

Sesión Regular

SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

Organizadores:

Isabel Israde

Ligia Perez

Martin Guerrero

Natalia Amezcua

SED-1

SISTEMAS DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN DEPÓSITO (MIOCENO; SIERRA DE CHIAPAS) COMO UN ANÁLOGO DE AFLORAMIENTO A LOS SISTEMAS PROFUNDOS

Guerrero Suastegui Martín¹, Sánchez de Oca Rafael²,
Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto³ y Salgado Serafín Marlén⁴

¹Ciencias de la Tierra, UACT

²Jubilado PEMEX (In Memoriam)

³Área de ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP

⁴Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro
mgros62@yahoo.com.mx

La importancia de sistemas turbidíticos (abanicos submarinos, aprons de talud, entre otros) en la prospección de oportunidades petroleras es observar y analizar análogos que ayuden a entender comportamiento tanto de litofacies y petrofacies (pequeña escala), así como características en registro sísmico (escala mayor). Este objetivo lo cumple los excelentes y bien expuestos afloramientos de la Formación Depósito en la carretera federal Tuxtla Gutiérrez, Chiapas- Las Choapas – Raudales, Veracruz.

Se presentan características propias de sistemas canalizados y zonas de desborde, y en menos escala subambientes de lóbulo, dentro de sistemas turbidíticos.

Las facies (15 en total) de la secuencia del Mioceno de la región de Chiapas – Veracruz; permite postular los siguientes sistemas deposicionales:

Canales arenosos y lóbulos. Secuencia de estratos de arenisca, que muestran migración y acuñamiento de canales arenosos (migración, relleno y sus contactos infra y suprayacente), que varían de 2-10m. de amplitud y hasta 15m. de espesor. Es común, estructuras de carga, así como estructuras de escape, debido a procesos de fluidización de sedimentos. Se observa también material de carbón. También, se observan características de un desarrollo parcial de un subsistema de lóbulo, caracterizado por secuencias de se engrosan a la cima, tanto en tamaño de los estratos como en tamaño de grano. Así como, presencia abundante de icnofósiles de tipo Cruziana y Zoophycos.

Sistemas de canales conglomeráticos. Los afloramientos muestran perfectamente el mecanismo de relleno de un sistema de canal en diferentes etapas, con amplitud de hasta 100m y cerca de 500m de espesor. Se observa las características texturales de los clastos (redondez, forma, clasificación y madurez textural), las evidencias del relleno (estructuras de surcos, desarrollo de estructuras de deformación y estratos de arenisca), así como icnofósiles de tipo Zoophycos.

Sistemas de desborde de canal (Overbank). Mide más de 500m en espesor y se reconocen estructuras de rizaduras escalonadas, clastos flotados, laminación y estratificación convoluta, así como estructuras de deslizamiento (slump), que sugiere la presencia de facies de desborde de canal. Importante presencia de icnofósiles de tipo Zoophycos y Nereites, los cuales sugieren que el sistema se formó en niveles profundos de tipo batial-abisal.

En conclusión, la exposición de gran escala de los depósitos del Mioceno aporta una excelente oportunidad de estudiar y entender la arquitectura deposicional de sistemas turbidíticos y sus variaciones lateral y vertical, así como su importancia en el uso de análogos para la región del Golfo de México en sistemas ricos en arenas. Mención aparte merece la abundante icnofósiles, la cual aporta mucha información sobre la batimetría y las condiciones de depósito.

SED-2

PETROGRAFÍA, PROCEDENCIA Y MODS DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN DEPÓSITO, MIOCENO, SIERRA DE CHIAPAS

Guerrero Suastegui Martín¹, Salgado Serafín Marlén² y Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto³

¹Ciencias de la Tierra, UACT

²Unidad Académica de Ciencia de la Tierra, UAGro

³Área de Ciencias de la Tierra, FI-UASLP
mgros62@yahoo.com.mx

La Formación Depósito en Chiapas está formada por conglomerados y areniscas de sistemas turbidíticos canalizados y zonas de desborde (overbank). El análisis petrográfico de estas rocas se enfoca en el estudio de composición y textura de las rocas clásticas para entender la dinámica de los múltiples procesos que han contribuido para su formación, así como procedencia y reconstrucción de ambientes de depósito.

El estudio petrográfico describe y reconoce los constituyentes principales de detritos que componen las muestras; tales como fragmentos cristalinos (cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, chert), fragmentos líticos (ígneos, metamórficos y sedimentarios), tipo de matriz y/o cementante, arrojando los siguientes resultados para las areniscas.

Los granos de cuarzo son de naturaleza variada: cuarzo monocristalino ondulado, no ondulado y cuarzo policristalino mayor a tres constituyentes, los cuales presentan ondulidad de 15o hasta 30° (indicando fuentes graníticas,

vetas y gneises en los primeros y fuentes plutónicas para los segundos). Los cuarzoes policristalinos presentan inclusiones de zircón, micas y feldespatos, entre otros.

Los feldespatos presentan generalmente forma subhedral, los más comunes son plagioclasa, ortoclasa y microclina, que alteran a sericita. El maclado de los feldespatos se encuentra parcialmente deformado en algunas ocasiones. Se propone una roca fuente granitoide (granitos y gneises) para estos minerales.

Los fragmentos líticos derivan de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, indistintamente. Las fuentes ígneas son de composiciones y texturas distintas, varían desde granitos, andesitas y basaltos. Los líticos volcánicos tienen texturas lathwork y felsítica siendo subredondeados donde los feldespatos presentan alteración a sericita. Los líticos metamórficos están representados por granos metasamíticos/metafelsíticos con fábricas isotrópicas y anisotrópicas (dominio dado por microlitones de cuarzo separados por dominios de micas). El cuarzo esquistoso se observa con alargamiento de sus constituyentes y bordes rectos subparalelos. Los líticos sedimentarios proceden de rocas clásticas y rocas carbonatadas. Los fragmentos líticos clásticos son ricos en cuarzo, líticos y feldespatos, respectivamente, y se clasifican como cuarzareniscas y litarenitas. Estos líticos se encuentran de forma subredondeada. Los fragmentos líticos calcáreos presentan textura micrítica generalmente, algunos presentan fábrica esquelética formada por fragmentos de foraminíferos bentónicos bien conservados.

La petrografía de conglomerados arroja datos similares al de las areniscas, donde la mineralogía y líticos, en este caso, se reconocen mejor debido al tamaño de las partículas.

Considerando la composición multimodal de la(s) fuente(s), las rocas clásticas del Mioceno de Chiapas representan un excelente ejemplo de múltiples estadios erosivos que afectaron las rocas del basamento (rocas ígneas y metamórficas), la cubierta mesozoica (calizas) hasta los depósitos contemporáneos miocénicos (areniscas y rocas lodosas).

A partir de los datos previos y los datos petrográficos en este trabajo se postula que las areniscas y conglomerados del Mioceno fueron depositadas en cuencas asociadas a deformación de tipo transtensional.

SED-3

EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL MARGEN OCCIDENTAL DE LA CUENCA SAN JOSÉ DEL CABO, BAJA CALIFORNIA SUR

Schwennicke Tobias¹, Arreguín Rodríguez Gabriela de Jesús², Gómez Sánchez Diana Paola³, Cortés Martínez Mara Yadira³ y Pérez Venzor José Antonio³

¹Departamento de Geología Marina, UABCS

²Universidad de Zaragoza

³Universidad Autónoma de Baja California Sur
tobias@uabcs.mx

El análisis estratigráfico en el arroyo San Dionisio, con base en varias columnas estratigráficas, aporta datos sobre la evolución del margen occidental de la cuenca San José del Cabo. Esta cuenca forma parte de la Provincia Extensional del Golfo de California y su evolución inició en el Mioceno Tardío. Tiene estructura de medio graben, limitado en su margen oeste por la falla lítrica San José del Cabo. En el arroyo San Dionisio, con orientación perpendicular al margen de la cuenca, están expuestas la falla marginal y tres formaciones estratigráficas divididas informalmente en dos unidades (inferior y superior), separados por una discordancia angular. La unidad inferior está integrada por las Formaciones Trinidad y Los Barriles; la Formación El Chorro constituye la unidad superior. En la parte oeste del arroyo, junto a la falla San José del Cabo y debido a la rotación de las capas a lo largo de la misma, aflora solamente la Formación El Chorro, la cual está compuesta por conglomerado y arenisca conglomerádica depositados en un ambiente de abanico aluvial. En afloramientos más al este, arenisca conglomerádica y conglomerado de la Formación Los Barriles, originados también en un ambiente de abanico aluvial, subyacen a la Formación El Chorro. Los materiales de ambas unidades provienen del basamento cretácico expuesto en la sierra La Victoria. Aproximadamente 7 km al este de la falla marginal, se encuentra la interdigitación entre las Formaciones Los Barriles y Trinidad; ésta última conformada por arenisca gruesa, arenisca lodosa y lodolita, reflejando un ambiente marino somero. La interdigitación señala la contemporaneidad de ambas unidades. Pocos kilómetros más al Este, en la localidad El Torote en el centro de la cuenca, la Formación Trinidad tiene una edad de Messiniano (Mioceno Superior), basado en nanoplancton calcáreo. Considerando este dato y la inclinación general de las capas hacia Oeste, se estima una edad de Plioceno Inferior para la interdigitación entre las Formaciones Trinidad y Los Barriles en el arroyo San Dionisio. Además, dicha interdigitación pone en evidencia la existencia de una zona costera con abanico delta durante el depósito de los sedimentos. En este abanico delta, en una posición alejada de la falla marginal, no se desarrollaron clinofomas, probablemente debido a la falta de espacio. La discordancia angular entre las Formaciones Los Barriles y Trinidad y la Formación El Chorro marca un evento de reorganización de la cuenca; como consecuencia se erosionó una parte de la unidad inferior en el Plioceno o inicios del Pleistoceno. Posteriormente la rotación a lo largo de la falla confinó los depósitos aluviales de la Formación El Chorro a la parte occidental

de la cuenca. Los depósitos más jóvenes de la Formación El Chorro cubren a la falla San José del Cabo y además muestran su disposición original, lo que sugiere la escasa o nula actividad de la misma desde finales del Pleistoceno.

