.0Ma).

El Tithoniano Superior esta representado por calizas arcillosas en partes bentoníticas y dolomías con intercalaciones de lutitas calcáreo-limosas con texturas de mudstone-packstone arcillosos con abundantes calpionélidos (*Crassicollaria massutiniana*, *Crassicollaria brevis* y *Crassicollaria intermedia*), nanoplacton calcáreo, radiolarios calcificados y sacocómidos (*Saccocoma arachnoidea*). La presencia del género *Crassicollaria*, nos permitió asignar este nivel como un horizonte nivelador y que corresponde a los 142.0Ma. Hacia la parte más nor-oriental del área de estudio, la presencia de dolomías inequigranulares de grano medio a fino así como la presencia de calizas oolíticas y bioclastos de rampa interna; lutitas limosas con palinomorfos y areniscas sin microfósiles hacia la porción sur-oriental indica una somerización del área.

El Tithoniano Medio esta representado principalmente en ambientes de rampa externa-cuenca de condiciones anóxicas. Las facies están constituidas por dolomías microcristalinas, lutitas calcáreas y mudstone-packstone arcillosos con abundante materia orgánica con radiolarios calcificados y piritizados y abundantes sacocómidos (*Saccocoma arachnoidea*). El Tithoniano Medio se considera el nivel generador en el área de estudio.

El Tithoniano Inferior esta representado por ambientes de cuenca en la porción nor-occidental que gradúa a ambientes de rampa externa-cuenca en la mayor parte del área. Se presentan también ambientes de rampa interna en la porción sur así como el establecimiento de condiciones lagunares semi-restringidas en la parte sur-oriental con un incipiente desarrollo de bancos de arenas carbonatadas que tienen su mayor expresión para el Kimmeridgiano y que representan las facies almacenadoras en el área de estudio.

El ambiente de cuenca esta representado por packstone arcillosos con radiolarios calcificados y piritizados, sacocómidos, fragmentos de peces, equinodermos y moluscos. El ambiente de rampa externa-cuenca esta constituida por mudstone arcillo-limosos y/o lutitas calcáreas con escasos sacocómidos y radiolarios calcificados, dolomías microcristalinas sin microfósiles, y packstone grainstones de peloides y oolitas con *Acicularia elongata*, *Acicularia jurasica*, *Rhaxella sorbyana*, *Cayeuxia piae* y *Salpingoporella sellii*. El ambiente de rampa interna esta constituido por packstone-grainstone de pelets y oolitas

con *Stomiosphaera moreti*, *Acicularia jurasica*, *Acicularia elongata*, *Rhaxella sorbyana*, *Cayeuxia piaie* y *Salpingoporella sellii* con influencia terrígena. El ambiente lagunar esta caracterizado por calizas arcillosas y dolomías sin microfósiles, areniscas de grano fino y limolitas con anhidrita, así como grainstone de peloides y bioclastos con *Thaumatoporella sp.*, *Cayeuxia sp.*, *Acicularia elongata* y *Acicularia jurasica*, fragmentos de moluscos y equinodermos.

SED-23 CARTEL

ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE TUZANTLA, ESTADO DE MICHOACÁN

Callejas Moreno Judith¹, Centeno García Elena², Martínez Hernández Enrique² y Benammi Mouloud³

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

² Instituto de Geología UNAM

³ Instituto de Geofísica UNAM
judith_cm@yahoo.com

El área de estudio se encuentra en los alrededores de Tuzantla, al sur de la ciudad de Zitácuaro, estado de Michoacán. Las rocas que afloran en la región han sido cartografiadas anteriormente como unidades volcánicas cenozoicas o han sido correlacionadas con la Formación Balsas. Sin embargo, la cartografía de detalle nos ha permitido identificar varias unidades no descritas anteriormente para el área. La sucesión estratigráfica del área se describe a continuación de la base a la cima: Las rocas más antiguas están constituidas por derrames y brechas submarinos de composición básica, intercaladas con areniscas y lutitas (turbiditas volcanoclásticas) que contienen fragmentos de amonites y corales, hacia la parte superior presenta intercalaciones de caliza en capas delgadas. Los fósiles sugieren una edad probable Albiano-Cenomaniano y son similares a las unidades que afloran en la región de Huetamo, Michoacán. Estas fueron plegadas y erosionadas y sobre ellas descansa discordantemente una sucesión de capas rojas bien consolidadas (Formación Tuzantla) que esta formada de tres facies principales: a) facies Tiquicheo formada por paquetes gruesos limo-arenosos, masivos y de gran espesor; facies la Mexicana sobreyace a la facies anterior y es una arenisca conglomerática masivas o con estratificación incipiente y con lentes de conglomerado grueso, contiene clastos de rocas ígneas y abundante caliza, las partículas son subredondeadas y está mal clasificado; c) facies la Yerbabuena: constituida por arena conglomerática matriz soportada polimodal con lentes de conglomerado clasto soportado, con estratificación insipiente, en mayor porcentaje clastos volcánicos con arenas, conglomerado, granito y caliza en menor porcentaje. Estas unidades están en contacto por falla con un grueso paquete de conglomerados y areniscas conglomeráticas (Formación El Cabildo), a lo largo de dicha falla se emplazó un dique de varios kilómetros de longitud, que a su vez está afectado por fallas, con una orientación NE-SW.

