



**Universidad Autónoma de Chihuahua
Facultad de Ingeniería**

**SIMPOSIO
GEOLOGÍA DE LA SUTURA
LAURENCIA-GONDWANA
EN CHIHUAHUA**

**LIBRO
GUÍA DE
EXCURSIONES,
RESÚMENES Y PROGRAMA**

17-20 de Octubre de 2012

Editores: Miguel Franco-Rubio y Angélica Oviedo



COMITÉ DE HONOR

M.C. Jesús Enrique Seáñez Sáenz
Rector Universidad Autónoma de Chihuahua

M.I. Ricardo Ramón Torres Knight
Director Facultad de Ingeniería

Dr. Mario César Rodríguez Ramírez
Secretario Investigación y Posgrado, Facultad de Ingeniería

ORGANIZADO POR:

Academia de Geología
Ciencias de la Tierra
Facultad de Ingeniería
Universidad Autónoma de Chihuahua

EVENTO CO-PATROCINADO POR:

Universidad Autónoma de Chihuahua
Fresnillo plc | Chihuahua
Pan American Silver Corp. | México

COMITÉ ORGANIZADOR

Miguel Franco-Rubio
Angélica Oviedo-García
Ignacio A. Reyes-Cortés
Manuel Reyes-Cortés
José L. Carrillo-Villalobos
Alejandro Villalobos-Aragón

Director General
Co-Directora General
Co-Director Excursiones
Co-Director Trabajos Técnicos
Co-Director Soporte Digital
Co-Director Sesión de Carteles

17,18,19 y 20 de Octubre de 2012
Facultad de Ingeniería
Universidad Autónoma de Chihuahua
Circuito 1, Campus II, Ciudad de Chihuahua, Chihuahua, México

CONTENIDO

Pag.

1. Excursión: Afloramientos con facies de turbiditas marinas (Sutura Ouachita) del centro-sur de Chihuahua, ubicados en las sierras de Olivos y de Magistral. Jornada dirigida por Miguel Franco-Rubio 001
2. Excursión: Afloramientos con facies de turbiditas marinas (sutura Ouachita) en el centro-oriente de Chihuahua, ubicados en la Sierra de Placer de Guadalupe y Cerro Carrizalillo. Jornada dirigida por Ignacio Alfonso Reyes-Cortés. 005
3. Alemán-Gallardo, E.A. y Ramírez-Fernández, J.A. REMANENTES DEL PISO OCEÁNICO EN LA SECUENCIA PALEOZOICA METAMORFIZADA DE LA MÁRGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, NE DE MÉXICO. 023
4. Álvarez-Machado, L.M., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LA REGIÓN DE CERRO LA SOFÍA-EL GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO. 024
5. Álvarez-Machado, L. M., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DEL CERRO LA SOFÍA-GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO. 025
6. Alva-Valdivia L. M.; REVIEW OF THE MAJOR IRON ORE DEPOSITS OF WESTERN LATIN AMERICA: ROCK MAGNETISM AND MICROSCOPY. 027
7. Amaya-Martínez, Ricardo, Premo, Wayne R. y Poole, Forrest G.; AMBIENTE DEPOSICIONAL Y PROVENIENCIA DE ZIRCONES DETRÍTICOS EN LA FORMACIÓN MINA MÉXICO DEL PÉRMICO TEMPRANO – MEDIO EN SONORA CENTRO-ORIENTAL, MÉXICO Y SU RELACIÓN CON LAS SECUENCIAS PALEOZOICAS DE PLATAFORMA Y DE CUENCA. 029
8. Antillón-Mata, Tania, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; ESTRATIGRAFÍA DEL KIMMERIDGIANO-TITHONIANO EN LA REGIÓN DE EL TÁSCATE-LA PARRITA, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO. 030
9. Antillón-Mata, Tania, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; GEOLOGÍA DE LA REGIÓN EL TÁSCATE-LA PARRITA, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO. 031
10. Barboza-Gudiño, J.R. y Zavala-Monsivais, Aurora.; ALGUNOS ELEMENTOS TECTÓNICO-PALEOGEOGRÁFICOS PROPIOS DE LA CULMINACIÓN OCCIDENTAL DE LA GEOSUTURA OUACHITA MARATHON. 033

11.	Benítez-Read, Eduardo y Sandoval-Jabalera, Raúl; APLICACIÓN DE LA RMN EN INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA	034
12.	Campa-Uranga; María F.; LAURENTIA IS TRUNCATED IN THE SOUTHERN NORTH AMERICAN SUBCONTINENT	043
13.	Carrillo-Villalobos, J. L., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; ESTRUCTURA, DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DE PÁGINAS WEB (UN CASO DE ESTUDIO).	044
14.	Casas-García, Raymundo y Ramírez-Fernández, J.A.; ORIGEN DE LOS DIQUES BÁSICOS PRE- Y POSTGRENVILLEANOS EN EL COMPLEJO GNEISS NOVILLO (OAXAQUIA), EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MÉXICO.	053
15.	Cuén-R, F.J., Montijo, A., Buitrón, B.E., Minjárez, I., y De La O, M.; LA BIOTA DEL CÁMBRICO TEMPRANO Y MEDIO DE SAN JOSÉ DE GRACIA, SONORA, NW MÉXICO.	055
16.	De León-Barragán, Lorena y Ramírez-Fernández, J.A.; MAGMATISMO DE ARCO DEL CARBONÍFERO DE LA MARGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MÉXICO.	056
17.	Franco-Rubio, Miguel & Oviedo, Angélica; TECTONIC EVOLUTION OF CHIHUAHUA: FROM THE LAURENTIA-GONDWANA COLLISION TO THE CHIHUAHUA-TROUGH OPENING.	058
18.	Franco-Rubio, Miguel, Oviedo, Angélica, Reyes-Cortés, I. A. & Reyes-Cortés, Manuel; EL GRANERO GEOPARK PROPOSAL.	060
19.	Franco-Rubio, Miguel & Oviedo, Angélica; GEOLOGICAL AND TECTONICAL STRUCTURE OF CENTRAL-EASTERN CHIHUAHUA.	061
20.	Garcés-Salazar, J.L., Buitrón, B.E., Vachard, D. y Clausen, S.; LOS CRINOIDES PENSILVÁNICOS DE CERROS EL TULE, SONORA, NW MÉXICO: CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS.	062
21.	García-Rodríguez, Enrique y Franco-Rubio, Miguel; PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA FECHAMIENTO RADIOMÉTRICO EN EL LABORATORIO METALÚRGICO DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UACH.	065
22.	Gómez-Anguiano, Martín, Sánchez-González, J.A., Reyes-Salazar, M.A. y Álvarez-Salinas, Enrique; ANÁLISIS PRELIMINAR DE LAS CALIZAS CRETÁICAS DE LA FORMACIÓN EL DOCTOR DE LA CARTA HUICHAPAN, CLAVE F14-C78, ESCALA 1:50,000 Y SU POSIBLE APLICACIÓN COMO ROCA DIMENSIONABLE.	066

- 
23. Goodell, P.C. & Martinez-Piña, Carlos.; THE WESTERN CHIHUAHUA CRATONIC BLOCK (WCCB), A MAJOR TECTONIC FEATURE AND ITS IMPLICATIONS. 073
24. Iriondo, Alexander y Fred W. McDowell; DELIMITACIÓN DE PROVINCIAS DE BASAMENTO PRECÁMBRICO DE LA MARGEN SW DE LAURENCIA: NUEVOS CONCEPTOS A PARTIR DE NUEVA GEOCRONOLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS DE CHIHUAHUA. 074
25. Martínez-Márquez, J.R., Gutiérrez-M, J.A., Martínez-M., M.G., Martínez-M, L., Martínez-M, C., Martínez-M, J., Gutiérrez-C, A., Gutiérrez-M, Y., Sáenz-Q, A.I., y Adriano-R, J.R.; HALLAZGOS PALEONTOLÓGICOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL RANCHO “DON CHUY”. 077
26. Martínez-Márquez, J.R., Gutiérrez-M, J.A., Martínez-M., M.G., Martínez-M, L., Martínez-M, C., Martínez-M, J., Gutiérrez-C, A., Gutiérrez-M, Y., Sáenz-Q, A.I., y Adriano-R, J.R.; MUSEO DE SITIO PALEONTOLÓGICO Y ECOLÓGICO RANCHO “DON CHUY”. 077
27. Martínez-Piña, Carlos & Goodell, P.C.; DEFINING THE KINEMATICS OF STRIKE-SLIP SYSTEMS IN NORTHERN MEXICO USING GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS. 079
28. Martínez-Sosa, J. A.; REPRODUCCIÓN EN PLÁSTICO DE FÓSILES A PARTIR DEL ESCANEEO TRIDIMENSIONAL. 080
29. Molina, C.C., Martínez-Piña, C.C. & Goodell, P.C.; A PERSPECTIVE ON THE TWO ALTERNATIVES OF THE OUACHITA-MARATHON BELT IN NORTHERN MEXICO. – A MAP COMPILATION USING ARCMAP 10. 082
30. Oviedo, Angélica, Franco-Rubio, Miguel, Reyes-Cortés, I. A. y Reyes-Cortés, Manuel; *TEXIGRYPHAEA NAVIA* DE LA FORMACIÓN LA PEÑA EN EL ORIENTE DE CHIHUAHUA, MÉXICO. 083
31. Oviedo, Angélica, Pons, José María y Vicens, Enric; OTROS BIVALVOS ASOCIADOS A RUDISTAS EN LA FORMACIÓN CÁRDENAS, S.L.P. 084
32. Oviedo, Angélica y Franco-Rubio, Miguel; OSTRÉIDOS DE SIERRA FERNANDO, MUNICIPIO DE JULIMES, CHIHUAHUA, MÉXICO. 086
33. Premo, Wayne R., Poole G. Forrest & Amaya-Martínez, Ricardo; PROVENANCE OF DETRITAL ZIRCONS IN ORDOVICIAN IAPETUS OCEAN-BASIN QUARTZITES IN SONORA, MEXICO. 088
34. Reyes-Cortés, I. A., Reyes-Cortés, Manuel, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; CERRO CARRIZALILLO: LOCALIDAD PRECÁMBRICA, CHIHUAHUA, MÉXICO. 089

- 
35. Reyes-Cortés, Ignacio A., Reyes-Cortés, Manuel, Franco-Rubio, Miguel & Oviedo, Angélica; GEOLOGY OF CERRO EL CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MEXICO 093
36. Reyes-Cortés, Manuel., Reyes-Cortes, Ignacio. A., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica; SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN FALOMIR, CERRO CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MÉXICO.. 095
37. Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., Poole-Forrest, G., Premo, Wayne R., Berry, William, B.N., Sandberg, Charles y Herrera-Urbina, Saúl; LAS ROCAS ORDOVÍCICAS DE EL FUERTE Y SAN JOSÉ DE GRACIA, SINALOA, SU EDAD Y AMBIENTE PROFUNDO DE DEPOSITACIÓN. 100
38. Santos-García, José e Hinojosa-De La Garza, Octavio; PROYECTO LABORATORIO DE SENSORES REMOTOS EN LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UACH. 103
39. Silva-Pineda, Alicia, Buitrón, B.E., Vachard, D. y Palafox, J.J.; PRESENCIA DE ALGAS CALCÁREAS (RHODOPHYTA, CLOROPHYTA) DEL PENSILVÁNICO DE SIERRA AGUA VERDE, SONORA, NW, MÉXICO. 104
40. Torres-Sánchez, S.A., Ramírez-Fernández, J.A., Agustsson, Carita & Barboza-Gudiño, J.R.; PALEOZOIC METAVOLCANICS IN THE GRANJENO SCHIST, BASEMENT OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, NE, MEXICO. 106
41. Villarreal-Fuentes, J., Levresse, G. y Corona-Esquivel, R.; ZONA PLACER DE GUADALUPE-PLOMOSAS AL ORIENTE DE CHIHUAHUA: SU RELACIÓN CON EL ARCO PÉRMICO. 107
42. PROGRAMA 114

Marca de agua: Mapa geológico de los estados de Chihuahua, Sonora, Sinaloa, Durango y Coahuila, publicado por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), con la Sutura Laurentia-Gondwana en Chihuahua

EXCURSIONES

EXCURSIÓN A LOS AFLORAMIENTOS CON FACIES DE TURBIDITAS MARINAS (SUTURA OUACHITA) DEL CENTRO-SUR DE CHIHUAHUA, UBICADOS EN LAS SIERRAS DE OLIVOS Y DE MAGISTRAL.

Jornada dirigida por Miguel Franco-Rubio

**Descripción de eventos desde Facultad de Ingeniería hasta las Sierras de Olivos y de
Magistral.**

Horario de salida: 04:30 A.M.

Horario de comida: 12:00 – 13:00 horas

Horario de llegada: 18:00 horas

Recorrido: Salida del estacionamiento de la Facultad de Ingeniería – Sierra de Olivos –
Sierra de Magistral – estacionamiento de la Facultad de Ingeniería.

Tiempo de recorrido: 13:30 horas

Kilometraje	Descripción
00.00	Salida del estacionamiento de la Facultad de Ingeniería; Coord. N28.68961 – W106.13277 – Z 4733.06 ft
15.09	Ingreso a la Carretera Federal 16 que conduce a la Ciudad de Cuauhtemoc. Los cortes exhiben afloramientos de rocas volcánicas de composición riolítica
18.89	Intersección con la vialidad que conduce a la Presa Chihuahua
22.74	Estación de Gasolina con Oxxo incluido
28.60	Inician cortes de carretera con afloramientos de conglomerados de abanico aluvial producidos por el levantamiento de Sierra Azul al W-NW, conformada por unidades calcáreas del Albiano. En ella se explotan los acuíferos de Ojos del Chuvíscar para el suministro de agua a la Ciudad de Chihuahua
36.01	Obelisco en la intersección con la vialidad que comunica con la población de El Charco al E-SE, localidad principal de la caldera? Pastorías.
42.52	Estación Palomas
44.90	Cruce de Ferrocarril Chepe a través de puente elevado.
45.03	Desviación a Sierra de Olivos por el distribuidor vial que comunica con la Ciudad de Hidalgo del Parral a través de la Carretera Estatal 24
55.28	Intersección con el camino vecinal que comunica al poblado de San Miguel de los Anchondos
65.15	Puente sobre el Río Santa Isabel
66.66	Intersección con el camino vecinal que comunica a Lajas de Abajo y Lajas de Arriba, poblaciones de entrada a los afloramientos de turbiditas marinas ubicadas en el núcleo del domo estructural con apófisis de Monzonita- Granodiorita y 32 Ma que conforman la Sierra de Magistral
71.51	Acceso al camino vecinal en la comunidad de Arroyo del Agua, que comunica al Tronco Magistral de composición monzonítico-granodiorítica, ubicado en la

This satellite map illustrates the Sierra de Olivos region in Chihuahua, Mexico. The map is oriented vertically, with Ciudad de Chihuahua at the top. A red line traces the Sierra Magistral, which runs north-south through the center of the image. Key geological features are labeled: 'Kink Folds' in the central part of the range, and 'Olistostroma' and 'Milonitas' near the base of the range. 'Prismas' are also labeled at the southern end. The terrain is rugged and mountainous, with various valleys and ridges visible. The city of Ciudad de Chihuahua is shown at the top, and the Sierra de Olivos is labeled at the bottom. The map also shows some roads and smaller towns like Parral and Guadalupe.

- 2

- Cenomaniano (Georgetown, Del Río, Buda).
- 126.05 Desviación a Sierra de Olivos a través de la intersección con el camino vecinal que comunica las poblaciones de Valerio, San José del Sitio, Boca del Río, Valle de Rosario y Valle de Olivos.
- 132.14 Población del Ejido de Valerio
- 143.97 Entrada a la Sierra La Campanilla, donde aflora una masa ígnea intrusiva granítica (se desconoce su edad).
- 154.04 Ingreso a los abanicos aluviales desarrollado a raíz del levantamiento producido por el Tronco La Campanilla.
- 155.45 Pavimentación progresiva sobre el camino vecinal que comunica Valerio con San José del Sitio.
- 161.31 Poblado de San José del Sitio
- 170.87 Intersección a la derecha con el camino vecinal que conduce a la población de San Felipe, sobre la margen occidental del Río Conchos. Continuamos por el camino vecinal de la izquierda, hacia la Ranchería La Boca, en la desembocadura del Arroyo (¿Río?) San José con el Río Conchos.
- 173.01 Ranchería Boca del Río
- 173.49 Lugar programado para la comida al regreso de la visita a Sierra de Olivos, en la ribera del Río Conchos en horario de 12:00-13:00 horas.
- 173.78 Puente de Arco sobre el Río Conchos. La ignimbrita de los estribos del puente muestra el típico horizonte basal con esferas vitrofídicas (¿pisolitas?).
- 176.89 Contacto entre las unidades volcánicas Paleógenas y la Formación Mezcalera del Cretácico. Córdoba et al. 1989, menciona que esta formación está compuesta por “calizas con estratos de 10 a 15 cm de espesor, interestratos de arenisca en capas medias, así como lutita laminar en paquetes de hasta 2 m de espesor. Las calizas son mudstone y wackestone, principalmente, y los estratos mas gruesos presentan estratificación gradual del tipo de las turbiditas. En la porción superior, alternan calizas arcillosas, lutitas y areniscas (grauvacas) definiendo una secuencia cíclica. La edad corresponde al Neocomiano-Albiano para la franja occidental del Mar Mexicano y Aptiano-Turoniano para la oriental (Araujo y Arenas, 1986)”.
- 179.56 Kink folds en estratos de la Formación Mezcalera.
- 198.51 Valle de Rosario, cabecera del municipio del mismo nombre.
- 199.20 Intersección entre los caminos vecinales que comunican a las poblaciones de San Javier a la derecha, y Valle de Olivos a la izquierda. Tomamos la desviación hacia la izquierda, todavía en pavimento asfáltico.
- 203.64 Intersección en camino de terracería, con desviación a El Torreón a la izquierda, y hacia Valle de Olivos a la derecha. Tomamos el camino a la derecha hacia el sur.
- 210.58 Desviación a la izquierda en la intersección del camino a Valle de Olivos y los afloramientos de lavas en almohada
- 212.14 Afloramiento de turbiditas marinas con olistostromas de corteza oceánica, exhibiendo lavas en almohadilla.
- 217.47 Intersección con el cauce del Arroyo Piedra Labrada.
- 218.75 Cuello volcánico de composición basáltica y 7.2 Ma. La estructura de prisma es evidente como resultado de la contracción isotérmica a lo largo de diaclasas columnares, que sufrió el fluido magmático al detener su flujo e iniciar la

- 413.90 Rancho Blanco, donde aflora un dique ácido que corta a las turbiditas marinas.
 414.62 Afloramiento con andesitas-basálticas de probable edad Paleozoica, embebidas en las turbiditas marinas.
 Regreso a la Ciudad de Chihuahua
 504.64 Llegada al estacionamiento de la Facultad de Ingeniería

Bibliografía

Araujo-Mendieta, Juan, y Arenas-Partida, Rodolfo, 1986, Estudio tectónico sedimentario en el Mar Mexicano, Estados de Chihuahua y Durango: Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, p. 43-71.

Córdoba, D. A. y Silva-Mora, Luis, 1989, Marco geológico del área de Revolución-Puerta de Cabrera, Estado de Durango: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 8, núm. 2, p. 111-122.

Franco-Rubio, Miguel, Comadurán-Ahumada, Oscar, Alva-Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, Jaime, Molina-Garza, R. S., 2007, The Olivos olistostrome: remnant of a Late Permian oceanic basin along the southwestern margin of Laurentia, Chihuahua, Mexico: International Geology Review, V. 49, p. 1127-1144

EXCURSIÓN A LOS AFLORAMIENTOS CON FACIES DE TURBIDITAS MARINAS (SUTURA OUACHITA) DEL CENTRO-ORIENTE DE CHIHUAHUA, UBICADOS EN LA SIERRA DE PLACER DE GUADALUPE Y CERRO CARRIZALILLO

Jornada dirigida por Ignacio A. Reyes Cortés y Manuel Reyes Cortés

RECORRIDO: Chihuahua - Carrizalillo
 TIEMPO ESTIMADO: 14.00 Horas
 DISTANCIA: 350 Km
 PARADAS: 1. Placer de Guadalupe
 2. Carrizalillo,
 3. Tásate
 4. El Morrión, (Rancho "Don Chuy")
 SALIDA: 6:00 horas; Facultad de Ingeniería, UACH
 REGRESO LLEGADA: 20:00 Horas; Facultad de Ingeniería, UACH

RESUMEN:

El recorrido que se inicia en la Ciudad de Chihuahua, atraviesa una buena porción de la provincia de cuencas y sierras, incluye al menos 4 estaciones obligadas fijas y otras 4 estaciones que son opcionales lo cual dependerá del tiempo disponible. Las estaciones fijas

son: Cerro Placer de Guadalupe, Cerro Carrizalillo, Sierra de Chorreras y La zona de los fósiles en el rancho de Don Chuy. Pasaremos por un costado de las poblaciones de Aldama y el Placer de Guadalupe, y atravesaremos los poblados de Maclovio Herrera y Chorreras.

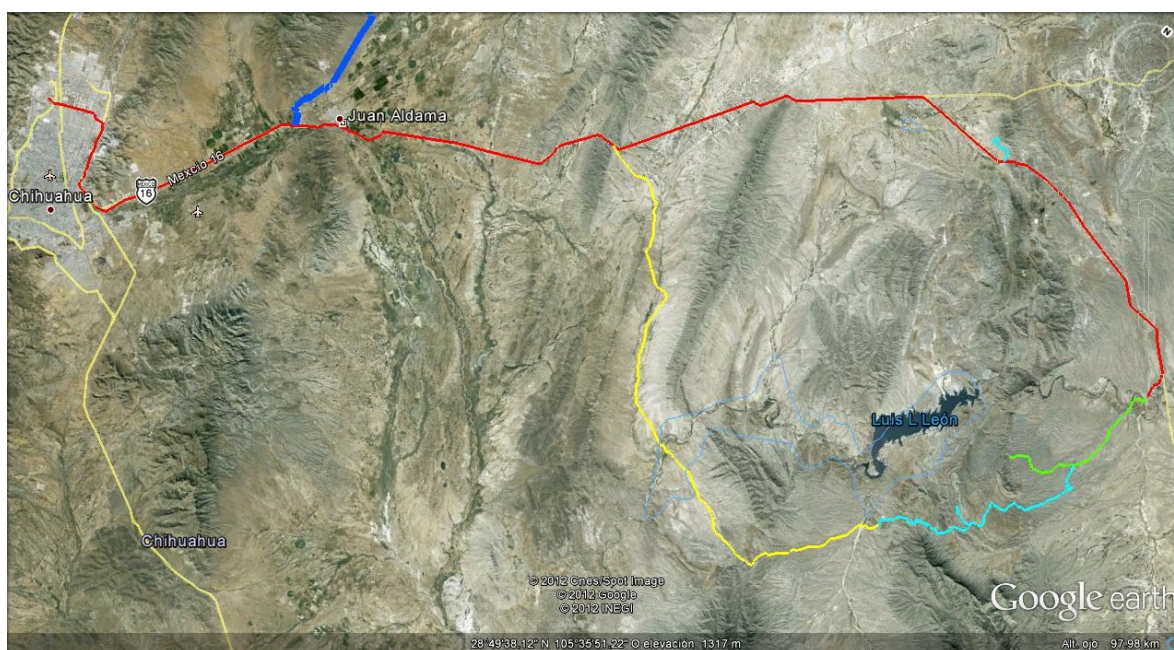
El lineamiento formado por las sierras del Placer de Guadalupe-Plomosas-Carrizalillo muestra afloramientos de rocas paleozoicas y una localidad de rocas precámbricas en el extremo sur, dentro de Carrizalillo.

En la primera estación, se discutirá sobre la estratigrafía invertida del Cerro del Placer de Guadalupe y su estructura volcada. Se hará un caminamiento para definir el límite superior de la Formación Plomosas, o bien, el límite inferior de la Formación La Casita en contacto con la formación Pastor, equivalente a la Formación Horquilla.

En la segunda estación se hará una discusión sobre las facies metamórficas de la litología del precámbrico. Esta área es otra estructura volcada al sur-suroeste sobre las fallas que limitan al Cerro Carrizalillo.

En la tercera estación se discutirá sobre el carácter de las rocas volcánicas básicas e intermedias de controvertida edad. Algunos consideran a las rocas volcánicas como de edad Terciaria, mientras que otros autores asumen que son mucho más antiguas, quizás triásicas e inclusive hasta pérmicas, por la relación que guardan con los sedimentos de la formación plomosas.

La cuarta estación es opcional, es donde se tendrá un descanso para tomar los alimentos en las riveras del Conchos. Aquí es donde se visitarán los hallazgos recientes de fósiles de dinosaurios al oriente de la Sierra del Morrión. En este lugar se discutirá la existencia de islas cretácicas en la parte occidental de la Cuenca de Chihuahua.



Recorrido total: En rojo carretera pavimentada, en azul oscuro la desviación para entrar al Placer de Guadalupe, en verde el camino que va de Maclovio Herrera al Cerro Carrizalillo, en azul claro el camino de Maclovio Herrera a La Parrita-Chorreras y en amarillo el camino de Chorreras al camino pavimentado nuevamente.

Kilometraje Acumulado	Descripción
0.0	Salida del estacionamiento de la Facultad de Ingeniería de la UACH. Cruce hacia la izquierda por el distribuidor universitario y continuar por la avenida Homero, se observa al frente la sierra de Nombre de Dios.
4.7	Se sigue a la izquierda por la colonia Quintas Carolinas hasta la vialidad Sacramento. A las 9 el Cerro del Caballo con las Grutas de Nombre de Dios, más adelante a las 9 las instalaciones del Grupo Cementos de Chihuahua.
5.6	Distribuidor vial de la carretera a Aldama. Inmediatamente después se cruza el Río Chuviscar y se da vuelta a la derecha para seguir rumbo a la ciudad de Aldama. A las 12, se observa el extremo sur de la Sierra de Nombre de Dios, constituida por tres unidades ignimbríticas basculadas al sureste, con vitrófidos basales color verde oscuro.
5.8	A las 3, Cerro de El Coronel, formado por un domo riolítico y rocas ignimbríticas con texturas eutaxíticas y fluidales.
8.0	A las 3, la Ex-hacienda de Robinson;
13.8	Intrusivo monzonítico de La Concordia: Cerro aislado en el talud del extremo sur de la Sierra de Nombre de Dios donde se encuentra el monumento de un León.
19.2	Intersección con la carretera al aeropuerto; se sigue de frente.
11.5	A la derecha y paralelo a la autopista corre el Río Chuviscar, donde hasta hace unos años se estuvo explotado arena y grava para construcción. De 6 a 9, flanco oriental de la Sierra de Nombre de Dios. Se distinguen dos unidades: hacia la base y de color gris son calizas cretácicas explotadas por la Cia. Cementos de Chihuahua S. A. Estas calizas, presentan también varios prospectos mineralizados con fluorita, barita, oro y plata. Hacia la cima y de color pardo a pardo rojizo, rocas ignimbríticas terciarias.
25.9	A las 1:30 horas, Mesa La Gloria, constituida por calizas cretácicas coronadas por ignimbríticas terciarias (Goodell, 1981). A las 2 continuación al sur de la Mesa La Gloria, la Sierra de San Ignacio y de Santo Domingo. A las 3, extremo Norte de la Sierra de Santo Domingo, formada por un amplio anticlinal abierto, donde se encuentra el mundialmente famoso Distrito Minero de Santa Eulalia, de Pb-Zn-Ag. Las calizas cretácicas, son cubiertas por rocas volcánicas terciarias. Se está atravesando por el Valle del Nogal Mocho que presenta características de un valle intermontano, controlado parcialmente por fallas, ya que las rocas volcánicas buzan convergentemente hacia el valle. Sin embargo, la JCAS, perforó en el valle, encontrando ignimbríticas a 40 m de profundidad, cerca del talud de la sierra de Nombre de Dios. A las 10:30, la Sierra del Cuervo.
35.2	A las 3, Misión de Santa Ana, fundada en 1717 y entrada al Bosque de Aldama; a las 9, la Sierra del Cuervo es la parte sur de la Sierra de Peña Blanca, En 1982, Blount reportó por primera vez rocas precámbricas en el estado de Chihuahua. El descubrimiento fue hecho en el rancho de Los Filtros. (Excursión Geológica Precámbrico de Chihuahua, 1986). Varios bloques tectónicos de meta-granitos y algunos gneises anfibolíticos, cortados por diques de anfibolita de grano fino a grueso.

Dos edades de K-Ar de la hornblenda de las anfíbolitas, dan edades de 1024 y 1037 Ma, que indican que son de edad Grenviliana (Blount, 1982; Mauger et al 1983). Los bloques están englobados dentro de la Formación Rara (Ramírez y Acevedo 1957; Melor, 1981), constituida por filitas Intercaladas con cuarcitas de grano fino a medio que forman depósitos cíclicos tipo turbiditas. Eventualmente, existen algunos lentes de calizas con crinoides y fusulínidos de edad Wolfcampiana.

La sección paleozoica, está intensamente plegada y aunque se han hecho varias mediciones del espesor, éste aún no se tiene con exactitud y los valores que se dan, varían de los 500 a 2,000 m. Se considera que el espesor más real, por la cantidad de plegamiento es el primer valor. Sobre esta secuencia de turbiditas (múltiples ciclos de bouma), se depositó una gruesa secuencia de calizas cretácicas e ignimbritas terciarias (Tovar y Valencia 1974). Las estructuras de las rocas sedimentarias clásticas, de edad pérmica corresponden a la parte del cinturón tectónico Ouachita. Este cinturón tectónico Permo-triásico probablemente generó pilares tectónicos predominantes para el mesozoico.

Los altos topográficos durante el cretácico están formados por rocas más antiguas paleozoicas e inclusive precámbricas, como las que ahora afloran en el área del Rancho Los Filtros, en la Sierra del Cuervo y el Cerro Carrizalillo.

- 37.0 A la derecha, se sigue por el libramiento de la ciudad de Aldama, inmediatamente hay un cruce de FF CC, se continua paralelo a las vías del FF CC.
- 41.4 Cruce con la vía del FF CC y entronque con la carretera federal No 16, Este punto corresponde con el km 35, marcado en la Carretera Federal No. 16 de Aldama a Ojinaga. Al frente, en primer plano la sierra chica de Gómez y al fondo la sierra del Morrión. Se está atravesando el Valle de Aldama y se pueden ver las Sierras de la Gloria (4), del Cuervo (8), del Torreño (11) y de Gómez (12).
- 44.7 A las 3 a distancia se pueden observar los cerros las Tetas de Juana. Esta localidad se ubica en el extremo suroeste del alineamiento estructural Torreño-Sierra de Gómez, conformando una estructura anticlinal simétrica en rocas calcáreas del Albiano Medio.

Estratigrafía. Afloran únicamente rocas calcáreas cretácicas de facies de talud del Albiano de la Formación Edwards.

Formación Edwards. La facies de talud de esta unidad, está constituida por capas medianas y gruesas de calizas clásticas y bioclásticas gris claro y gris crema con abundantes fragmentos de rudistas de las familias: Radiolitidae y Caprinidae, gasterópodos, algas y corales, intercaladas con calcarenitas de peletoides y bioclastos con escasa microfauna bentónica (miliólidos) y con capas delgadas de calizas ligeramente arcillosas gris claro a oscuro, con escasa fauna planctónica. Esta facies, en el flanco oriental de la Sierra de San Ignacio, localizada al S 350 W de esta localidad presenta entre los estratos con microfauna planctónica bloques deslizados de una zona arrecifal, isócrona al depósito de las calizas de aguas profundas. Su contenido de microfauna planctónica asociada con la fauna de rudistas y foraminíferos bentónicos, le definen una edad Albiano Medio; sugiriendo también que su depósito se originó en un ambiente de talud. Subyace concordante a sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación Kiamichi y no se observa a que rocas sobreyace. **Paleogeografía.** Los Cerros de las Tetas de Juana, para el Jurásico Superior, se ubican en el área centro-occidental de la Cuenca de

Chihuahua y para el Albiano entre las plataformas de Aldama-Coahuila y del Morrión.