SED-4

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN TEPETATE AL NORESTE DEL RANCHO DOS ARBOLITOS, AL SUR DE LAS POCITAS, BAJA CALIFORNIA SUR

González Díaz María Guadalupe¹, Schwennicke Tobias² y Cortés Martínez Mara Yadira²

¹Departamento Académico de Geología Marina, UABCS

²Universidad Autónoma de Baja California Sur, UABCS
mg.gonzalezd@hotmail.com

El área de estudio se ubica en la porción central de Baja California Sur y las rocas aflorantes corresponden a la Formación Tepetate. Su buzamiento en general va al NE. Aproximadamente 5 km al sureste de Las Pocitas, cerca del rancho Dos Arbolitos, se levantaron dos columnas con un espesor acumulado de 54 m. Existen las litofacies lodolita y arenisca, predominando la primera. Las lodolitas forman paquetes de hasta 15 m de espesor y mayoritariamente muestran una textura homogénea, laminación difusa y raramente marcada. Contienen foraminíferos, restos de plantas así como algunos pequeños bivalvos. Se registra bioturbación difusa de abundancia variable; en algunos niveles se presentan madrigueras con relleno activo y otras de Chondrites isp. Es común observar glauconización en las lodolitas. Las areniscas forman paquetes de hasta 7 m de espesor, los cuales pueden constituirse por varias capas individuales de hasta 0.80 m. Además, localmente se exhiben alternancias de ambas litofacies con espesores individuales de las capas de hasta pocos centímetros. Las areniscas generalmente varían de areniscas limosas hasta de grano grueso, predominando las de grano muy fino a medio y de buena selección. Su composición en general es cuarzo feldespática. La estratificación en las areniscas comúnmente es bien marcada, incluyendo laminación paralela hasta laminación cruzada; algunas capas exhiben gradación interna y marcas de flauta en la base. Las capas de areniscas mayormente son bioturbadas. Se distinguen madrigueras de Thalassinoides y Ophiomorpha, predominando las últimas. En conjunto ambas facies apuntan hacia un ambiente de aguas profundas con incidencia turbidítica. Los icnofósiles encontrados apuntan hacia la icnosubfacies Ophiomorpha rudis. Aproximadamente 6 km al norte de Las Pocitas afloran limolitas y limolitas arenosas homogéneas con múltiples horizontes de concreciones. Se levantó una columna de 45 m. Las rocas son intensamente bioturbadas, dejando escasos restos de estratificación. Aunque la bioturbación predominantemente es difusa es posible observar madrigueras de tamaños y estructuras variados. Las rocas contienen macroforaminíferos con una abundancia y distribución irregular, a veces concentrándose en partes aisladas. Es común la presencia de erizos y de bivalvos. En total la litología refleja un ambiente de plataforma. Investigaciones previas en diferentes localidades han reportado edades a la Formación Tepetate de Cretácico (Maastrichtiano) a Eoceno Medio. En la localidad Dos Arbolitos, nanoplancton calcáreo apunta hacia una edad de Eoceno Inferior. Considerando datos de otros autores, para la columna Las Pocitas se sugiere una edad de Eoceno Medio temprano. Los datos obtenidos en conjunto mejoran la interpretación de la evolución estratigráfica en el área de Las Pocitas.

SED-5

DETRITAL ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF THE LATE CAMBRIAN-EARLY ORDOVICIAN FALOMIR SANDSTONE IN CERRO CARRIZALILLO: CORDILLERAN MIOGEOCLINAL STRATA IN CENTRAL CHIHUAHUA, MÉXICO

Iriondo Alexander¹, López Gutiérrez Javier², Espejel García Vanessa Verónica², McDowell Fred³, Reyes Cortés Ignacio Alfonso² y Franco Rubio Miguel²

¹Centro de Geociencias, UNAM

²Universidad Autónoma de Chihuahua

³Jackson School of Geosciences, The University of Texas at Austin, USA
iriondo@geociencias.unam.mx

Sandstone and quartzite from the Cambrian-Ordovician Falomir Formation in the Cerro Carrizalillo area in Central Chihuahua attained a stratigraphic thickness of ~100 m, most likely accumulated in shallow marine coastal environments during the initial phase of a major transgression along the passive continental margin of southern Laurentia (e.g., Reyes-Cortés et al., 2012). These basal quartz-rich sandstones are part of the Cordilleran miogeoclinal assembly and reflect a general northeastern advance of Cambrian and Ordovician seas into North America.

The age of the Falomir sandstone is poorly constrained because it lacks any age-diagnostic fossils. Its Cambrian-Ordovician age is based on its stratigraphic position beneath a thick sequence (~461 m) of Middle to Late Ordovician fossiliferous limestone of the Sôstenes Formation (Bridges, 1964; Benedetti, 1976). In Cerro Carrizalillo, the Falomir Formation was deposited nonconformably on Mesoproterozoic granitic and orthogneissic rocks with U-Pb

zircon crystallization ages at 1276 ± 18 Ma (Iriondo and McDowell, 2012) and 1375 ± 16 Ma (this study).

A sample of gray to white-gray quartzite, collected in the lower part of the Falomir Formation, was used for detrital U-Pb zircon geochronology using LA-ICPMS. A total of 120 detrital zircons were analyzed; 4 four grains were >4% discordant and were discarded from age interpretations. The two oldest zircons are ~1.60 Ga, and a large number of Mesoproterozoic zircons (110 analyses) form an age continuum between ~0.99–1.44 Ga with a prominent age peak at ~1.22 Ga. An age-unmixing algorithm (Isoplot) was used to subdivide this large age population into three main peaks: the oldest peak at ~1.35 Ga with 27 analyses; a second prominent peak with 61 analyses at ~1.21 Ga (equivalent to the ~1.22 Ga peak defined before with 110 analyses); and a third peak at ~1.07 Ga (22 analyses). There are two concordant zircons at ~800 Ma and one at ~700 Ma (Neoproterozoic-Cryogenian). A single zircon grain at 503 ± 6 Ma is interpreted as the maximum depositional age for the Falomir Formation and helps to constrain the age of the quartzite as Late Cambrian-Early Ordovician. The detritus of the Falomir Formation was derived from surrounding Precambrian (mostly Mesoproterozoic) and Cambrian basement sources exposed in southern Laurentia at the time of deposition. The source(s) of Cryogenian zircons is, at this time, unknown.

Based on lithological similarities, and stratigraphic context, previous work has correlated the Falomir quartzite with the Bliss Sandstone of southern New Mexico and West Texas (Reyes-Cortés et al., 2012)—this new detrital zircon geochronology study supports that interpretation. The Bliss and Falomir formations appear to be similar to other Cambrian units in southwestern Laurentia like the Bolsa and Coronado Quartzites of Arizona and Sonora. A tentative correlation (Amato and Mack, 2012) has also been placed between these Cambrian units and the sandstone of the Puerto Blanco Formation in the Caborca block. If this correlation holds true, the southern and southwestern margin of Laurentia would have shared a similar history of miogeoclinal assembly suggesting that the Caborca block was basically in its current position during Cambrian time.

SED-6

RECONSTRUYENDO LA GEOLOGÍA MESOZOICA DEL ÁREA CABORCA-ALTAR, SONORA: EVIDENCIAS SEDIMENTOLOGICAS Y ESTRUCTURALES DE UN SISTEMA DE CABALGADURAS CENOZOICO

García Barragán Juan Carlos¹, Jacques Ayala César² y Orci Romero Aímée²

¹Instituto de Geología, UNAM

²Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM
jcarlosg@unam.mx

Nuevos levantamientos geológicos en la región Caborca-Altar, noroeste de Sonora, han permitido identificar secuencias sedimentarias, metasedimentarias del Jurásico-Cretácico, que anteriormente se atribuyeron a diferentes edades tentativas. Las secuencias sedimentarias y metasedimentarias de las sierras Basura, La Gloria, El Puerto, El Batamote, El Chanate y El Amol exhiben semejanzas litológicas con grados variables de deformación y metamorfismo (complejo estructural El Batamote).

Las faldas de las sierras entre Caborca y Altar están compuestas por areniscas pardas con intercalaciones de lutita negruzca con materia carbonosa sin fósiles. El grado de deformación es muy intenso; se encuentran pliegues decamétricos a centimétricos con vergencia preferencial hacia el N-NE con anticlinales y sinclinales buzantes, recostados, volcados e invertidos. En las láminas milimétricas de las filitas negruzcas se encontraron pliegues kink y crenulación.

La base y parte media de estas sierras están compuestas por conglomerado polimictico gris verdoso con clastos del tamaño de grava hasta bloques de más de 1 m de largo; localmente se encuentra como brecha. Está soportado por matriz arcillosa e incluye clastos intensamente deformados; en toda el área la secuencia conglomerádica se encuentra fuertemente plegada y fallada. En la porción media y alta de los cerros La Gloria y El Puerto se encuentran numerosas fallas inversas de bajo ángulo con transporte de bloques hacia el N-NE, el cual afectó a la secuencia de conglomerados, convirtiéndolos localmente, en rocas de bajo a mediano grado de metamorfismo.

En los sectores norte y oeste del cerro Basura, se encuentran otras dos litologías claramente diferenciables de la secuencia clásica: una secuencia de caliza estromatolítica, parcialmente dolomitizada, gris negruzca con pliegues milimétricos recostados o recumbentes. Esta unidad fue nombrada anteriormente como "mármol Basura". La caliza está intercalada en un esquistos de mica gris verdoso o amarillento con foliación bien desarrollada aunque con grado de metamorfismo relativamente bajo.

La secuencia de conglomerado, arenisca y lutita procede de la erosión de una plataforma siliciclástica neoproterozoica-paleozoica y de fuentes magmáticas jurásicas. La abundancia de fragmentos de metacuarcita, volcanitas félsicas e intermedias y cuarzo mono- y policristalino, sugieren tales procedencias. Atribuimos esta secuencia al Cretácico Tardío, probablemente correlacionable con las formaciones Anita y Pozo Duro del Grupo el Chanate.