Hacia el noroeste de la zona estudiada, la Formación Tuzantla está en contacto por falla con la Formación Mesa del Aire, que es un conglomerado masivo, con clastos de rocas volcánicas, mal clasificado, y polimodal. Todas estas unidades y estructuras fueron afectadas por fallas laterales con orientación NW-SE y fueron intensamente erosionadas formando un paleorelieve cercano al actual. A lo largo del paleocauce de un río previo al actual Río Tuzantla, se depositaron una serie de paquetes sedimentarios entre ellos la facies de enmedio, con estratificación media a delgada, sin gradación, de areniscas gruesas medianamente clasificadas con lentes conglomeráticos de partículas subredondeadas y de forma prismoidal,

clasto soportado; la facies gris, formada de un conglomerado fino de estratificación cruzada, de matriz limoarenosa, bien clasificado. Cubierta a su vez, en contacto concordante por un paquete grueso de Ignimbrita, que presenta restos de plantas fosilizadas hacia su base. Como resumen de manera preliminar, se han identificado por lo menos tres periodos de erosión y depósito de secuencias sedimentarias continentales, cuya edad aún se desconoce.

SED-24 CARTEL

ESTRATIGRAFÍA DE TERRAZAS MARINAS DEL PLEISTOCENO TARDÍO, LAS ÁNIMAS, BAHÍA DE LA PAZ, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

Quintana Araiza Gloria Gabriela¹, Schwennicke Tobias¹, López Forment Martha² y Hickman Carole²

¹ UABCS

² University of California, Berkeley, USA
quintana@uabcs.mx

Realizamos un estudio cartográfico y estratigráfico detallado de terrazas marinas del Pleistoceno Tardío (estadio isotópico 5e) en la región de Las Ánimas, Bahía de La Paz. Afloran a lo largo de la costa en la cima de mesas bajas.

Las terrazas se formaron en varias paleobahías con una morfología costera variada y sobreyacen a capas miocénicas (Formaciones El Cien y Comondú). Debido al contacto basal irregular, el espesor de las terrazas varía de 10 m a menor de 1 m, incluso sobre distancias muy cortas. Se distinguen varias capas principales las cuales a su vez incluyen una o más facies. Una sucesión típica inicia con un conglomerado coquinoide basal (capa 1), gradando hacia arriba a arenisca fosilífera (capa 2). Localmente la capa 1 está ausente y el sedimento basal de la capa 2 es limoso hasta fangoso. El contenido fosilífero y su abundancia varía de una localidad a otra. Predominan bivalvos y gasterópodos; además, se encuentran equinodermos (*Encope sp.*, *Diadema sp.*), rodolitos (*Lythopyllum sp.*) y fragmentos de coral. La bioturbación es abundante, dejando pocos relictos de estratificación. En muchas localidades, en la parte superior de la capa 2 aumentan los fragmentos de coral y transicionalmente encima se encuentran lechos extensos de coral (*Porites sp.*, *Pocillopora sp.*, *Astrangia sp.*), con espesores máximos de ~5 m (capa 3). Lateralmente, estos arrecifes pueden gradar hacia areniscas fosilíferas y rudstones arenosos de la parte superior de la capa 2. Sobreyaciendo a las capas 2 y 3, comunmente con un contacto marcado hasta erosivo, se encuentran areniscas fosilíferas y parcialmente conglomeráticas (capa 4), variando su espesor de <1 a >2 m. Entre los bioclastos abundan moluscos y rodolitos. Existe una burda estratificación cruzada (laminación de playa). Arenas eólicas poco consolidadas (capa 5) del Pleistoceno Tardío u Holoceno sobreyacen a la capa 4.

Hacia oeste, se observa la interdigitación con conglomerados contemporáneos de origen fluvial. Algunas localidades revelan la existencia de costas rocosas e incluso acantilados costeros.

Las terrazas se formaron en un ambiente costero durante un ciclo de transgresión y regresión. En la transgresión el mar inundó un relieve caracterizado por colinas y/o mesas bajas y con arroyos; se desarrolló una morfología costera más variada que la actual. El retrabajamiento en la zona costera produjo depósitos gruesos (capa 1). En bahías se desarrolló un ambiente marino somero con condiciones energéticas moderadas (capa 2). Al mismo tiempo, en algunas localidades existía un ambiente de playa frontal de alta energía

(capa 2). Localmente se formaron bancos de abrasión, acantilados costeros e islotes. Las bahías fueron colonizadas por corales y se formaron extensos arrecifes (capa 3). El ascenso del nivel del mar continuó, inundando partes más elevadas y transformandolas en bancos marinos. Acorde con el ascenso del nivel del mar, los corales también colonizaron superficies más elevadas. Finalmente inició la fase regresiva y depósitos de playas de alta energía y terrestres (capas 4 y 5) cubrieron los depósitos anteriores. El cambio faunístico registrado en las diferentes capas refleja la variación climática durante el ciclo transgresivo-regresivo.