Tectónica. El Anticlinal de los Cerros de las Tetas de Juana, es una estructura Laramídica que constituye un apófisis del alineamiento El Torreño-Gómez interrumpida en su extremo sureste por efecto de una falla normal levemente transcurrente con desplazamiento lateral izquierdo y caída al sureste; y afectado en su flanco oeste-suroeste por una falla inversa con desplazamiento al oeste-suroeste.

- 48.9 Hacia el sur de la Sierra de Gómez se puede identificar una estructura de sinclinal desarrollada en las rocas volcánicas, se asume fue formada por el empuje orogénico de 54 Ma Paleógeno o más reciente.
- 59.1 Corte de la carretera, se aprecian sedimentos de facies de talud de Formación Edwards. Al norte-noreste se observan afloramientos de las facies de talud de la Formación Edwards y de aguas profundas de las formaciones: Kiamichi y Georgetown.
- 64.3 Corte de la carretera (Puerto de Gómez), en rocas calcáreo-arcillosas de la Formación Georgetown, con lentes calcáreos de la Formación Loma de Plata. Esta localidad, se ubica en el flanco occidental de la Sierra de Gómez, que forma parte del alineamiento estructural El Torreño-Gómez, en donde aflora una secuencia sedimentaria marina constituida por carbonatos y terrígenos de la parte superior del Cretácico Inferior (Albiano Medio-Cenomaniano) y de la base del Cretácico Superior.

Estratigrafía. La columna se compone por las formaciones: Edwards (en facies de talud), Kiamichi, Georgetown con capas y lentes de clásticos y bioclastos (facies de talud) de la Formación Loma de Plata.

Formación Edwards (Facies de Talud). Aflora en el flanco occidental del Anticlinal de Gómez, aproximadamente a 1 km al norte del kilómetro 53.5 de la carretera Chihuahua-Ojinaga. Subyace concordante a la Formación arcillo-calcárea Kiamichi y por fallamiento inverso a esta misma formación.

Formación Kiamichi. Está constituida por estratos delgados de calizas arcillosas gris oscuro que intemperisan a tonalidades pardo-amarillentas, con fauna planctónica e intercalados con estratos laminares a delgados de lutitas calcáreas y arenosas café oscuro con macrofósiles completos (pelecípodos). En esta localidad su espesor varía entre 60 y 80 m. El contenido de microfauna planctónica en esta formación, caracterizados por las familias: Calcisphaerulidae (Calcisphaerula innominata Bonet, y Pithonella ovalis Kaufmann), y Hedbergellidae (Hedbergella planispira Tappan), le determinan edad Albiano Medio—Superior. Sobreyace concordante a las “facies de talud” de la Formación Edwards del Albiano Medio y subyace en igual forma a la Formación Georgetown del Albiano Superior. Su depósito, ocurrió en una plataforma abierta profunda de pendiente suave con un abundante aporte de terrígenos durante una etapa de inestabilidad tectónica y subsidencia relativamente lenta. **Formación Georgetown.** Está constituida por calizas gris oscuro a verdoso que intemperisan gris y amarillo ocre, en estratos delgados a medios, con abundante microfauna planctónica, nódulos, lentes y bandas de pedernal, intercalados con capas laminares a delgadas de lutitas bentoníticas gris oscuro. En esta localidad, se observan lentes e interdigitaciones de brechas calcáreas (facies de talud) de la Formación Loma de Plata. En esta

localidad, presenta un espesor aproximado de 90 m, incrementándose a 110-120 m hacia las áreas de facies de talud. Su depósito se originó en un ambiente de aguas neríticas profundas de la cuenca limitada por las plataformas de Aldama-Coahuila al occidente del Morrión al oriente variando lateralmente a facies de talud hacia los bordes de las plataformas.

Formación Del Rio. La constituyen lutitas y limolitas gris pardo a gris verdoso en capas delgadas, alternando con areniscas calcáreas de grano fino y con intercalaciones delgadas de calizas arcillosas gris oscuro. Tiene un espesor aproximado de 20 m. El contenido de microfauna planctónica de la familia: Calcisphaerulidae (*Calcisphaerula innominata* Bonet), y bentónica representado por el foraminífero índice (*Haplostiche texana* Conrad), asociados con pelecípodos (*Exogyra arietina* Roemer), le determinan edad Cenomaniano. Sobreyace concordante a la Formación Georgetown del Albiano Superior y subyace en secuencia normal a la Formación Buda del Cenomaniano Superior. Su depósito se originó en un ambiente nerítico profundo a batial con aporte de terrígenos fino y calcarenitas de grano fino. Esta sedimentación, fue contemporánea al inicio de la etapa sinorogénica de la Revolución Laramide, ocurrida a fines del Cretácico y principios del Terciario.

Paleogeografía. Para el Jurásico Superior, el área queda ubicada en la porción centro occidental de la Cuenca de Chihuahua y para el Albiano en la margen centro oriental de la Cuenca Cretácica de Chihuahua. **Tectónica.** El comportamiento estructural del área está definido por un sistema de estructuras anticlinales que conforman las sierras relativamente angostas y alargadas del Complejo estructural El Torreño-Gómez, orientadas NW-SE como resultado del evento tectónico Laramide; que plegó y falló las rocas mesozoicas de la Cuenca de Chihuahua; generando dos estilos estructurales diferentes convergencias opuestas; al occidente y oriente originadas por la acción compresiva de las Penínsulas de Aldama en sentido del oeste al este, y del Diablo del este al oeste; interviniendo también en el bloque levantado de Placer de Guadalupe y el fallamiento transcurrente que interrumpe bruscamente los ejes mayores de las estructuras.

- 65.4 A la derecha está el entronque con el camino al área de Chorreras. Nosotros continuamos por la carretera 16.
- 68.3 Al norte y sur, se aprecia una extensa planicie que comprende el Valle del Morrión; al oriente se tiene la Sierra del Morrión, con su flanco occidental de pendiente fuerte, generada por su flanco occidental del Anticlinal El Morrión que la conforma, presentando en sus capas echados del orden de 700 de intensidad. Este flanco a distancia presenta una ilusión óptica que parece manifestar en la parte intermedia de su pendiente la presencia de una falla inversa con desplazamiento al poniente.
Poco antes del km 54, marcado en el camino. Corte de la carretera en calizas cretácicas, donde se observan varias fallas inversas y cabalgamientos hacia el SW y estructuras de disolución y colapso.
- 79.2 Cruce de la Vía del Ferrocarril Ojinaga-Chihuahua-Pacífico. Al frente, la Sierra del Morrión, formada por un anticlinal cerrado, en partes vertical y recostado abierto en calizas cretácicas (Goo y Chávez, 1986).

82.0 Al oriente se observan pequeños lomeríos marcando las estribaciones del flanco occidental de la Sierra del Morrión, presentando afloramientos de las formaciones del Río y Buda del Cretácico Superior.

87.0 Parada opcional ESTACIÓN SIERRA DEL MORRION. En esta localidad, ubicada en el extremo noroeste de la Sierra del Morrión, se observará el buzamiento noroeste del Anticlinal del Morrión en donde aflora una secuencia del Cretácico Inferior y Superior.

Estratigrafía. Aflora una secuencia sedimentaria marina representada por rocas carbonatadas de facies de plataforma y arcillo-calcáreas de aguas profundas que varían en edad del Albiano Medio al Campaniano. **Formación Edwards.** De edad Albiano Medio, la constituyen capas medianas a gruesas de calizas gris claro a oscuro, ligeramente arcillosas, con lentes y horizontes de escasa a regular abundancia de bioclastos, peletoides y foraminíferos bentónicos de las familias: Miliolidae, Textularidae, Dyciclinidae y escasos microcrustáceos (ostrácodos). En partes presenta bancos arrecifales tipo “Biostroma” de rudistas Requienidae, del género (*Toucasia* sp.) Monopleuridae y ocasionales algas y corales. Esta asociación de rudistas y foraminíferos bentónicos le definen una edad Albiano Medio Superior, respaldada por su posición estratigráfica en relación con las formaciones encajonantes: Walnut y Kiamichi, infrayacente y suprayacente, respectivamente. Por sus características litológicas y paleontológicas, su depósito se originó en un ambiente de laguna de plataforma somera con tirantes de agua de 30 m de profundidad, bajo condiciones similares a los depósitos carbonatados de la Formación Glen Rose de la base del Albiano Medio.

Formación Kiamjchi. De edad Albiano Medio, constituida de calizas arcillosas gris oscuro, en capas delgadas, con abundante microfauna planctónica de globigerínidos, intercalados con capas delgadas a laminares de lutitas gris oscuro y ocasionales areniscas de grano fino, sobreyace concordante a la Formación Edwards, subyace a la Formación Loma de Plata. Se depositó en un ambiente de plataforma abierta y abundante aporte de terrígenos.

Formación Loma de Plata. De edad Albiano Superior, se constituye de calizas gris claro a crema, intercaladas con capas medianas a gruesas de calcarenitas de: Miliólidos, peletoides, oolitas y bioclastos con lentes y bancos arrecifales tipo “Biostroma” de rudistas de las familias: Requienidae del género (*Toucasia* sp.) y Monopleuridae y pequeños lentes de: Algas y corales, en partes se presentan calizas ligeramente arcillosas con bioclastos, microfauna planctónica de la familia Calcisphaerulidae, nódulos y lentes de pedernal. Subyace y sobreyace concordante a las formaciones: Kiamichi y Del Río, habiéndose depositado en un ambiente de laguna de plataforma somera, bajo condiciones similares al depósito de las formaciones: Glen Rose y Edwards.

Formación Del Río. De edad Cenomaniano, se constituye de calizas arcillosas margas y lutitas calcáreas en estratos delgados, con: Calcisphaerula innominata Bonet, Stomiosphaera sphaerica Kaufmann, Stomiosphaera conoidea Bonet, Favusella washitensis Carsey, Pithonella ovalis Kaufmann. Sobreyace y subyace concordante a las formaciones: Loma de Plata, del Albiano Superior y Buda del Cenomaniano Superior, respectivamente. Su depósito se realizó en un ambiente de plataforma relativamente profunda.

Formación Buda. De edad Cenomaniano Superior, se constituye de calizas gris, con estratificación mediana e intercala con capas delgadas de mudstone arcilloso y lutita gris verdoso, sobreyace y subyace concordante a las formaciones: Del Río del Cenomaniano Inferior y Ojinaga del Turoniano, respectivamente. Su depósito es de ambiente de plataforma nerítico profunda a mar abierto. **Formación Ojinaga.** De edad Turoniano, se caracteriza por una secuencia arcillo-arenosa en estratos delgados con intercalaciones de calizas arenosas y lutitas arenosas gris oscuro con: *Inoceramus labiatus*, *Hedbergella planispira* Carsey, *Heterohelix* sp., sobreyace y subyace concordante a las formaciones: Buda, del Cenomaniano Superior y San Carlos del Senoniano, respectivamente. Su depósito se realizó en un ambiente de plataforma de mar abierto. **Formación San Carlos.** De edad Coniaciano-Campaniano, se constituye litológicamente de areniscas con matriz arcillosa y en ocasiones cementadas por sílice alternando con lutitas laminares gris oscuro, sobreyace concordantemente a la Formación Ojinaga, se depositó en un ambiente litoral.

Paleogeografía. El área de la Sierra del Morrión, queda ubicada para el Jurásico Superior en la porción centro-occidental de la Cuenca de Chihuahua y para el Albiano en el área de laguna de Plataforma del Morrión, cercana a su borde occidental.

Tectónica. El Anticlinal del Morrión, al igual que todas las estructuras armadas en las rocas mesozoicas; es el resultado del evento compresivo laramidico, ocurrido a fines del Cretácico y principios del Terciario. Esta secuencia tiene una orientación NW 15° SE, asimétrica al oeste-suroeste con un flanco de 70° en su porción central que se atenúa entre 25° a 30° hacia sus buzamientos noroeste y sureste; y su flanco oriental, se encuentra afectado por una falla normal y paralela al eje mayor, con un salto vertical considerable. Tiene 21 km de longitud por 3.5km de amplitud (Fig. 22, Foto 1).

- 87.4 A las 9, torre de microondas y a las 3 corte en calizas masivas de la Formación Loma de Plata. El corte norte de la carretera, presentando afloramiento de la Formación Del Río.
- 88.0 A las 9, corte de la carretera en calizas (Formación Finlay) subyacidas por lutitas calcáreas y calizas (Formación Benavides). Al norte y sur se aprecia la planicie del Valle de Guadalupe, con ligeras ondulaciones.
- 88.6 A las 3, Entronque del camino de terracería que une a la carretera Chihuahua-Ojinaga con la Presa Luis L. León (El Granero). La terracería conduce a la Presa del Granero sobre el Río Conchos.
- 90.4 Rancho del Huérfano; se atraviesa otro valle y se está rodeado por el Cerro del Placer de Guadalupe (12-1) Sierra de Monillas (2), Sierra del Bronce (2.30), Cerro del Huérfano (3), Sierra de La Tasajera (10), Sierra del Pulpito (10.30), Sierra de La Encantada en primer plano y Sierra de San Fernando en el horizonte (11). Las primeras dos formadas por rocas paleozoicas y las últimas por rocas mesozoicas.
- 94.3 Desviación a la derecha, carretera de cuota a Ojinaga que también conduce a los entronques con los caminos al Placer de Guadalupe, Plomosas, Pueblito, Maclovio Herrera y Carrizalillo.
- 104.0 Entronque con el camino vecinal que une al poblado de Placer de Guadalupe con la carretera Chihuahua-Ojinaga. De este lugar se hace un recorrido aproximado de 2 km para visitar el flanco suroeste de la Sierra de Placer de Guadalupe.

CERRO PLACER DE GUADALUPE. En esta localidad, ubicada al noreste de la Cd. de Chihuahua, por la carretera federal No. 16 Chihuahua-Ojinaga, se tiene una secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas del Paleozoico y de rocas terrígenas del Jurásico Superior. **Estratigrafía.** Aflora una columna estratigráfica de sedimentos marinos paleozoicos que varían en edad del Ordovícico Pérmico, que sobreyacen por fallamiento inverso a sedimentos terrígenos del Jurásico Superior. El Paleozoico está representado por las formaciones: Sóstenes, Solís, Monillas y Pastor, según la nomenclatura tradicional. Sin embargo, la nomenclatura arrastrada desde Texas y Nuevo México deben estar presentes las formaciones El Paso, Cable Canyon, Montoya, Percha, Grupo Escabrosa, Paradise, Horquilla y el Jurásico Superior por la Formación La Casita. A continuación se da una descripción de las formaciones equivalentes.

Formación El Paso. Se caracteriza por calizas dolomitizadas recrystalizadas con fracturas selladas por calcita y material bituminoso, claro, con fantasmas de fósiles y fragmentos mal preservados de braquiópodos, crinoides y gasterópodos de los géneros: Lesuerilla sp., Maclurites sp., y Palliseria sp., que le determinan una edad del Ordovícico Inferior. Tiene un espesor medido de 6 m y subyace concordante a la Formación Cable Canyon; la parte inferior no aflora.

Formación Cable Canyon. Está constituida por ortocuarcitas café rojizo con matriz arcillosa y en ocasiones con cementante silíceo. Tiene un espesor de 8 m; sobreyace concordante a la Formación El Paso y subyace en igual forma a la Formación Montoya. Por su posición estratigráfica en relación con las rocas encajonantes, se le asigna una edad Ordovícico. **Formación Montoya.** Está constituida por calizas grises con bioclastos y peletoides, ligeramente dolomitizadas y arenosas con crinoides, braquiópodos, algas, briozoarios, fragmentos de trilobites, Maclurites sp., moluscos, equinodermos, briozoarios (Acrupura sp.). Tiene un espesor de 50 m; sobreyace concordante a la Formación Cable Canyon y subyace en aparente discordancia a la Formación Percha del Devónico. Sus características litológicas y paleontológicas sugieren un depósito en un ambiente nerítico.

Formación Percha. Está compuesta por lutitas grises, en ocasiones arenosas y escasas intercalaciones de calizas de bioclastos con fragmentos de trilobites, algas, crinoides, braquiópodos y otros restos no identificados. Tiene un espesor de 13 m; sobreyace discordante a la Formación Montoya y subyace concordante al Grupo Escabrosa. Por su contenido fosilífero y posición estratigráfica, su depósito se originó en un ambiente nerítico externo de plataforma.

Grupo Escabrosa. Está compuesto por calizas de bioclastos de crinoides, estratificados en capas delgadas y medianas, recrystalizadas y con intercalaciones y lentes de brechas calcáreas, lutitas grises y areniscas café rojizo (ortocuarcita). Tiene un espesor de 257 m; sobreyace y subyace concordante a las formaciones: Percha y Paradise del Mississípico Superior; del Devónico y determinándosele una edad Mississípico Inferior-Medio.

Formación Paradise. Está compuesta por calizas calcareníticas de bioclastos, oolitas y peletoides, con: crinoides, fusulinidos, algas y fenestélidos, (Endothira sp, Paramillerella sp. y Millerella sp), presenta ocasionales capas de lutitas laminares y tiene un espesor de 83 m; sobreyace concordante al Grupo Escabrosa y subyace en igual forma a la Formación Horquilla del Pensilvánico. Se le define

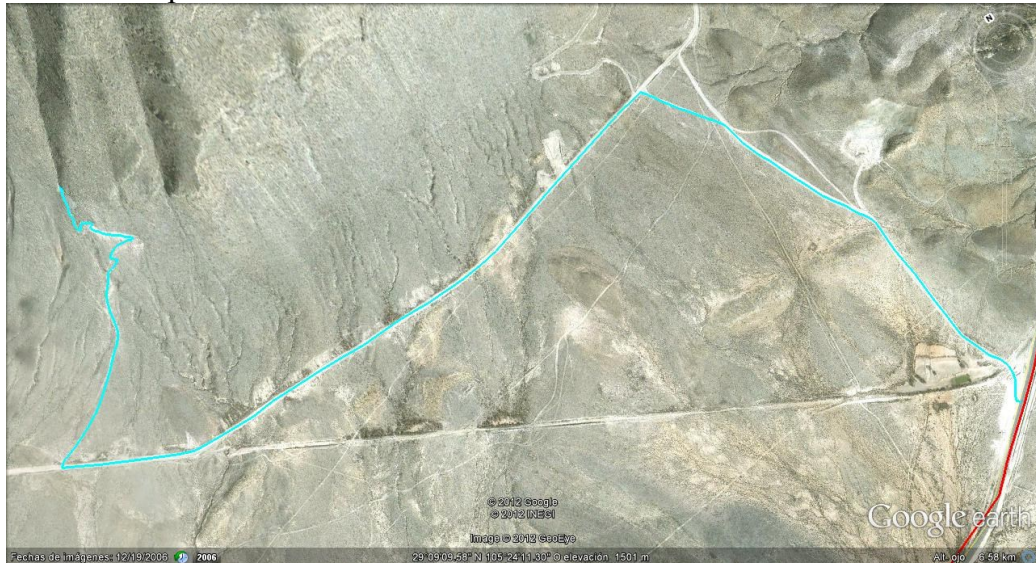
una edad Mississípico Superior y su depósito se realizó en un ambiente nerítico somero de plataforma.

Formación Horquilla. Está constituida por calizas grises con bioclastos y escasos fusulínidos, cortes de crinoides, algas, espículas de esponjas, Calcisphaera sp, Paleotextularia sp, mal preservados por recristalización de la matriz. Tiene un espesor de 200 m; sobreyace y subyace concordante a las formaciones: Paradise del Mississípico Superior y Plomosas del Pérmico. Se le asigna una edad Pensilvánico; y su depósito es de ambiente nerítico somero de plataforma.

Formación La Casita. Está constituida por calizas gris oscuro a negro, arcillosas y lutitas calcáreas con Amonoideos del género: Idocera sp., y Subdichotomoceras sp., en partes con intercalaciones potentes de areniscas café rojizo hasta de 20 m de espesor. A causa del fuerte plegamiento que presenta, no se le determinó espesor. En el flanco oeste-suroeste del Cerro Placer de Guadalupe, se encuentra cabalgada por rocas carbonatadas de pisolitas con fusulínidos de la Formación Horquilla del Pensilvánico. Sus características litológicas y paleontológicas, indican un depósito nerítico profundo a batial de profundidades moderadas.

Paleogeografía. El área de Placer de Guadalupe queda situada para el Jurásico Superior, en la parte central de la Cuenca de Chihuahua, y para el Albiano, en la parte central la Plataforma del Morrión.

Tectónica. El área del Cerro de Placer de Guadalupe, comprende un patrón estructural diferente al desarrollado en las rocas mesozoicas a causa del plegamiento Laramide. Este cerro armado por rocas paleozoicas, se encuentra afectada por un sistema de fallas inversas con desplazamientos al suroeste (falla principal) y al este en el flanco oeste-suroeste, la falla con desplazamiento al poniente, motiva que las rocas paleozoicas, cabalguen a la Formación La Casita del Jurásico Superior.



- 0.0 Desviación hacia el norte por la terracería que lleva al pie del Cerro Placer de Guadalupe. Se sigue de frente por el camino más andado.

- 0.9 Bifurcación de la terracería; la derecha sigue a la torre de la antena de microondas del Cerro del place de Guadalupe se ve a la 1:00 se sigue por el camino de la izquierda, es más angosto y menos rodado.
- 1.1 intersección con la terracería que comunica el poblado del Placer de Guadalupe con la carretera Chihuahua-Ojinaga. Se da vuelta a la izquierda y se sigue por 1.52 km hasta llegar a la desviación a la derecha, vereda que sube hasta la bocamina sobre el costado suroeste del Cerro Placer de Guadalupe.
- 2.6 Primera Estación. Se asciende por la vereda desde la terracería hasta el socavón del prospecto desarrollado en el contacto de las formaciones de la caliza Pastor y las lutitas de la Casita. En la imagen inferior se observa la trayectoria que se sigue por el ascenso del costado suroeste del Cerro del placer de Guadalupe.



En esta imagen se puede identificar el límite de la caliza Pastor y la lutita de la Casita que le subyace. El martillo esta apoyado en la Casita y recargado en la Pastor.

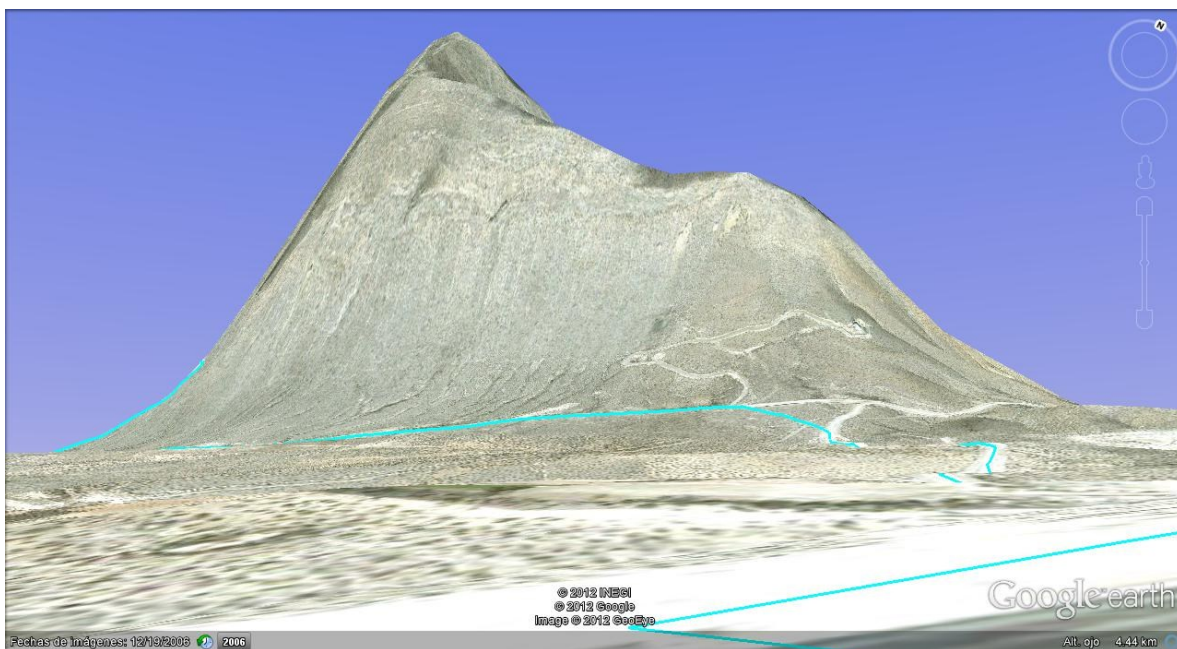


A las 9, en el arroyo inmediatamente al lado de la terracería, aflora la Formación La Casita, determinada con amonitas del género *Koosmatia* sp.

Corte de la terracería que expone lutitas calcáreas y areniscas.

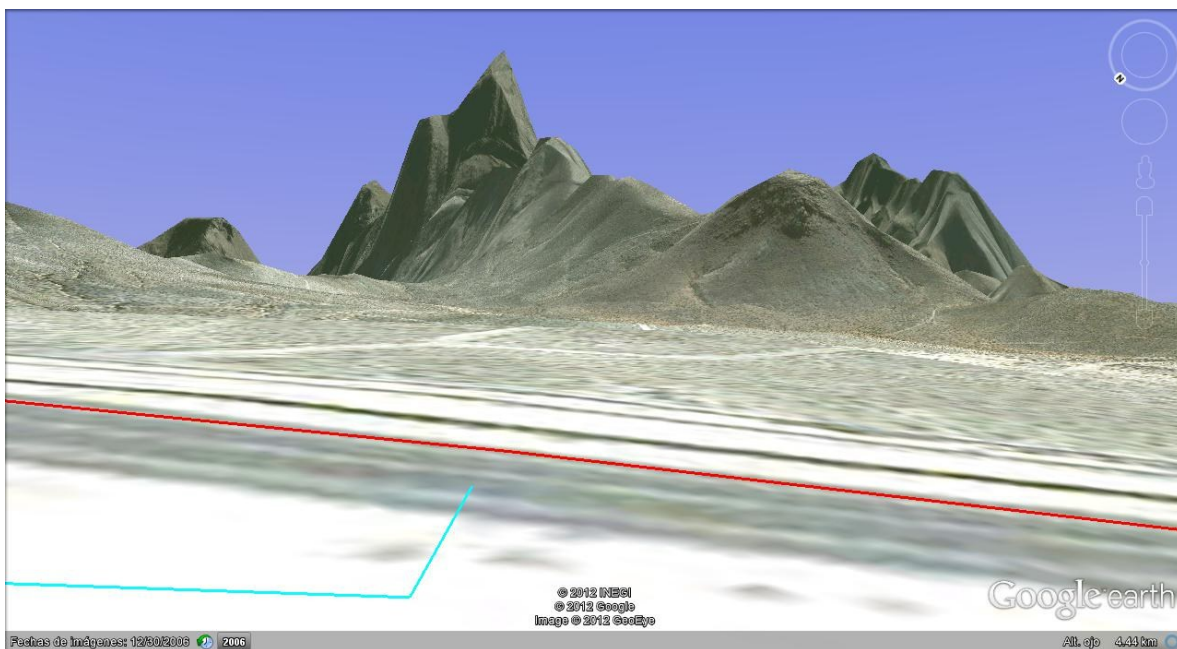
- 1.6 A las 9, terracería a la torre de microondas, aproximadamente por este lugar, pasa la falla de cabalgamiento que monta las rocas paleozoicas sobre las rocas jurásicas. A las 3,

- 2.9 Regresamos a la carretera, Panorámica sobre el Cerro del Placer de Guadalupe y la Sierra de Monillas.



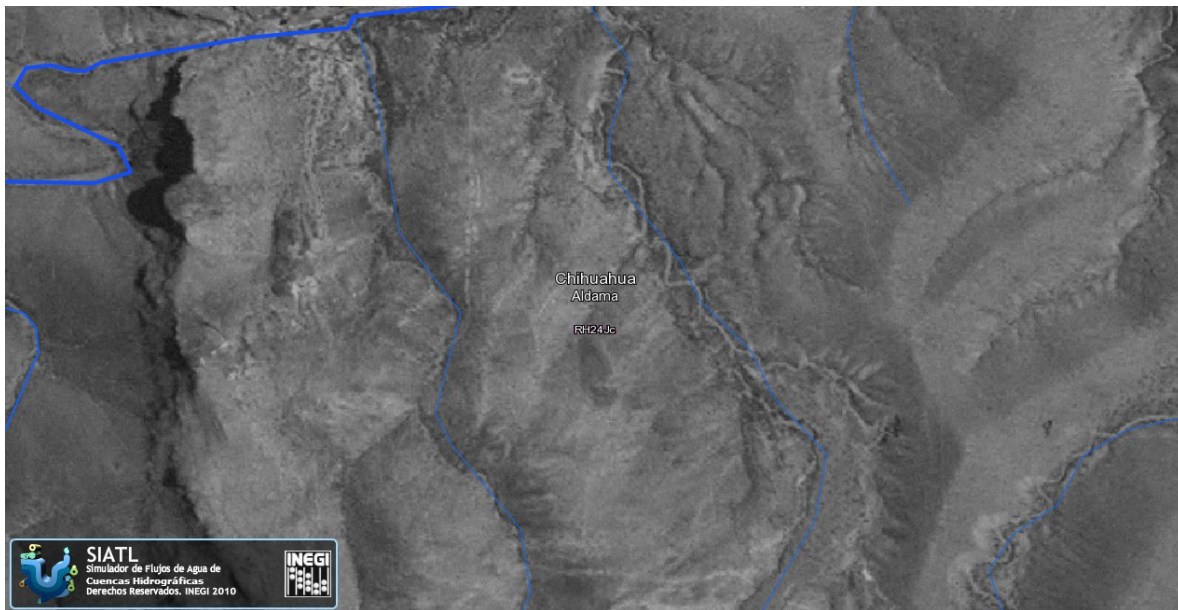
104.0 Regresamos a la carretera, Panorámica sobre el Cerro del Placer de Guadalupe y la Sierra de Monillas. Se harán comentarios sobre la estratigrafía paleozoica, tectónica y paleogeografía. El Cerro del Placer de Guadalupe, está formado por rocas paleozoicas en posición invertida y cabalgadas hacia el suroeste sobre rocas de edad Jurásica (La Casita). La traza del cabalgamiento principal, se encuentra prácticamente al nivel del talud del cerro. Se puede observar en algunos de los arroyos. Bridges 1964, sugiere un desplazamiento de cuando menos 1,200 m y divide a la sección paleozoica en cinco unidades:

- 1.- La Formación Sóstenes formada por calizas, lutitas, horizontes dolomitizados y un miembro arenoso en la parte superior. Contiene gasterópodos, esponjas y conodontos de edad ordovícica.
 - 2.- La Formación Solís constituida por caliza de capas medianas a gruesa intercaladas con horizontes de caliza arcillo-limosa, algunas laminillas y capas delgadas de pedernal, tiene corales, braquiópodos y conodontos de edad ordovícico-silúrico-devónica.
 - 3.- La Formación Monillas, compuesta por caliza limosa con pedernal y caliza arcillosa y lutita, con abundantes braquiópodos y crinoides, cuya edad varía del Devónico Superior hasta el Pensilvánico.
 - 4.- La Formación Pastor es una caliza de capas gruesas a masivas, con nódulos de pedernal en la parte inferior. Localmente tiene abundantes algas, corales, crinoides y fusulínidos de edad pensilvánico-pérmica.
 - 5.- Formación Plomosas, formada principalmente por lutitas limo-arcillosas, calizas delgadas con crinoides y pedernal, areniscas arcillosas y algunos intrusivos y el miembro denominado Formación Verde de carácter epiclástico.
- La vista hacia el sur se encuentra el Cerro de Monillas.