La caliza y el mica-esquistos forman probablemente un klippe pues no se encontraron relaciones estratigráficas claras con el conglomerado o las areniscas que predominan en el área. La caliza estromatolítica puede ser del Cretácico Tardío aunque no se descarta que sea parte de la Formación Papatote (Neoproterozoico) del sur de Pitiquito. El mica-esquistos es semejante al Esquistos Altar con metamorfismo del Paleoceno.

La vergencia de los pliegues, las numerosas fallas inversas y el grado de metamorfismo en una gran parte de la secuencia sugiere un sistema de cabalgaduras de mediano a bajo ángulo, hacia el N-NE, en toda la región entre Altar y Caborca. Este evento tectónico regional pudo haber ocurrido al final del Cretácico Tardío y hasta el Eoceno, el cual otros autores han atribuido a la orogenia Laramide o a la deformación Ópata en Sonora.

SED-7

CERRO CARRIZALILLO: LOCALIDAD PRECÁMBRICA, CHIHUAHUA, MÉXICO

Reyes Cortés Ignacio Alfonso, Reyes Cortés Manuel,
Franco Rubio Miguel y Oviedo García Angélica
Programa de Geología, UACH
ireyes@uach.mx

El Carrizalillo se encuentra a 95 km en línea recta de la Ciudad de Chihuahua y es la continuación hacia el sur de la Sierra de Monillas donde se enclavan los minerales del Placer de Guadalupe y Plomosas. Las unidades litoestratigráficas que afloran podrían representar una secuencia continua del Precámbrico al Paleozoico. La Formación Carrizalillo (nombre propuesto en 1985) esta formada en su base por una roca metamórfica bandeada y deformada de carácter anfibolítico (chamoquitas migmatíticas), que está afectada por cuerpos de pegmatita, con un espesor expuesto en la superficie de 120 m. Aflora en la parte NE del cerro y representa el núcleo de un anticlinal. A la formación carrizalillo le sobreyacen en forma discordante formaciones paleozoicas que representan una evidente secuencia transgresiva y que se inicia con rocas clásticas conglomeráticas y cuarcíticas de la Formación Falomir (nombre propuesto en 1985). La Formación Falomir está constituida en su mayor parte por una cuarcita de color blanca a rosa pálido y rojiza y hasta café de tonalidades oscuras y pardas cuando tiene intercalados algunos horizontes limo-arcillosos. La formación tiene un espesor máximo de aproximadamente 100 m. La edad propuesta para estas cuarcitas es del Cámbrico y ya se ha propuesto que sea equivalente a la Formación Bliss que aflora en las Montañas Franklin, en el área de El Paso, Texas. En contacto transicional le sobreyace la Formación Sótenes que está formada por calizas en estratos delgados y medianos con escasas bandas y nódulos de pedernal negro. Los estratos de estas formaciones son más potentes hacia la parte superior de la formación, de manera que es difícil identificar el contacto transicional con la Formación Solís. El límite entre ambas calizas es un horizonte con abundancia de fósiles (fragmentos de braquiópodos y corales difícilmente visible por el grado de recristalización que sufren las calizas en esta localidad). La Formación Solís es una caliza masiva recristalizada con manchones dolomitizados de color rosa y localmente con intensa deformación, la cual se muestra por la fuerte deformación de las laminillas y nódulos de pedernal intercalados en las capas gruesas de caliza. Ambas formaciones presentan un espesor combinado superior a los 500 m y varían en edad del Ordovícico superior al Pensilvánico. Sobreyaciendo a las calizas gruesas y masivas de la Formación Solís se encuentra la Formación Monillas con un espesor de 40 m. La Formación Monillas es de composición eminentemente terrígena, aunque en la parte media presenta un horizonte margoso con abundantes fragmentos de crinoides. También se manifiesta como un horizonte índice de lutitas y limolitas arenosas y apizarradas negras que separan a las calizas gruesas, masivas y localmente recristalizadas de la Formación Solís, de las calizas igualmente gruesas y masivas de la Formación Pastor. Esta última formación sobreyace concordantemente a la Formación Monillas alcanzando más de 280 m de espesor, prácticamente se encuentra en posición vertical y se encuentra formando la parte más alta y el flanco SW del Cerro Carrizalillo.

La Formación Plomosas sobreyace a la caliza Pastor

SED-8

LA FORMACIÓN ATZOMPA EN LA SIERRA DE TENZO: UN REGISTRO CONTINUO DE SEDIMENTACIÓN CRETÁCICA DE CONTINENTE A CUENCA PROFUNDA EN EL BORDE OCCIDENTAL DE OAXAQUA

Sierra Rojas María Isabel¹, Lawton Timothy², Molina Garza
Roberto Stanley² y Rodríguez Rodríguez Rosario Adriana³

¹Centro de Geociencias, UNAM-Campus Juriquilla

²Centro de Geociencias, UNAM Campus Juriquilla

³Universidad de Guanajuato, División de Ingenierías, Campus Guanajuato
misierra@geociencias.unam.mx

Los lechos rojos del Cretácico Temprano en el sur de México han sido descritos desde principios del siglo XX, sin embargo carecen de un análisis enfocado a su origen, correlación y procesos geológicos regionales que controlaron su

depósito. La Formación Atzompa (Tarango, 1968) es nombrada para describir una sucesión de rocas compuesta de conglomerados, areniscas y limolitas con intervalos de calizas con fauna del Cretácico Inferior que afloran en la cercanías de San Juan Atzompa al este de la Sierra de Tenzo, Puebla, al sur de la Faja Volcánica Transmexicana. Esta unidad es correlacionada con la Formación Nexapa (Zozaya, 1970), el Grupo Cicapa (Quezada, 1971) y la Formación Zicapa (DeCserna et al., 1980). Monroy y Sosa (1984) la denominan como Capas Rojas del Neocomiano. La sección levantada en el extremo este de la Sierra de Tenzo tiene su polaridad invertida y corresponde al flanco sur de un sinclinal vergente hacia el norte cuya expresión topográfica es la Sierra de Tenzo. La sección en el arroyo Pozo Grande al oeste de San Juan Atzompa presenta una exposición casi continua de 1500 m de espesor correspondiente al Cretácico Temprano. La sección está compuesta por brechas, turbiditas volcánoclasticas, areniscas, conglomerados y limolitas en facies continentales fluviales a marinas costeras y finalmente calizas y lodolitas calcáreas correspondientes a depositación en una plataforma somera. Análisis de facies y paleocorrientes permiten inferir una depositación en un ambiente fluvial de ríos anastomosados con dirección del NE, abanicos aluviales desde el W con un fuerte componente volcánico y hacia la cima plataformas de mareas y rampas de carbonatos someras con abundante bioturbación con una edad Barremiano-Aptiano determinada por la presencia del equinodermo *Heteraster* sp y zircones detríticos. La cuenca muestra una rápida profundización marcada por el cambio de facies de plataforma de mareas a facies de talud con flujos de detritos calcáreos y calizas con pedernal y foraminíferos como *Globigerina* sp. Dadas las similitudes en ambiente de depósito, edad y relación paleogeográfica correlacionamos la Formación Atzompa con la Formación Zicapa en el norte de Guerrero y Sur de Puebla, representando estas diferentes cuencas la sedimentación en el margen occidental de Oaxaquia contemporánea con volcanismo del Cretácico Inferior que caracteriza a la Formación Zicapa y que se extiende desde Guerrero al sur (Formación Chapolapa) hasta Querétaro al norte (Formación San Juan de la Rosa).

SED-9

ANÁLISIS DE FACIES Y MICROFACIES DE LAS ROCAS CARBONATADAS DE LA FORMACIÓN CARRILLO PUERTO DEL PALEOGENO AL PLIOCENO, NORTE DE YUCATÁN, MÉXICO

Rivera Armendariz Cristian Abraham¹, Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto²,
Castillo Guerrero Mayra Ivón², Mejía Alvarado Angel de Jesús², Martínez
López Martha Elizabeth², Montante Hernández Gemma², Herrera Rendon
Eduardo³, Cardona Benavides Antonio² y Graniel Castro Eduardo⁴

¹universidad autonoma de san luis potosi, UASLP

²Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASP

³Programas Multidisciplinarios de Posgrado en Ciencias Ambientales, UASLP

⁴Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán
skate_sia@hotmail.com

Se presenta el análisis de facies y microfacies de 100 muestras de rocas carbonatadas de la Formación Carrillo Puerto del Paleogeno al Plioceno y la Unidad No Diferenciada del Cuaternario que fueron colectadas de cinco pozos exploratorios con profundidades de hasta 60 m, ubicados en la porción nororiental de la ciudad de Mérida en el estado de Yucatán, México, con la finalidad de documentar las características faciales y microfaciales de dicha formación. El análisis facial y microfacial permite establecer y subdividir varios subambientes paleoambientales desarrollados dentro de una plataforma carbonatada, siendo: a) depósitos de plataforma restringida, caracterizada por Wackstone - Grainstones de pellets y asociación de foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos y algas (microfacies 16, 18 y 19), b) depósitos de plataforma abierta, conformada por Wackstone-Packstone con pocos bioclastos dentro una matriz micrítica y en ocasiones con cemento esparítico y asociación de foraminíferos (microfacies 8, 9 y 10); sistemas de bancos oolíticos con asociación de Grainstone de bioesparita y ooides bien formados, asociación de crinoides (microfacies 14 y 15) y sistemas arrecifales caracterizado por Boundstone algáceo, con los subtipos Framestone, Bindstone y Bafflestone (microfacies 7 y 11).

El análisis facial y microfacial, sugiere que durante el paleogeno al reciente, la sedimentación carbonatada en la región norte de Yucatan procede de un ambiente de plataforma somera, en donde se desarrollaron sistemas arrecifales de plataforma restringida, arrecifales, y de bancos de arenas carbonatadas.

SED-10

ESTUDIO DE LA SUCESIÓN CARBONATADA DEL CENOZOICO EN LOS ESTADOS DE CAMPECHE Y YUCATÁN, MÉXICO

García Avendaño Alberto¹ y Urrutia Fucugauchi Jaime²¹Instituto de Geofísica, UNAM²Instituto de Geofísica, UNAM.

ing.garciavendano@gmail.com

La Península de Yucatán (PY) pertenece a la Provincia Fisiográfica de la Planicie del Golfo y en la parte suroeste de la Península se puede reconocer la región fisiográfica de la planicie del sur caracterizada por colinas kársticas (Marshall et al., 2007) la cual está delimitado por la falla Campeche-Hecelchakán (SGM, 2004) y la región fisiográfica de la Sierra de Ticul (Weidie et al., 1985), en conjunto constituyen el mayor relieve en la Península.

En este trabajo presentamos resultados preliminares de algunas localidades de las regiones fisiográficas antes mencionadas que conforman una sucesión carbonatada que va desde el Paleógeno hasta el Cuaternario (Lugo Hubp et al., 1992) a lo largo de un transecto que va del municipio de Champotón hasta Maxcanú y alrededores de la Sierra de Ticul en los estados de Campeche y Yucatán respectivamente. En este trabajo se muestra el análisis de microfácies y el levantamiento de columna geológica en los afloramientos ubicados en el área de estudio basándose en el código estratigráfico norteamericano se determinaron dos unidades: la unidad calizas Champotón-Maxcanú (CH-CM) y la unidad brecha de colapso Sierra de Ticul (ST) debido a la complejidad en la zona de diferenciar las formaciones.

Con respecto a estas 2 unidades cabe mencionar que la unidad CH-CM está conformada por principalmente por intercalaciones de calizas y margas de diverso espesor, en adición al contenido de diversos bioclastos que se muestra en el análisis de microfácies. La unidad ST está constituida principalmente por brecha de colapso.

El estudio de los carbonatos en el área de estudio coadyuva a la interpretación de la geomorfología y a la comprensión de la plataforma de rampa para la cual el relieve kárstico indica una gradual exposición de ambiente subaéreo en la Península de Yucatán.

SED-11

ESTRATIGRAFÍA, PETROLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA U-PB DE LAS SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL ÁREA DE TOLIMÁN, QUERÉTARO, CENTRO-ESTE DE MÉXICO: PROCEDENCIA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Ortega Flores Berlaine¹, Solari Luigi², Lawton Timothy² y Ortega Obregón Carlos²¹Centro de Geociencias, UNAM²Centro de Geociencias-UNAM

berlaine@geociencias.unam.mx

El área de Toluimán está ubicada en la parte central del estado de Querétaro. Geológicamente se encuentra entre el Terreno Sierra Madre y el Terreno Guerrero. Su estratigrafía consiste en turbiditas siliciclásticas de composición arcósica del Triásico Superior (Complejo El Chilar) y rocas volcanoclásticas, que composicionalmente varían de litarenitas a litarenitas feldespáticas del Jurásico Superior- Cretácico Inferior (Formaciones San Juan de la Rosa, Las Trancas y Peña Azul). Estas sucesiones registran la influencia de importantes eventos tectónicos en el tiempo Mesozoico como la amalgamación de Pangea, la apertura de la cuenca de Arperos y la acreción del Terreno Guerrero en el margen paleo-pacífico continental. Las poblaciones de zircones detríticos del Complejo El Chilar varían en edades desde el Mesoproterozoico hasta el Triásico inferior, sugiriendo que el suministro de sedimentos fue mayormente de fuentes situadas al este de la cuenca de depósito, originando un sistema de abanicos a lo largo del margen paleo-Pacífico. Las poblaciones de zircones presentes en las turbiditas del Complejo El Chilar muestran una mayor contribución de fuentes Grenvillianas (1250-900 Ma), Pan-Africanas (700-450 Ma) y Permo-Triásicas (300-240 Ma), características similares a rocas Triásicas reportadas en el norte-central de México y que han sido asociadas con el abanico Potosino. Sin embargo, en una muestra de las arcosas del Complejo El Chilar hay una población predominantemente Proterozoica (1650-1300 Ma), sugiriendo la existencia de otro sistema de drenaje, el cual depositó sedimentos en la parte proximal de un abanico submarino, separado del abanico Potosino, con posible influencia de fuentes asociadas a la provincia Río Negro-Juruena, del cratón Amazónico. Las rocas volcanoclásticas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior indican un cambio en la polaridad del transporte de sedimentos y de la composición de las fuentes de suministro. Las litarenitas de las formaciones San Juan de la Rosa, Las Trancas y parte de la Formación Peña Azul fueron depositadas durante un período de volcanismo félsico submarino como lo sugiere su composición predominantemente de granos líticos volcánicos y la presencia de zircones principalmente jóvenes (150-120 Ma) y escasos zircones viejos. La distribución espacial y estratigráfica de los componentes volcánicos permite proponer que las fuentes volcánicas estuvieron localizadas al oeste y que fueron próximas a la cuenca de depósito.

La presencia de rocas carbonatadas (parte superior de las formaciones Las Trancas y Peña Azul) indican que la actividad volcánica cesó a finales del Cretácico Inferior con el cierre de la cuenca de Arperos y la acreción del Terreno Guerrero al paleo-pacífico continental.

SED-12

PETROGRAFÍA, PROCEDENCIA Y MODOS DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO SUPERIOR), CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO

Ruiz Cigarrillo José Alberto¹, Sandoval Javobo Lucero de Jesús², Cuevas Barragán Carlos David², Cruz Hernández Maribel², Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto², Martínez Paco Margarita³, Guerrero Suastegui Martín⁴ y Barboza Gudiño José Rafael⁵¹Facultad de Ingeniería/ Área Ciencias De La Tierra, UASLP²Área de ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP³Grupo Nautilus S.A. de C.V⁴Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro⁵Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

jalberto.ruizc92@gmail.com

La Formación Caracol (Cretácico Tardío) en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, está conformada por alternancias rítmicas de lutitas, areniscas y areniscas conglomeráticas interpretadas como depósitos abanicos submarinos con áreas fuentes procedentes del occidente. El presente trabajo, con base en un análisis petrográfico y riguroso conteo de 1000 puntos libres de matriz y cemento, documenta la composición de 60 areniscas de grano medio a grueso, naturaleza del área fuente y el ambiente tectónico en que fueron depositadas. El análisis petrográfico y conteo modal, permiten establecer dos petrofácies. La petrofácies lítica cuarzosa (Q25F13L62), constituida en orden de abundancia por fragmentos líticos (volcánicos felsíticos, volcánicos lathwork, metapsamíticos2-3 y metafelsíticos2-3, líticos carbonatados y líticos plutónicos), cuarzos, y feldespatos (P/K= 1.1). La petrofácies cuarzo lítica (Q43F27L30) está constituido en orden de abundancia por cuarzos microcristalinos con estación ondulada, líticos (volcánicos felsíticos, metapsamíticos2-3 y metafelsíticos2-3) y feldespatos (P/K= 0.55). Los modos detríticos sugieren que la petrofácies lítica cuarzosa tiene rocas fuentes principalmente volcánicas de composición variable de dacitas a andesitas-basaltos? (Rv/Rm+Rp= 1.3), metamórfica de esquistos de sericita, muscovita, biotita y clorita en facies de esquistos verdes, fuentes plutónicas de composición graníticas, y por último fuentes de rocas carbonatadas derivadas de la cubierta sedimentaria. Entre tanto, las posibles áreas fuentes que dieron origen a la petrofácies Cuarzo lítica, en orden de abundancia son: volcánicas de composición variable de dacitas a andesitas-basaltos?, plutónicas de composición granítica (Rp/Rm+Rv=0.22), fuentes metamórficas derivadas de esquistos de sericita, muscovita, biotita y clorita; y por último rocas carbonatadas con texturas micríticas y dolmicríticas y de lutitas derivadas de la cubierta sedimentaria. El conteo modal sugiere una tendencia evolutiva que va del arco volcánico (Petrofácies Lítica cuarzosa) hacia el orógeno reciclado (Petrofácies Cuarzo lítica)

SED-13

ANATOMÍA DE UN CANAL HIPERPICNAL EN LA FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO SUPERIOR), Y SUS RELACIONES CON LOS DEPÓSITOS DE ABANICOS SUBMARINO, EN LA REGIÓN CENTRAL DE SAN LUIS POTOSÍ

Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto¹, Domínguez Ramírez Carlos Paul¹, Guridi Colorado Jacqueline Estefanía¹, Gutiérrez González Araceli¹, Martínez Paco Margarita², Duarte Miguel¹ y Saucedo Girón Ricardo³¹Área de Ciencias de la Tierra, UASLP²Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario³Instituto de Geología, UASLP

yamzul.ocampo@uaslp.mx

La Formación Caracol del Cretácico Tardío, tradicionalmente se ha interpretado como depósitos marino-marginales (e.g., estuarios y líneas de costa) y sistemas profundos conformados por depósitos de abanicos submarinos derivados posiblemente de un fuente hiperpicnal. Sin embargo, estudios recientes, muestran la presencia de sistemas hiperpicnicos (canales, cubierta de canal y lóbulos) intercalados con los depósitos de transición lóbulo-canal y lóbulo de la Formación Caracol, dentro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Con base en un detallado análisis sedimentológico, el presente trabajo documenta las características sedimentológicas de un canal hiperpicnico-overbank, y sus relación con depósitos de abanico submarino de la Formación Caracol. Este análisis, permite establecer la presencia de 12 facies, que conforman siete asociaciones de facies (AF), de las cuales cuatro (AF 1-4) están relacionadas con el depósito de un canal hiperpicnico en su expresión distal "proximal"; dos con el sistema profundo (AF 5 y 6), y la AF 7 representa un sistema de mezcla entre ambos sistemas. Las AF 1 y 2, representan los depósitos del eje y margen del canal, conformados por areniscas de grano muy grueso a medio con gradación normal, laminaciones paralelas, megarizaduras y estratificación