- 112.1 A las 3, contacto entre un intrusivo y la Caliza Pastor. El contacto está mineralizando y se observan numerosos prospectos, algunos de ellos aún se siguen explotando.
- 116.1 A la derecha desviación a plomosas, se sigue por la carretera.
- 125.6 Cruce de Vías de Ferrocarril a la estación Falomir.
- 130.1 Entrada al poblado de Maclovio Herrera (antes Falomir) (12), tanque elevado (1:30) Seguir de frente hasta topar, dar vuelta a la izquierda y en la primera calle dar vuelta a la derecha, rumbo al vado del Río Conchos. Cruzar el puente angosto de madera sobre un canal de riego ahora esta sustituido por uno de concreto, sigue muy angosto. El camino se divide en dos, tomar el de la derecha.
- 131.8 Nuevo puente angosto de concreto, pero mucho más alto sobre el Río Conchos; unos metros adelante del puente, el camino se divide en dos, tomar el de la derecha.
- 132 El camino pasa por debajo del puente del ferrocarril.
- 132.2 El camino se divide en dos, tomar el izquierdo.
- 132.4 El camino se divide en dos, tomar el izquierdo.
- 132.6 El camino se divide en dos, tomar el izquierdo.
- 132.8 El camino se divide en dos, tomar el derecho.
- 133.2 Puente angosto de madera sobre un canal de riego.
- 133.6 Puerta de alambre y 200 m adelante el camino se divide en dos, tomar el derecho. El Izquierdo lleva al extremo sur del Cerro de Carrizalillo y hasta el Rancho de Vallecitos.
- 133.8 El camino se divide en dos; tomar el derecho y bajar en la planicie de inundación del Río Conchos.
- 134.1 Se Cruza una zona de arroyos.
- 134.4 El camino se divide en dos, tomar el izquierdo casi a 90° este camino está poco rodado y sube otra vez a la terraza aluvial.
- 136.1 Arroyo.

- 139.6 Arroyo profundo, se cruza y a unos metros a la derecha continúa el camino.
147.9 Corte en el camino; afloran lutitas y limolitas arenosas jurásicas.
148.3 Arroyo del Carrizalillo. El camino sigue por el arroyo aguas arriba.



- 148.9 Corte en las paredes del arroyo del Carrizalillo, que expone un conglomerado rojizo con cierto grado de foliación. Este conglomerado ha sido motivo de controversia en cuanto a su edad, asignándosele desde el Triásico hasta el Terciario, la mayoría piensa que puede ser parte de la base de la Formación La Casita del Jurásico Superior.
149.2 El camino sube por el margen del arroyo a la derecha hasta llegar a la casa de la Mina.
150.0 Salida Carrizalillo.



- 159.7 Intersección Chorreras-Falomir nuevo, km 167.4 hacia Carrizalillo sur.
- 162.3 Intersección Chorreras-Falomir viejo bis, km 170
- 171.6 Intersección Chorreras-Tascate, km 179.3
- 175.2 Intersección volcánicos km 182.9



- 176.9 Parada volcánicos, km 184.6
Salida
Intersección Chorreras hacia el Tascate y Mina de Chorreras
- 180.9 Rancho el Tascate, km 188.6
- 183.0 Intersección Mina-Chorreras, km 190.7. Juan López encargado Ing. Industrial, supervisor. Mina Chorreras.
Visita a la Mina de Chorreras:

- Salida
Intersección Chorreras
- 192.3 Chorreras, km 200
- 220.1 Rancho Don Chuy, km 227.8
- 221.9 Llegada rancho, km 229.6
Salida
- 226.7 Vado, km 234.4
- 259.9 Salida carretera Chihuahua, km 267.6
- 288.5 Aldama, km 296.2
- 313.1 Llegada a Chihuahua, km 320.8
- 326.2 Facultad de Ingeniería km 333.9



En rojo la carretera y en azul la desviación para entrar al área del Cerro del Placer de Guadalupe.



Desviación del Poblado Maclovio Herrera al Cerro Carrizalillo.



En azul desviación de Maclovio Herrera a la Parrita-Chorreras, en verde a Carrizalillo.



En amarillo el camino de Chorreras a la autopista de regreso pasando por el Rancho de Don Chuy.

RESÚMENES *IN EXTENSO* Y CORTOS

PRESENTACIÓN ORAL

REMANENTES DEL PISO OCEÁNICO EN LA SECUENCIA PALEOZOICA METAMORFIZADA DE LA MARGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, NE DE MÉXICO

ALEMÁN-GALLARDO, Eduardo A. y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, Juan A.

Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra

Carr. Linares a Cerro Prieto Km. 8, 67700 Linares, N.L. A.P. 104

alemang@live.com

La geología del NE de México se encuentra dominada por la Sierra Madre Oriental (SMOr) que es una secuencia principalmente sedimentaria, la cual fue plegada y cabalgada como producto de la deformación Laramide. La erosión de ciertas macro-estructuras, en el caso particular del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, ubicado al W de Cd. Victoria, Tamaulipas, genera una ventana que permite estudiar en los cañones que lo cortan (Novillo, Peregrina y Caballeros) las rocas del basamento sobre las cuales se depositó la secuencia de la SMOr. Dentro de las unidades que componen este basamento se encuentra el denominado Esquisto Granjeno, perteneciente al Paleozoico, que es una unidad heterogénea compuesta por rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes. Este se encuentra distribuido en dos bloques con tendencia NW-SE, en cuyo bloque SW se alberga una amplia unidad serpentinitica.

El origen del Esquisto Granjeno es explicado como el metamorfismo de los sedimentos marinos pelíticos y psamíticos a lo largo de la margen NW de Gondwana, que incluye también el piso oceánico serpentizado y acrecionado contra ese paleocontinente durante la formación de Pangea.

En general el cuerpo que proponemos se denomine Victoria, se encuentra altamente cizallado. Presenta diversas texturas, entre las que destaca la fibrosa, pero es la presencia de texturas granulares y cumúlitas las que brindan las evidencias para afirmar que el protolito de las serpentinitas no solo fueron los basaltos de piso oceánico, sino que también

se incluyen rocas pertenecientes a los cumulatos gabróicos y peridotitas dentro de la secuencia ofiolítica.

Los minerales predominantes del grupo de la serpentina son la lizardita en hábito acicular con textura mallada y el crisotilo acicular como relleno de vetas con fibras perpendiculares. Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos, posiblemente magnetita, piroxenos, además de trazas de clorita. Cabe destacar la presencia, dentro del complejo, del raro mineral estichtita, el cual se genera a partir de serpentinitas ricas en Cr. Éste presenta un llamativo color lila y su ocurrencia se limita a 15 localidades a lo largo del mundo, incluyendo Cd. Victoria. Este mineral aparece en el complejo en vetas o masas irregulares. En lámina delgada se aprecia claramente como remplace a la magnetita.

Dada la constante comparación del Esquisto Granjeno con el Complejo Acatlán presente en el sur de México, se realizó además una correlación de carácter geoquímico entre los miembros serpentiniticos de ambas unidades en la que se encontraron considerables diferencias para ser tomadas como una misma unidad.

PRESENTACIÓN ORAL

PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LA REGIÓN DE CERRO LA SOFÍA-EL GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

ÁLVAREZ-MACHADO, L.M., FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica
Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
laura_alvarez_14@hotmail.com

La región de Cerro La Sofía se ubica en la porción centro-oriente del Estado de Chihuahua, que comprende las inmediaciones de Cerro de En medio, Cerro La Sofía, Presa el Granero y Cerro El Caballo. La Presa Luis L. León, mejor conocida como presa “El Granero”, cuyo vertedor de demasías tiene las coordenadas geográficas 28° 59' 07.4" N, 105° 16' 48.4" W, a una altura de 1050 metros sobre el nivel del mar, en el municipio de Aldama Chihuahua, se localiza a 20 km de la población Maclovio Herrera (Falomir), sobre

las vegas del Rio Conchos. El principal acceso a la región es por la carretera estatal 16 Chihuahua-Ojinaga, con desviación en el kilómetro 76, recorriendo un camino de terracería por espacio de 35 km en buen estado.

El marco geológico de la zona está representado por rocas sedimentarias marinas del Paleozoico y Mesozoico principalmente. Afloran también rocas volcánicas de composición ácida, de origen fisural, además de rocas ígneas intrusivas.

Fisiográficamente pertenece a la provincia de Sierras y Cuencas (Raisz E., 1964), que se caracteriza por exhibir rasgos de relieve con poca variedad, destacando la Sierra de Plomosas con dirección N45W, Y elevaciones de 1,700 m.s.n.m.

La Formación Plomosas del Pérmico Inferior, esta compuesta por unidades sedimentarias de areniscas con intercalaciones de limolitas que pasan transicionalmente a conglomerados polimícticos y areniscas. Dentro de esta secuencia se presentan olistolitos de caliza arrecifal del Pérmico Temprano.

En discordancia angular, durante el Jurásico Tardío se deposita sobre una superficie de erosión, la secuencia marina del Kimmeridgiano Formación La Casita, con areniscas y conglomerados polimícticos hacia la base, depositándose transicionalmente hacia la cima una secuencia calcáreo-arenosa. Durante el Tithoniano se deposita una secuencia de areniscas y lutitas calcáreas, misma que presenta un cambio de facies a lutitas y areniscas pertenecientes a la Formación Navarrete del Neocomiano.

PRESENTACIÓN CARTEL

GEOLOGIA DE LA REGIÓN DEL CERRO LA SOFÍA- EL GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO

ÁLVAREZ-MACHADO, Laura M., FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N ° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
a193402@uach.mx

La región del Cerro La Sofía se ubica en la porción centro-oriente del Estado de Chihuahua, muy cerca de la Presa Luis de León, mejor conocida como Presa “El Granero”,

la cual se ubica entre las coordenadas geográficas 28°59'7.4"N, 105°16'48.4"W y UTM 3206399N, 472713E, 13R, a una altura de 1080 metros sobre el nivel del mar, en el Municipio de Aldama, Chihuahua, a 20 km aguas arriba de la población de El Pueblito, sobre el Rio Conchos. El principal acceso a la presa es por la carretera estatal Chihuahua-Ojinaga, en el kilómetro 76, luego a la derecha, por un camino de terracería de 35 km en buen estado.

Fisiográficamente, pertenece a la Provincia de Sierras y Cuencas (Raisz E., 1964). Presenta rasgos de relieve con poca variedad, destacando la Sierra de Plomosas que presenta una dirección NW-SE, con elevaciones de 1,700 m.s.n.m.

El marco geológico de la zona está representado por rocas sedimentarias marinas del Paleozoico y Mesozoico principalmente, además de rocas volcánicas ácidas de origen intrusivo y fisural.

La base de la columna estratigráfica de la región está representada por caliza del Ordovícico inferior de la Formación El Paso (PoiCz), cubierta concordantemente por arenisca de la Formación Cable Canyon del Ordovícico medio (PomAr). También concordantemente sobreyace la caliza de la Formación Montoya del Ordovícico superior (PosCz). En el Devónico superior y hasta el Pérmico superior, se depositaron en una sedimentación continua, y por lo tanto concordante, rocas sedimentarias conformadas por lutitas de la Formación Percha (PdsLu), calizas de edad Misisípico de la Formación Escabrosa (PcmCz), calizas con intercalación de lutitas de la Formación Paradise (PcmCz-Lu), calizas del Pensilvánico de la Formación Horquilla (PcpCz) y del Pérmico inferior. Así también se depositó la Formación Plomosas, con areniscas e intercalaciones de limolitas (PpiAr-Lm) que pasan transicionalmente a conglomerados polimícticos y areniscas (PpiCgp-Ar). Dentro de esta secuencia se presentan olistolitos de caliza arrecifal (PpiCz), (Montgomery H., 1987) y un derrame de riolita (PpiR) interestratificado descrito por Bridges (1964), y que De Cserna (1966) dató por el método plomo/alfa con edad de 270 ± 30 Ma, que lo ubica en la base del Pérmico superior. Sin embargo, por relaciones de campo se ubica en la cima del Pérmico inferior. Con el depósito de arenisca y limolita (PpsAr-Lm) de la Formación Verde termina este ciclo sedimentario. Discordantemente, en el Jurásico superior (Kimmeridgiano) se depositan areniscas y conglomerados polimícticos (JkAr-Cgp) y durante el (Kimmeridgiano-Portlandiano), esta unidad pasa transicionalmente

a las areniscas y lutitas (JkpoAr-Lu) de la Formación la Casita, misma que presenta un cambio lateral de facies a lutita y arenisca (JkpoLu-Ar). (tomado de la Carta Plomosas, SGM).

En la región de Cerro La Sofía-El Granero, es notoria la presencia de afloramientos de la Formación La Casita con deformación de empuje vertical y que se manifiesta como domos estructurales, uno de los cuales es el Cerro La Sofía. La región se sitúa en la zona de “antepaís central (central-foreland)” descrita por Franco-Rubio, et al. (este simposio), por lo que recibió el empuje compresional desde las zonas oriental y occidental de traspaís (east and west hinterland).

PRESENTACIÓN MAGISTRAL

REVIEW OF THE MAJOR IRON ORE DEPOSITS OF WESTERN LATIN AMERICA: ROCK MAGNETISM AND MICROSCOPY

ALVA-VALDIVIA, Luis M.

Laboratorio de Paleomagnetismo

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México,

D. Coyoacán, 04510 D. F., MEXICO

Tel.: 52(55)5622-4237;

lalva@geofisica.unam.mx

There are many iron-ore deposits along most of the western continental margin of Latin America. The deposits, which are the most important from economic and genetic view points, are constituted of irregular bodies of magnetite that are superficially oxidized to hematite. The lithologic guide most important for prospecting is the contact between the host rocks and intrusive bodies. The host rocks are mainly: limestones, sandstones and lutites (exceptionally are also volcanic rocks) that are closely associated with the intrusive bodies. Zoning is most conspicuous in those deposits where skarn, hornfels and other alteration zones are present. Also important are faults and fractures (lineaments), linear and circular, associated with intrusives generally located parallel to the Pacific Basin margin.

The iron-ore deposits of Mexico are related to contact metamorphic or metasomatic types, but they range considerably from those in and near massive skarn and garnet zones

through deposits where the principal alteration mineral is amphibole and even to bodies where only occasional garnet or skarn mineral is present. The iron-ore is not always controlled by intrusive magmas, as in the case of volcano-sedimentary and remobilized deposits. No single type of emplacement will explain the diversity of magnetite bodies, which are the product of several metallogenic processes occurring in different epochs.

The main iron-ore in the western part of Latin American deposits is magnetite which, depending of the intensity of oxidation and the erosion level, we can observe in a vertical sense, from the surface: hematite, specularite, limonite, jarosite, shale minerals, and sometimes supergenic of copper. Deeper the main mineral is magnetite with silicates (garnet) and sulfides (pyrite). The magnetite quantity increases until massive, almost always with pyrite, phyrrotite, and calcopyrite. This zoning can be clearly observed in several bodies of the Las Truchas mining district.

Iron ore and associated lithologies have been sampled from the Cerro de Mercado, Peña Colorada, El Encino, and Las Truchas mines, western Mexico, and El Laco, Romeral, Pleito Melon and Cristales, Chile. Magnetic parameters have been studied to characterize the samples: saturation magnetization, Curie temperature, density, magnetic susceptibility, remanence intensity, Koenigsberger ratio, and hysteresis parameters. Rock magnetic properties are controlled by variations in titanomagnetite content, deuteric oxidation, and hydrothermal alteration. The magnetite grain sizes observed in iron ore, range from 5 to > 200 μm , which suggest predominance of multidomain (MD) states. Curie temperatures are characteristic of magnetite (580 ± 5 °C). Hysteresis parameters indicate that most samples have MD magnetite, some samples pseudo-single domain (PSD), and just a few single domain (SD) particles. AF demagnetization and IRM acquisition indicate both NRM and laboratory remanences are carried by MD magnetite in iron ores and PSD-SD magnetite in the host rocks. The variation of NRM intensity and susceptibility suggests that the carrier of remanent and induced magnetization is the same in all cases (Ti-poor titanomagnetite). The Koenigsberger ratio falls in a wide range, indicating the significance of MD and PSD magnetites.

PRESENTACIÓN ORAL

AMBIENTE DEPOSICIONAL Y PROVENIENCIA DE ZIRCONES DETRÍTICOS EN LA FORMACIÓN MINA MÉXICO DEL PÉRMICO TEMPRANO - MEDIO EN SONORA CENTRO-ORIENTAL, MÉXICO, Y SU RELACIÓN CON LAS SECUENCIAS PALEOZOICAS DE PLATAFORMA Y DE CUENCA

AMAYA-MARTÍNEZ, Ricardo¹, PREMO, Wayne R.², and POOLE, Forrest G.²,

(1) Universidad de Sonora, Hermosillo, SON, 83000, México,
amayam@ciencias.uson.mx,

(2) U.S. Geological Survey, Denver, CO 80225

Estudios sedimentológicos, estratigráficos y geocronológicos realizados en Sonora centro-oriental en los últimos 10-15 años, proporcionan una distintiva y significativa información que permiten establecer que los sedimentos siliciclásticos y turbidíticos tipo flysch de la Formación Mina México (FMM) del Pérmico Temprano-Medio, fueron depositados en cuencas tipo foredeep y contienen detritos derivados de varias fuentes. Estas cuencas tipo foredeep, orientadas sensiblemente este-oeste, se desarrollaron sobre los estratos (miogeoclinal) de la plataforma carbonatada de Laurencia, en la porción frontal de la secuencia paleozoica de cuenca oceánica (eugeoclinal) que avanzaba en dirección norte, y que fueron rellenadas con sedimentos sinorogénicos de la Formación Mina México (FMM), derivados tanto de la corteza sur de Laurencia; como también de la evolucionante secuencia de cuenca profunda y probablemente de terrenos de peri-Gondwana, ubicados al sur.

Las dataciones radiométricas U-Pb mediante el método SHRIMP-RG en zircones detríticos, obtenidas en cinco muestras de estratos de cuarcita turbidítica y otra sobre un estrato de grainstone calcáreo, indican un amplio rango de edades, incluyendo Mesoarqueano (~3135 Ma), Neoarqueano a Paleoproterozoico Temprano (~2325-2800 Ma), varias edades del Proterozoico (~1635-2230, ~1300-1440, ~565-1270 Ma) y Paleozoico (Cámbrico a Pensilvánico).

Los estratos inmaduros de cuarcita y el nivel de grainstone calcáreo dentro de la FMM se caracterizan por contener granos angulares y subredondeados, finos y muy finos de cuarzo y porcentajes variables de feldespato; la población de zircones detríticos incluye

tanto a granos redondeados, como euhedrales. El espectro de edades obtenidas sugiere que los zircones redondeados fueron reciclados de la corteza continental de Laurencia; mientras que los zircones euhedrales, con edades del Paleozoico Temprano a Medio, implican una fuente directa de rocas ígneas y metamórficas expuestas en Laurencia, y/o a partir de terrenos exóticos de peri-Gondwana, que se consideran fueron acrecionados o integrados a lo largo de la margen sur de Laurencia durante el cierre del Océano Iapetus (Orogenia Tacónica) en el Paleozoico Temprano y el Océano Rheic en el Paleozoico Medio a Tardío.

Muchas de las edades de los zircones detríticos son compatibles con los reportados en el Cratón Precámbrico de Amazonia y cinturones orogénicos en la porción de Gondwana de Sudamérica. Parecería que los terrenos exóticos inferidos, adyacentes a la porción sur de Laurencia, tienen orígenes similares desde el punto de vista deposicional, ígneo, metamórfico y tectónico, con rocas del superterreno Carolina y terrenos asociados en la región sur de los Apalaches. Las edades de los zircones detríticos en la FMM apoyan nuestra especulación de que durante el Paleozoico existieron terrenos de peri-Gondwana que fueron acrecionados o integrados a lo largo del límite sur de Laurencia, contribuyendo a la generación de zircones detríticos de edad Gondwana, que fueron transportados y depositados dentro de las cuencas foredeep, ubicadas en la porción frontal del cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora.

PRESENTACIÓN ORAL

ESTRATIGRAFÍA DEL KIMMERIDGIANO-TITHONIANO EN LA REGIÓN DE EL TÁSCATE-LA PARRITA, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO

ANTILLÓN-MATA, Tania, FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica
Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
taniaantillon@yahoo.com.mx

En la región noroeste del Estado de Chihuahua está ubicada el área de trabajo de la tesis El Táscate-La Parrita, dentro de la Sección Municipal de Chorreras. Allí aflora la

Formación La Casita constituida por sedimentos marinos del Jurásico Superior. En su localidad tipo se agrupa en tres miembros estratigráficos (Eguiluz de Antuñano, 2001): a) Miembro Inferior con lutitas carbonosas que cambian a facies de arena costera hacia los márgenes de la cuenca; b) Miembro Medio formado por areniscas interestratificadas con carbonato; y c) Miembro Superior compuesto por lutitas calcáreas negras y limolitas.

Dado que la diferencia de espesores donde aflora la Formación la Casita en Chihuahua es comparativamente muy considerable, se busca resolver la problemática mediante el estudio geológico de la formación en varias localidades. La diferencia de espesores puede deberse a repetición de la secuencia por cabalgamiento, por abrasión tectónica asociada a una superficie de despegue (decollement), o bien, que varias unidades estratigráficas estén consideradas como una sola. La medición de columnas estratigráficas, el levantamiento de cartografía geológica, así como la elaboración y descripción de láminas delgadas, permitirán resolver la incógnita.

PRESENTACIÓN CARTEL

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN EL TÁSCATE-LA PARRITA, ALDAMA, CHIHUAHUA.

ANTILLÓN-MATA, Tania, FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica
Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
taniaantillon@yahoo.com

En la región noroeste del Estado de Chihuahua, en el Municipio de Aldama, está ubicada la región de El Táscate-La Parrita donde se encuentra expuesta la Formación La Casita. Compuesta de sedimentos marinos del jurásico superior, la vía de acceso al área de estudio es por la carretera estatal Chihuahua-Ojinaga hasta el poblado de Falomir (Maclovio Herrera); de ahí se toma un camino de terracería hasta el Rancho El Táscate.

Desde el Kimmeridgiano inferior al Tithoniano, conforme aumenta la subsidencia de la cuenca, las formaciones Gloria y Olvido son cubiertas por lutitas negras de la Formación La Casita (Eguiluz de Antuñano, 2001), o Grupo La Casita (Humphrey, 1956). Ésta está

integrada por tres miembros, (1) el inferior con lutitas carbonosas, que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la cuenca, (2) el miembro intermedio contiene areniscas interestratificadas con carbonatos, cuyo tamaño de grano aumenta hacia las orillas de la formación, y (3) el miembro superior formado por lutitas calcáreas negras y limolitas (Eguiluz de Antuñano, 2001).

El marco litoestratigráfico de la zona está representado por rocas sedimentarias marinas del Paleozoico y Mesozoico principalmente, además de rocas volcánicas ácidas. La base de la columna estratigráfica de la región está representada por la caliza del Ordovícico inferior de la Formación El Paso cubierta concordantemente por la arenisca de la Formación Cable Canyon del Ordovícico medio. También concordantemente, sobreyace la caliza de la Formación Montoya del Ordovícico superior. En el Devónico superior y hasta el Pérmico superior, se depositaron en una sedimentación continua, rocas sedimentarias conformadas por la lutita de la Formación Percha, las calizas de edad Misisípico de la Formación Escabrosa, calizas con intercalaciones de lutitas de la Formación Paradise, caliza del Pensilvánico de la Formación Horquilla, y del Pérmico inferior, la Formación Plomosas con areniscas e intercalaciones de limolitas, que pasan transicionalmente a conglomerado polimíctico y arenisca. Dentro de esta secuencia se presentan olistolitos de caliza arrecifal (Montgomery, 1987) y un derrame de riolita interestratificado (Bridges, 1964). De Cserna (1966) lo dató por el método plomo/alfa con edad de 270 ± 30 Ma, en la base del Pérmico superior; sin embargo, por relaciones de campo se ubica a la cima del Pérmico inferior. Con el depósito de arenisca y limolita de la Formación Verde termina este ciclo sedimentario. Discordantemente, en el Jurásico superior (Kimmeridgiano), se depositan arenisca y conglomerado polimíctico y durante el Kimmeridgiano-Portlandiano (datos tomados de la Carta Plomosas, SGM); esta unidad pasa transicionalmente a arenisca y lutita de la Formación la Casita, la cual exhibe un cambio lateral de facies con abundancia de terrígenos que Haenggi (1966) describe como Formación Navarrete en las inmediaciones del cañon del mismo nombre, en San Antonio El Bravo, frontera con el Estado Norteamericano de Texas.

PRESENTACIÓN ORAL

ALGUNOS ELEMENTOS TECTÓNICO-PALEOGEOGRÁFICOS PROPIOS DE LA CULMINACIÓN OCCIDENTAL DE LA GEOSUTURA OUACHITA-MARATHON

BARBOZA-GUDIÑO, José R.¹ y ZAVALA-MONSIVÁIS, Aurora²

(1) Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava 5, zona universitaria, San Luis Potosí, S. L. P., C.P. 78240,
rbarboza@uaslp.mx

(2) Posgrado en Geociencias, Universidad Autónoma de Nuevo León, km 8 carretera a Cerro Prieto, Linares Nuevo León, C.P. 67700

Diferentes modelos tectónicos y paleogeográficos han pretendido explicar y reconstruir la continuación del cinturón Ouachita-Marathon en territorio mexicano, habiéndose propuesto diversos elementos tanto morfo-estructurales como petro-tectónicos, como rasgos indicadores de la continuidad de la traza de dicha geosutura producto de la colisión Laurencia-Gondwana durante el Paleozoico Superior. Los diferentes modelos han supuesto una continuidad a lo largo de la margen este de México, asociando rocas metamórficas de esta región con relictos parcialmente expuestos, pero esencialmente formando parte del basamento de esta región. Éste sería en consecuencia un posible segmento alóctono del cinturón Ouachita-Marathon, desplazado hacia el este por un movimiento lateral izquierdo. Un segundo modelo o grupo de modelos, supone una continuidad del citado cinturón a través del centro norte de México y hacia el suroeste, en los estados de Chihuahua y Coahuila, hacia Durango y Sinaloa. Finalmente existen las reconstrucciones que apoyadas en diversos rasgos estructurales y rocas con deformación supuesta pre-Pérmica, reconstruyen el citado cinturón en el Estado de Sonora.

De acuerdo con la distribución de los complejos metamórficos, la geocronología y la estratigrafía del fin del Paleozoico y del Mesozoico Temprano, así como la reconstrucción paleogeográfica en el centro-norte y noreste de México, se propone un modelo de culminación del cinturón Ouachita-Marathon hacia la margen occidental de Pangea, esencialmente en forma de una cuenca oceánica remanente en cuyas márgenes se consumió parte del suelo oceánico de dicha cuenca, dando lugar a la formación de complejos de subducción como el que produjo el Esquisto Granjeno en Tamaulipas y Nuevo León, por subducción esencialmente bajo el bloque de Oaxaquia, durante el Carbonífero-Pérmico Inferior. Este modelo requiere de una margen transformante de Laurencia, que habría

permitido el desplazamiento de la placa oceánica en el sur para ser consumida en la zona de subducción, sin un desplazamiento significativo o deformación de la parte de Laurencia. Posteriores arcos magmáticos como el arco Permo-Triásico del este de México fueron consecuencia del mismo proceso de subducción en una etapa subsecuente de gran ángulo.

Finalmente la sedimentación durante el Triásico, alimentada desde el continente Pangea en el este y noreste, y hacia el centro y suroeste del actual México, produjo grandes acumulaciones de materiales siliciclásticos, formando complejos de abanicos submarinos como el llamado Abanico Potosino, cuya presencia se ha demostrado en diversos estados del centro y occidente del país, como San Luis Potosí, Zacatecas, Querétaro, Aguascalientes, Durango, Michoacán y Guerrero.

PRESENTACIÓN ORAL

APLICACIÓN DE LA RESONANCIA MAGNÉTICA NUCLEAR A LA GEOLOGÍA

BENÍTEZ-READ, Eduardo E. y SANDOVAL-JABALERA, Raúl

Resonancia Magnética Nuclear, Ingeniería Física, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua, Circuito No. 1, Nuevo Campus Universitario, Chihuahua Chih. CP 3125, tel.: (614) 442-9503

edbenite@uach.mx

Introducción

La Resonancia Magnética Nuclear (RMN) es actualmente la modalidad de análisis instrumental mas avanzada de la física aplicada. Esta modalidad cuenta con dos grandes ramas; la Imagenología por Resonancia Magnética (IRM) y la Espectroscopía por Resonancia Magnética (ERM). La IRM consiste en un análisis detallado en cuanto a la morfología del sujeto de estudio y la ERM proporciona información sobre la estructura molecular del mismo.

Ambas son capaces de determinar otros parámetros del sujeto de estudio tales como el tiempo de relajación longitudinal, el tiempo de relajación transversal, la densidad, y otros parámetros tales como la presencia de ciertos nucleidos y la velocidad de fluidos entre otros.

Esta modalidad permite hacer análisis de las muestras de manera no-invasiva, no-destructiva, no-ionizante e inherentemente tridimensional.

Principios de la RMN

El núcleo contiene carga positiva y al girar produce un momento magnético. Una muestra o sujeto de estudio contiene un conjunto de núcleos. Al estar bajo la influencia de un campo magnético externo, un conjunto de núcleos produce una magnetización resultante, llamada macromagnetización. Las propiedades del movimiento de esta macromagnetización son utilizadas para la caracterización de dicha muestra.

Dentro de estas propiedades se encuentran la densidad (o concentración, o magnitud), el tiempo de relajación longitudinal (T_1), el tiempo de relajación transversal (T_2), la fase (ϕ), la velocidad (v), etc.

La instrumentación necesaria para la determinación de estructura molecular del sujeto de estudio son los espectrómetros por RMN. A su vez, la instrumentación necesaria para la determinación de estructura morfológica del mismo son los equipos de imagenología 'por RMN.

Una señal típica de RMN (FID) se muestra en la figura 1.

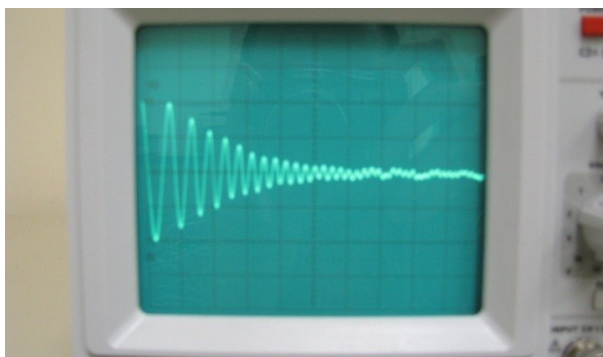


Fig. 1. Señal analógica de RMN en tiempo real de una muestra de glicerina.

La Espectroscopía por RMN

La espectroscopía por RMN ó ERM, consiste en la obtención de la señal (FID) de RMN de un nucleido particular de una muestra sometida a un campo magnético externo. Dicho campo magnético externo se obtiene ya sea mediante un imán permanente, un electroimán resistivo ó un electroimán superconductor.

Al obtener el espectro de frecuencia de dicha señal, este se relaciona con un patrón de

espectros y mediante una metodología denominada “Desplazamiento Químico” se identifican los grupos moleculares contenidos en dicho espectro.

Entre mayor sea el campo magnético externo aplicado, mayor será la resolución del espectro obtenido y por lo tanto mayor será la separación de los picos de dicho espectro y mejor será la definición de los grupos moleculares contenidos en dicha muestra.

Aplicación de la ERM a la Geología

Existe una diversidad muy amplia de aplicaciones de la espectroscopía por resonancia magnética nuclear.

Desde las biológicas, químicas, bioquímicas y clínicas, hasta las ambientales, sobre todo en la parte que corresponde a la contaminación.

Sin embargo, no son todas las áreas que pueden ser objetivo del uso de esta modalidad; si existe la pretensión de realizar estudios que correspondan a la geología, se pueden hacer una serie de determinaciones de nucleidos en diferentes medios.

La presencia del nucleido ^1H en la hidratación y porosidad de mezclas de puzolanas cálcicas fue reportada por el grupo de trabajo de Tziotziou en 2011 [1].

El trabajo de Vincent y colaboradores, reporto en 2011 la determinación de ^{13}C de los compuestos carbonatados [2], por otra parte, en reciente fecha, el equipo de investigación de Casas, lo hace en combustibles de origen biológico [3].

Con esto, la espectroscopía por resonancia magnética nuclear es una herramienta muy versátil, ya que se pueden realizar estudios de petrografía, hidrología, geohidrología, geoquímica, por decir algunas.