cruzada de tipo hummocky (en estratos compuestos hasta de tres conjuntos), relacionados con la fase de tracción y transporte de fondo (Facies B). Dentro de esta asociación de facies es común observar clastos de lutitas con su eje c orientado de manera paralela a la base de los estratos. Las AF 3 y 4, representan los depósitos relacionados con la cubierta y desborde de canal (overbank), conformados por areniscas con gradación normal y laminaciones paralelas (AF 3), e intercalaciones de lutitas y areniscas con laminación convoluta y rizaduras escalonadas (AF 4), ligados con las facies vinculadas con procesos de tracción más decaimiento (Facies S). Las AF 5 y 6, representan a los subambientes de transición lóbulo-canal y lóbulo, formados por areniscas amalgamadas con gradación normal, atípica gradación inversa, clastos flotados, y laminaciones paralelas (AF 5), entre tanto, los sistemas de lóbulo exhiben secuencias de tipo progradacionales con la presencia completa o parcial de la secuencias Bouma. Por último, la AF 7, representa un periodo de mezcla entre los depósitos de lóbulos hiperpínicos y los lóbulos turbidíticos. Esta asociación de facies se caracteriza por una mezcla de estratos hiperpínicos y estratos arenosos de grano muy grueso, que exhiben rizaduras y estratificación cruzada con direcciones opuestas, ocurrido por el decaimiento del sedimentos transportando por plumas flotantes "Facies L". Los datos de paleocorrientes en surcos de erosión relacionados con los depósitos de la transición lóbulo-canal que subyacen al depósito del canal hiperpínico sugieren direcciones de transporte del NE 70 hacia el N 246, en tanto que las direcciones de surcos en depósitos que sobreyacen al mismo depósito, marcan direcciones de transporte del N 14 hacia el N 194, mientras que, los desbordes de canal se observaron con direcciones preferenciales hacia el N 13

SED-14

LA FORMACIÓN DE FALLAMIENTO NORMAL, FALLAMIENTO INVERSO Y PLEGAMIENTO SINSEDIMENTARIO CONTROLADO POR LA LITOLOGÍA

López Doncel Rubén Alfonso¹ y Aguillón Robles Alfredo²¹Instituto de Geología, UASLP²Instituto de Geología Universidad Autónoma de San Luis Potosí
rlopez@uaslp.mx

Cuando la sedimentación se realiza donde el sedimento descansa de forma inestable (p.e taludes o zonas transicionales "cuenca - plataforma"), ocurren fenómenos y estructuras sedimentarias que evidencian no solo la respuesta a los efectos gravitativos, sino igualmente efectos dependientes a la litología. Una vez consolidados estos sedimentos, el registro sedimentario permite reconocer en escalas de capa a capa, fallamiento local tanto de tipo extensivo como compresivo, además de plegamiento a pequeña escala que evoluciona hasta formar pequeños sobrecorrimientos y rotación del sedimento. Tanto el dominio compresivo, como el extensivo pueden coexistir en la misma estructura, pero son reconocibles dos tipos de controles sedimentarios, uno el controlado por la gravedad (flujo de lodo, flujo de detritos e incluso corrientes turbidíticas), y el segundo la formación de fallas y pliegues sinsedimentarios que es controlada por la litología. Cuando un sedimento compuesto por calcita (caliza) es litificado y se encuentra en una zona inestable reacciona a la gravedad en forma de flujo de detritos, ocasionalmente turbulentos, que debido a su hábito frágil termina depositándose en forma de brechas hasta turbiditas calcáreas, sin embargo cuando el sedimento contiene determinada cantidad de material arcilloso (calizas margosa y margas), este disminuye su fragilidad permitiendo el "escurrimiento" del sedimento hacia partes bajas, causado ahora por el aumento en su fluidez. Al ocurrir este flujo se forman en las partes frontales fuerzas compresivas que provocan fallamiento inverso. Una vez producida la cizalla la fuerza compresiva migra hacia partes mas altas del sedimento, provocando con esto mi-cro-escalonamiento y acortamiento. Se ha podido reconocer que las partes altas del flujo reaccionan mas lentamente a la gravedad lo que provoca un "estiramiento" y adelgazamiento, que en el registro sedimentario va acompañado de fallamiento normal claramente de tipo extensivo. Este régimen extensivo ocurre siempre atrás del régimen compresivo y se comporta de manera semifrágil (estiramiento, adelgazamiento y fallamiento), debido al importante contenido en material arcilloso. Cuando el contenido en material arcilloso domina (lutitas calcáreas y lutitas), el sedimento permite gran fluidez, que no presenta rompimiento sino únicamente deformación dúctil con la formación de plegamiento sinsedimentario y formación de clastos rotados espiralmente, que muestran una gran movilidad y diferenciación por densidad del sedimento.

La presencia y combinación de estas estructuras sedimentarias puede ocurrir únicamente en ambientes de sedimentación mixta "caliza - margas - lutita" y bajo condiciones morfológicas bien claras. Estas dos condiciones se cumplen con la sedimentación ocurrida entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles - San Luis Potosí a finales del Cretácico, a partir del Turoniano, pero especialmente durante el Santoniano, Coniaciano y Campaniano.

SED-15

MODELO SEDIMENTARIO DE LA FORMACIONES ZAPOTITLÁN, SAN JUAN RAYA, Y CIPIAPA (CRETÁCICO INFERIOR: BARREMIANO-ALBIANO), EN LA MIXTECA POBLANA, MÉXICO: IMPLICACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y PALEONTOLÓGICAS

Osorio Santiago Erick¹, Sausa Pérez Patricia², Tarango OntiverosGuillermo², Woolrich Pña Guillermo A.², Ferrusquia VillafrancaIsmael³, Téllez Flores René² y Ávila Bocanegra Luis E.²¹Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN²ESIA Unidad-Ticomán³Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México
eosbass18@hotmail.com

La formación Zapotitlán está constituida por lutita, lutita calcárea, marga y arenisca y resaltan que en la parte basal presenta una mayor abundancia de carbonatos, los cuales disminuyen hacia la cima de la unidad. Tanto los estratos como los bancos de caliza presentan espesores variables que van desde 10 cm hasta 2 m de espesor. Agua de Cordero está constituido por conglomerados heterogéneos sublitarenosos de color gris, rojizo y gris verdoso, en capas de 20 cm a 1.5 m de espesor, posee bandeamiento interno, el tamaño de los clastos varían desde muy finos hasta muy gruesos, los cuales eran de cuarzo y esquisto. El conglomerado se encuentra interestratificado con arenisca de color rojo y gris, en estratos de 4 a 50 cm de espesor; así como de lutita de color gris y gris verdoso. Se le asigna una edad para el Barremiano Tardío-Aptiano Temprano (Barceló-Duarte, 1978). Ortega-Gutiérrez (1970) realizó estudios en la zona de Tehuacán y propone que el Miembro Agua del Cordero de la Formación Zapotitlán sea elevado al rango de Formación, con base en la presencia de horizontes aptianos en la parte superior de la unidad, lo que indica una interdigitación con la Formación San Juan Raya. Con lo que propone que su edad sería Barremiano al Aptiano. Miembro Agua del Burro.- La litología predominante incluye calizas de color gris, compactas, en bancos que varían de 1 a 5 m de espesor, con gran cantidad de vetillas de calcita. Hacia la parte basal, el espesor de los estratos disminuye hasta 40 y 60 cm, encontrándose intercalaciones de areniscas calcáreas y lutitas calcáreas. Las areniscas calcáreas son de color gris en estratos de 20 a 30 cm de espesor, con vetillas de calcita, las lutitas, también calcáreas, son de color gris verdoso en estratos de 2 a 15 cm de espesor. Barceló-Duarte (1978) en sus estudios en el área de San Juan Raya propone elevar al rango de formación al Miembro Agua del Burro y la restringe al Barremiano Tardío. San Juan Raya.- Calderón (1956) la describe como una alternancia de caliza verde o amarilla con lutita gris verdosa que intertemperiza a verde amarillento, calcárea, micácifera, con intercalaciones de bancos fosilífero de nerineas, corales y ostreas, de 3-20 cm de espesor, que forman coquinas, que en ocasiones puede ser café o rojizo. Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte (1980) describen la litología de esta unidad formada por lutita de color gris verdoso y gris en estratos de 2-30 cm de espesor; con capas erráticas de 10-20 cm de lutita de color gris violáceo y capas de lutita calcárea de 1-5 cm de espesor, que contienen gran cantidad de huellas y pistas, intercaladas con arenisca y arenisca calcárea de color gris y gris verdoso de grano fino a medio en estratos de 2-50 cm de espesor; muy fracturadas y con gran cantidad de vetillas de calcita en donde se presentan bancos de nerineas, corales y ostreas que forman coquinas

SED-16

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y MODELO DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN ZACATECAS DEL TRIÁSICO TARDÍO EN EL ÁREA DE CHARCAS, SAN LUIS, POTOSÍ

Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto¹, GuerreroSuastegui Martín² y Barboza Gudiño José Rafael³¹Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro³Instituto de Geología, Facultad de Ingeniería, UASLP

yamzul.ocampo@uaslp.mx

Afloramientos de rocas sedimentarias marinas de la Formación Zacatecas del Triásico Tardío se restringen a pocos afloramientos en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí. El presente trabajo se centra en afloramientos de la Sierra de Charcas en San Luis Potosí, debido a que en esta región la Formación Zacatecas exhibe menor grado de deformación. Sedimentológicamente, en el área analizada, la secuencia muestra seis clases de facies conformadas por quince facies que para fines de interpretación fueron agrupadas en diez asociaciones de facies (AF). Las AF 1 a 5 se conforman por secuencias del tipo agradacionales con bases erosivas que frecuentemente exhiben surcos de erosión de escala moderada, que permiten interpretar canales erosivos, deposicionales y mixtos, así como surcos. Las AF 6 y 7 se caracterizan por mostrar secuencias de lutitas y areniscas de tipo agradacional. Los estratos de areniscas exhiben gradación normal, laminaciones paralelas, rizaduras de corriente y/o rizaduras escalonadas, y laminación convoluta. Estas características permiten interpretar a las AF 6 y 7 como depósitos de desbordes de canal (overbank) confinado, cubierta de canal y terraza. Las

AF 8 y 9 muestran intercalaciones de lutitas y areniscas en secuencias del tipo progradacional con presencia completa o parcial de secuencia Bouma en estratos arenosos. Estas características permiten interpretar secuencias de planicie de cuenca y lóbulo. Por último, la AF 10 presenta secuencias caóticas y estratos contorneados que permiten interpretar depósitos de slumps. Las direcciones de paleocorrientes en las secuencias de canales y surcos indican direcciones de transporte del N280-N360, entre tanto que las secuencias de lóbulo marcan una dispersión posible de sedimentos de tipo semi radial de N180 a N360.