En la siguiente figura 2, se muestra como un ejemplo, el espectro de resonancia magnética nuclear para un compuesto rico en protones ^1H y ^{13}C .

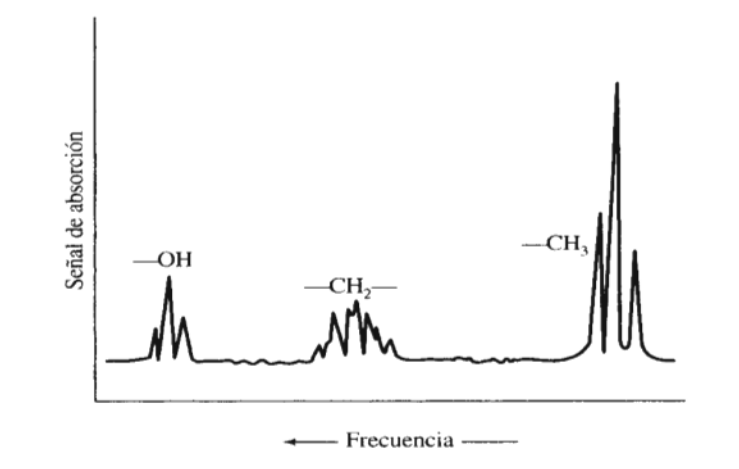


Fig. 2. Espectro de resonancia para un compuesto rico en protones ^1H y ^{13}C .

La Imagenología por RMN

Al adicionar gradientes magnéticos en una, dos o tres direcciones ortogonales entre sí, al campo magnético externo del instrumento de RMN se puede hacer codificación espacial en una, dos o tres dimensiones respectivamente. Esto nos permite obtener imágenes en dichas dimensiones.

Los equipos de IRM pueden también utilizar campos magnéticos externos desde 10^{-4} T, hasta 4.0 T o mas .

La IRM aplicada a la Geología

Un ejemplo de aplicación de la IRM a la Geología es en la Geología sedimentaria

La Relaxometría por RMN y la IRM pueden ser utilizadas para observar y cuantificar la localización y distribución de agua dentro de los poros de las muestras. Los mismos experimentos de relaxometría se utilizan en muestras secas y en muestras totalmente saturadas con agua. Para evitar evaporación del agua durante los experimentos de RMN, las muestras saturadas se recubren con parafilm.

Para las muestras secas, los datos de los tiempos de relajación longitudinal (T_1) y transversal (T_2) permiten la evaluación del efecto inducido por la presencia del fluido atrapado dentro o entre los cristales de calcita.

El segundo análisis realizado en las muestras saturadas permite el estudio de su estructura porosa (porosidad abierta y cerrada).

Para la realización de las mediciones de tiempos de relajación longitudinales (T_1), se

utiliza una secuencia spin-eco inversión-recuperación estándar. Se adquieren un total de aproximadamente 50 tiempos de inversión (TI). El TI para muestras secas es de aproximadamente 20 ms y de 100 ms para las muestras saturadas.

El tiempo de relajación transversal (T_2) generalmente se mide utilizando una secuencia de pulsos Carr-Purcell-Meiboom-Gill (CPMG) . El tiempo de eco (TE) es de aproximadamente 1.0 ms para las muestras secas y de 2.0 ms para las muestras saturadas. Se adquieren aproximadamente un total de 75 ecos.

Estas mediciones se transfieren a una PC y se procesan para obtener las curvas de distribución del tiempo de relajación cuasi-continuo.

Para todas las muestras secas y saturadas, se obtuvieron imágenes spin-eco para observar la distribución espacial del agua. Los parámetros típicos para estas imágenes son los siguientes: Tiempo de repetición (TR)=5000ms, TE=3 ms, campo de vision: (FOV)=3 cm, grosor del corte (SLTH)=5 mm y numero de promedios (NA)=2. El tamaño de la matriz adquirida es de 128×64. Estos datos se rellenaron con ceros para obtener un tamaño de matriz reconstruida de 128×128.

Para muestras saturadas, se adquieren una serie de imágenes para calcular los T_2 localizados. Estas series consisten de aproximadamente 20 imágenes adquiridas con el mismo TR (3140ms) y diferentes valores de TE (5.0 ms – 140 ms). El FOV es de aproximadamente 23 cm . Para cada muestra se adquieren cuatro cortes de 2.0 – 3.0 cm de espesor. El tamaño de la matriz para la reconstrucción de los datos adquiridos es de 128X128 .

En un experimento real de IRM y relaxometria las muestras fueron analizadas mediante IRM antes y después de la absorción del agua bajo prueba de vacío seca y saturada respectivamente (Figura 3).

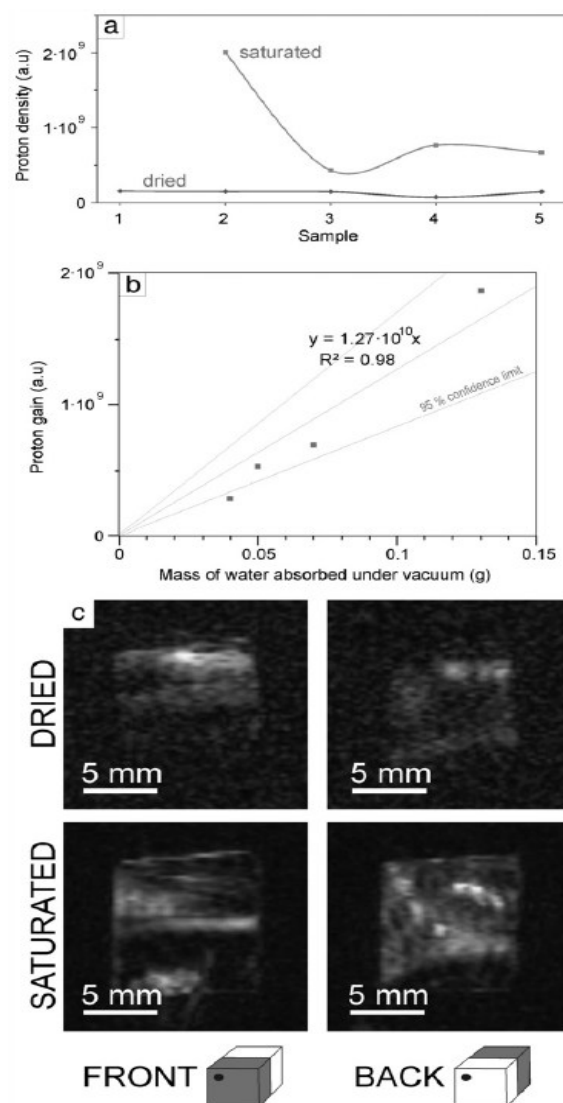


Fig.3. Resultados del análisis de RMN-IRM: a) Señal de densidad de protones saturados con muestras de agua (muestra 1 – la muestra saturada no pudo ser analizada apropiadamente, b) Relación entre masa de agua absorbida por cada muestra después de la saturación bajo prueba de vacío contra el incremento relacionado en densidad de protones. La función mostrada en la gráfica. C) Imágenes de IRM obtenidas para cada corte (mitades frontal y trasera) de muestras seca y saturada

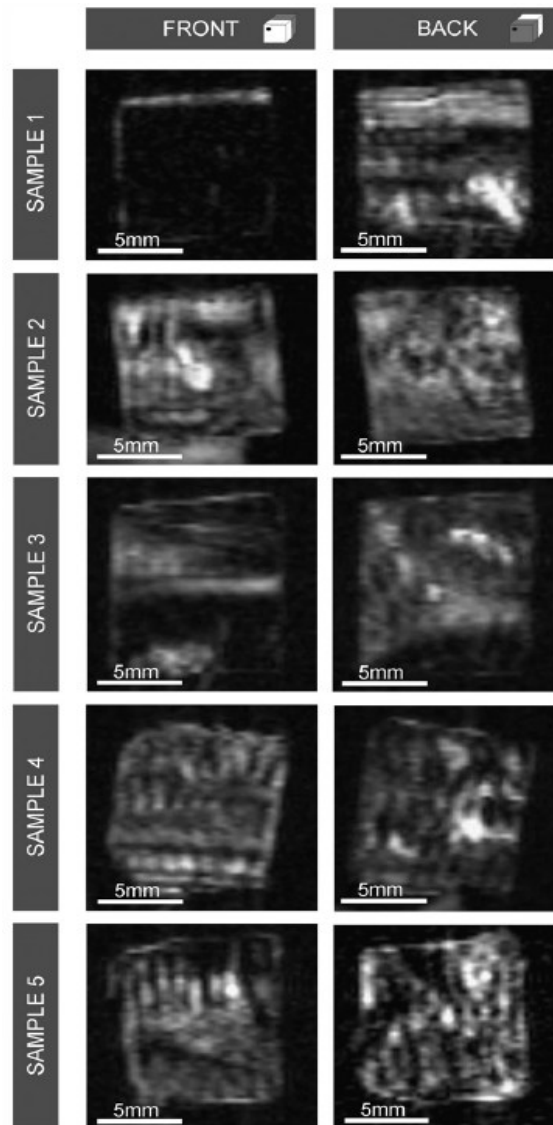


Fig. 4. Imágenes de IRM obtenidas de muestras cúbicas de estalagmitas después de saturación de absorción de agua bajo vacío. a,b) Partes frontal y trasera respectivamente de microfabricas 1; c,d)) Partes frontal y trasera respectivamente de microfabricas 2; e,f)) Partes frontal y trasera respectivamente de microfabricas 3; g,h)) Partes frontal y trasera respectivamente de microfabricas 4; i,j)) Partes frontal y trasera respectivamente de microfabricas 5.

La señal de densidad de protones de las muestras secas está relacionada a la cantidad original de agua retenida, mientras que la señal de densidad de protones de las muestras saturadas incluyen tanto al agua en sus cavidades como al agua absorbida durante la prueba de vacío.

Los valores de la densidad de protones son bastante bajos y ampliamente similares en todas las muestras secas, con la excepción de la muestra No 4, la cual muestra un valor ligeramente menor (Figura 3a). Se ha estimado una función empírica para relacionar la

cantidad de agua presente en una muestra a la densidad de protones detectada por el equipo de RMN (Figura 3b).

La diferencia entre los resultados obtenidos con muestras saturadas y secas nos permiten estimar que los valores de la densidad de protones se incrementan en $1.27 - 1010$ con cada gramo de agua absorbida bajo vacío ($R^2 = 0.98$).

Entonces, se puede suponer que el agua atrapada en las cavidades de fluido.

En las 5 muestras estudiadas esta cantidad estimada varía entre 0.34 (muestra 4) y 0.68% (muestra 5). Esta estimación concuerda con la intensidad de la señal de la IRM (la muestra 3 se muestra como ejemplo en la figura 3c). Además, estas imágenes nos permiten reconocer la distribución interna del agua atrapada y de la porosidad abierta. En la muestra 3, la mayoría de las cavidades de fluidos aparecen como preservadas en el corte frontal de la muestra (Figura 3c, seca).

Cuando la muestra está saturada, la estructura interna de su corte frontal se vuelve claramente visible debido a la concentración del agua, principalmente a lo largo de las capas de crecimiento y del hiatus (Figura 3c, saturada).

Las imágenes de IRM de todas las muestras saturadas se presentan en la Figura 4.

Todas las muestras revelan curvas de relajación (T_1 y T_2) cuando se secan (figuras 5a y c). El agua atrapada en las cavidades de fluido provoca tiempos de relajación T_1 , entre 100 y 1000 y tiempos de relajación T_2 de entre 1 y 100 ms, en todos los casos.

Sin embargo, cuando las muestras están saturadas, aparecen muchas diferencias. Las curvas de T_1 están desplazadas hacia valores mas elevados, especialmente en las muestras 2, 3 y 4, la cual muestra un pico angosto entre 1000 y 3000 ms (Figura 5b).

La similitud en la curvas de T_2 de las muestras secas (Figura 5c) también se pierde cuando las muestras estan empapadas (Figura 5d). Los valores de T_2 se vuelven mas altos (hasta 800ms), y las curvas de distribución se vuelven bimodales en el caso de las muestras 1 y 3. La muestra 5 presenta una curva unimodal con un plateau ancho en los tiempos de relajación mas cortos. Estos cambios en los tiempos de relajacion están relacionados a los tamaños de los poros. De las cavidades de los fluidos y a las porosidades conectadas de las muestras.

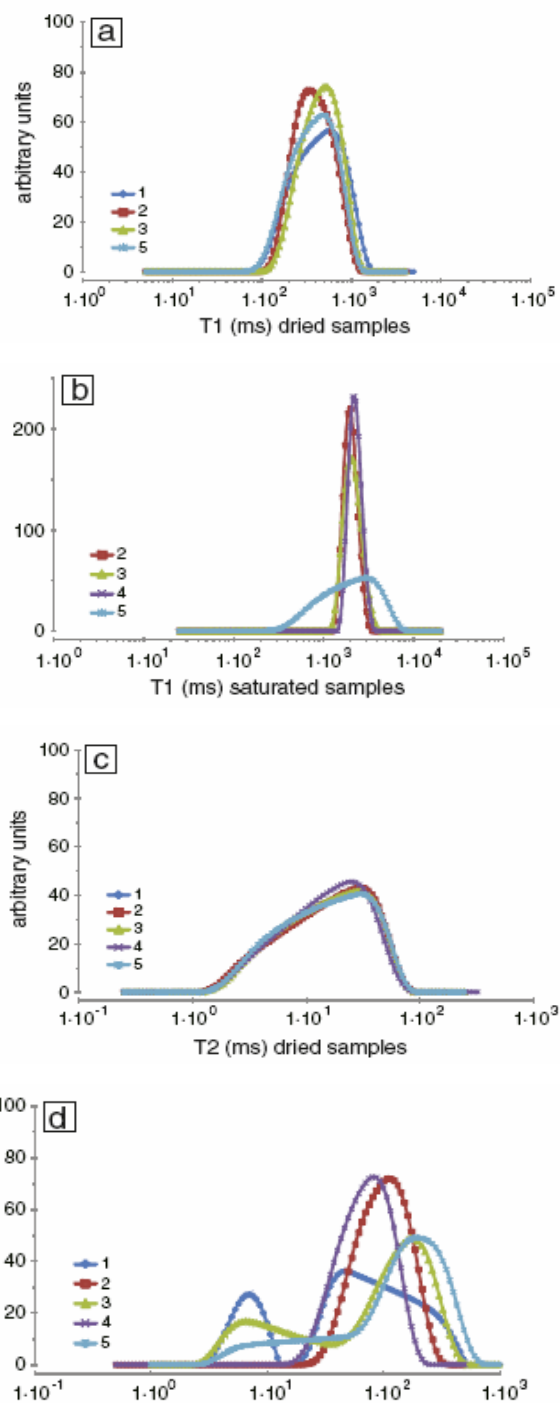


Fig. 5. Curvas de Distribucion de Relaxometría de tiempo (ms) de microfabricas de estalagmitas: a,c) Tiempos de Relajacion (T1 and T2, respectively) de muestras secas; b,d) Tiempos de Relajación (T1 and T2, respectively) de muestras saturadas con agua.

Bibliografía

- [1] M. Tziotziou, E. Karakosta, I. Karatasios, G. Diamantopoulos, A. Sapalidis, M. Fardis, P. Maravelaki-Kalaitzaki, G. Papavassiliou and V. Kilikoglou, Microporous and Mesoporous

Materials 139 (2011) 16–24

[2] B. Vincent, M. Fleury, Y. Santerre and B. Brigaud, *Journal of Applied Geophysics* 74 (2011) 38–58

[3] A. Casas, M. J. Ramos, A. Perez, A. Simon, C. Lucas-Torres and A. Moreno, *Fuel* 92 (2012) 180–186

PRESENTACIÓN CARTEL

LAURENTIA IS TRUNCATED IN THE SOUTHERN NORTH AMERICAN SUBCONTINENT

CAMPA-URANGA, María F.

Universidad Autónoma de la Ciudad de México
geoatea@hotmail.com

The basements and several assemblages of the North American subcontinent are originated in disrupted and folded Archean and Proterozoic Canadian Shield blocks into a complex and younger orogenic mountain chains. Some belts are composed by several crystalline basement very well known as Mojave (2.1-2.3 Ga), Mazatal-Yavapal (1.6-1.8 Ga) and Grenville (0.7-1.3 Ga). Some others are fragments of carbonate-siliciclastic assemblages of the miogeoclinal and cratonal carbonate platforms of continental margins of the Mesoproterozoic- Paleozoic continent so called Laurentia.

The Cordillera younger orogenic belt and the Appalachian, Ouachita and Marathon belts, they are thrusts over the miogeoclinal assemblages and Grenville basement from Southern Laurentia. The central core craton is exposed as disrupted major blocks in Carrizalillo, Chihuahua, Caborca, Sonora and Marathon, Texas.

The rift-transform Jurassic rupture follows a gentle sinuous E-W curve through the Eastern Atlantic coast to the Western Pacific coast. Two transform fault segments are large as near 700 Km offsets: the Sonora-Mojave megashear and the Appalachian-Ouachita displacement. The sum of the offsets depends on the absolute sense of motion during Jurassic times.

This model of rupture concerning passive margin deposits together with crystalline basements, are parts of Laurentia and Gondwana from the Rodinia protocontinent. They

could have broken up along a series of rifts-aulacogens, heading to the cratonic interior of the Southern USA and the Sonora-Mojave megashear transform system, through Chihuahua basin until Carrizalillo area in Mexico. Laurentia is then truncated into the Mexican present territory, timing with the opening of the Gulf of Mexico during a complex Jurassic transform system rupture.

This approach provides a complex rift-transform model of the Southern North America tectonics where the Cordillera, the North American craton and the Appalachian orogenic systems, join together in a single coherent model of continental rupture, despite their inherent complex younger evolving.

PRESENTACIÓN ORAL

ESTRUCTURA, DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DE PÁGINAS WEB (UN CASO DE ESTUDIO)

CARRILLO-VILLALOBOS, José L., FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica

Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México

lcarrill@uach.mx

El diseño web ha evolucionado desde su comienzo sobre todo muy ligado a la evolución tecnológica sufrida en las últimas décadas. Por tanto, podemos decir que la historia del diseño web ha atravesado por varias etapas o puntos de inflexión acorde con cambios coyunturales que han producido la praxis de esta actividad.

Aunque el nacimiento de internet data de 1989, la primera página de internet nace de la idea de interconectar información mediante enlaces. Tim Berners-Lee en 1990 se le ocurrió crear un sistema de documentos enlazados y accesibles a través de Internet, y según aporta Wikipedia, la primera página conectada fue el 6 de agosto de 1991, la cual envió un pequeño resumen del proyecto World Wide Web al newsgroup alt.hypertext. No obstante, se establece que las primeras maquetaciones estructurales de una página web y por tanto, el nacimiento del diseño web, están vinculados a los primeros navegadores gráficos, ViolaWWW y Mosaic, El navegador web era capaz de mostrar tanto imágenes como

textos, aunque tenía grandes problemas para diagramar la información dentro de la página web. El diseño web de esas páginas era lineal y era enfocado a los científicos que eran los usuarios que compartían su información alrededor del mundo mediante estas páginas web.

La tecnología de los navegadores web era muy limitada y no disponía de la capacidad de transmitir información gráfica para la comunicación visual. Esta etapa está muy vinculada al tipo de conexión que era vía modem, por lo tanto se limitaba el tamaño o peso de la página.

Otra etapa se basa en el comienzo de las imágenes y la evolución en la estructura de las páginas. La aparición de elementos gráficos sin control generó el desarrollo de unos estándares de lenguaje HTML para una unificación del diseño web, el denominado W3C. Se comienzan a utilizar tablas para maquetación de contenidos y distribución de información e imágenes, todo ello gracias a la aparición tecnológica de los primeros monitores a color y las primeras tarjetas graficas. En este periodo apareció la diferenciación en la adaptación de estándares de los dos principales navegadores; Internet Explorer y Netscape Navigator.

En la época actual, el desarrollo Web a cambiado enormemente, ya que con el nacimiento de Google y su máquina de búsqueda que revolucionó la forma de ver el internet y su alcance como difusor de información, el crecimiento de Flash y el manejo del Adobe Photoshop han dado un salto enorme en el diseño e implementación de páginas Web.

Así mismo, el crecimiento exponencial que han tenido los smart phones, las tabletas y en general toda la tecnología, tanto fija como móvil, han logrado que el uso de las páginas web sea algo cotidiano en nuestras vidas.

Pero ¿que hay detrás de una página web?, ¿que se requiere para su construcción? y ¿que utilizamos para mantenerla en línea?, estas son algunas de las interrogantes que manejaremos en este trabajo.

Primero, como su nombre lo indica, un sitio Web es un conjunto de páginas entrelazadas que permiten, mediante un lenguaje de marcaje de Hipertextos mejor conocido como HTML (Hyper Text Makeup Language), realizar la conectividad entre diferentes elementos que conforman nuestro sitio Web.

Entonces es necesario saber que dichas páginas manejan una estructura que se mantiene en los diversos sistemas operativos que estamos acostumbrados a manejar, como son Microsoft Windows, Mac OS, Solaris o Linux, y que maneja el estándar antes mencionado como HTML, hoy mejor conocido como HTML5 su versión más nueva y la mejor apuesta para que compita con otras aplicaciones que generan páginas web como Flash, su principal rival en el diseño de estas páginas.

Pero ¿que hace tan versátil y rápido el uso de este lenguaje de hipertextos? Su estructura en base a etiquetas, que permite, aun con pocos conocimientos de programación, la creación de páginas Web.

Por ejemplo, tenemos una estructura de lo que pudiera ser una página de internet en donde se pueden observar las etiquetas que definen una acción específica dentro de la estructura web. Por ejemplo, encontramos un marcador inicial <HTML> que indica el inicio y fin de nuestra página, también la etiqueta <HEAD> </HEAD> que indica el título de nuestra página web, al igual que <BODY> </BODY> que indica y mostrará los elementos con que contará la página.

```
<HTML>
  <HEAD>
    <TITLE> Título de mi página de Internet </TITLE>
  </HEAD>
  <BODY>
    <H1> <CENTER> Primera pagina </CENTER> </H1>
    <HR>
  </BODY>
</HTML>
```

Así mismo, se puede decir que ésto es necesario conocerlo, pero no es un impedimento para el diseño de sitios WEB, de tal suerte que existen programas que nos permiten traducir, de un modo gráfico, el código antes mencionado de manera transparente para el usuario; por ejemplo: Adobe Dreamweaver, Joomla e incluso el Microsoft Word podría ayudarnos con este propósito, obviamente entre más especializado, nos genera una mejor dinámica en el flujo de nuestra información.

En lo que a diseñadores respecta, el Dreamweaver es una poderosa herramienta de desarrollo que cumple con los más altos estándares de diseño, implementación y de seguimiento a la integración de cualquier tamaño de sitios web, por lo que explicaremos en este documento, cuales son los principales elementos utilizados en la construcción del sitio

www.sig.fing.uach.mx, el cual recolecta la información del Simposio Geología de la Sutura Laurencia-Gondwana en Chihuahua.

Como parte medular de dicho simposio, se localiza un logo introductorio que cuenta con la información de la sutura antes mencionada y que sirve para captar la atención de los conocedores del área. Sobre dicha imagen existe una zona interactiva, que es muy utilizada como hipervínculo y que la utilizaremos de nuevo más adelante. Ésta se utiliza con el fin de que al dar clic en la imagen, se obtenga el avance hacia una página previamente configurada.



Fig. 1.- Logo que identifica el Simposio Laurencia-Gondwana

Aquí se puede observar el código que genera el programa Dreamweaver en HTML para crear la imagen principal del simposio de la Figura 1.

```
<html xmlns="http://www.w3.org/1999/xhtml">
  <head>
    <meta http-equiv="Content-Type" content="text/html; charset=utf-8" />
    <title>Simposio Laurencia Gondwana</title>
  </head>

  <body style="background-image:url(images/fondo.jpg);background-attachment:fixed;" >
    <div align="center">
      <marquee> Click sobre la imagen para continuar...</marquee>
    </div>
    <div align="center">
      <p>
        
        <map name="Map" id="Map">
          <area shape="rect" coords="0,5,899,510" href="index2.html" alt="Click en la imagen" />
        </map>
      </p>
    </div>
  </body>
</html>
```

</body>
</html>

Al avanzar observamos la estructura principal del sitio, ya que aquí encontramos un menú formado por imágenes (seis en total), que nos permiten interactuar un número igual de página que muestran la información completa del simposio. Cabe resaltar que cada una de estas imágenes fueron elaboradas en Adobe Photoshop, que es una de las más poderosas herramientas de manipulación de imágenes existentes en el mercado de las Tecnologías de la Información. Así mismo, se menciona que todas las imágenes tienen propiedad intelectual y por lo mismo se mantienen los créditos del autor en cada una de ellas.



Fig. 2.- Imágenes de satélite adquiridas de Google Earth, donde se muestran las páginas de navegación del sitio web sig.fing.uach.mx.

Cada imagen genera un hipervínculo a una nueva página, que muestra la información correspondiente, donde resaltan dos enlaces que cabe la pena mencionar: el programa ó programa Técnico y el Registro.

El programa técnico es un conjunto de información administrada a través de tablas, en las cuales se coloca la información de tal manera que sea visiblemente agradable al usuario final, pero que al momento de su construcción, maneja una serie de elementos que se describen a continuación.

Tabla de encabezado y acceso para regresar, que se conforma de una tabla que contiene un renglón y tres columnas que maneja los logos principales del evento, además de una tabla de 1 renglón y dos columnas, con los acceso de inicio al menú principal y al emblema

del simposio y que se repiten en todas las demás páginas existentes, para crear un ambiente homogéneo.



Fig. 3.- Logo de cada una de las instituciones adscritas a la Universidad Autónoma de Chihuahua

Posteriormente, se encontrarán con toda la información referente al simposio, donde pueden destacar los hipervínculos a correos electrónicos (Figura 4), también ubicados dentro de una tabla con mayor número de renglones y que en los enlaces, nos permite enviar un correo electrónico a cualquier integrante del comité organizador:

Miguel Franco-Rabio	Director General	mfranco@uach.mx
Angélica Oviedo-García	Co-Directora General	aoviedo@uach.mx
Ignacio A. Reyes-Cortés	Co-Director Excursiones	ireyes@uach.mx
Manuel Reyes-Cortés	Co-Director Trabajos Técnicos	mreyes@uach.mx
José L. Carrillo-Villalobos	Co-Director Soporte Digital	lcarril@uach.mx
Alejandro Villalobos-Aragón	Co-Director Sesión de Carteles	avillalobos@uach.mx

Fig. 4.- Integrantes del comité organizador del simposio

Continuando con el análisis, encontramos que los elementos inferiores de la página (Figura 5), como lo son las imágenes de los eventos, nos regresan mediante un vínculo interno al inicio del calendario de eventos, de tal forma que permite subir y bajar para el fácil análisis de la información sin el uso extra de elementos.

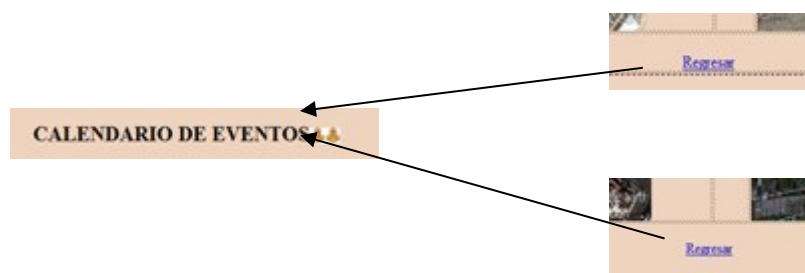


Fig. 5.- Elementos que regresan al inicio del calendario de eventos.

Así mismo, en la parte inferior (Figura 6) nos encontramos con una imagen de la ciudad de Chihuahua, que contiene diversas zonas activas que permiten dirigirnos a información relacionada a los sitios señalados y que es donde habrá eventos del simposio

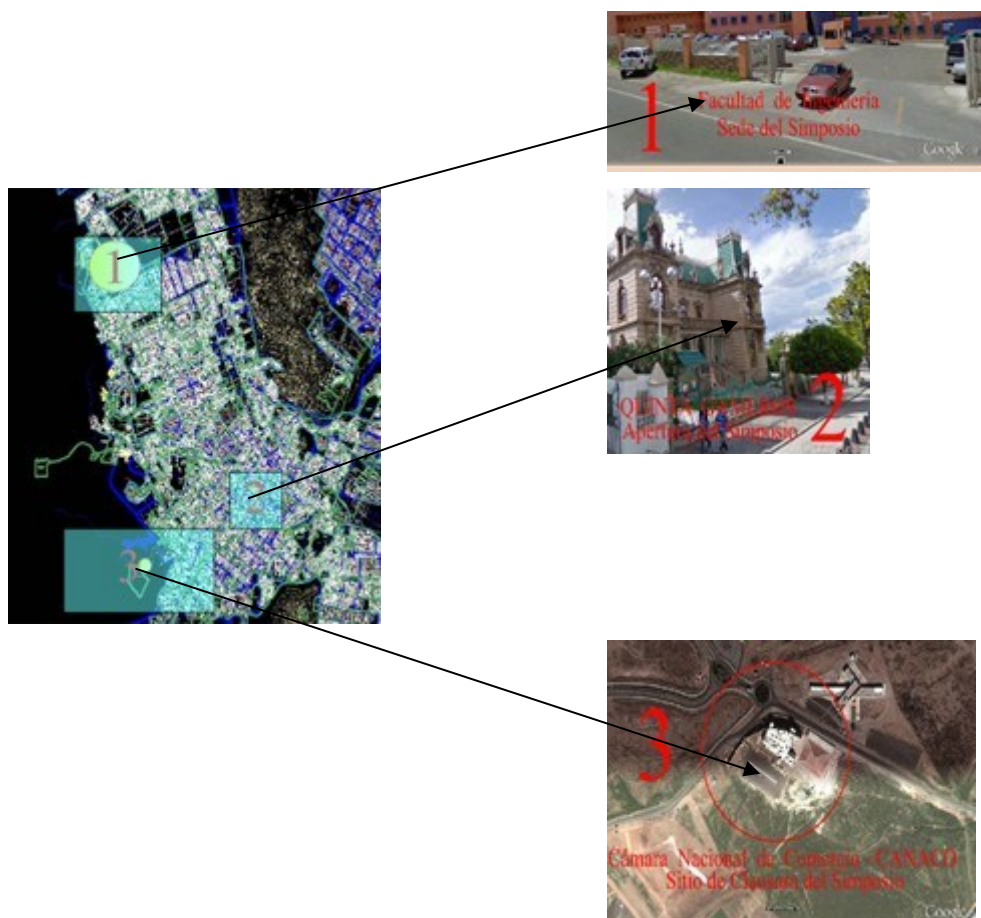


Fig. 6.- Plano de la Ciudad de Chihuahua con las ampliaciones de los sitios de apertura y clausura del simposio.

Cabe mencionar que todas las demás páginas cuentan con estos mismos elementos que son fáciles de administrar y relacionar, a excepción de la página de registro, la cual corresponde al último botón de la Figura 2, y que por su importancia, fue desarrollado por el departamento de Tecnologías de la Información de la Universidad Autónoma de Chihuahua, utilizada para garantizar el registro de los diversos participantes al evento. Cabe señalar que, el botón de la página de registro, está desarrollado en Ruby on rails (RoR), lo que permite almacenar en un servidor los datos del formulario que cada uno de los

participante llenó, pero que también genera el enlace al botón de Paypal para pagos con tarjeta de crédito, aplicados a una ó dos de las excursiones que se seleccionen al momento de registrarse.

Parte de estos elementos se pueden observar en las siguientes imágenes de la Figura 7:

SIMPOSIO LAURENCIA - GONDWANA

Registro

Tipo de participante

Participante Asistente

Participante Asistente

Participante Asistente

Participante Asistente

Apellido paterno

Apellido materno

Escriba su nombre como desea que aparezca en su Gafete:

Nombre gafete

Excursiones

☒ Excursión Olivos-Magistral
Costo: 50.00 Dolares

☒ Excursión Placer de Guadalupe-Camizalillo
Costo: 50.00 Dolares

Pagar ahora

Seleccionar el botón de pago

Pay now

Universidad Autónoma de Chihuahua uses PayPal® to process your payment, at no additional cost.

Pay with your PayPal account

And complete this payment in less clicks without raising your identity.

Pay with your credit or debit card

And complete your purchase now in a secure and faster way.

Llenar las opciones de pago con tarjeta

Fig. 7.- Imágenes de la página de registro del sitio web sig.fing.uach.mx

Todo ésto con el fin de que exista seguridad al momento de realizar el pago y que dicho pago se vea reflejado para ver si el asistente ya completó el formulario de registro.

Para toda esta información almacenada en lugar específico, se mencionan servidores de contenido. Por ejemplo, la misma Universidad tiene sus servidores y los hay gratuitos, o de paga con los principales proveedores de servicios de internet o ISP. Lo que ellos nos dan es un hosting, o sitio de almacenamiento donde podemos poner toda la información de nuestro sitio Web, principalmente por medio de un servidor FTP, o por medio de un servicio SSH, que es con el que se trabaja principalmente, y donde se pueden observar los distintos perfiles de usuario, que nos permitirán el acceso al servidor remoto mediante una clave de acceso que, si es válida, permitirá la administración de los recursos indicando que está conectado al servidor deseado.

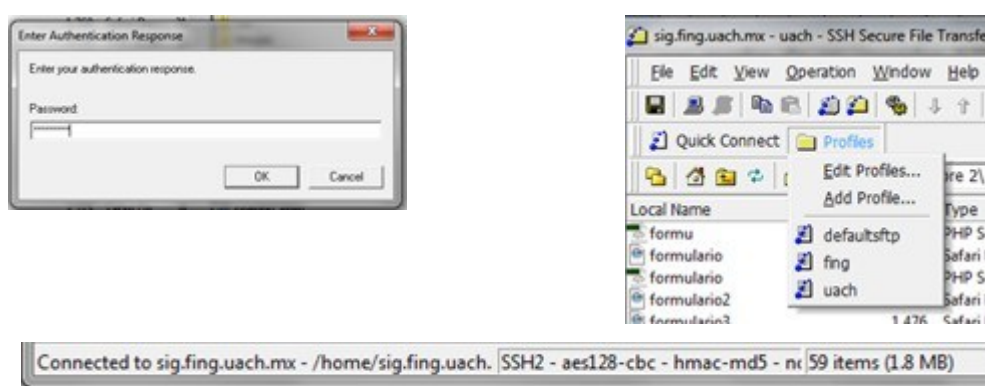


Fig. 8.- Conexión a servidor remoto mediante clave de acceso.

Y que, como se muestra en la Figura 9, existe un sitio local que puede ser el disco duro de una PC, o un servidor remoto del propio sitio web que nos permitirá actualizar, modificar o eliminar lo que, en uno u otro lado, exista.

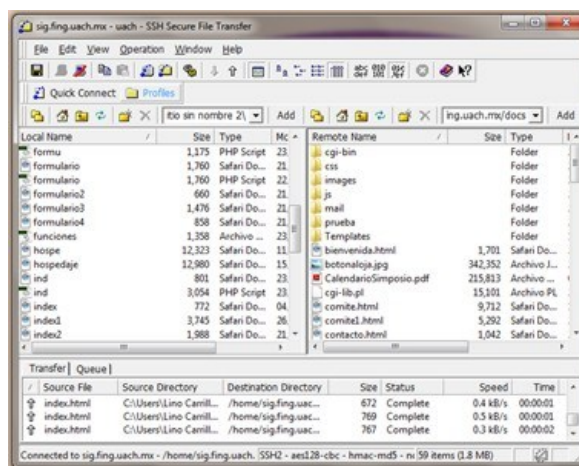


Fig. 9

En conclusión, podemos indicar que desarrollar sitios web no es complicado, pero si requiere de disciplina, de conocimientos básicos de los programas aquí mencionados, de conocimientos básicos computacionales, y sobre todo, de mucha dedicación.

PRESENTACIÓN ORAL

ORIGEN DE LOS DIQUES BÁSICOS PRE- Y POSTGRENVILLEANOS EN EL COMPLEJO GNEISS NOVILLO (OAXAQUIA), EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MÉXICO

CASAS-GARCÍA, Raymundo y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, Juan A.
Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra
Carr. Linares a Cerro Prieto Km. 8, 67700 Linares, N.L. A.P. 104
ray_cg_39@hotmail.com

En el frente de la Sierra Madre Oriental (SMOr) yace una macroestructura plegada y doblemente buzante conocida como el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP). Esta estructura se encuentra erosionada hasta su núcleo, exponiendo el basamento de la SMOr. Las rocas pre-Mesozoicas que forman este basamento se pueden dividir en cuatro unidades litológicas: 1) Gneis Novillo (Mesoproterozoico), 2) Esquisto Granjeno (Paleozoico Tardío), 3) tonalita (Carbonífero) y 4) Secuencia Sedimentaria Paleozoica. La primera unidad actúa como roca encajonante para una serie de enjambres de diques.

El Complejo Gneis Novillo está constituido principalmente por rocas metamórficas en facies de granulitas con edades Grenvilleanas (~1.0 Ga). La procedencia de esta unidad Precámbrica es ampliamente discutida. Sin embargo, la hipótesis más apoyada propone que los afloramientos granulíticos en el noreste, centro y sur de México forman parte del microcontinente Oaxaquia. Oaxaquia fue propuesto por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) para denominar a un terreno del Mesoproterozoico incorporado al supercontinente Rodinia durante la Orogenia Grenvilleana. Este microcontinente formó parte o estuvo localizado cerca de Gondwana durante el Paleozoico Inferior y fue migrando hacia Laurencia, a medida que se fue cerrando el Océano Rhéico. El presente proyecto se enfocó en el estudio petrogenético de los cuerpos sub-volcánicos en el Gneis Novillo y fue llevado a cabo en

tres cañones del AHP: Cañón Novillo (CN), Cañón Peregrina (CP) y Cañón de Caballeros (CC). Los diques se dividen en dos generaciones distintas: 1) pre-metamórficos y 2) post-metamórficos.

Los diques pre-metamórficos (únicamente del CN) intrusieron en los protolitos (gabros y anortositas) del Gneis Novillo. Durante el metamorfismo Grenvilleano, la foliación principal del complejo se alineó de forma paralela a los cuerpos sub-volcánicos. Los diques fueron clasificados como anfíbolitas, cuyas texturas dominantes son granoblástica y cataclástica con una paragénesis de $\text{Grt}+\text{Qtz}+\text{Afs}+\text{Op}\pm\text{Cpx}\pm\text{Am}\pm\text{Bt}\pm\text{Ap}$, la cual es producto de un metamorfismo retrógrado de facies de granulita a anfíbolita. La composición geoquímica indica que estas rocas son basaltos sub-alcalinos de la serie toleítica. Los basaltos están relacionados a una fuente de tipo OIB enriquecida en elementos incompatibles, cuyas concentraciones de REE son muy elevadas debido a la fuente magmática, a cierto grado de diferenciación del magma y a la movilización de estos elementos durante el metamorfismo granulítico. El ambiente geotectónico para estos cuerpos magmáticos es de intraplaca (OIB). Se debe señalar que los patrones de elementos incompatibles sugieren una posible relación petrogenética entre estos diques metabasálticos y un cuerpo de nelsonita ($\text{Il}+\text{Rt}+\text{Ap}$), debido a fraccionación a partir del líquido basáltico, las cuales conforman en gran parte al cuerpo nelsonítico.

Por otro lado, los diques post-metamórficos (CN, CP y CC), que cortan paralela y perpendicularmente a la foliación del gneis, se clasificaron como pórfidos gabróticos con una asociación mineralógica de $\text{Plg}+\text{Cpx}\pm\text{Chl}/\text{Ser}\pm\text{Op}\pm\text{Bt}$ en texturas intergranulares y, en algunos casos, porfíricas. Geoquímicamente estas rocas corresponden a basaltos toleíticos, los cuales están ligados igualmente a un magmatismo tipo OIB. Los diques post-metamórficos del CN presentan un enriquecimiento de REE, que se explica por diferenciación mineralógica. Los diques del CP y CC muestran los menores grados de evolución, que se ven reflejados en las cantidades más bajas de REE.

Se proponen dos procesos diferentes para la generación de los diques del AHP. El primer proceso comprende a los diques pre- y post-metamórficos del CN, provenientes de una fuente OIB que generó magmas que experimentaron cierta diferenciación durante su ascenso, además de metamorfismo granulítico para el caso de los pre-metamórficos. El segundo concierne a los diques post-metamórficos de los CP y CC, donde los magmas

fueron generados igualmente a partir de una fuente OIB, pero casi no evolucionaron por lo que poseen las características más cercanas a la fuente original OIB.

El emplazamiento de los diques pre-metamórficos está relacionado a una fase extensional anterior a la Orogenia Grenvilleana, sin conocerse las implicaciones geodinámicas de los diques. Mientras que los diques post-metamórficos están asociados a una fase tardía de la disgregación de Rodinia a los ~570 Ma (Cawood *et al.*, 2001) y que coincidió con el período de exhumación de Oaxaquia (Keppie & Ortega-Gutiérrez, 2010).

PRESENTACIÓN ORAL

LA BIOTA DEL CÁMBRICO TEMPRANO Y MEDIO DE SAN JOSÉ DE GRACIA, SONORA NW MÉXICO

Cuén R., F. J.¹, Montijo, A.¹, Buitrón, Blanca E.², Minjárez, I.¹, De la O, M.¹.

(1) Universidad de Sonora, División de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología, Blvd. Luis Encinas y Rosales. CP 83000, Hermosillo, Sonora.

(2) Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Departamento de Paleontología, Ciudad Universitaria, CP. 04510, México D.F., México.
Proyectos UNAM, DGAPA-PAPIIT No. IN105012 y CONACYT No.165826

La biota marina procede del Cerro El Chihuarruita que se localiza en la región de San José de Gracia, ubicada en la parte central del Estado de Sonora. La asociación biótica está constituida por algas oncolíticas como *Girvanella* y diversos phyla de invertebrados con valor estratigráfico, entre ellos son abundantes las espículas de esponjas Hexáctinélidas; braquiópodos como *Dictyonina*, *Acrothele*, *Linnarsonia*, *Prototreta* y *Lingulella*; moluscos hiolítidos de las especies *Hyolithes sonora* Lochman y *Haplophrentis reesei* Babcock y Robison (Buitrón *et al.*, 2011). Entre los artrópodos son numerosas las especies de trilobites de los géneros *Bristolia*, *Bathyriscus*, *Kootenia*, *Orytocephalus*, *Orytocara*, *Elrathina*, *Pagetia*, *Ehmaniella* y *Peronopsis* (Lochman, 1948), Los Echinodermata-Eocrinoidea de la especie *Gogia granulosa* Robison, 1965 confirman la edad del Cámbrico Temprano-Medio de las rocas que los contienen (Nardin *et al.*, 2009). Formando parte de las cuarcitas con alta bioturbación se encuentran icnofósiles como *Skolithos*, *Arenicolites*, *Thalassionoides*, *Planolites* y *Palaeophycus* (Häntzschel, 1962). Los fósiles proceden de una potente

secuencia sedimentaria marina constituida por caliza, lutita y arenisca cuyo depósito ocurrió en una plataforma somera de mares cálidos del Cámbrico Temprano-Medio

La fauna permite correlacionar los afloramientos del Cámbrico de la región de San José de Gracia con afloramientos del Cámbrico de Caborca en la región noroeste del Estado de Sonora y de Utah, EUA. (Cooper, *et al.*, 1952).

Bibliografía citada

Buitrón B.E., Vachard D., Clausen S. y Gómez E.C. 201. A Cambrian mollusks (Hyolithida Syssoiev, 1957) from San José de Gracia, Sonora, North Western Mexico. International Malacology Reunion, La Paz, Baja California, México, p. 175.

Cooper, G.A., Arellano, A.R.V., Johnson, J.H.Okulitch, V.J.Stoyanow, A. Lochman. 1952. Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca Northwestern Sonora, Mexico. Smithsonian Miscellaneous Collections 119,1-84 p

Häntzschel, W., 1962. Trace fossils and problemática. In Moore R.C. (ed). Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea. Geological Society of America and University of Kansas Press, W177-W245.

Lochman, C. A., 1948. New Cambrian trilobite genera from Nothwest, Sonora, Mexico. Journal of Paleontology, 22, p. 451-464.

Nardin, Elise, Almazán, V.E., Buitrón, B.E.,2009. First report of Gogia (Eocrinoidea, Echinodermata) from The Early-Middle Cambrian of Sonora (Mexico) with biostratigraphical and palaeoecological comments. Geobios, vol. 42, p. 233-242.

PRESENTACIÓN ORAL

MAGMATISMO DE ARCO DEL CARBONÍFERO DE LA MARGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MEXICO

DE-LEON-BARRAGÁN, Lorena y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, Juan A.

Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra

Carr. Linares a Cerro Prieto Km. 8, 67700 Linares, N.L. A.P. 104

barragán_acr@hotmail.com

En el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, afloran unidades Precámbricas y Paleozoicas que conforman el basamento de la Sierra Madre Oriental en el Estado de Tamaulipas. Entre éstas destacan al menos dos cuerpos de rocas magmáticas félsicas del

Mississippico al Pennsilvánico, que afloran en los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros.

El primero de estos cuerpos, que ha sido denominado en la literatura únicamente como unidad tonalítica o plagiogranito, ha sido datado por Dowe (2005) por U-Pb en circones con 351 ± 54 Ma y por $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en muscovitas con 313 ± 7 Ma. Este forma una cuña irregular entre el Gneis Novillo (del Precámbrico) y el Esquisto Granjeno (del Carbonífero) con un espesor máximo de 1.7 km. Las relaciones de contacto entre estas unidades son por falla con componente lateral derecha, por lo que se interpreta que las tonalitas se emplazaron tectónicamente y no necesariamente intrusieron en las unidades metamórficas. La subsecuente deformación de los cristales pone en evidencia que la falla seguía activa durante el ascenso del cuerpo magmático. El estudio petrográfico de las tonalitas revela texturas hipidiomórficas inequigranulares deformadas, con una composición principal de plagioclasa, sanidino y cuarzo. Proponemos que esta unidad se denomine informalmente como Tonalita Peregrina.

El segundo cuerpo es bastante más reducido y forma parte de la secuencia Paleozoica del Silúrico al Pérmico sin metamorfizar, que descansa de manera discordante sobre el Gneis Novillo. Esta unidad, descrita como Formación Aserradero, está conformada por riolitas bandeadas, que representan por lo menos dos eventos de flujo. Mineralógicamente están compuestas de cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita, óxidos e hidróxidos de Fe, circones y clorita. La presencia de esferulitas es común.

Stewart et al. (1999) dataron esta unidad por U-Pb en circones con 334 ± 39 Ma. Contiene al menos 5 grupos principales en base a sus texturas que, junto con las relaciones y observaciones de campo, han permitido determinar un carácter efusivo que ocurrió a manera de flujos subaéreos.

El objetivo del presente trabajo fue el de establecer la posible relación genética entre ambas unidades en vista de la similitud de edades, de la composición, y a que no se encuentran metamorfizadas como las demás unidades cristalinas del basamento.

La comparación de los elementos mayores y traza en ambas unidades revela que no presentan una línea evolutiva continua. En general, no se marcan líneas de fraccionación continuas y por consecuencia no se establece una relación de evolución entre ambos grupos. En cuanto a los contenidos de los elementos de las Tierra Raras, las riolitas presentan enriquecimientos altos de las LREE, en contraste con los valores para MREE–

HREE, además que presentan valores mayores a las tonalitas. Respecto a las concentraciones de elementos incompatibles, se observan dos grupos o dominios con comportamientos muy diferentes. Las riolitas presentan un mayor enriquecimiento en elementos incompatibles y todas las muestras tienen un comportamiento similar, a diferencia de las tonalitas. Los diagramas de discriminación tectonomagmática indican que todas las muestras, tanto extrusivas como intrusivas, se caracterizan por ser granitos de arco volcánico (VAG).

La interpretación preliminar para el magmatismo carbonífero es que en el borde Noroeste de Gondwana se llevaba a cabo la subducción de la placa del Océano Rhéico, formándose un arco volcánico silíceo con sus respectivas raíces plutónicas. Sin embargo, los resultados geoquímicos indican que las riolitas no son directamente consanguíneas con las tonalitas, en virtud de las fuertes diferencias en cuanto a las concentraciones de elementos traza y sus relaciones. Se considera que estas diferencias no se pueden explicar por una simple cristalización fraccionada. Se interpreta que las fuentes para las unidades magmáticas pueden encontrarse en diferentes niveles de la corteza

Por consiguiente, los resultados refutan la hipótesis original acerca de la existencia de una relación genética entre ambas unidades magmáticas.

PRESENTACIÓN ORAL

TECTONIC EVOLUTION OF CHIHUAHUA: FROM THE LAURENTIA-GONDWANA COLLISION TO THE CHIHUAHUA TROUGH OPENING

FRANCO-RUBIO, Miguel, OVIEDO, Angélica

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
mfranco@uach.mx

The Gondwana plate approached Laurentia plate from Silurian to Permian times, and the intervening Rheic oceanic plate experienced type-B subduction under one or both continental plates. As a result, this suture zone becomes the Ouachita Orogenic Belt. The

Ouachita system extends southwest from where it joins the Appalachian orogeny near the Black Warrior Basin in Alabama, westward through Mississippi, Arkansas, and southwest Oklahoma, and continues through the Llano Uplift and Big Bend regions of Texas. In Mexico outcrops attributable to the Ouachita are found in Coahuila, Chihuahua, and Sonora.

The Ouachita orogeny, since the Silurian, evolved first as a result of the approach of Gondwana to Laurentia as the Rheic oceanic plate was subducted beneath both continental plates, followed by volcanic arc emplacement in Mississippian time, and finally the collision of the continental plates in the Pennsylvanian. Thus, a tectonic evolution trend from east to west is apparent. As a consequence, igneous volcanic and intrusive rocks of presumed Permian age were emplaced on and within turbidity-sequence rocks that crop out in several regions of Chihuahua.

On the other hand, quotes from the geological literature are related to some hypotheses about the Mesozoic Chihuahua Basin origin. The most popular is concerned with the Pull Apart model which explains it as a widening along transcurrent faults. However, this model does not explain for basin subsidence in the middle. Alternatively, the Wilson cycle shows a tectonic model involving cyclical opening and closing of ocean basins. It is defined as a “plates rifting into pieces diverging apart and new ocean basins being born, followed by motion reversal, convergence back together, plate collision, and mountain building”.

At present, several examples of rifting are in process (California Gulf, Red Sea, Atlantic Ocean, Kenya Rift, etc.). A closure example is the Himalaya Mountains, which originate from the northward movement of the Indian tectonic plate to impact the Eurasian continent and with movement continuing today. This caused seabed rocks in between to be folded, thrust and uplifted into those mountains.

With regard to the Chihuahua Basin, based on the Wilson Cycle, the NW tangentially-deformed ranges, the opposite vergence of recumbent folds, the now recognized foreland and hinterland elements, the evaporite outcrop trends, the ore deposits trends, the pluton outcrop trends, and the ocean-affinity Jurassic basalts outcrops, it is proposed that a “twofold rift” model for the Chihuahua Trough which better explains those tectonic features is observed in Chihuahua.

PRESENTACIÓN ORAL

EL GRANERO GEOLOGICAL PARK PROPOSAL

FRANCO-RUBIO, Miguel, OVIEDO, Angélica, REYES-CORTÉS, Ignacio A. & REYES-CORTÉS, Manuel

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N ° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
mfranco@uach.mx

A geopark seeking to become a member of the Global Network of National Geoparks is defined as an area, with precise boundaries, large enough to serve both the local economy and the cultural development. It should include a number of internationally important sites representing, at any scale, the geological heritage and a mosaic of geological entities of particular interest because of their rarity, beauty or scientific nature. It should also include sites of ecological, archaeological, historical and cultural interest.

The El Granero Geological Park is located in the eastern central portion of the Chihuahua state, 86 kilometers and N65°E from Chihuahua City, with a 185 km of linear perimeter and a surface of 2000 km². Among main attractive geological features, there exists one of the most complete lithostratigraphic columns of northern Mexico, which is represented by the 1.3 Ga Proterozoic amphibolites, gneisses and schists unconformably superjacent by the Paleozoic sedimentary formations Falomir, Sostenes, Solis, Monillas, Pastor and Plomosas formations. Transgressively, the Jurassic La Casita Fm, unconformably resting on conglomerates and volcanics of the Plomosas Fm, transitionally becomes to the detrital-calcareous Navarrete Fm of Early Aptian age. Upwards the Hauterivian-Valanginian Las Vigas Red Beds conformably continues followed by the Aptian-Albian Cuchillo Fm facies with the La Virgen evaporites, the Cupido platform limestones, the La Peña index horizon, and an alternation of thin limestone with laminar marl strata named the Coyame unit. The Glen Rose Fm with a massive reefal strata of Middle Albian age, concordantly underlies the Walnut Fm, an argillaceous limestone unit followed by the rudistic reefal Edwards Fm. Conformably upwards the Kiamichi Fm rests as a thin to lamellar clay-limestone horizon. Consistently, the Late Albian aged Georgetown Fm is settled below the Del Rio and Buda formations which were deposited on Cenomanian time. Facies of Turonian to Maastrichtian age were regressively deposited as

shallow calcareous-argillaceous limestones (Ojinaga Formation), deltaic terrigenous unit (San Carlos Formation) and coastal plain facies (El Picacho Formation) that closure the depositional period for the Chihuahua Basin. At last, igneous intrusive rocks, volcanic units, volcano-sedimentary and lacustrine units of Cenozoic time, together with Precambrian, Paleozoic and Mesozoic formations made up one of the most spectacular natural attractions of the park.

The geological structure observed at the Sierra La Encantada, Sierra Placer de Guadalupe, Sierra Monillas, Sierra Plomosas, Sierra Santo Domingo, Cerro Carrizalillo, Sierra Chorreras, Sierra La Gloria and Sierra Morrion ranges are some of the most demonstrative of both tangential and vertical folds and thrusts faults. The lake formed by the Luis L. Leon water reservoir is another attraction for water sports, fishing and spa. The region also has in-situ natural paleontological pieces.

Geopark creation and integration to the Global Geoparks Network will start this kind of program in Mexico. Main targets of the proposal are generation and dissemination of geological information. Moreover, discovery of geological sites will attract and develop a program for regional access infrastructure. Economic resources generated by the cultural and adventure tourism will help one of the poorest regions with low per-capita income of the country. Finally, getting a world geopark status will provide statutory and logistical UNESCO support.

PRESENTACIÓN CARTEL

GEOLOGICAL AND TECTONICAL STRUCTURE OF CENTRAL-EASTERN CHIHUAHUA

FRANCO-RUBIO, Miguel, OVIEDO, Angélica & REYES-CORTÉS, Ignacio A.

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
mfranco@uach.mx

The Chihuahua city is located at the geographic center of the northern Mexican state of

Chihuahua, between two physiographic provinces: the Basin and Range to the East, and the Sierra Madre Occidental to the West. The central-eastern region between both, the capital city and the Ojinaga Border, are exhibiting the most prominent geological structures. Inside the El Granero Geological Park, to be proposed to SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales), is cropping out the most complete stratigraphic column for this Mexican state.

The Alamitos Lineament is the most prominent tectonic feature observed in the center-east region, representing the northern boundary of the Ouachita orogenic belt for this area. North of this boundary, anticline and syncline folding is developed, involving a sedimentary sequence thicker than those settled south of the lineament. The Mesozoic transgressive marine facies starts depositing since Kimmeridgian times in the Chihuahua Basin, with La Casita Formation.

Among the main tectonic mechanisms, which best explain the opening of the Chihuahua Basin, are the “Pull-Apart” and the “Rift” mechanisms. Because those foreland and hinterland elements were identified inside this Mesozoic sedimentary basin, it allows us to establish a consistent opening model for the trough. This is a “double rifted” basin with roughly north-south orientation and shortly separated each other. The eastern rift extends from the Sabinas Basin to the northern Tularosa Basin?, while the western rift connects both, the Mar Mexicano basin with the northern Bisbee Basin.

PRESENTACIÓN ORAL

LOS CRINOIDES PENSILVÁNICOS DE CERROS EL TULE, SONORA, NW MÉXICO CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

GARCÉS-SALAZAR, J. L.¹, BUITRÓN, Blanca E.², VACHARD, D.³ y CLAUSEN, S.³

- (1) Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México.
jgarcessalazar@yahoo.com.mx
- (2) Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Departamento de Paleontología, Ciudad Universitaria, CP. 04510, México D.F., México.
- (3) Université de Lille 1, UFR Sciences de la Terre, FRE CNRS 3298 Géosystèmes, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Asq Cédex, Francia.
Proyectos UNAM, DGAPA-PAPIIT No. IN105012 y CONACYT No.165826

Afloramientos pensilvánicos localizados en los Cerros El Tule, ubicados en la parte noreste del Estado de Sonora, pueden ser correlacionables con otros de la misma edad, descritos de Arizona (EUA) expuestos en la cuenca que se denomina Pedregosa. Esta cuenca se ubica en la porción norte del Estado de Chihuahua y abarca hasta el suroeste de Nuevo México, EUA. El Paleozoico Superior expuesto en Arizona, comprende las formaciones Caliza Escabrosa (Misisípico Inferior), Caliza Paradise (Misisípico Superior), Formación Horquilla (Pensilvánico), Formación Earp (principios del Pérmico Inferior) y Formación Colina (finales del Pérmico Inferior), (Kottlowski, 1962; Spencer y Ross, 1997).

La secuencia estratigráfica de los Cerros El Tule tiene un espesor de 680 m, correspondiente a depósitos que comprenden desde el Misisípico hasta principios del Pérmico (Buitrón *et al.*, 2012). Los crinoides registrados en las rocas sedimentarias del Pensilvánico, estuvieron representados desde la base del Pensilvánico (Bashkiriano-Moscoviano) con las especies, *Cyclocaudex jucundus* Moore y Jeffords, 1968 y *Preptopremnum laeve* Moore y Jeffords, 1968. En el Pensilvánico Medio (Atokano) se encontró una importante variedad de placas articulares identificadas como *Lamprosterigma erathense* Moore y Jeffords, 1968, *L. mirificum* Moore y Jeffords, 1968, *Cyclocrista martini* Moore y Jeffords, 1968, *Preptopremnum rugosum* Moore y Jeffords, 1968, *Cycloscapus laevis* Moore y Jeffords, 1968, *Baryschyr anosus* Moore y Jeffords, 1968, *Pentadirica rothi* Moore y Jeffords, 1968 y *Cyclocaudex costatus* Moore y Jeffords, 1968. En general en el resto de los pisos del Pensilvánico y del Pérmico Inferior se encuentran abundantes placas articulares de crinoides mal conservadas no identificables.

El ambiente de sedimentación de cerros El Tule, se puede asociar a una plataforma carbonatada relativamente continua de clima subtropical árido (Cecil, 1990). Este grupo litológico carbonatado puede ser comparado con la Formación Horquilla, ubicada en Sierra Palomas en el Estado de Chihuahua, México (Buitrón *et al.*, 2012). Otra correlación puede hacerse con Sierra Agua Verde, ubicada al centro del Estado de Sonora, en donde se encontraron numerosos géneros de crinoides como *Cyclocaudex*, *Cyclocrista*, *Lamprosterigma*, *Cycloscapus*, *Preptopremnum* y *Pentadirica*, que fueron coincidentes con los de cerros El Tule (Buitrón *et al.*, 2008).

Según Vachard *et al.*, (2000), una parte de los afloramientos aislados del Paleozoico de México, entre ellos los de cerros El Tule, pertenecieron al Cratón Norteamericano, y otros

afloramientos son terrenos independientes dentro del Océano Rheico (Figura 1). El Cratón Norteamericano se encontraba separado del Cratón Sudamericano Gondwana por el Océano Rheico, donde se localizaron terrenos separados tecno-estratigráficamente por plataformas carbonatadas como el Terreno Coahuila, Bloques Maya, Oaxaquia y Chortis (Gómez *et al.*, 2008; Buitrón *et al.*, 2012).

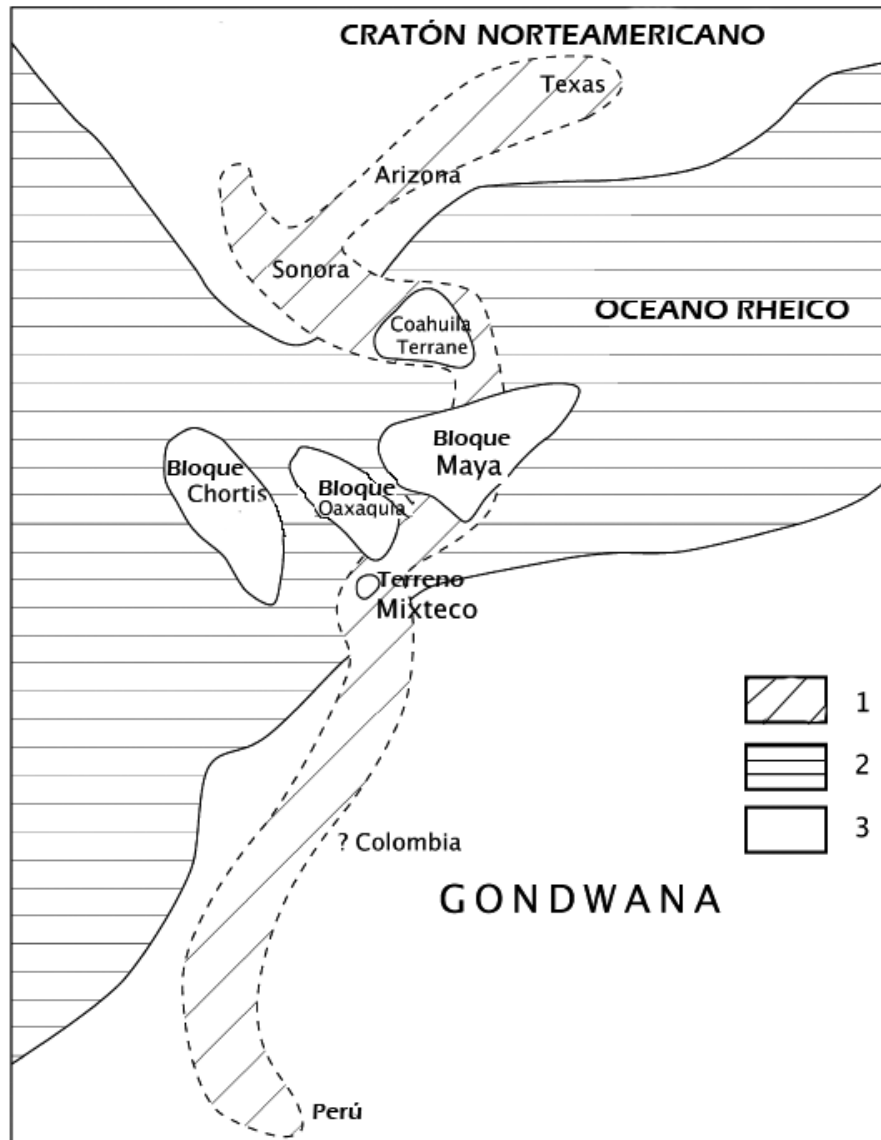


Fig. 1. Reconstrucción paleogeográfica que muestra las conexiones entre Sonora, el Cratón Norteamericano (Arizona, Texas) y el dominio sudamericano a través de terrenos mexicanos: Coahuila, Maya, Oaxaquia y Mixteco. 1) plataformas carbonatadas, 2) cuencas de flysch y 3) islas y continentes (Tomado de Gómez *et al.*, 2008).

Referencias bibliográficas

Buitrón, S. B. E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., Laguarda, A. y F. Solís-Marín, 2008. A review of the crinoid columnals (Echinodermata-Crinoidea from the Carboniferous of Mexico. *Revista de Biología Tropical*, San José, Costa Rica, 56 (Suppl. 3): 1-12.

Buitrón, S. B. E., Vachard, D., Almazán-Vázquez, E. y J. J. Palafox, 2012. Una secuencia cratónica del Carbonífero al Pérmico Inferior expuesta en los cerros El Tule, noreste de Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29(1): 39-62.