SED-17

MKSW: UN SOFTWARE LIBRE PARA REALIZAR ANÁLISIS DE CADENAS DE MARKOV EN SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

Ocampo Díaz Aarón Ulises¹ y Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto²¹Ingeniera en sistemas computacionales, ITZ²Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP
xibalbabe@live.com.mx

El análisis de cadenas de Markov es una de las herramientas más populares y una de las técnicas más empleadas para evaluar la información estratigráfica y sedimentológica (e.g., predicción de eventos y sucesión de facies). El análisis de Markov considera a la información de campo (p.ej., estratos de areniscas de grano grueso, areniscas con rizaduras) como las frecuencias de transición de facies dentro de una matriz de transición de conteo. En este caso las frecuencias observadas pueden ser comparadas estadísticamente con las frecuencias esperadas, si, dentro de la columna estratigráfica un estadio no tiene registro u orden de aparición. Una forma práctica y gratis de elaborar análisis de cadenas de Markov tradicionales para secuencias estratigráficas es por medio del programa MkSw versión 1.0, desarrollado en lenguaje Java, el cual permite establecer la dependencia de un estado a otro (restringido a n=500), por medio del planteamiento y resolución de cuatro matrices y del análisis de Chi-Cuadrada (x2; con un grado de libertad al 99%), como lo sugiere la propuesta de Swan y Sandilands (1995). Aunado a ello, el MkSw, permite graficar y guardar en formato JPEG, la dependencia de los diferentes estadios, como también el resultado de las cuatro matrices y del análisis de X2, de cada estadio respecto a otro. El programa MkSw, fue realizado siguiendo la metodología de programación orientada a objetos, con la ayuda de la herramienta Graphviz para el diseño de las gráficas. Todo esto fue planteado en la herramienta de desarrollo Netbeans, para un mejor diseño de interfaz. Por el momento, el MkSw 1.0, está limitado a n=500, límite de confianza al 99%, al análisis de Markov tradicional y solo es aplicado a la plataforma de Windows 7, por lo cual se espera en versiones posteriores el MkSw, pueda ser empleado a más de 500 estadios, dar a elegir otros límites de confianza y se multiplataforma

SED-18

DISTRIBUCIÓN DE LAS SECUENCIAS LACUSTRES DEL NEÓGENO DEL TRANSECTO CHAPALA-IXMIQUILPAN

Israde Alcántara Isabel¹ y Garduño Monroy Víctor Hugo²¹Departamento de Geología y Mineralogía, IIM, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo²Departamento de Geología y Mineralogía, IIM, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
isaisrade@gmail.com

Durante el Neógeno se desarrolló una serie de protolagos a lo largo de un sistema E-O del centro de México como producto de una fase transtensiva que se asocia a la formación temprana del Cinturón Volcánico Transmexicano.

En una primera etapa los sedimentos lacustres levantados de los lagos de Chincua y Cuitzeo iniciaron entre 11 y 5 M.a y están constituidos de secuencias fluviolacustres intercaladas con depósitos lacustres de corta duración donde aparece Mesodyction y Thalassiosira Cuitzeonensis) respectivamente. Ambas especies son marcadores estratigráficos del límite Mioceno superior-Plioceno en distintas partes del mundo.

En este período las asociaciones de diatomeas sugieren condiciones cálidas seguidas por ciclos de aridez.

Posteriormente durante el Plioceno Temprano (5.3 a 4 M.a) se observa el desarrollo de cadenas de lagos perennes destacando el de Ixtlahuaca, Acambay, Cuitzeo, Zacapu, Sayula y Chapala. Las diatomitas de estos lagos están caracterizadas por flora de aguas profundas (Stephanodiscus medius, S. carconensis, S. excentricus, Tertiaris sp. aff. T. baicalensis) presentando a menudo, hacia la cima de las secuencias, flora de aguas turbias (Aulacoseira spp). Las condiciones cálidas y húmedas en este período donde se conforman amplios lagos pueden asociarse a un incremento del nivel del mar con reducción de zonas glaciales debido al aumento de las temperaturas globales.

Finalmente el cierre del canal de Panamá después de 3.8 Ma vuelve a bloquear los patrones de circulación propiciando condiciones de nuevo secas en combinación a un enfriamiento global en conjunto con un incremento de la actividad tectónica y volcánica, reduce y someriza los lagos generando su

repentina desaparición como sucedió en los lagos más orientales de Acambay e Ixtlahuaca.

Los fechamientos obtenidos en estas secuencias en cenizas y lavas asociadas permiten sugerir la cronología de apertura y desarrollo de estos lagos.

SED-19 CARTEL

DESCRIPCIÓN DE NUEVOS AFLORAMIENTOS DEL GRUPO ZACATECAS DEL CRETÁCICO TEMPRANO EN LA SIERRA FRÍA, ZACATECAS

Ortega Martínez Emmanuel¹, Escalona Alcázar Felipe de Jesús², Núñez Peña Ernesto Patricio², Solari Luigi³, Delgado Argote Luis Alberto⁴, Bluhm Gutiérrez Jorge², Esparza Martínez Alicia⁵ y Rojas Enríquez Marlon Iván²¹Unidad Académica Ciencias de la Tierra, UAZ²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ³Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla⁴Departamento de Geología, CICESE⁵Unidad Académica de Cultura, UAZ

che_manuel04@hotmail.com

En este trabajo se presenta, por primera vez, la descripción geológico-estructural del arco de islas del Cretácico Temprano en la Sierra Fría, Zacatecas. Estos resultados son un avance de la cartografía que se está realizando de las secuencias Mesozoicas en el estado de Zacatecas.

El afloramiento de la parte nororiental de la Sierra Fría forma un horst, cuyas fallas normales que lo limitan tienen un azimuth de 290° en la parte norte y de 112° en el sur; esta tendencia es perpendicular a la orientación de la Sierra de Zacatecas pero paralela a la deformación Mesozoica del Grupo Zacatecas, así como al sistema San Luis-Tepehuanes del Terciario Temprano. La secuencia estratigráfica tiene en la base al Complejo Las Pilas que, en la Sierra Fría, está formado por derrames masivos de lava y almohadillados que tienen interestratificados lentes de arenisca y lutita cuyo espesor es menor a 30 m. El Complejo presenta oxidación intensa y en menor proporción cloritización y argilitización. El Complejo Las Pilas está cubierto discordantemente por el Conglomerado Zacatecas o por la Secuencia Volcánica del Terciario; esta última forma la mayor parte del área de estudio.

La foliación del Complejo Las Pilas se orienta preferentemente hacia W-E, como las fallas normales, con buzamiento al Norte. La foliación está mejor definida en los protolitos sedimentarios que en los volcánicos. Ocasionalmente hay vetas de cuarzo paralelas a la foliación y también vetillas de calcita que la cortan perpendicularmente; estas relaciones son similares a las observadas en la Formación Zacatecas. También hay pliegues de centenas de metros de amplitud. Además hay fallas inversas, sin embargo, la deformación dominante es la de tipo normal y en menor proporción de desplazamiento lateral derecho. En escasas fallas hay evidencia de que han sido reactivadas pues muestran dos generaciones de estrías. El primer movimiento tiene una componente inversa, en tanto que el segundo es de tipo normal.

Los nuevos datos aquí presentados aportan elementos que permitirán ampliar la distribución del arco de islas del Cretácico Temprano en el centro de México.

SED-20 CARTEL

REVISIÓN DE LAS FACIES DE LA FORMACIÓN ZACATECAS: RESULTADOS PRELIMINARES

Martínez Alba Minerva Elizabeth¹, Escalona Alcázar Felipe de Jesús², Becerra García Ivon³, Ortega Flores Berlaine⁴, Núñez Peña Ernesto Patricio³, Solari Luigi⁴, Delgado Argote Luis Alberto⁵, Bluhm Gutiérrez Jorge³ y Esparza Martínez Alicia⁶¹Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UACT-UAZ²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra³Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ⁴Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla⁵Departamento de Geología, CICESE⁶Unidad Académica de Cultura, UAZ

minervaelizabeth@live.com.mx

La edad y las facies de las Formaciones Zacatecas, en la ciudad de Zacatecas, han sido materia de discusión en los estudios publicados desde principios del siglo pasado. A partir de descripciones geológicas generales a lo largo de los arroyos El Bote y Talamantes, la Formación Zacatecas ha sido dividida por distintos autores hasta en tres unidades litológicas formales; o en unidades informales que pueden ser hasta siete. En cada caso la cartografía mostrada es diferente, no obstante que la unidad o formación hayan sido descritas de forma similar. Además, el contacto con el sobreyacente Complejo Las Pilas ha sido pobremente descrito. Respecto a la edad, tradicionalmente la Formación Zacatecas ha sido considerada, con base en amonitas, como del Triásico Tardío; sin embargo, por correlación se ha propuesto que pudiera incluir una unidad del Jurásico y/o otra al Cretácico Temprano. No obstante, a partir de edades U-Pb de zircones detríticos recientemente se obtuvo que la edad máxima de depósito es del Hauteriviense.

A partir de la disponibilidad de nuevos afloramientos, en este trabajo se presentan los primeros resultados de la cartografía de las facies de la Formación Zacatecas a partir de afloramientos expuestos por nuevos cortes carreteros.