Cecil, C. B., 1990. Paleoclimate control on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks; *Geology*, 18, 533-536.

Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vázquez, E., Mendoza-Madera, C., 2008. Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (Northwestern Mexico), and their biostratigraphic and paleobiogeographic implications: *Comptes Rendus Palevol*, 7: 259-268.

Kottlowski, F. E., 1962. Pennsylvanian rocks of southwestern New Mexico and southeastern Arizona. *Pennsylvanian System in the United States: American Association of petroleum Geologists*, 331-371.

Moore, R. C., y R. M., Jeffords, 1968. Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns: *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Serial Number 46, Article 9, 1-86.

Spencer, P. K. and C. A., Ross, 1997. Black Prince limestone and its foraminifers, upper Mississippian-Lower Pennsylvanian, SE Arizona and SW New Mexico, In: Ross, C. A., Ross, J. R. P., Brenckle, P. L. (eds.), *Late Paleozoic foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary: Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Special Publication, 36, 139-143.

Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B., Arellano, J. y Grajales, M. 2000, Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique: *Geobios*, 33 (6), 655-679.

PRESENTACIÓN ORAL

PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA FECHAMIENTO RADIOMÉTRICO EN EL LABORATORIO METALÚRGICO DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UACH.

GARCÍA-RODRÍGUEZ, Enrique y FRANCO-RUBIO, Miguel

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
a214901@uach.mx

En el Laboratorio Metalúrgico, a través del empleo de los métodos gravimétricos, de

separación magnética y de líquidos pesados, se lleva a cabo la separación de zircones para fines de fechamiento radiométrico de muestras de rocas principalmente ígnea.

Además, las técnicas electrostáticas y petrográficas complementan la separación. El empleo de quebradoras primarias de quijada, el molino, el separador de mecánico de muestras, la columna de tamizado, la mesa vibratoria, el separador magnético, el separador electrostático y el microscopio polarizante para la selección final, son instrumentos que intervienen en la separación de zircones en el laboratorio. Muestras de gran volumen se recolectan en el campo, buscando una cantidad suficiente de cristales de zircón, a fin de obtener, por lo menos, cincuenta cristales de muestras procedentes de rocas ígneas y 200 de las unidades sedimentarias. Las muestras de zircón se encapsulan en recipientes de 10 cm³, cada una etiquetada con información de nombre y número de muestra, tamaño de grano, litología y ubicación.

PRESENTACIÓN ORAL

ANÁLISIS PREELIMINAR DE LAS CALIZAS CRETÁICAS DE LA FORMACIÓN EL DOCTOR DE LA CARTA HUICHAPAN, CLAVE F14-C78, ESCALA 1:50,000 Y SU POSIBLE APLICACIÓN COMO ROCA DIMENSIONABLE

GÓMEZ-ANGUIANO, Martín, SÁNCHEZ-GONZÁLEZ, José A., REYES-SALAZAR, Magdaleno A. y ÁLVAREZ-SALINAS, Enrique
Servicio Geológico Mexicano
nitramga@hotmail.com

Introducción

En el área de la carta Huichapan se encuentran aflorando rocas calizas de la Formación El Doctor del Período Cretácico. Esta formación ha sido estudiada por diversos autores: Wilson, *et al.*, 1955 propone el término de Banco Calizo El Doctor; Segerstrom (1961a) propone el nombre de Banco Ixmiquilpan como una facies más de la Caliza El Doctor el cual aflora al sur de la ciudad de Ixmiquilpan del estado de Hidalgo. Carrasco (1970) señala que la Formación El Abra fue depositada sobre una plataforma extensa, por lo que no se justifica usar dos nombres formacionales y propone abandonar el nombre de Caliza El Doctor y usar únicamente el nombre de Formación El Abra para las rocas depositadas en la

Plataforma Valles-San Luis Potosí. Asimismo se han realizado investigaciones en esta unidad formacional por: López-Ramos (1979), Carrillo-Martínez (1981) y Mendoza-Rosales (1990), entre otros. Sin abordar su estudio como posible roca dimensionable, se inició su investigación para ver la posibilidad de explotarla como tal, ya que en algunos lugares éstas se presentan en bancos gruesos que pueden ser laminados para parquet y otros productos del mismo tipo.

Objetivo

Determinar las propiedades geológicas, físicas y químicas de la Formación El Doctor de la Carta Huichapan del estado de Hidalgo para su uso como roca dimensionable.

Metodología

Se realizó trabajo de campo el cuál consistió en la realización de recorridos geológicos en áreas seleccionadas donde afloran calizas de la Formación El Doctor, lo que permitió recolectar muestras, realizar observaciones, mediciones de rumbos, echados y buzamientos, así como tomar características de las rocas, patrones y rasgos regionales que permitieran su integración en la interpretación de los resultados.

Las descripciones petrológicas se basan principalmente en los datos de campo de cada zona donde se recolectaron las muestras.

Los primeros ensayos de laboratorio han consistido en el corte, pulido, ataque químico, así como su preparación para la obtención de propiedades mecánicas.

Localización

La carta se ubica en la porción poniente del Estado de Hidalgo, a 99 km en línea recta de la capital del mismo estado, en dirección N 32° W y a 79.54 km en línea recta de la Ciudad de Querétaro en dirección S 73° E. Tiene una superficie aproximada de 966 km² y cubre parte de los municipios de Huichapan, Nopala, Alfajayucan, Tecozautla, Tepetitlán, Chilcuaútl, Chapantongo y Tasquillo en el Estado de Hidalgo; geográficamente se localiza entre las coordenadas 20° 15' a 20° 30' de latitud norte y 99° 20' a 99° 40' de longitud oeste (Figura 1).

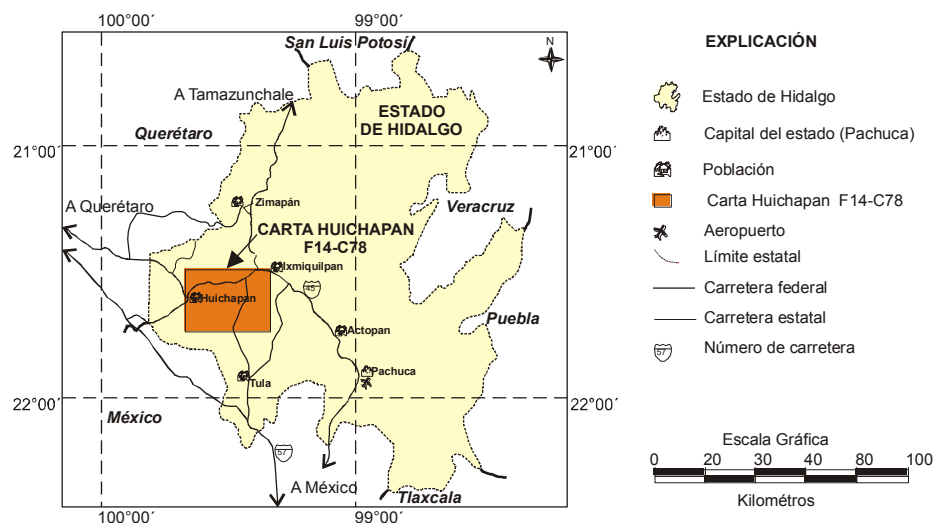


Fig. 1. Plano de localización de la Carta Huichapan F14-C78.

Vías de comunicación

El acceso, partiendo de Pachuca la capital del Estado de Hidalgo, es por la Autopista No. 85 a la Ciudad de Actopan y posteriormente a la Ciudad de Ixmiquilpan, continuando por la Carretera Federal No. 85. En el entronque con la Carretera Federal No. 45 se sigue en dirección al poniente aproximadamente 42 km hasta la Ciudad de Huichapan. Otra vía es partiendo de la Ciudad de Querétaro hacia el sureste por la Carretera Federal No. 57. A la altura de la población Palmillas y Paso de Mata se continúa hacia el oriente por la Carretera Federal No. 45, la cual conduce a las poblaciones de Huichapan e Ixmiquilpan.

Dentro del área de estudio existen algunas carreteras pavimentadas y diversas terracerías en buen estado que comunican a las principales poblaciones como Nopala de Villagrán, Chapantongo, Palomas, San Isidro El Astillero, así como brechas que conducen a poblados menores y rancherías (Figura 2).

argilitización.

A partir del Mioceno comienza la actividad volcánica representada por rocas de composición intermedia, principalmente andesita (TmA). Afloramientos de este tipo se localizan en la parte este del área de estudio. En este mismo período se emitieron coladas de lava riolítica (TmR) de textura porfídica, parcialmente desvitrificada, con cristales bien formados de cuarzo y plagioclasa. El principal afloramiento se localiza en la parte oeste. Las unidades del Plioceno están representadas por tobas riolíticas (TplTR) y tobas riolítico-ignimbríticas (TplTR-Ig). Las primeras están constituidas por depósitos piroclásticos de ceniza, horizontes de oleadas piroclásticas y flujos de pumicita compuestos por un conjunto de flujos piroclásticos parcialmente piroconsolidados; las segundas presentan depósitos de oleadas piroclásticas y cenizas. Posterior al emplazamiento de las secuencias volcánicas, se extrusaron coladas de lava de composición andesítico-basáltica, con algunos paquetes piroclásticos (TplA-Pc) (Figura 3).

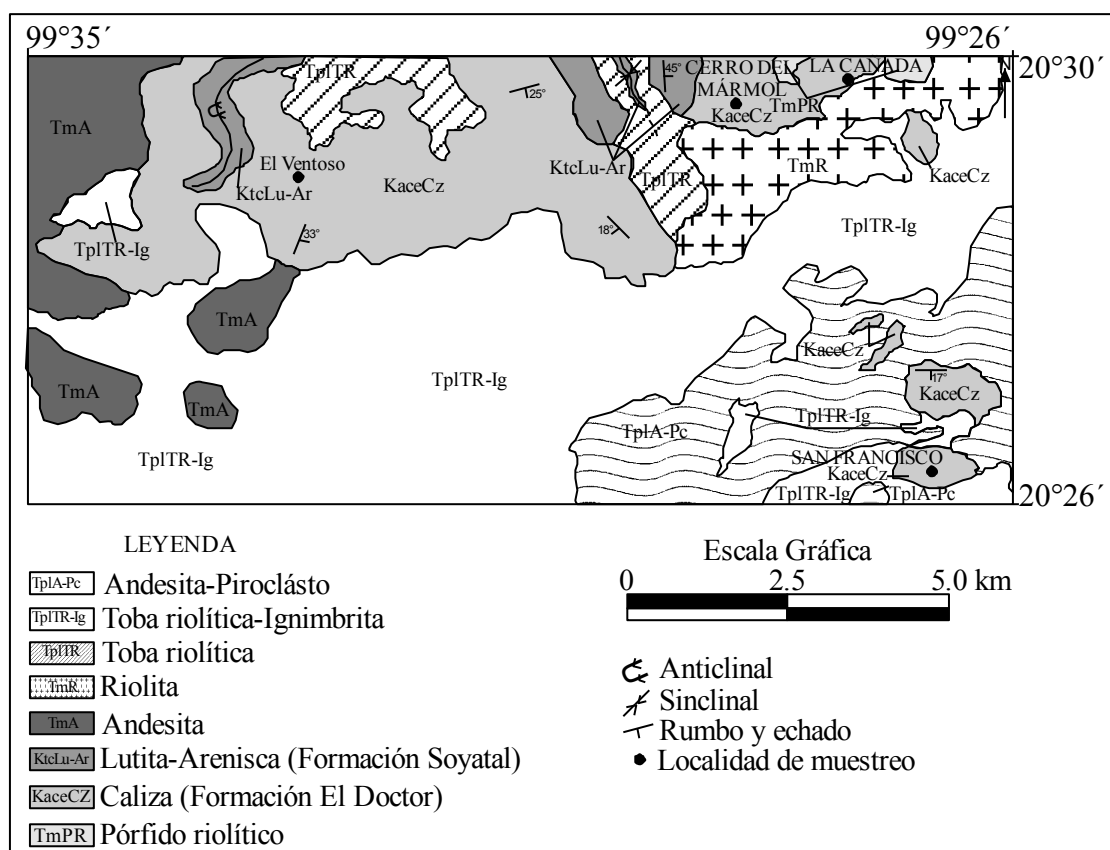


Fig. 3. Geología local del área de estudio y principales afloramientos de la Formación El Doctor

Materiales estudiados

Los materiales estudiados de roca caliza de la Formación El Doctor fueron recolectados de 4 zonas que corresponden a rocas calizas de color gris claro a gris oscuro, de estratificación masiva, con estratos hasta de 1.5 m; presentan en algunos casos, líneas estilolíticas, estructuras de karren, y algunas oquedades (Tabla 1).

CLAVE	NOMBRE	STATUS	LITOLOGÍA	COLOR	PRODUCTO
HUI-01	El Ventoso	Inactivo	Caliza F. El Doctor	Gris claro a oscuro	Bloque, laminado y decoración
HUI-04	Cerro Del Marmól	Inactivo	Caliza F. El Doctor	Gris claro a obscuro	Bloque, laminado y decoración
HUI-08	San Francisco	Prospecto	Caliza F. El Doctor	Gris claro a oscuro	Bloque, laminado y decoración
HUI-18	La Cañada	Prospecto	Caliza F. El Doctor	Gris claro a oscuro	Bloque, laminado y decoración

Tabla 1. Muestras colectadas en los afloramientos de la Formación El Doctor de la Carta Huichapan F14-C78.

Resultados preliminares de las muestras colectadas

Corte y pulido

Se obtuvieron mosaicos de 15 x 15 x 2.0 cm en los cuales se analiza su respuesta al corte, utilizándose una máquina provista de disco de diamante de 10’’ continuo, con árbol de 7/8’’, y con motor de 3500 r.p.m.; Durante el proceso se observa si las muestras resisten al corte sin que se astille o fracture por el impacto del disco y posteriormente se califica la capacidad de resistencia al pulido. Para el caso del pulido se utilizaron productos abrasivos, con contenido de ácido oxálico; obteniendo en la mayoría de los casos, resultados satisfactorios. Las pruebas preliminares a nivel laboratorio de las rocas calizas de la Formación El Doctor, arrojaron buenos resultados, tanto en el corte como en el pulido. Cabe mencionar que el criterio de evaluación del corte y pulido es bajo el criterio de atributos; donde se evalúa como: Bueno, regular y excelente (Tabla 2).

Muestra	Pruebas de laboratorio	
	Calidad de corte	Calidad de pulido
HU-01	Bueno	Excelente
HU-04	Regular	Bueno
HU-08	Bueno	Bueno
TA-18	Bueno	Bueno

Tabla 2. Evaluación del corte y pulido de las muestras de roca caliza de la Formación El Doctor en pruebas de laboratorio, los resultados observados fueron en su mayoría buenos, en ambas propiedades evaluadas.

Resistencia a la comprensión

De la muestra original se cortaron cubos en secciones de 5 x 5 x 5 cm., los cuales se someten a pruebas de resistencia a la compresión mediante el empleo de una máquina ToniTechnik con capacidad de 1000 kN, obteniéndose valores promedio para las muestras del Ventoso de 173.9 kN, Cerro del Mármol 184.2 kN, La Cañada 186.8 kN y San Francisco 191.3 kN, y una densidad de 2715.1 kg/m³, 2740.9 kg/m³, 2643.8 kg/m³ y 2682.7 kg/m³, respectivamente. Por lo que, de acuerdo a la norma ASTM C568-99 Standard Specification for Limestone Dimension Stone, los valores obtenidos de la densidad nos determina que los 4 materiales son de tipo III alta densidad, y su resistencia a la compresión los considera aptos para utilizarlos como roca dimensionable, como pisos de uso moderado de buena calidad y durabilidad, así como usos generales en construcción. Los resultados obtenidos de las muestras se presentan en la Tabla 3.

Nombre	Absorción de agua (%)	Densidad (kg/m ³)	Resistencia a la compresión (kN)		
			Max.	Min.	Prom.
El Ventoso	0.57	2715.1	174.4	40.2	173.9
Cerro del Mármol	0.67	2740.9	198.5	30.5	184.2
La Cañada	0.53	2643.8	240.3	35.9	186.8
San Francisco	0.59	2682.7	183.4	45.9	191.3

Tabla 3. Propiedades físicas y mecánicas, obtenidas en el laboratorio de la empresa SUMANDO, S.A. de C.V.

Conclusiones

Con base a los análisis preeliminares aplicados a las muestras analizadas, se concluye que las rocas calizas de la Formación El Doctor del área de estudio presentan características y condiciones geológicas para ser explotadas como rocas dimensionables y usos generales en construcción. Se cuenta con reservas económicas bastante atractivas para una explotación comercial a nivel industrial. El área en general cuenta con infraestructura importante que puede ser aprovechada para la explotación como roca dimensionable.

Bibliografía

Carrasco, B., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2(3), 97-99.

Carrillo-Martínez, M., 1981, Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo El Doctor,

Querétaro: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 5(1), 25-29.

INEGI, (2005). Carta Topográfica Huichapan F14-C78, escala 1:50,000.

López-Ramos, E., 1979, Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.

Mendoza-Rosales, C.C., 1990, Estructura del sector Xajha (Cabalgadura El Doctor) Estados de Hidalgo y Querétaro, Tesis, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, 64 p.

Segerstrom, K., 1961a, Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16(3 y 4), 147-168.

Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 18, 1-10.

PRESENTACIÓN ORAL

THE WESTERN CHIHUAHUA CRATONIC BLOCK (WCCB), A MAJOR TECTONIC FEATURE AND ITS IMPLICATIONS

GOODELL, Philip C¹. & MARTINEZ-PIÑA, Carlos²

(1) Department of Geological Sciences, University of Texas, El Paso, El Paso, Tx., 79968
goodell@geo.utep.edu

(2) Carlos Martinez-Pina, Consultant, Coeur Mexicana S.A. de C.V., Chihuahua

Stable blocks and mobile belts characterize the well exposed Precambrian regions of the world. These features are superimposed upon and concordant with Precambrian age provinces. In the southwestern portion of the North American craton the age provinces are well documented, but the block versus mobile belt idea has not been put forth or emphasized. The present study combines data of several types to evaluate this behavior in SW NA.

Bouguer gravity anomalies are most effective for identifying regional cratonic blocks. Negative anomalies near -200 milligals are strongly suggestive of a cratonic block, and the spatial extent of an anomaly provided by a gravity map is useful information. A large cratonic block is identified in western Chihuahua, it being named the Western Chihuahua Cratonic Block (WCCB). Information about the proposed block is provided by sedimentological, structural, igneous geochemistry, and geochronologic data, and the proposed block is tested against these data. The presence of the WCCB is supported by a

wide variety of data.

The recognition of a new cratonic block then requires attention to regions adjacent to the block. Basins, troughs, aulacogens, A type granites, bimodal volcanism, and other rift and rift shoulder features, characterize the spatially constrained mobile belts. Mobile belts surrounding the WCCB contain geologic records of the events going back to 1.4 Ga, with different aspects being dominant over geologic time. Mobile belts will participate in compression, (subduction), extension (rifting), and transform (lateral) faulting. The WCCB may have been derived from closely, adjacent, North American craton by mobile belt action.

Earlier stages of the development of these ideas named this feature the Sierra del Nido Block; however, it was thought that the block needed a broader name, hence the WCCB.

PRESENTACIÓN ORAL

DELIMITACIÓN DE PROVINCIAS DE BASAMENTO PRECÁMBRICO DE LA MARGEN SW DE LAURENCIA: NUEVOS CONCEPTOS A PARTIR DE NUEVA GEOCRONOLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS DE CHIHUAHUA

IRIONDO, Alexander¹ y McDOWELL, Fred W.²

(1) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro C.P.
76230, México

iriondo@geociencias.unam.mx

(2) Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, The University of Texas at
Austin, Austin, TX 78712, USA

Es de todos conocido que Chihuahua alberga parte de la zona de sutura entre la porción sur de Laurencia y el norte de Gondwana. Históricamente, se ha considerado que las rocas precámbricas del norte de Chihuahua, principalmente las de edad mesoproterozoica (ej., Sierra El Cuervo, Carrizalillo, etc.), se correlacionan temporal y geoquímicamente con las presentes en el sur de Texas (ej., Llano uplift, etc.). El conjunto de estas rocas forman lo que se conoce como la provincia de basamento Llano-Chihuahua, en la que es común encontrar rocas ígneas de edades ~1.0–1.3 Ga (Grenville). Este basamento precámbrico de Chihuahua representa la zona más meridional del margen SW de Laurencia.

Recientemente, se han encontrado nuevas rocas precámbricas cuyas edades varían desde

el Paleoproterozoico hasta el Mesoproterozoico. En particular, es importante destacar la presencia de xenolitos de ortogneis paleoproterozoico de grano grueso con edades U-Pb en zircones de ~ 1.63 Ga (1619–1649 Ma; Iriondo y McDowell, 2012) dentro de la unidad ignimbrítica de la Cascada de Basaseachic al oeste de Chihuahua. La ignimbrita ha sido fechada por U-Pb en zircones en 29.77 ± 0.43 Ma. Un estudio geoquímico e isotópico preliminar sugiere que estos ortogneises paleoproterozoicos se asemejan a rocas presentes en Sonora que forman parte de la provincia Yavapai mexicana del SW de Laurencia (Iriondo y McDowell, 2012). En esta unidad ignimbrítica terciaria también existen xenolitos de ortogneis de grano fino con edades mesoproterozoicas de U-Pb en zircón de ~ 1.4 Ga (1404–1432 Ma).

En la región de Moris, aproximadamente a ~ 30 km al oeste de la Cascada de Basaseachic, cerca de la frontera con Sonora, se han encontrado afloramientos de basamento cristalino mesoproterozoico a lo largo de algunas cañadas. En particular, se ha fechado un metagranito de megacristales de feldespato potásico de 1422 ± 15 Ma, que se asemeja en su edad, textura y mineralogía, a una unidad granítica en el corazón de la provincia Yavapai en Sonora (Rancho Santa Margarita al sur de Cucurpe). Se infiere que esta unidad granítica de Moris intruye un gneis bandeado, quizá de protolito ígneo, con una edad de 1442 ± 21 Ma. Se requiere de más trabajo cartográfico para entender el contacto entre estas dos unidades, pero este estudio tendrá una implicación importante para acotar el pulso metamórfico que generó la roca gnéisica bandeadada que posteriormente fue intruida por el granito que presenta menor grado de deformación/metamorfismo. Destacar que este pulso granítico de ~ 1.4 Ga es muy común en las provincias paleoproterozoicas del SW de Laurencia (Mojave, Yavapai y Mazatzal) y que se interpreta como un pulso magmático intraplaca que permitió apuntalar las suturas paleoproterozoicas previas entre estas provincias de basamento.

Al este de Chihuahua, en la zona de Cerro Carrizalillo, justo al sur de Sierra Plomosas, se encuentran rocas gnéisicas que hemos fechado por el método U-Pb en zircones en 1276 ± 18 Ma y 1300 ± 300 Ma. Estas edades mesoproterozicas de cristalización contrastan con un fechamiento anterior en esta misma unidad, pero por el método Ar-Ar en horblenda, con una edad de ~ 955 Ma (Iriondo et al., 2004) que interpretamos, de forma tentativa, como la edad mínima del metamorfismo. Estas rocas gnéisicas de Cerro Carrizalillo serían, junto a

las presentes en Sierra El Cuervo, parte de la provincia de basamento Llano-Chihuahua, aunque si es cierto que serán necesarios estudios adicionales de geoquímica e isótopos para evaluar esta idea.

Por último, mencionar que dos cantos de rocas metavolcánicas de composición riolítica, recolectados en un conglomerado polimíctico en Sierra La Mojina, en la parte centro-norte de Chihuahua, tienen edades de U-Pb en zircones de 1071 ± 15 Ma y 1116 ± 24 Ma. Magmatismo de esta edad es muy común en las provincias paleoproterozoicas del SW de Laurencia y en particular en Sonora (ej. Granitos Aibo y anortositas El Tecolote). Un estudio de imbricación de cantos en este conglomerado polimíctico (Handschy et al., 1987) sugiere fuentes de proveniencia detrítica desde el oeste, y desde un lugar relativamente cercano a la Sierra La Mojina, por el buen estado de preservación de las rocas metavolcánicas. Esta sugerencia sería fácilmente conciliable por el hecho de que existen rocas ígneas de esta edad al oeste, en el estado de Sonora.

Desde una perspectiva especulativa, podemos decir que es muy factible, aunque aún no dispongamos de datos para probarlo, que el NW de Chihuahua podría estar compuesto principalmente por rocas paleoproterozoicas de basamento con similitud a las presentes en la provincia Mazatzal del NE de Sonora, SE de Arizona y gran parte del SW de Nuevo México. Por último, destacar la posibilidad de que rocas de la provincia de Granito-Riolita del Sur ($\sim 1.3\text{--}1.5$ Ga), que afloran en gran parte del oeste y NNW de Texas, se adentren hacia la parte NNE de Chihuahua.

Estas y otras ideas sobre la distribución de provincias de basamento precámbrico en Chihuahua habrán de ser evaluadas a partir de más estudios geocronológicos, isotópicos y geoquímicos, tanto en unidades aflorantes conocidas, como en otras muchas aún por conocer (ej., xenolitos y afloramientos en cañadas de la SMO). Además, existe la necesidad de reevaluar los trabajos geocronológicos previos realizados en rocas de basamento cristalino de núcleos de perforaciones/pozos de PEMEX (Ej., Los Chinos-1, Moyotes-1, Ojinaga-1 etc.).

Todos estos estudios de rocas precámbricas de Chihuahua y Sonora permitirán obtener una visión más clara sobre la distribución de provincias de basamento de la margen SW de Laurencia, y su vez, podrán ser empleados para robustecer los modelos de ensamble y posterior ruptura del supercontinente Rodinia.

PRESENTACIÓN ORAL

HALLAZGOS PALEONTOLÓGICOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL RANCHO DON CHUY

PRESENTACIÓN CARTEL

MUSEO DE SITIO PALEONTOLÓGICO Y ECOLÓGICO RANCHO “DON CHUY”

MARTÍNEZ-MÁRQUEZ, J. R.¹, GUTIÉRREZ-M., J.A.², MARTÍNEZ-M., M. G.²,
MARTÍNEZ-M., L.², MARTÍNEZ-M., C.², MARTÍNEZ-M., J.², GUTIÉRREZ-C., A.²,
GUTIÉRREZ-M., Y.², SÁENZ-Q., A. I.², y ADRIANO-R., J.² R.

(1) CBTIS # 158 y FACIATEC-Universidad Autónoma de Chihuahua.

jmartin@uach.mx

(2) Propietarios del Rancho “Don Chuy” Aldama, Chihuahua

Introducción.

El rancho “Don Chuy” se localiza en el poblado denominado Potrero del Llano, Municipio de Aldama, Chihuahua, México (Figura 1), a una distancia de 88 km de la Ciudad de Chihuahua, Chih. En esta región se han localizado sobre la superficie del suelo, innumerables fósiles marinos y terrestres asociados al Período Cretácico.



Fig. 1. Ubicación, croquis de acceso y personal del rancho “Don Chuy”, municipio de Aldama, Chih. México.

A raíz de la importancia paleontológica y ecológica de esta zona, se decidió crear el “Museo de sitio Paleontológico y Ecológico Rancho Don Chuy” y sus postulados son los siguientes;

Misión: Mostrar la flora y fauna mediante la exhibición de las especies en su medio ambiente, así como los fósiles en su estado natural en su lugar de origen.

Visión: Preservar la flora, la fauna y los fósiles que se encuentren en este sitio, para la transferencia e intercambio de conocimientos a las generaciones actuales y a las nuevas, promoviendo el cuidado, estudio y preservación de las especies.

Valores: Preservar la fauna, flora y restos fósiles. Evitar la comercialización ilegal de la flora, la fauna y los fósiles. Contribuir en la formación de nuevos investigadores y descubrimientos paleontológicos y ecológicos.

Descripción del área de trabajo.

Lo que hace especial a esta zona, además de encontrarse dentro de la Sutura Ouachita, es que en una distancia muy corta, se han localizado sobre la superficie del suelo, innumerables fósiles marinos y terrestres asociados al Período Cretácico (Figura 2)



Fig. 2. Numerosos fósiles marinos incrustados, siendo los bivalvos y amonites los más comunes.

Resultados y discusión.

Además de los fósiles ya mencionados, se han encontrado también dientes de tiburón, dientes de cocodrilo, escamas de pejelagarto, y a la fecha, el descubrimiento más significativo se realizó en enero de 2012, al encontrarse por primera vez en el país, indicios del dinosaurio depredador más famoso de todos; el *Tyrannosaurus rex* por medio de restos dentales. También es importante mencionar que, gracias a la colindancia con el Rio Conchos, este sitio permite disfrutar de contrastes de flora y fauna del desierto chihuahuense (Figura 3)



Fig. 3 Diversos paisajes del Rancho Don Chuy y sus alrededores, en donde se pueden realizar otras actividades recreativas

Conclusiones.

El rancho Don Chuy está en la mejor disposición de recibir estudiantes, investigadores y público en general, interesados en conocer este novedoso museo de sitio.

Un especial agradecimiento a la Universidad Autónoma de Chihuahua, en especial a la

Facultad de Ingeniería por su invitación a participar en estos eventos.

Bibliografía.

J. N. Wilfordohary, J. N., 1985, El enigma de los dinosaurios. Editorial Planeta.

Palabras clave: cretácico, fósiles marinos y terrestres

PRESENTACIÓN ORAL

DEFINING THE KINEMATICS OF STRIKE-SLIP SYSTEMS IN NORTHERN MEXICO USING GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS

MARTINEZ-PIÑA, Carlos M. & GOODELL, Philip C.

Department of Geological Sciences University of Texas at El Paso, El Paso Texas
cmmartinez8@miners.utep.edu

Kinematic analysis of selected sites in northern Mexico tested a combination of shear mechanism diagram and analogue materials models with satellite imagery and geographic information systems, as an aid to define the vector motion in strike-slip faults. The methodology consisted of a reverse engineering process by comparing geometries from structural maps of the sites, to the Riedel shear mechanism diagram and models of analog material. Three extension zones were assessed, 1) the Parras Basin and the Coahuila Block 2) the Marcos Basin, located in the northern boundary of the West Chihuahua Cratonic Block and 3) The Durango basin located in the surroundings of Durango City. The assessment of zone 1 involved two-postulated faults bounding the Parras Basin, and the San Marcos fault located north of the Coahuila Block (CB). The definition of the vector motion of the faults as left lateral strike-slip shows an extension of ~25% of the CB, in a northwest southeast direction. The geometric reconstruction of CB confirms the result. In zone 2, two strike-slip faults in the northwest were proposed as extensions of the San Marcos fault, and as responsible for Marcos Basin (located on the northern edge of cratonic block of Chihuahua West). Kinematic analysis shows the reactivation of the faults of Paleozoic and

Mesozoic age, and an extensional regime of the West Chihuahua Cratonic Block. Since the original geometry of the Durango Basin (DB) in zone 3 was distorted by Cenozoic faulting, it could not be assessed. However, after a geometric reconstruction of the Durango Basin, it is inferred as a basin belonging to the left lateral strike-slip Tepehuanes-San Luis fault system. It has been established as the final result of the kinematic analysis, the characterization of a group of faults belonging to a left lateral strike-slip regime. In addition, this study has shown that data integration is essential and can become an invaluable asset. The integration capability of specific software such as ArcMap, is what makes of GIS a powerful tool not only for their synergy with other software, but because it can be combined with specific techniques that provide guidelines established before going to conduct fieldwork.

PRESENTACIÓN ORAL

REPRODUCCIÓN EN PLÁSTICO DE FÓSILES A PARTIR DEL ESCaneo TRIDIMENSIONAL

MARTÍNEZ-SOSA, Jorge A.

Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
jamartin@uach.mx

Introducción

Los avances tecnológicos en los últimos años han sido enormes y a su vez, han generado un gran interés en poder ligar éstos a técnicas tradicionalmente utilizadas, como la representación de algún fósil, las cuales se han realizado mediante dibujos o fotografías. Sin embargo, hoy la tecnología nos permite ir más allá y poder obtener una imagen tridimensional (Figura 1), la cual se puede reproducir en materiales como el plástico.