La base de la Formación Zacatecas no aflora en el área de estudio. La parte inferior de la secuencia observada, denominada 'Facies de lutita' es la de mayor espesor (> 100 m) está formada por capas de lutita de menos de 5 cm de espesor que tienen foliación bien definida, comúnmente subhorizontal. En estas facies hay pliegues de gran amplitud, de decenas de metros. La cubre en contacto gradual las 'Facies de lutita y arenisca' cuyo espesor aproximado es de 50 m. Estas facies están formadas por la alternancia rítmica de arenisca y lutita negra; el espesor de las capas de arenisca varía de 5 a 10 cm, están bien consolidadas y formadas principalmente por clastos de cuarzo. Las capas de lutita tienen un espesor que varía de 3 a 8 cm, con foliación bien definida. En esta unidad se observan pliegues en chevron, recumbentes, asociados con fallas inversas; en los pliegues la lutita desarrolla estructura de lápiz. También hay pliegues isoclinales e isoclinales recumbentes. Cubre a esta unidad en contacto concordante las 'Facies de conglomerado y lutita', que en la base tienen un conglomerado con abundantes clastos de cuarzo subredondeados; el conglomerado está cubierto por lutita y en menor proporción arenisca y conglomerado. En estas facies también se observan pliegues isoclinales recumbentes. El contacto superior, denominado 'Facies de transición' pone en contacto a la Formación Zacatecas con el Complejo Las Pilas. En estas facies hay derrames de lava andesíticos o basálticos interestratificados con lutita, arenisca, conglomerado y escasa caliza. Hacia la parte superior de la secuencia los derrames de lava son más abundantes.

En la cartografía de facies de la Formación Zacatecas se han identificado hasta el momento se han identificado cuatro facies, una de ellas corresponde al contacto transicional con el Complejo Las Pilas.

SED-21 CARTEL

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS CLASTOS DE ROCAS PLUTÓNICAS Y TOBAS INTERESTRATIFICADAS DEL CONGLOMERADO ZACATECAS: IMPLICACIONES SOBRE SU PROCEDENCIA

Reyes Carmona Jonathan Ali¹, Escalona Alcázar Felipe de Jesús²,
Núñez Peña Ernesto Patricio², Solari Luigi³, García Barragán
Juan Carlos⁴, Bluhm Gutiérrez Jorge² y Carrillo Castillo Carlos²

¹Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ UACT

²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ

³Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla

⁴Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM
jonathanali@hotmail.es

El Conglomerado Zacatecas pertenece a los conglomerados rojos continentales del Paleoceno-Eoceno del centro y sur de México que fueron depositados en cuencas intermontanas, probablemente en grabens, al finalizar la Orogenia Laramide. Los conglomerados son polimícticos y están formados principalmente por clastos de rocas ígneas básicas y metasedimentos de las secuencias del Mesozoico que los subyacen. Además, tienen interestratificadas rocas volcánicas, lo que indica que la sedimentación y el volcanismo ocurrieron de manera simultánea.

El Conglomerado Zacatecas ha sido descrito en la ciudad de Zacatecas; sin embargo, recientemente se han encontrado nuevos afloramientos en la parte nororiental de la Sierra Fría y en la parte suroccidental de la Sierra de Zacatecas, lo que implica que la cuenca de depósito tiene una extensión mayor a la originalmente considerada.

El Conglomerado Zacatecas está formado principalmente por clastos que varían de subangulares a subredondeados de diorita, basalto, andesita basáltica, granito y escasos metasedimentos. El conglomerado también tiene interestratificadas tobas líticas y pumicíticas.

Las láminas delgadas de las rocas ígneas fueron teñidas con cobaltinitro de sodio para facilitar la identificación de los feldespatos potásicos. La textura de los clastos de granito, en orden de abundancia es panidiomórfica, inequigranular y traquitoide. Los clastos de granito tienen aproximadamente 40% de feldespato potásico que es principalmente microclina, la moda de la plagioclasa es de cerca de 20% (andesina y oligoclasa), mientras que el contenido de cuarzo es de alrededor de 35%. El porcentaje restante son minerales accesorios: biotita, circón y minerales opacos. La forma de los feldespatos varía de subhedral a euhedral. Localmente las plagioclasas tienen zonación concéntrica y tienen sericitización que varía de leve a moderada. El tamaño de los feldespatos es >300 µm. El cuarzo varía de subhedral a anhedral, de tamaño < 150 µm: normalmente está alargado y define foliación en una dirección. Los clastos de granito, independientemente de su posición estratigráfica, muestran la misma trama, lo que indica que derivaron de la misma fuente. Las edades U-Pb obtenidas en circones de los clastos de granito, independientemente de su posición estratigráfica, varían de 135 ± 1 Ma a 140 ± 1 Ma, dos posibles fuentes son la Diorita Tuna Mansa de Guanajuato o bien en San Bernardo, Durango.

Los clastos de diorita son ricos en plagioclasa (> 80%), escaso feldespato potásico (<10%) y cuarzo (<10%). Tienen alteración hidrotermal y/o deutérica intensa lo que favoreció el desarrollo de minerales secundarios como clorita,

calcita, sericita y epidota, en este orden de abundancia. Petrográficamente son similares a los de los intrusivos lacolíticos del subyacente Complejo Las Pilas.

Las tobas interestratificadas con el conglomerado tienen un espesor menor a 5 m. La textura es fragmentaria y vitroclástica, en ese orden de abundancia. La mesostasis es principalmente criptocristalina y los fragmentos de cristales son de cuarzo, feldespato y biotita. Los fragmentos líticos son de rocas volcánicas. Las tobas de la base del conglomerado son ricas en fragmentos líticos, en tanto que hacia la parte superior son pumicíticas.

SED-22 CARTEL

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN TEPETATE EN LA LOCALIDAD EL HORNO, ARROYO EL AGUAJITO, BAJA CALIFORNIA SUR

Córdova Castañeda Bianca Sarahi¹, Schwennicke Tobias² y Cortés Martínez Mara Yadira²

¹Departamento Académico de Geología Marina, UABCS

²Universidad Autónoma de Baja California Sur UABCS
bscordovacast@hotmail.com

La Formación Tepetate se distribuye en el centro del estado de Baja California Sur. Es de ambiente marino. Los diversos autores señalan diferencias litoestratigráficas, bioestratigráficas y de ambiente de depósito, probablemente debido a la extensión y espesor de la unidad. La edad reconocida de toda la formación va del Maastrichtiano a Eoceno Medio temprano. La localidad El Hornito se localiza al W de la ciudad de La Paz en un tributario del arroyo El Aguajito. En la columna (32 m) afloran 4 litofacies: lodolita, caliza, arenisca lodosa, limolita y toba; la litofacies lodolita es la más predominante y se subdivide en subfacies lodolita, subfacies lodolita limosa y subfacies alternancia lodolita limosa con limolita; siendo la subfacies lodolita la de mayor espesor con 5.39 m. En general la lodolita es texturalmente variada, bioturbada o laminada y presenta microfóraminíferos y Chondrites. La facies caliza se subdivide en subfacies caliza arenosa bioclástica y caliza micrítica. La caliza arenosa bioclástica aflora en la base de la columna (1 m). Presenta porcentajes de 50 % a 70% de micrita, un porcentaje variable de arena y limo siliciclástico y material bioclástico que se compone de bivalvos, gasterópodos, microfóraminíferos y microfóraminíferos. La estratificación generalmente está ausente debido a la intensa bioturbación; no obstante, en ocasiones se pueden ver relictos de estratificación y laminación ondulada y paralela. Por otra parte, la caliza micrítica (25 cm) se intercala cerca a la cima de la columna y varía a limosa; la laminación es paralela, aunque en algunas partes no se observa debido a la bioturbación por microfóraminíferos. La arenisca lodosa con espesor de 90 cm se intercala en la subfacies lodolita, es bioturbada y tiene restos de laminación paralela y cruzada. La facies limolita constituye pocas intercalaciones de pocos centímetros y muestra laminación paralela, cruzada y ondulada con poca bioturbación. La facies toba es escasa y constituye intercalaciones delgadas con espesores de pocos milímetros a centímetros. La litología refleja un ambiente marino de plataforma continental, con un aumento en la profundidad desde la parte basal hacia la parte media y superior, y con sedimentación mixta. Para determinar la edad se recolectaron 44 muestras, de las cuales sólo 2 muestras resultaron benéficas para la elaboración de láminas paleontológicas. En éstas, se identificaron varios nanofósiles útiles para determinar la edad. Los resultados apuntan hacia una edad de Eoceno Medio (NP 16), especialmente por la presencia de las especies *Discoaster saipanensis* y *Reticulofenestra bisecta* las cuales marcan el límite inferior de la edad y especies como *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster bifax*, *Discoaster sublodoensis* y *Sphenolithus spiniger* marcan el límite superior. Al parecer la localidad es una de las más jóvenes de la Formación Tepetate.