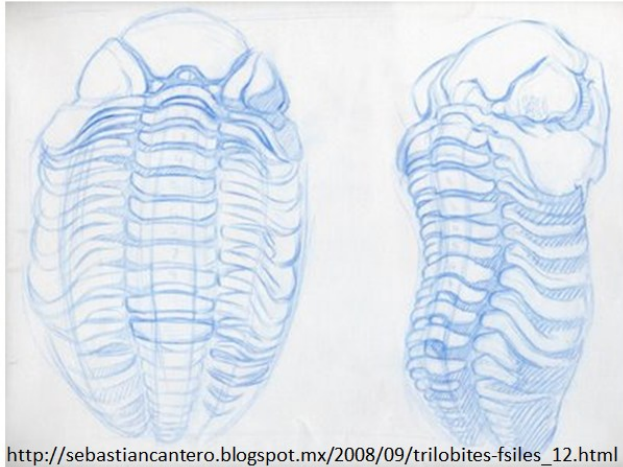


Fig. 1.- Trilobites

Antecedentes

La tecnología de impresión 3D surge en 1987 con el sistema conocido como estereolitografía (caddyspain.com/I3Dindex.htm).

Gracias a la gran área de aplicación de esta tecnología, se comienzan a desarrollar más tipos de sistemas de impresión 3D hasta llegar al momento actual del mercado, en el que existen varios sistemas según las necesidades del usuario.

Un escaneo tridimensional consiste en analizar un objeto o una escena para reunir datos de su forma principalmente y color mediante la utilización de algún equipo especializado, con la información obtenida se construyen modelos digitales tridimensionales que se utilizan en una amplia variedad de aplicaciones, originalmente industriales, sin embargo se han encontrado un vasto campo de aplicación en actividades como la arqueología, arquitectura, ingeniería, y entretenimiento (es.wikipedia.org/wiki/Esc%C3%A1ner_3; bitsfrombytes.com).

Implementación

Aun y cuando los avances tecnológicos permiten representaciones mas cercanas a la realidad ésto está fuera del alcance de muchos, por lo que proyectos muy interesantes como el “ReconstructMe Console” y los productos de “Bits from Bytes” ofrecen la posibilidad a usuarios, con poco presupuesto, de generar un escaneo con equipos sencillos comerciales como el famoso Kinect de Microsoft, para de esta forma generar un modelo tridimensional en formato STL, el cual seria una superficie matemática formada principalmente por

triángulos generados, ya sea por escaneo o por algún software de dibujo asistido por computadora (CAD), la cual se llevaría posteriormente a la generación del código para la impresora mediante software de para fabricación asistido por computadora (CAM) y su reconstrucción mediante alguna técnica en materiales sólidos.

Actualmente, la Facultad de Ingeniería cuenta con una impresora “3DTouch™ 3D Printer (Double Head)”, la cual nos permite reproducir o modelar prototipos o sólidos escaneados, para lo cual se utiliza un Kinect para Xbox y el software “ReconstructMe Console”. Posteriormente, el software “Axon2” se utiliza para la generación del código para la impresora “3DTouch™ 3D Printer”.

PRESENTACIÓN ORAL

A PERSPECTIVE ON THE TWO ALTERNATIVES OF THE OUACHITA-MARATHON OROGENIC BELT IN NORTHERN MEXICO. - A MAP COMPILATION USING ARCMAP 10

MOLINA, Cástulo C.¹, MARTÍNEZ-PIÑA, Carlos. M.² & GOODELL, Philip C.³

(1) Coeur d'Alene Mines Corporation
cmolina@coeur.com.mx

(2) Consultant,

(3) University of Texas at El Paso

The Ouachita-Marathon orogenic belt has been, for more than 30 years, one of the most controversial geological features in northern Mexico. The Ouachita Orogenic belt has been divided into three tectonic zones one of which (Coahuila terrane) is well known. Workers have used gravity to try and solve a problem that has two options; either going east-west across northern Mexico, or south-southeast.

Lack of Precambrian and Paleozoic outcrops, the omission of a Proterozoic block from the history of the region, and the unknown relationship of the Paleozoic and Mesozoic sutures, are some of the problems to be faced when studying the Ouachita Orogeny.

Compilation and overlaying of maps, geo-referenced with ArcMap, have given renewed perspective on the two above mentioned options. The incorporation and analysis of the magnetic chart of Mexico combined with gravity maps allowed the drawing of two lines:

one surrounding the Mesa Central, the Coahuila and the Burro-Peyotes Blocks, and the other surrounding the Coahuila and the Burro-Peyotes Blocks, but excluding the Mesa Central.

In any case, the combination with the regional tectonic elements in northern Mexico, points to a south southeast trend of the Ouachita Marathon orogenic belt stronger than an east-west trend.

PRESENTACIÓN ORAL

***TEXIGRYPHAEA NAVIA* DE LA FORMACIÓN LA PEÑA EN EL ORIENTE DE CHIHUAHUA, MÉXICO.**

OVIEDO, Angélica, FRANCO-RUBIO, Miguel, REYES-CORTÉS, Ignacio A. y REYES-CORTÉS, Manuel

Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua, Campus Universitario II, C.P. 31125,
Chihuahua, Chihuahua
aoviedo@uach.mx

Existe una fauna del grupo de las ostras en varios niveles de la Formación La Peña las cuales se encuentran en diversas localidades del Grupo Cuchillo (Franco-Rubio y Oviedo, 2012) como Cerro Chino, Sierra de Cuchillo Parado y Sierra Fernando (nor-oriental del Estado). En cada una de las localidades se tiene un nivel superior con *Exogyra quitmanensis* y *Aetostreon latissimum* las cuales son ostras grandes y voluminosas. El nivel inferior está conformado por *Amphidonte obliquata*, *Gryphaea* sp. y *Texigryphaea navia*. Las especies de *A. obliquata*, y *Gryphaea* sp. son mucho más pequeñas y abundantes a excepción de *Texigryphaea navia* que tiene un tamaño mediano y de la cual existen contados ejemplares en cada una de las localidades antes mencionadas.

La Formación La Peña es de edad Aptiano tardío y alcanza espesores de 60 a 155 m en distintas localidades del Estado de Chihuahua (Vázquez-González y Franco-Rubio, 1993; Franco-Rubio, 2007) y esta conformada por una alternancia de calizas margosas y lutitas. Sobreyace a la Formación Cupido (Aptiano tardío) formada por calizas gruesas de plataforma somera y subyace a la Formación Coyame (Albiano) cuya litología corresponde

a calizas de plataforma profunda con abundancia de calpionélidos y foraminíferos planctónicos.

Existen algunos hallazgos de *Texigryphaea navia* en el Cretácico Inferior de Texas (Adkins & Winton, 1919; Adkins, 1928). Vivía en un ambiente euhalino, de baja energía, junto con otros organismos que tenían esta condición como amonites (*Parahoplites* sp., *Kazanskyella aff. arizonica*) en los antiguos mares epicontinentales.

Bibliografía

Adkins, W.S., 1928, Handbook of Texas Cretaceous Fossils: University of Texas Bulletin, 2838: 106, fig. 9, pl. 12

Adkins, W.S. & Winton, W.M., 1919, Paleontological Correlation of the Fredericksburg and Washita Formations in North Texas: University of Texas Bulletin, 1945: 17, 62, pl. 15

Franco-Rubio, M., 2007, Geología y Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del estado de Chihuahua, México: Definición del lineamiento Delicias-Mulato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis Doctoral. Apéndice G, 278 pp.

Franco-Rubio, M. y Oviedo, A. 2012, Stratigraphy of The Cuchillo Formation in Chihuahua, Mexico: Cordilleran GSA Section Meeting: Abstracts with Programs, 44 (3):11, 12 (7-4).

Stenzel, H.B., 1971, Oysters in: Moore, R.C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N Bivalvia, N1113, N1114, fig. J87-1.

Vázquez-González, M.I. y Franco-Rubio, M., 1993, Geología preliminar de la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua, México: in III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua: Sociedad Geológica Mexicana, Libreto Guía, 42-51.

PRESENTACIÓN ORAL

OTROS BIVALVOS ASOCIADOS A RUDISTAS EN LA FORMACIÓN CÁRDENAS, S.L.P.

OVIEDO, Angélica¹, PONS, José M.² y VICENS, Enric²

(1) Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua, Campus Universitario II, C.P. 31125, Chihuahua, Chihuahua

(2) Fac. Ciencias, Universitat Autònoma de Barcelona (UAB), 08193 Bellaterra, España
aoviedo@uach.mx

Las localidades de rudistas del Cretácico Superior de la Formación Cárdenas en San Luis Potosí se caracterizan por su excelente grado de conservación y por su abundancia y diversidad de taxa. Se localizan en la parte centro-oriente de México, a 100 km al este de S.L.P.

Las localidades fósiles se encuentran en el municipio de Cárdenas (Arroyo La Atarjea, Cardenas1, Cardenas2 y Cardenas3) y Rayón (Amoladeras, Cuchilla Las Palomas, Arroyo Los Terrerillos y Arroyo El Terrero).

La unidad litoestratigráfica se conoce como División Cárdenas o Cardenas beds, estudiada primeramente por Böse (1906) y posteriormente por Böse and Cavins (1927), Burckhardt (1930), Heim (1940), Müllerried (1941) y Wade *in*: Imlay (1944) quien utiliza por primera vez el término Formación Cárdenas.

Las especies de rudistas de las familias Radiolitidae, Hippuritidae y Plagiptychidae han sido estudiadas por diversos autores en Cárdenas (Böse, 1906; Götz & Mitchell, 2009; Müllerried, 1930; Myers, 1968; Oviedo, 2005; Oviedo et al, 2006; Oviedo et al, 2007; Pons et al, 2010; Schafhauser, 2006; Schafhauser et al, 2007).

Se ha colectado y descrito fauna asociada a los afloramientos de rudistas en Cárdenas constituida por los bivalvos *Trigonia eufaulensis* Gabb, *Pholadomya occidentalis* Morton e *Inoceramus proximus* Tuomey.

Bibliografía

BÖSE, E. 1906. La fauna de moluscos del Senoniano de Cárdenas, San Luis Potosí. Boletín Instituto Geológico de México 24:5-61.

BÖSE, E. AND O. A. CAVINS, 1927. The Cretaceous and Tertiary of south Texas and north Mexico. Special Publication. The University of Texas Bulletin 2748:7-142.

BURCKHARDT, C. 1930. Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Société Paléontologique Suisse, Mémoires 49-50:280 p.

GÖTZ, S. AND S. MITCHELL. 2009. The *Laluzia armini* (gen. et spec. nov.) ecosystem: understanding a deeper-water rudist lithosome from the Early Maastrichtian of Mexico. Facies 55:539-551.

HEIM, A. 1940. The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from C. Victoria to Tamazunchale. Eclogae geologicae Helvetiae 33:313-352.

IMLAY, R. W. 1944. Cretaceous formations of Central America and México. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 28:1077-1195.

MÜLLERRIED, F. K. J. 1930. Un hippurites de la región de Cárdenas, S.L.P. Anales del Instituto de Biología 1 (2): 165-168.

MÜLLERRIED, F. K. J. 1941. La Sierra Madre Oriental en México. Revista Mexicana de Geografía 2:13-52.

MYERS, R. L. 1968. Biostratigraphy of the Cardenas formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí, Mexico. Paleontologia Mexicana 24:1-89.

OVIEDO, A. 2005. Rudistas del Cretácico superior del centro al sureste de México (Recuento sistemático de rudistas americanos). PhD Thesis. Universitat Autònoma de Barcelona. 123 p. <<http://www.tdx.cat/TDX-0620106-232433>>

OVIEDO, A., J. M. PONS AND G. ALENCÁSTER. 2006. Rudistas hippuritidos del centro y sureste de México, p. 62. In Memoria del X Congreso Nacional de Paleontología. Publicaciones Especiales del Instituto de Geología, UNAM, 5. Universidad Nacional Autónoma de México, México.

OVIEDO, A., J. M. PONS, Y. PICHARDO-BARRÓN, J. AGUILAR-PÉREZ, AND G.

ALENCÁSTER. 2007. Stratigraphical distribution of the hippuritid rudists in the Upper Cretaceous of central Mexico, p. 309-313. In E. Díaz-Martínez and I. Rábano (eds.) 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

PONS, J. M., E. VICENS, Y. PICHARDO, J. AGUILAR, A. OVIEDO, G. ALENCÁSTER, AND P. GARCÍA-BARRERA. 2010. A new Early Campanian rudist fauna from San Luis Potosí in Mexico and its taxonomic and stratigraphic significance. Journal of Paleontology 84(5):974-995.

SCHAFHAUSER, A., 2006. The Cardenas Formation in East-Central Mexico (Maastrichtian): Stratigraphy, Depositional Environment and Rudist Decline. PhD Thesis. Karlsruhe University. 106 pp.

SCHAFHAUSER, A., S. GÖTZ, AND W. STINNESBECK. 2007. Rudist decline in the Maastrichtian Cardenas Formation (East-central Mexico). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 251:210-221.

PRESENTACIÓN CARTEL

OSTRÉIDOS DE SIERRA FERNANDO, MUNICIPIO DE JULIMES, CHIHUAHUA, MÉXICO

OVIEDO, Angélica, FRANCO-RUBIO, Miguel y REYES-CORTÉS, Ignacio A.
Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua, Campus Universitario II, C.P. 31125,
Chihuahua, Chihuahua

La fauna de bivalvos del Aptiano tardío de Sierra Fernando, pertenece a la Formación La Peña y está localizada en la región centro-este del Estado de Chihuahua. El material fósil esta conformado por varias especies de ostréidos como *Exogyra quitmanensis*, *Amphidonte obliquata*, *Gryphaea* sp., *Aetostreon latissimum* y una especie muy escasa en esta localidad pero muy abundante en varias localidades del sur de Estados Unidos llamada *Texigryphaea navia*. Algunas especies de amonites como *Parahoplites* sp. y *Kazanskyella aff. arizonica* también se encuentran presentes.

La Formación La Peña tiene un espesor de 99 m en este lugar aunque alcanza espesores hasta de 155 m en distintas localidades del Estado de Chihuahua (Vázquez-González y Franco-Rubio, 1993; Franco-Rubio, 2007) y esta conformada por una secuencia intercalada de margas y lutitas. Se realizó una sección medida constituida por un nivel superior con *Exogyra quitmanensis* y *Aetostreon latissimum* y un nivel inferior con *Amphidonte obliquata*, *Gryphaea* sp. y la especie poco abundante de *Texigryphaea navia*.

La especie de *Exogyra quitmanensis* es una de las de mayor tamaño en el género, aunque no es tan común como otras especies. Se tienen registros de esta especie en distintas localidades de la Formación Cuchillo (King y Adkins, 1946; Caire, 1966; Cordoba, 1968, 1969) para el noreste de Chihuahua.

La biozona de *A. obliquata* y *Aetostreon latissimum* (González et al., 2008) para el miembro Cerro la Ceja de la Formación Mural en Sonora, corresponde con la edad de Aptiano tardío para la Formación La Peña en Chihuahua.

La especie de *Gryphaea* sp. puede corresponder a una especie nueva.

Bibliografía

Caire, L. F., 1966, Estratigrafía de la Hoja San Ignacio, Estado de Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis. 46 pp.

Cordoba, D. A., 1968, The Juarez Mountains in West: Texas Geological Society Guide Book, Delaware Basin Exploration, 85-86.

Cordoba, D.A., 1969, Mesozoic Stratigraphy of northeastern Chihuahua, Mexico: New Mexico Geological Society, 91-96.

Franco-Rubio, M., 2007, Geología y Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del estado de Chihuahua, México: Definición del lineamiento Delicias-Mulato: Universidad Nacional Autónoma

de México, Instituto de Geofísica, Tesis Doctoral. Apéndice G, 278 pp.

González-Leon, C.M., Scott, R.W., Löser, H., Lawton, T.F., Robert, E., Valencia, V.A., 2008, Upper Aptian-Lower Albian Mural Formation: stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern Mexico: *Cretaceous Research*, 29, 249-266.

King, R.E., Adkins, W.S., 1946, Geology of a part of the lower Conchos Valley, Chihuahua, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 57 (3), 275-294.

Vázquez-González, M.I. y Franco-Rubio, M., 1993, Geología preliminar de la Sierra de Magistral, Municipio de General Trias, Chihuahua, México: in *III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua: Sociedad Geológica Mexicana, Libreto Guía*, 42-51.

PRESENTACIÓN CARTEL

PROVENANCE OF DETRITAL ZIRCONS IN ORDOVICIAN IAPETUS OCEAN-BASIN QUARTZITES IN SONORA, MEXICO

PREMO, Wayne.R.¹, POOLE, Forrest G.¹, & AMAYA-MARTÍNEZ, Ricardo²,

(1) U.S. Geological Survey, Denver, CO 80225

wpremo@usgs.gov,

(2) Universidad de Sonora, Hermosillo, SON, 83000, México

Stratigraphic, paleontological, and detrital zircon studies of Ordovician ocean-basin rocks in the Sonora allochthon help document their depositional setting and sediment source. These deep-marine sandstone, mudstone, chert, and minor limestone beds probably were deposited in an Iapetus ocean-basin setting along the margin of Laurentia and later were thrust northward onto the Laurentian carbonate shelf during late Paleozoic closure of the Rheic Ocean. Although Sonora and Sinaloa quartzites are now located close geographically, their different compositions and zircon populations indicate widely separated depositional settings within the Iapetus Ocean.

Paleontological data indicate that the entire Ordovician is represented in Sonora and that thick quartzite beds are characteristic of the upper part. The quartzites are dated as late Middle and Late Ordovician by graptolite faunas in interbedded argillites. These mature quartzites consist mostly of rounded, fine to medium quartz grains. Associated detrital-zircon grains also are well rounded, indicating local recycling and/or abrasion during distant transport. U-Pb (SHRIMP-RG) dating of zircons in five beds yielded concordant to

near-concordant latest Paleoproterozoic to latest Mesoproterozoic ages (~3250-1025 Ma), in contrast to zircon age spectra of coeval ocean-basin quartzites in northern Sinaloa that include dominant Cambrian through Neoproterozoic (Gondwanan?) populations. Predominant populations (N=170) in Sonoran quartzites include Trans-Hudsonian (~1800-1880 Ma), Penokean (~1900-1950), and Neoarchean (~2675-2780 Ma) ages.

All five beds contain specific igneous sources at ~1840, 1920, and 2725 Ma. All these ages have been found in older Laurentian rocks, although other paleo-continental sources are possible. The near absence of 1.6-1.8, 1.3-1.5 and 1.0-1.2 Ga-age zircons, typical of the southwestern and southern Laurentian basement, is consistent with paleogeography of Laurentia in the Middle and Late Ordovician when most exposed crust was Canadian shield rocks, the zircons in which match most of the Sonora detrital-zircon populations. The presence of Laurentian zircons and absence of Gondwanan zircons in Ordovician quartzites of the Sonora allochthon indicate a predominant Laurentian continental provenance.

PRESENTACIÓN ORAL

CERRO CARRIZALILLO: LOCALIDAD PRECÁMBRICA, CHIHUAHUA, MÉXICO

**REYES-CORTÉS, Ignacio A., REYES-CORTÉS, Manuel, FRANCO-RUBIO, Miguel y
OVIEDO, Angélica**

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
ireyes@uach.mx

El Cerro Carrizalillo se encuentra a 95 km al WNW en línea recta desde 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 1986 por Reyes-Cortés I.A.) está formada en su base por una roca metamórfica bandeada y deformada de carácter anfibolítico a granitoide (charnockitas migmatíticas), que está afectada por cuerpos de pegmatita. El espesor

expuesto en la superficie de esta formación es de 120 m. Aflora en la parte NE del cerro y representa el núcleo de un anticlinal.

Consideraciones petrográficas.

En una distensión cortical, los magmas básicos del manto tienen acceso a la superficie a través de las fallas que acompañan a la distensión, lo cual explica el magmatismo post orogénico bimodal. El volcanismo post orogénico de la provincia de Sierras y Cuencas en el SW de Estados Unidos y en el NW del Estado de Chihuahua es básicamente constituido de riolita-basalto. Normalmente, la delgada corteza caliente se eleva favoreciendo la formación de núcleos de complejos metamórficos asociados a granitoides (Coney 1980).

Los granitoides anorogénicos continentales pueden no estar asociados genéticamente a los movimientos compresivos de las orogenias, pero los granitoides mas comunes tipo A según Eby (1990) son asociados a rifts intercontinentales o aulacógenos. Él sugiere que los granitoides anorogénicos resultan de una variedad de procesos, incluyendo el remezclado de magmas enriquecidos con magmas máficos derivados del manto.

En general, los grandes eventos anorogénicos magmáticos y anatexíticos han ocurrido en el Proterozoico formando un cinturón que va desde el sur de California hasta la Península de El Labrador con una suite de rocas intrusivas y metamórficas llamada la Suite AMCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito). El ortopiroxeno es muy común en estas rocas de carácter anhidro formando las charnockitas (granito de ortopiroxeno), o las mangeritas (monzonita de ortopiroxeno).

Las charnockitas se forman a muy alta temperatura a partir de rocas anhidras y pueden originarse como rocas ígneas o como rocas de muy alto grado de metamorfismo (anatexia) (Kilpatrick and Ellis 1992).

El estudio petrográfico de la parte alta de la Formación Carrizalillo nos presenta una roca con estructura migmatítica, en la que los componentes melanocráticos predominan sobre los leucocráticos. Se observaron fenocristales de Hiperstena, microclina, andesina-oligoclasa, granate, cordierita y cuarzo, así como minerales secundarios como clorita hematita y epidota. Todos ellos con una textura bandeada o nebulítica, en ocasiones pseudogneissica que fue clasificada como Charnockita.

En la parte baja de esta misma formación encontramos las texturas clásicas anfibolíticas

y gneíssicas de rocas con alto contenido de hornblenda, actinolita, biotita y cuarzo como minerales tipomorfos.

Todo esto se presenta rodeando a estructuras que parecen diques o grandes núcleos de 30 a 40 m de diámetro, formados por pegmatitas de ortoclasa y microclina con cuarzo.

La presencia de las charnockitas y los gneisses anfíbolíticos en el área de Carrizalillo reafirma la propuesta de la presencia del lecho Laurasia – Gondwana.

A la Formación Carrizalillo le sobreyacen en forma discordante, formaciones paleozoicas que representan una evidente secuencia transgresiva.

Esta secuencia se inicia con rocas clásticas conglomeráticas y cuarcíticas de la Formación Falomir (nombre propuesto en 1986 por Reyes-Cortés I.A.). 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. 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 (Según Reyes y Potter, 1987).

En contacto transicional le sobryace la Formación Sóstenes 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 visibles por el grado de recristalización que sufren).

La Formación Solís es una caliza masiva recristalizada con manchones dolomitizados de color rosa, con intensa deformación localizada solamente en las laminillas y nódulos de pedernal intercalados entre las capas gruesas de caliza. Ambas formaciones, la Formación Sóstenes y la Formación Solís presentan un espesor combinado superior a los 500 m y varían en edad del Ordovícico superior al Pensilvánico (Según Reyes y Potter, 1987).

Sobreyaciendo concordantemente 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 recrystalizadas de la Formación Solís, de las calizas igualmente gruesas y masivas de la Formación Pastor.

La Formación Pastor sobreyace concordantemente a la Formación Monillas, alcanzando más de 280 m de espesor. Son calizas masivas levantadas casi en posición vertical y constituyen la parte más alta en el flanco SW del Cerro Carrizalillo.

La Formación Plomosas sobreyace a la Caliza Pastor y agrupa a una secuencia intercalada de lutitas arenosas, conglomerados, lentes de caliza en capas delgadas y algunos cuerpos de rocas volcánicas que incluye derrames de basalto y/o andesita, inclusive de cenizas (tobas), sin orden aparente. Esta secuencia varía drásticamente tanto en litología como en espesor dentro de un área muy reducida. Posiblemente estas variaciones abruptas de litología marcan el inicio de la formación de una cuenca frontal de la orogenia Permo-Triásica. Esta gruesa secuencia de materiales mezclados corresponde a una facies Flysch. La naturaleza flysch de los materiales puede representar los eventos iniciales de un período orogénico o bien, puede representar un ambiente de talud continental inestable.

La Formación La Casita de edad Jurásico, que se encuentra cabalgada por las formaciones Carrizalillo, Falomir y Sóstenes, está constituida por lutitas arenosas y areniscas laminares con abundantes estructuras primarias (diastrofización), además de estar fuertemente plegada. La Formación La Casita presenta gruesos lentes de areniscas y miembros calcáreos interestratificados con los materiales pelágicos. Los escasos afloramientos en el área no permitieron definir claramente su relación con los horizontes conglomeráticos y evaporíticos basales de la formación. Aparentemente, el carácter pelágico y evaporítico de la formación permitió el cabalgamiento sobre esta unidad de las rocas precámbricas y paleozoicas.

La unidad conglomerática roja que aflora en la parte noreste del Cerro Carrizalillo, que presenta cierta exfoliación y estructuras de imbricación muy acentuadas, está afectada por fracturas y fallas de poco desplazamiento en ángulos muy pequeños. El color y la orientación preferencial de los clastos le confieren características que la diferencian del material de relleno reciente de los bolsones. Sin embargo, la matriz arcillo-arenosa de esta unidad conglomerática no presenta una foliación clara y definida. La edad de esta unidad está todavía muy controvertida, pues se considera mucho más antigua que el material de

relleno del bolsón, pero más joven que las unidades paleozoicas aflorantes en el área de Carrizalillo. Ingenieros de PEMEX (comunicación personal), con base en algunos hallazgos de colmillos de roedores y fragmentos de fósiles encontrados hacia la base de la secuencia clástico-evaporítica, consideran a esta unidad conglomerática como parte de la base de la Formación La Casita.

Bibliografía

Coney, P. J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes; Another view. In M. D. Crittenden, P. J. Coney and G. H. Davis (eds.) Cordilleran metamorphic core complexes. Geol. Soc. Amer. Memoir, 153, 7-31.

Eby, G. N., 1990, The A-Type granitoids; A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26, 115-134.

Kilpatrick, J. A. and D. J. Ellis, 1992, The physical state of the oceanic crust; Results of downhole geophysical logging in the Mid-Atlantic Ridge at 230 N. J. Geophys. Res. 84, 178-188.

Reyes-Cortés, I.A., 1986, Cerro Carrizalillo: Localidad tipo Precámbrico-Paleozoico de Chihuahua, Libro Guía de la Excursión Geológica al "Precámbrico de Chihuahua", Sociedad Geológica Mexicana, Delegación Chihuahua y Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería, 31-35.

Reyes-Cortés, I.A. y Potter, Paul E., 1987, Interpretación sedimentológica de la Formación Falomir en el Cerro de Carrizalillo, Chihuahua. México. Libro Guía de la Excursión Geológica al "Paleozoico de Chihuahua", Sociedad Geológica Mexicana, Delegación Chihuahua y Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería, 31-35.

PRESENTACIÓN CARTEL

GEOLOGY OF CERRO EL CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MEXICO

**REYES-CORTÉS, Ignacio A., REYES-CORTÉS, Manuel, FRANCO-RUBIO, Miguel &
OVIEDO, Angélica**

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
ireyes@uach.mx

The Precambrian and Paleozoic shelf rocks at Cerro El Carrizalillo represent a

basement-cored uplift which has been thrust to the west over Late Paleozoic basinal rocks. It is not yet clear whether this thrusting and associated deformation is due to the Late Paleozoic Ouachita orogeny, or to the Late Cretaceous-Eocene Laramide orogeny. Carrizalillo lies at the southern boundary of the proposed Tascotal Uplift of Ewing (1985) and suggest that the Sierra Plomosas-Cerro El Carrizalillo structural trend represents the western boundary of the Tascotal Uplift. The suite of Paleozoic rocks present at Carrizalillo comprises the most complete Paleozoic stratigraphic section yet found in Chihuahua. Detailed examination of these rocks will greatly enhance our understanding of the early Paleozoic paleogeographic setting of central Chihuahua. Detailed structural studies of the Paleozoic shelf sequence, the Late Paleozoic basinal sequence and overlying Mesozoic rocks, will provide critical evidence to help unravel the complex tectonic history of this area. Attempts at paleogeographic or paleotectonic reconstructions including northern Mexico are hampered by a paucity of information regarding pre-Mesozoic rocks. Exposures of Paleozoic rocks are known from only four widely separated localities in the state of Chihuahua, augmented by penetration of Paleozoic rocks in six Pemex drill holes. A recently recognized suite of rocks at Cerro El Carrizalillo, in east-central Chihuahua, Mexico, is the most complete exposed section of pre-Mesozoic rocks yet found in Chihuahua. The section of shelf sedimentary rocks ranges in age from Cambro-Ordovician to Early Permian. This sequence of rocks depositionally overlies a complex suite of Precambrian metaigneous rocks. Recognition of these rocks significantly increases our knowledge of the early Paleozoic history of Chihuahua and provides important constraints for early Paleozoic paleogeographic or paleotectonic reconstructions which include northern Mexico.

Bibliography

Ewing, T.E., 1985, Westward extension of the Devils River uplift implications for the Paleozoic evolution of the southern margin of North America: *Geology*, v. 13, p. 433-436.

PRESENTACIÓN ORAL

SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN FALOMIR, CERRO CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MÉXICO

REYES-CORTES, Manuel, REYES-CORTÉS, Ignacio A., FRANCO-RUBIO, Miguel y OVIEDO, Angélica

Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
mreyes@uach.mx

La interpretación sedimentológica preliminar obtenida a partir de las estructuras sedimentarias primarias, la litología asociada y la bioturbación identificada en algunos horizontes de las areniscas sucias, da en términos generales, un ambiente marino somero transgresivo que invadió paulatinamente un terreno de bajo relieve. El ambiente de planicie costera de baja topografía reúne las condiciones necesarias para suministrar este tipo de arena rica en cuarzo. El clima imperante durante la invasión marina debió ser caliente y húmedo. Las profundidades de depósito de las areniscas dentro del mar, en general fueron muy someras y se puede interpretar que fluctuaron entre los 0 y 20 m, inclusive en la zona de barras.

La dirección de las corrientes en promedio son hacia el S y SE, entendiéndose que estas direcciones corresponden o muestran la dirección de la pendiente durante el depósito. En términos generales se puede interpretar que la presencia de vida fue abundante, aunque no se pudieron identificar fósiles, solo icnofósiles. Se interpreta que en tiempos relativamente cortos se depositaron lodos calcáreos arenosos casi negros y homogéneos, que en algunos niveles están totalmente mezclados por la bioturbación.

La arenisca de la Formación Falomir es muy parecida en cuanto a su litología en general a la Formación Bliss que aflora en las Montañas Franklin del área de El Paso, Texas y en la continuidad hacia el norte en Nuevo México. Si se compara el modelo de sedimentación que se tiene para la sección de las Montañas Franklin hacia el poniente, el espesor se incrementa rápidamente hacia el oeste en dirección a Nuevo México, Arizona y Sonora (Thompson and Potter 1980).

Este modelo forma el margen pasivo Cámbrico-Ordovícico de plataforma que bordea el oeste de Norteamérica. Ahora, si tomamos como eje las Montañas Franklin y reflejamos

ese modelo hacia el oriente, como en un espejo, tendremos el margen pasivo Cámbrico-Ordovícico de plataforma pero hacia el este, en el lado de México o sureste de Norteamérica, pero sepultado por la gruesa secuencia Mesozoica. Esta interpretación está hecha en función del espesor medido en el Cerro de Carrizalillo.

También es posible que la Formación Falomir pueda ser parte de la respuesta de un amplio hundimiento mundial o elevación del nivel del mar de edad Cámbrico Tardío - Ordovícico Temprano que provocó una transgresión regional representada por la arenisca cuarcítica. Ésta ha sido reconocida en Gales, Francia, España, norte de África y se han identificado equivalencias en Colombia y Venezuela. Un dato interesante es que en Los Llanos de Colombia, esta arenisca relativamente delgada está mineralizada con plomo y zinc (sin Cu).