SED-23 CARTEL

EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS DE UN EVENTO TRANSGRESIVO PARA EL DEPÓSITO DE LA CALIZA LA PERLITA EN EL EXTREMO NORESTE DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

Miranda Avilés Raúl¹, Puy Alquiza María Jesús¹, Flores Cruz Yessica Paulina¹, Bustos Bautista Norma Angélica¹, Verdin Muñoz Rodrigo¹, Quintana Delgado Andrés¹, Ulloa Vázquez Talina² y Luciano Esteban Esmeralda³

¹División de Ingenierías, UGTO

²Departamento Ingeniería Química, UGTO

³Instituto Tecnológico de la Chontalpa, Tabasco
rmiranda@ugto.mx

Al extremo noroeste de la Sierra de Guanajuato (Bernalaje y Cerro Blanco) aflora la Caliza La Perlita del Aptiano-Albiano que fue descrita por Chiodi et al. (1988) y Quintero-Legorreta (1992). Estas rocas descansan discordantemente sobre los sedimentos de la Cuenca Arperos del Jurásico superior-Cretácico inferior, que a diferencia de éstos se encuentra menos deformada. La Caliza La Perlita es una secuencia transgresiva constituida en su base por 5 m de arenisca fina con laminación hamacada, intercalada con calcarenita media con lentes de conglomerado de cantos subredondeados. Seguidos por 20 m de calizas neríticas que subyacen una secuencia de entre 20 a 40 m de margas y litarenitas depositadas por procesos de flujos de gravedad. La secuencia

de areniscas y calizas se depositaron en un ambiente que va de plataforma somera a talud (Wackestones, Packestones de intraclastos y litarenitas). Las litarenitas presentan hasta un 30% de líticos sedimentarios con un 10 a 30% de cuarzo sub-angular a sub-redondeado; lo que nos sugiere un aporte de sedimentos continentales recicladas del Macizo continental Mexicano. Se realizó la datación U-Pb de una muestra de zircones detríticos, mostrando una fuente de sedimentos continentales con zircones Albianos y zircones con una firma comparable a las edades publicadas del Abanico Potosí. Lo anterior viene a corroborar una edad pre-Albiana para el cierre de la Cuenca Arperos y la continuación de la sedimentación marina transgresiva (Caliza La Perilita) de forma discordante sobre los sedimentos deformados. La sucesión de facies transgresivas en la base de la secuencia así como los depósitos de gravedad identificados en la parte superior de la secuencia Caliza La Perilita pueden ser interpretadas como evidencia de inestabilidades generadas por el evento transgresivo y/o por pulsos tectónicos posteriores al cierre de la cuenca Arperos y al aporte de sedimentos de altos topográficos ubicados al norte o al este de la Sierra de Guanajuato durante el Aptiano-Albiano

SED-24 CARTEL

FORM FROM PROJECTED SHADOW (FFPS): NUEVO MÉTODO DE MEDICIÓN TRIDIMENSIONAL PARA PARTÍCULAS SEDIMENTARIAS

Montenegro Rios Anibal¹, Sarocchi Damiano², Nahmad Molinari Yuri², Borselli Lorenzo² y Rodríguez Sedano Luis Angel³

¹Universidad Autónoma de San Luis Potosí, DICM

²UASLP

³UNAM

anibal_mr_1@hotmail.com

La forma general es un parámetro textural muy importante en geología y ha sido utilizado para clasificar los sedimentos e inferir acerca de los procesos que actúan sobre los materiales desde su génesis, durante el transporte y hasta su depositación final. Existen muchos métodos para medir la longitud de los ejes de las partículas, algunos manuales a la escala de las muestras de mano y otros más sofisticados hacen uso de análisis de imágenes o métodos geofísico pero se trata de métodos generalmente muy caros, que funcionan por rangos reducidos de tamaño de grano y que consumen mucho tiempo.

En este trabajo se presenta un algoritmo de procesamiento de imágenes digitales para obtener los tres ejes de una partícula a partir de una imagen 2D. Dos ejes de las partículas se obtienen directamente a partir de la superficie proyectada máxima, mientras que el eje menor se determina a partir del perfil de sombra producida por una sola fuente de iluminación oblicua. Se trata de un método de medición accesible (el programa se puede descargar gratuitamente desde: <http://www.laima-uaslp.org/ffps>), económico y fácil de implementar.

Además de los tres ejes, el software proporciona parámetros como el perímetro, área, convex hull área, diámetro de Feret, elipse equivalente, compactness, circularidad. Conjuntamente permite calcular los parámetros morfológicos que se obtienen a partir de los tres ejes como los parámetros de Zingg, Kaye, Sneed y Folk y Blatt.

Por medio de este método, que permite analizar una vasta gama de tamaño de partículas dependiendo de la óptica del sistema de adquisición (desde decenas de micras hasta por ejemplo los cráteres de la Luna), es posible analizar un gran número de partículas de una forma fácil, rápida y precisa con un error asociado menor al 5%.

SED-25 CARTEL

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL VALLE DE IXMIQUILPAN-ACTOPAN, HIDALGO

Hernández Olivares Rene, Israde Alcántara Isabel y Garduño Monroy Víctor Hugo
Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH
hero_8585@hotmail.com

Los valles de Ixmiquilpan y Actopan se formaron a partir de un proceso de fallamiento, estas cuencas fueron rellenadas por sedimentación lacustre y fluviolacustre durante el Pleistoceno-Holoceno.

En el paleolago de Ixmiquilpan los mayores espesores de la sucesión sedimentaria alcanzan los 5 metros de espesor, siendo características facies fluviolacustres que se vuelven más lacustres hacia la cima. Las facies fluviolacustres se disponen en estratos compuestos por detríticos de pómez de alta madurez textural, este paquete presenta contactos erosivos y estructuras primarias de baja energía incluidas estructuras lenticulares, estratificación cruzada y ondulitas, mientras que las facies lacustres están compuestas por limos y diatomitas con componentes arcillosos indicando un hábitat cenagoso donde destacan *Rhopalodia gibba* y *Cocconeis placentula*.

El paleolago de Actopan presenta una potencia más grande llegando a los 19 m de espesor, e inicia con depósitos fluviolacustres donde dominan gravas y arenas con alta madurez textural destacando estratificación cruzada, ondulitas, rizaduras y lenticulaciones. En estas secuencias se encontró un molar de *Equus*

sp asociado al Pleistoceno tardío. Sobreyaciendo las secuencias fluviales se observan planicies de inundación que fueron afectadas por fallamiento normal favoreciendo el establecimiento de un lago cenagoso y turbio con presencia de *Rhopalodia gibba*, *Cocconeis placentula* y *Aulacoseira distans*, estas facies lacustres se alternaron con pulsos volcánicos cuyos tefras contienen biotita, piroxenos, hornblenda y óxidos. Sucesivamente se vuelven a restablecer las facies lacustres a lo largo de toda la cuenca, cuyo espesor es ca de 1 metro. Le sobreyacen facies fluviolacustres dominadas por epiclastitas de pómez y cenizas. Toda la secuencia viene cubierta por un sistema de paleocanales que tienden a erosionar la sedimentación fluviolacustre. Resalta la morfología de sus estratos conformados por rocas detríticas de composición basáltica, andesítica y pómez asociadas con alta madurez textural. En esta secuencia son comunes formas de tipo bicóncavo, sigmoidal y plano cóncavo. La sucesión viene coronada por un depósito de caliche que cierra el ciclo fluvial.

Las cuencas pleistocénicas de Ixmiquilpan y Actopan tuvieron un desarrollo independiente; la región de Ixmiquilpan durante el Pleistoceno-Holoceno estuvo más ligada a factores climáticos, mientras que la de Actopan presenta una tasa de sedimentación más alta debido a que esta última experimentó una mayor influencia de eventos tectónicos y volcánicos.

SED-26 CARTEL

PETROGRAFÍA Y MODOS DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN ZACATECAS (TRIÁSICOTARDÍO), EN LA SIERRA DE CHARCAS, SAN LUIS POTOSÍ

Huicochea Abarca José Eduardo¹, Salinas Ocampo Ulises², Salgado Nuñez José de Jesús², Radilla Albarrán Ulises², Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto³, García Artellano Yoloxochilt², Guerrero Suastegui Martín² y Barboza Gudiño José Rafael⁴

¹Unidad Académica Regional de Ciencias de la Tierra, UAG

²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro

³Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP

⁴Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí
tazmania_lalo12@hotmail.com

La Formación Zacatecas (Triásico Tardío), en la Sierra de Charcas, SLP, ha sido interpretada como depósitos de abanico submarino conformada por sistemas de canales, lóbulos, planicie de cuenca y desborde de canal. El presente trabajo por medio de un análisis petrográfico y un riguroso conteo de 500 puntos, documenta las características petrográficas y los modos detríticos de 40 areniscas de grano medio a grueso con la finalidad de dilucidar la composición del área fuente y establecer el ambiente tectónico en que fueron depositadas. El análisis petrográfico permite establecer dos petrofacies: 1) petrofacies lítico cuarzosa, y 2) petrofacies cuarzo lítica. La petrofacies lítico cuarzosa (Q48F15L37), constituida en orden de abundancia por cuarzos monocristalinos con extinción ondulas, fragmentos líticos volcánicos con texturas felsíticas y tobáceas, líticos metamórficos con texturas metapsamíticas2-4, metapsamíticas1-3, metabásicos2-3; y feldespatos con formados por plagioclasa mayor que feldespatos potásico (P/K=0.95). La petrofacies cuarzo lítica (Q66F14L20), mayormente constituida por cuarzos monocristalinos con estrías y moderadas vacuolas, fragmentos líticos volcánicos con texturas felsíticas y escasos tobáceos, líticos metamórficos con texturas metapelíticas2-3, metapsamíticas2-3, metabásicos2-3; fragmentos de rocas pelíticas (Rs/Rv+Rm=0.023), y feldespatos, constituidos por plagioclasas mayor que feldespato (P/K=1.0). Los modos detríticos indican que la petrofacies lítico cuarzosa está más enriquecida en ensambles volcánicos (Rv=90), en tanto que la petrofacies cuarzo lítica, muestra porcentajes más elevados de ensambles metamórficos (Rm=53) y sedimentarios (Rs=14). Por lo cual, considerando estos datos, las áreas fuentes principales para ambas petrofacies son rocas volcánicas de composición dacítica-riolítica, con menos abundancia de andesitas. Rocas metamórficas de grado bajo a medio del tipo esquisto de sericita, muscovita y clorita. Rocas plutónicas de composición granítica; y rocas sedimentarias de lutitas. Es importante mencionar que la petrofacies lítico cuarzosa presenta una mayor influencia de rocas volcánicas, en tanto que la petrofacies cuarzo lítica exhibe un mayor aporte de fuentes metamórficas y sedimentarias, y que en ambas muestras se observa la influencia de serpentina con textura esquistosa. El conteo modal marca la evolución de un sistema de arco disectado hacia orógeno reciclado con tendencia en la transición continental (DiagramaQmFLt)