La sección de la Formación Falomir está constituida casi exclusivamente por cuarcita de grano medio a grueso. Presenta gránulos bien redondeados de cuarcita muy abundantes y de mayor tamaño en los 40 m inferiores de la sección medida, inclusive llega a formar horizontes de conglomerados de 10-20 cm de espesor, con fragmentos de diámetro promedio mayor de un cm. La parte intermedia de esta sección presenta una relativa abundancia de material arcilloso y orgánico que le da el aspecto negruzco característico, al igual que se identificaron tres horizontes calcáreos. Uno de ellos con espesor mayor de un metro.

Las estructuras más abundantes en la arenisca limpia es la estratificación cruzada tipo de hundimiento en capas delgadas (la estratificación cruzada hummocky es rara). En los 50 metros más inferiores impera la estratificación cruzada en capas delgadas, aunque sigue observándose en toda la secuencia; la estratificación laminar es más común. En los 20 metros más superiores, se vuelve a manifestar la estratificación cruzada imperante, pero en capas de mayor espesor (50 cm). Las ondulitas casi ausentes, no se pudieron identificar plenamente en la sección.

La bioturbación está presente prácticamente en toda la secuencia, pero es mucho más abundante en los horizontes y zonas arcillosas así como en las calcáreas, al grado tal que existen capas de 1 a 20 cm en que no se puede reconocer ninguna estructura sedimentaria primaria. Una observación importante es que la bioturbación generalmente se presenta en la cima de las capas de arenisca limpia, las cuales dan la apariencia de una base recta no

deformada y una cima irregular bioturbada. Se colectaron gran cantidad de icnofósiles, sobretodo de la parte intermedia de la secuencia y unos ¿fósiles? no identificados, que en un trabajo posterior serán descritos con mayor detalle.

La petrografía también se presentará en un trabajo posterior, aquí solo se muestra la columna estratigráfica (Figura 1) de la sección medida. Se identificó algo de glauconita, siendo más evidente hacia la parte intermedia de la formación y al mismo tiempo parece responsable del color típico ferruginoso (pardo amarillento a rojizo) de la unidad en esos niveles de muchas de las areniscas ligeramente arcillosas y que siempre presentan tan abundante bioturbación.

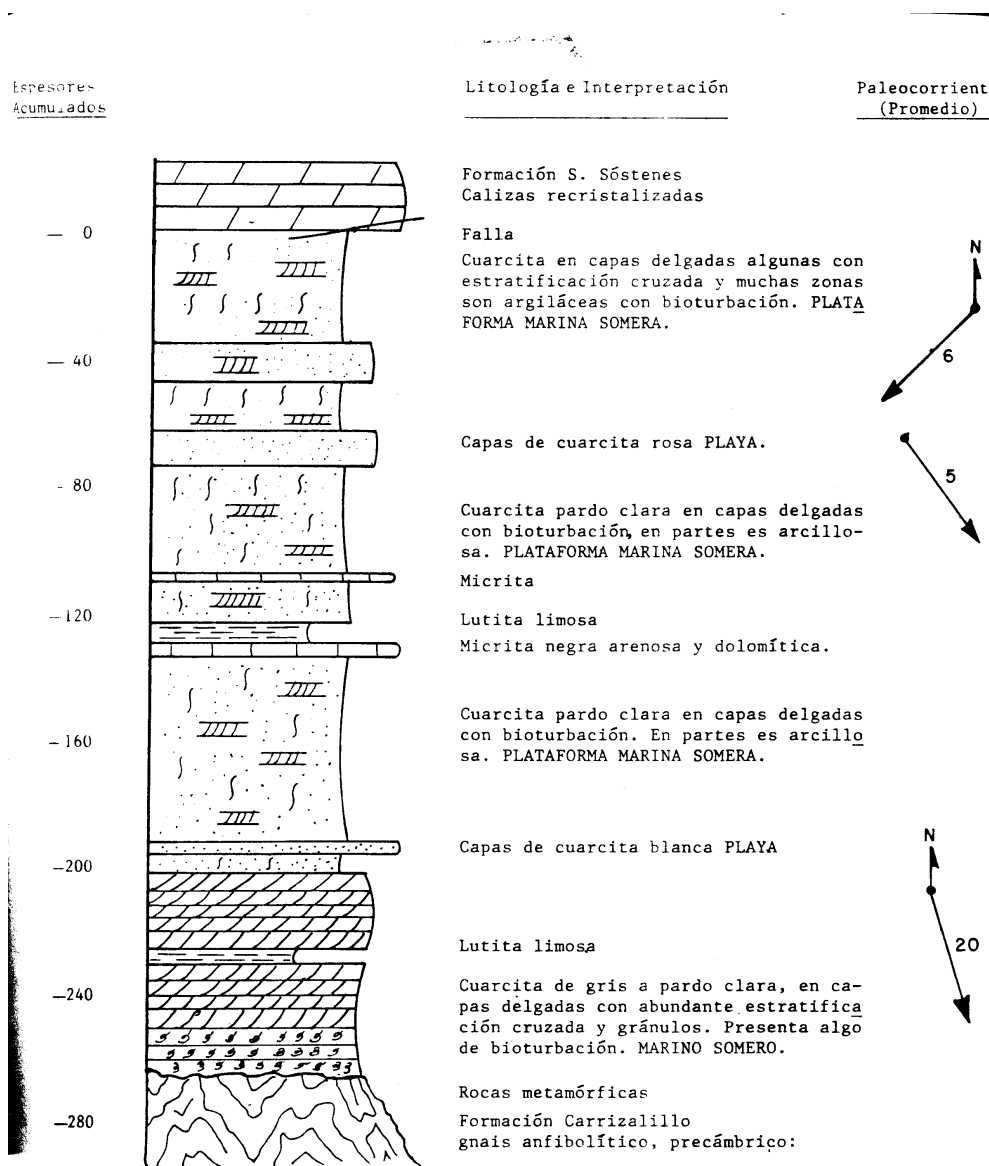


Figura 1. Columna Estratigráfica.

Para poder dar soporte a la interpretación vertida al inicio, es importante estudiar la paleontología de la Formación Falomir. Si no se logran identificar plenamente algunos fósiles, los icnofósiles que se presentan en forma abundante serán otra alternativa para su estudio. Se deben tomar en consideración especial los resultados obtenidos por T. Peter Crimes; 1987, en su trabajo “Trace Fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata”.

El estudio petrográfico y petrológico podrá dar resultados muy interesantes, sobre todo si consideramos que la secuencia ha estado sometida a procesos de metamorfismo cuando menos en dos ocasiones, a finales del Paleozoico y a inicios del Cenozoico. Es necesario observar cuidadosamente las estructuras sedimentarias primarias de estratificación cruzada tipo hummocky, las ondulitas si realmente existen y las estructuras de deformación secundarias. La arenisca verdosa de estratificación cruzada en capas gruesas, pero fuertemente fracturada, también necesita de mucha atención en cuanto a su interpretación, ya que su relación con la Formación Sóstenes no es muy clara. Aunque se interpreta tentativamente un contacto discordante, el observado fue tectónico, por lo tanto el espesor de la Formación Falomir podría ser mayor.

Para poder apoyar la interpretación a nivel regional sería importante visitar otros afloramientos del Cámbrico-Ordovícico del este de México (Cañón de Peregrina al W de Cd. Victoria, Tamaulipas.) y complementarlos con información de espesores de la arenisca basal cortada por los pozos de exploración de PEMEX realizados en la región. Y quizá yendo un poco más allá, en el futuro, comparar estos afloramientos y modelos interpretados con las areniscas fanerozoicas basales de Los Llanos de Colombia y Venezuela en Sudamérica.

Referencias.

- Blount J.G., 1982. Geology of the Rancho Los Filtros area, Chihuahua, Mexico. M.S. Thesis, East Carolina University, 76 p.
- Bridges L.W., 1964. Stratigraphy of Mine Plomosas—Placer de Guadalupe area: in Geology of Mina Plomosas—Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico, G.L. Wilde and others eds., West Texas Geol. Soc. Publ. 64—50 98 p.
- Crimes T. Peter., 1987, “Trace Fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian

strata” Geol. Mag., v. 124 No 2 p. 97-119.

Geology and Petroleum Potential of Chihuahua, Mexico, 184. West Texas Geological Society, Field trip Guidebook.

Goodell P.C., Dyer J.R. and Keller, G.R., 1985. Initiation and reactivation of proterozoic aullacogen, northern Mexico: Bull. A.A.P.G. (abstr). V.85, p. 258.

Handschy J. W., 1986. The geology and tectonic History of south—central Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mxico. M.S. Thesis. University of Texas al El Paso.

Mauger, R.L., F.W. McDowell, and J.G. Blount, 1983, Grenville-age Precambrian rocks of the Los Filtros area near Aldama, Chihuahua, Mexico: In Geology and mineral resources of north-central Mexico, K.F. Clark and P.C. Goodell, eds.: El Paso Geol. Soc. 1983 Field Conf. Guidebook, p. 165-168.

Mellor, E.L. 1978. A structural and petrographic study of Permian rocks Villa — Aldama, Chihuahua, Mexico: M.S. Thesis, Texas Christian Univ.

Quintero-L., O., 1984, El basamento Precámbrico de Chihuahua en el Rancho el Carrizalillo, Municipio de Aldama, Chihuahua: Soc. Geol. Mexicana, Res. VII Convención Nacional, México, D.F., p. 55.

Quintero-L., O. and J.C. Guerrero, 1985, Una nueva localidad del basamento Precámbrico de Chihuahua, en el área de Carrizalillo: Instituto de Geología Revista, v. 6, p. 98-99.

Ramírez J y Acevedo F., 1957. Notas sobre la geología de Chihuahua: Bol. AMGP v.9, p. 583-770.
Reyes Cortés, I.A., 1986. Cerro Carrizalillo: Localidad tipo Precámbrico-Paleozoico de Chihuahua., “Excursión Geológica al Precámbrico de Chihuahua”, Soc. Geol. Mex y Universidad Autónoma de Chihuahua., 31-35.

Thompson, S. III, and Potter, P.E.: 1980, Paleocurrents of Bliss Sandstone (Cambrian-Ordovician), southwestern New Mexico and western Texas, pp.36-51. In: Kottlowski, F.K., and others: Annual report, 1July 1979 to 30 June 1980. New México; Bur. Mines and Mineral Resources. 1981.

Tovar R.J.C. and Valencia R, Josa, 1974. Road Log, Ojinaga to Chihuahua City: in Geologic Field Trip Guidebook: West Texas Geol. Soc., Publ. 74-63, P. 7-43.

PRESENTACIÓN CARTEL

LAS ROCAS ORDOVÍCICAS DE EL FUERTE Y SAN JOSÉ DE GRACIA, SINALOA, SU EDAD Y AMBIENTE PROFUNDO DE DEPOSITACIÓN

ROLDÁN-QUINTANA, Jaime¹, AMAYA-MARTÍNEZ, Ricardo², POOLE, Forrest, G.³, PREMIO, Wayne R.⁴, BERRY, William B. N.⁴, SANDBERG, Charles³ y HERRERA-URBINA, Saúl²

(1) Instituto de Geología, Hermosillo, Son. 83000
jaimer@unam.mx

(2) Universidad de Sonora, Hermosillo, Son., 83000

(3) Geological Survey, Denver, CO 80225

(4) University of California, Berkeley, CA 94720

El Fuerte y San José de Gracia, se localizan en el norte del Estado de Sinaloa. El primer trabajo geológico de esa región en tiempos recientes fue preparado por De Cserna y Ken (1961), cubre porciones del sur de Sonora y el norte de Sinaloa, incluye un mapa geológico y texto descriptivo. Las rocas paleozoicas fueron reportadas por los autores anteriores como Complejo Sonobari; posteriormente, Roldán-Quintana (1971, 1974) subdividió este complejo en tres unidades. Mullan (1978) definió a una de estas unidades como Grupo Río Fuerte, para el que propuso una edad paleozoica. Los primeros fósiles encontrados en Sinaloa fueron descritos por Malpica-Cruz (1972), en el Arroyo del Cuervo en las cercanías de San José de Gracia y consistieron en foraminíferos y restos de crinoides, los que actualmente se consideran como bloques deslizados. Posteriormente, Poole et al., (2005) describe conodontos y graptolitos en las cercanías de El Fuerte y en San José de Gracia. Por su parte Poole et al., (2010) describieron el Terreno San José de Gracia, con base en edades de circones heredados y microfósiles (graptolitos), separándolos del Terreno El Fuerte. De esta manera, se definen dos áreas con rocas paleozoicas diferentes. Más recientemente, Salgado-Souto (2006) y Vega-Granillo et al., (2011), subdividieron el Grupo Río Fuerte en las formaciones Río Fuerte y Corral Falso.

Descripción de las formaciones El Fuerte y San José de Gracia, Poole et al., (2010)

La información obtenida mediante investigaciones de campo, paleontológicas, litológicas y circones detríticos en las formaciones Río Fuerte (FRF) y San José de Gracia (FSJG), sugieren diferentes ambientes de depósito dentro del Océano Iapetus. La zona de

conodontos *Amorphognathus superbus* está contenida dentro de una unidad local de un graistone calcáreo en la Formación Río Fuerte. Los graptolitos en la Formación San José de Gracia sugieren edades que cubren desde la Zona *Nemagraptus gracilis* a la Zona *Pleurograptus linearis*. Todas estas faunas de mar abierto de edad Ordovícico Tardío (460-450 Ma), son indicativas del conjunto faunal del Atlántico Norte. Estratos intercalados de cuarcita, filita, esquisto, pedernal y escasos niveles de grainstone turbidítico calcáreo en la Formación Río Fuerte, están ampliamente distribuidos cerca de la Ciudad de El Fuerte.

Intercalaciones de edad similar de estratos de cuarcita, pedernal y argilita dentro de la Formación San José de Gracia afloran ampliamente al sureste del poblado del mismo nombre. Esta formación fue nombrada por M. Carrillo-Martínez, quien le asignó una edad del Carbonífero, de acuerdo con la presencia de fósiles de ambiente marino somero, en afloramientos de caliza o bloques desplazados que no pudieron ser localizados. Esta formación es reubicada en su edad, de acuerdo con la presencia de graptolitos, como Ordovícico.

La datación U/Pb de circones detríticos, mediante el método SHRIMP-RG, en seis estratos de cuarcita inmadura, rica en feldespato, dentro de la Formación Río Fuerte proporcionaron edades principalmente del Cámbrico y Neoproterozoico (Gondwana?), en el rango de 520 a 960 Ma. En contraste, los análisis de circones detríticos en cuatro muestras de cuarcita inmadura con poco feldespato en la Formación San José de Gracia, indicaron escasas edades del Cámbrico y Mesoproterozoico. Sin embargo, proporcionaron edades predominantes del Mesoproterozoico (1400 Ma), Paleoproterozoico (1800-1900 Ma) y Paleoproterozoico temprano a Arqueano tardío (2390-2990 Ma). Únicamente una de estas cuatro muestras tuvo circones que indicaron edades individuales del Cámbrico tardío (500 Ma) y del Proterozoico tardío (1000 Ma).

Los estratos de cuarcita, en ambas formaciones, recibieron circones detríticos que fueron derivados de afloramientos de edad Proterozoico y Arqueano; sin embargo, solo los estratos de cuarcita de la Formación Río Fuerte contienen abundantes circones derivados de afloramientos o terrenos de edad Gondwana (450 a 800 Ma). Un estrato de cuarcita de la Formación San José de Gracia tuvo escasos circones de Gondwana (530-1050), lo cual podría significar la conexión entre estas dos formaciones. La composición y el espectro de edades de los circones en los estratos de cuarcita feldespática de la Formación Río Fuerte,

sugiere una proveniencia de sedimentos fuertemente asociados con afloramientos de un arco magmático de edad Gondwana, en contraste con las cuarcitas con poco feldespato de la Formación San José de Gracia, que fueron depositadas alejadas de este arco magmático o cerca de la margen de Gondwana.

Referencias Bibliográficas

Cserna, Zoltan de y Kent, B. H., 1961, Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de San Blas y El Fuerte, estados de Sinaloa y Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológicas y Mineras, núm. 4, escala 1: 100,000.

Malpica-Cruz, R., 1972, Rocas marinas del Paleozoico Tardío en el área de San José de Gracia, Sinaloa: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 2, Memoria, p. 174-175.

Mullan, H. S., 1978, Evolution of the Nevadan orogen in northwestern México: Geological society of America Bulletin, v. 89, p. 1175-1188.

Poole, F. G., Perry, W. J. Jr., Madrid, R. J. y Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia --- Stratigraphic and structural implications for the timing of deformational events and plate tectonic model, *in* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis --- Development, assessment, and alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 393, p. 543-596.

Poole, F. G., Amaya-Martínez, R., Premo, W. R., Berri, B. W., Sandberg, Ch., Roldán-Quintana, J. y Herrera-Urbina, S., 2010, Age and depositional setting of deep-marine Ordovician Rio Fuerte and San José de Gracia Formations in northern Sinaloa, Mexico --- Remnants of the early Paleozoic Iapetus Ocean: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 42, núm. 5, p. 268.

Roldán-Quintana, J., 1971, Estudio geológico de reconocimiento de la Hoja Yecorato, en la porción septentrional del Estado de Sinaloa: Instituto de Geología UNAM, departamento de Geología General (reporte inédito), 54p.

Roldán-Quintana, J., 1974, Carta Geológica Yecorato, Estado de Sinaloa, escala 1: 100,000: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Salgado-Souto, S. A., 2006, Petrología, termobarometría y geocronología del Grupo Río Fuerte, región de El Fuerte, Sinaloa: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de Maestría, 121p. (inédita).

Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., y Vidal-Solano, J. R., 2011, Metamorphism and deformation in the El Fuerte región --- Their role in the tectonic evolution of NW Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 28, núm., 1, p. 10-23.

PRESENTACIÓN ORAL

PROYECTO LABORATORIO DE SENSORES REMOTOS EN LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UACH.

SANTOS GARCÍA, José e HINOJOSA-DE LA GARZA, Octavio

Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua
Nuevo Campus Universitario, Circuito Universitario N° 1, II Campus, Chihuahua, CP 31125,
México
jsantos@uach.mx

El Proyecto del Laboratorio de Sensores Remotos surge de la necesidad de mantener un alto nivel en cuanto al aprovechamiento de recursos tecnológicos que los proyectos actuales requieren. Es por ello que actualmente se está trabajando en tres vertientes: imágenes satelitales de alta resolución, monitoreo de clima en tiempo real y la implementación de una estación magnetométrica fija.

En mayo del 2012, la Universidad Autónoma de Chihuahua a través de la Facultad de Ingeniería, quedó inscrita en el padrón de Gestores Autorizados del programa ERMEXS administrado por la SEMAR para la obtención de información espacial del satélite SPOT-5 en tiempo real. Ésto ha dado capacidad de complementar con información de primer nivel, los proyectos desarrollados por la Universidad, tanto internos como externos.

El grado de cobertura al que se tiene acceso es nacional, con información pancromática y multiespectral, con resoluciones que van de los $2.5 \times 2.5 \text{ m}^2$, hasta $20 \times 20 \text{ m}^2$ por pixel. El acceso a tal información es gratuito para los profesores investigadores que pertenezcan a la Universidad, realizando para ello un registro con los pormenores del trabajo donde se empleará la información.

El monitoreo de clima e índices de nubosidad se lleva a cabo mediante una serie de antenas grado M de plato y cuadrifilar, que gracias a la Facultad de Zootecnia, ha sido posible obtener. La adquisición de información es a través de la red global NOAA (por sus siglas en inglés). Actualmente se trabaja en una interfaz gráfica que permita al usuario, tanto la descarga de la información en tiempo real, como la consulta de mapas de información mediante un servicio WMS (servicio web de mapas). Se pretende que el sistema esté totalmente funcional para finales de octubre del presente año.

El tercer proyecto es la instalación de una estación magnetométrica fija que permita la medición continua y en tiempo real de dicha información, igualmente de acceso gratuito

para todos aquellos profesores e investigadores interesados en el área. Actualmente se trabaja en los requisitos previos para este tipo de instalaciones y se pretende quede funcional para finales del presente año

PRESENTACIÓN CARTEL

PRESENCIA DE ALGAS CALCÁREAS (RHODOPHYTA, CLOROPHYTHA) DEL PENSIHVÁNICO DE SIERRA AGUA VERDE, SONORA, NW, MÉXICO.

SILVA-PINEDA, Alicia¹, BUITRÓN, Blanca. E.¹, VACHARD, D.² y PALAFOX, J. J.³

(1) Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Departamento de Paleontología, Ciudad Universitaria, CP. 04510, México D.F., México.

alisilva@geologia.unam.mx

(2) Université de Lille 1, UFR Sciences de la Terre, FRE CNRS 3298 Géosystèmes, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Ascq Cédex, Francia.

(3) Universidad de Sonora, División de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología, Blvd. Luis Encinas y Rosales. CP 83000, Hermosillo, Sonora.

Proyectos UNAM, DGAPA-PAPIIT No. IN105012 y CONACYT No.165826

La biota marina procedente de afloramientos del Pensilvánico de la Sierra Agua Verde, localizada en la región centro-oriental del Estado de Sonora, está conformada por numerosos invertebrados entre ellos, bioacumulaciones de Chaetétidos, braquiópodos, briozoarios, corales tabulados y solitarios, gasterópodos, crinoides, foraminíferos-fusulínidos y por algas filoides calcáreas de los géneros *Komia* Kordé, 1951 y *Eugonophyllum* Konishi y Wray, 1961.

El material fue recolectado en afloramientos de los primeros 512 metros de la Formación La Joya, cuyos sedimentos tienen un espesor total de 780 m y está conformada por caliza intercalada con lodolita calcárea y lentes de arenisca. La edad de los estratos corresponde al Pensilvánico Medio (Atokano) con una antigüedad de 311 millones de años.

El Género *Komia* es un alga filoide, calcárea que se caracteriza por formar grandes acumulaciones de fragmentos del talo depositados en caliza y por ser un alga con afinidades inciertas, pues a *Komia* la han asignado a los Stromatoporoideos, por algún parecido con ese grupo (Wilson *et al.*, 1963). Debido a que *Komia* se encuentra muy fragmentada en capas de caliza, refleja que vivió en condiciones de alta turbulencia (Freeman, 1964),

probablemente se desarrolló cercana a la costa. *Komia* se distribuye en varias localidades del norte de México (Sonora, Chihuahua) y en Estados Unidos de Norteamérica (Arizona, Nuevo México y Texas).

El género *Eugonophyllum* Konishi y Wray (1961), también es un alga filoide de composición aragonítica la que forma una malla de pequeñas agujas. Se ha descrito del Pensilvánico Superior (Virgiliano) y del Pérmico Inferior de las formaciones Holder y Laborcita en las Montañas Sacramento de la parte sur central de Nuevo Mexico (Kirkland *et al.*, 1993).

La tanatoscenosis es típica del bentos de mares tropicales someros. El análisis de la distribución de las especies del Pensilvánico de Sonora, permitió establecer relaciones paleogeográficas con componentes de la biota del Carbonífero de Arizona, Nuevo México, Kansas y Texas en los Estados Unidos de Norteamérica, pertenecientes a la provincia del Cratón Norteamericano (Gómez *et al.*, 2008).

Literatura citada

Freeman, Tom., 1964. Algal limestones of the marble falls Formation (Lower Pennsylvanian, Central Texas. Geological Society of America Bulletin, 75, no. 7, p. 669-676.

Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vázquez, E., y Mendoza-Madera, C., 2008. Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (Northwestern Mexico), and their biostratigraphic and paleobiogeographic implications: *Comptes Rendus Palevol*, 7: 259-268.

Kirkland B.L., Moore JR C.H., Dickson, J.A.D., 1993. Well preserved, aragonitic phylloid algae (*Eugonophyllum*, Udoteaceae) from the Pennsylvanian Holder Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *PALAIOS*, vol. 8, p.111-120.

Konishi; K.y Wray, J.L., 1961. *Eugonophyllum*, a new Pennsylvanian and Permian algal genus. *Journal of Paleontology*, vol.35, p. 659-666.

Wilson, E.C., Waines, R.H. y Coogan, A.H., 1963. A new species of *Komia* Korde and the systematic position of the genus. *Palaeontology*, vol. 6, pt. 2, p. 246-253.

PRESENTACIÓN ORAL

PALEOZOIC METAVOLCANICS IN THE GRANJENO SCHIST, BASEMENT OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, NE MEXICO

TORRES-SÁNCHEZ Sonia A.¹, RAMÍREZ-FERNÁNDEZ José A.², AGUSTSSON, Carita³, & BARBOZA-GUDIÑO José R.⁴

(1,2) Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L.
soniatorressan@hotmail.com

(3) Friedrich Schiller University of Jena, Geosciences Institute, Germany

(4) Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, S.L.P.

The Paleozoic metamorphic basement of the Sierra Madre Oriental comprises a wide variety of protoliths including psammites, pelites, tuffs, lava flows, pillow lavas as well as ultramafic rocks, metamorphosed under subgreenschist to greenschist facies. All these units are grouped under the Granjeno Schist Formation (GSF), which is considered to be the northern limit of the Granjeno Acatlán belt. GSF is limited by faults in the core of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium (HPA) against other Precambrian and Paleozoic units. In the uplifts of Miquihuana (M), Bustamante (B) and Aramberri (A), GSF is the only basement unit below the very thick Mesozoic sedimentary sequence. Except in Miquihuana, metavolcanics are present in all localities of the GSF.

The aim of this work is to study the metavolcanic units in the different localities, looking for a genetic relationship between them and postulating a geodynamic frame. These units include four different lithologies: a) pale green fine grained interstratified horizons of basic to intermediate metatuffs, b) massive, green and coarse greenstones, representing massive metalavas, c) well preserved dark green pillow lavas, and d) pale to dark massive talc schists. They are mainly massive, interbedded with the metasediments and do not display the typical pervasive schistosity of GSF.

Preliminary analysis of the metavolcanic units indicates that they are alkaline (AB/OIB). Their origin is still under debate, they could be originated during continental intraplate volcanism or from an ancient oceanic island (?), accreted against Gondwana during the ancient subduction along its western margin. The metamorphism age ($\approx 330 \pm 30$ Ma) and protoliths of all localities are similar, but there are enough petrographic differences to interpret that the metamorphic conditions are not similar at all. Also, it is proposed that the vulcanosedimentary sequence were deposited in the forearc basin along the Pangea western

margin, and later metamorphosed during the subduction process through Carboniferous times.

In the AHP core other magmatic Carboniferous rocks are present, but they are acid and not metamorphosed: a) a tonalitic body tectonically emplaced between the Precambrian Novillo Gneiss and the GSF and b) the Aserradero Rhyolite which is part of the Silurian to Permian HPA's sedimentary sequence. Both acid units cannot be directly correlated with the GSF's metavolcanics.

PRESENTACIÓN ORAL

ZONA PLACER DE GUADALUPE-PLOMOSAS AL OESTE DE CHIHUAHUA: SU RELACIÓN CON EL ARCO PÉRMICO.

VILLARREAL-FUENTES, Janet¹, LEVRESSE, Gilles P. R.¹ y CORONA-ESQUIVEL, Rodolfo²

(1) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Qro.,
villarreal.jnt@gmail.com

(2) Instituto de Geología, Departamento de Geoquímica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

Introducción

El área de estudio se encuentra en la parte norte del país, en el Estado de Chihuahua, aproximadamente a 100 Km. al NE de la capital.

En Chihuahua existen dos afloramientos del Precámbrico; en la Sierra de Carrizalillo afloran metagranitos, gneiss, anfibolita y trondhjemitita de donde se dató la anfibolita por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con una edad de ± 950 Ma (Neoproterozoico).

Durante el Cámbrico-Silúrico temprano en la porción este de Chihuahua y oeste de Texas existió un margen pasivo que representan una constante transgresión marina oeste-este y aporte de terrígenos de áreas emergidas de las formaciones Bliss, El Paso, Cable Canyon, y Montoya aflorando en los cerros Placer de Guadalupe-Plomosas-Carrizalillo-De Enmedio-Sofía.

Para el Pensilvánico se identificó un paleoelemento denominado Cuenca de Pedregosa. Ésta cuenca pudo haber ocupado la porción sureste de Arizona y Nuevo México, mientras

que al sur de Chihuahua y Sonora se encontraban en ambiente de plataforma de mar abierto y la cual recibió los sedimentos Devónicos-Pérmicos de las formaciones Percha, Grupo Escabrosa, Paradise, Horquilla y la parte inferior de la Formación Plomosas. La Cuenca de Pedregosa es considerada la protocuenca de la Cuenca de Chihuahua. Para el Pérmico, la región es sometida a una intensa deformación debido a la Orogenia Ouachita y es afectada por un evento magmático; éste arco tiene su origen por la subducción, con vergencia hacia el este, de la Placa Mezcalera en la margen oeste de Pangea, aflorando en los estados de Nevada, Arizona y California con edades de ~260-207 Ma en los EEUU y en los estados de Sonora, Chihuahua, Coahuila, Puebla, Veracruz, Oaxaca y Chiapas, con un intervalo de edades de ~299-207 Ma en México.

En Chihuahua, además de éste afloramiento, se han documentado dos más. En Aldama (Rancho Los Filtros) se fechó un granito con una edad de 250 Ma y otro en el Cerro Carrizalillo en el área de Plomosas con edad de 267 Ma, ambos por el método K-Ar (Torres 1999).

Durante el Mesozoico domina el paleoelemento Cuenca de Chihuahua, la cual tiene una forma muy similar a la Cuenca de Pedregosa del Pérmico, en la cual se deposita un amplio paquete sedimentario; en conjunto, la secuencia sedimentaria del Mesozoico llega a alcanzar espesores mayores a los 6,000 m (estudio integral del Paleozoico), los bordes de estas plataformas eran grandes fallas que influyeron en la deformación durante el acortamiento generado por la Orogenia Laramide en la región (Wilson, 1990).

El Cenozoico (Oligoceno) se inicia con la extrusión de derrames de composición riodacítica de origen fisural y de intrusiones de granodiorita y granito.

La edad del levantamiento Placer de Guadalupe-Plomosas no está clara; Bridges (1962) la atribuye a la Orogenia Laramide; De Cserna (1965) le asigna una edad Pérmica, aunque la región tiene señales de tectonismo Pérmico. Henning (1994) interpreta que el Cabalgamiento Solís es la estructura principal ligada al levantamiento de Plomosas; no describe tectonismo Paleozoico y concluye que el levantamiento de Plomosas es Laramide. Haenggi (2001) concluye que hay plegamiento Paleozoico y cabalgamiento durante la Orogenia Laramide. Cabe señalar que la mayoría de las observaciones de campo para la deformación hechas por Bridges y De Cserna, se han hecho sobre la Formación Plomosas. La riolita que se encuentra interestratificada en esta formación fué datada por De Cserna

(1968) por el método Pb-Alfa, obteniendo una edad de 270 Ma; recientemente, (Iriondo et al., 2011) la dató nuevamente por el método U-Pb dando una edad de 172 Ma.

En este trabajo, un nuevo fechamiento de ~209 Ma que avala la presencia de un arco Pérmico-Triásico en el Estado de Chihuahua, establece la continuidad de este arco desde el oeste de los Estados Unidos, continuando por Sonora, Chihuahua y Coahuila al norte con un lineamiento NW, pasando por el centro y sur de México (Fig. 1).

Geología local

La secuencia sedimentaria Paleozoica de las formaciones Bliss, El Paso, Cable Canyon, Montoya, Percha, Grupo Escabrosa, Paradise, Horquilla y la parte inferior de la Formación Plomosas de calizas, lutitas, calcarenitas y areniscas aflorando en las sierras de Placer de Guadalupe y Plomosas y en los cerros Carrizalillo, De En medio y La Sofía, tienen un lineamiento NW a lo largo de 300 Km (Fig. 1), limitadas por fallas inversas que se encuentran altamente deformadas.



Figura 1. Localización de las principales áreas de interés y de la localización para la muestra Pg-194.

Las Fallas regionales como Falla Plomosas, Placer de Guadalupe, Monillas y Solís tienen un rumbo de NW40SE/40-45 NE, de carácter inverso. Entre estas zonas de

cabalgadura se recolectó la muestra Pg-194 al norte de la zona mineralizada de Puerto del Aire, entre las formaciones Horquilla y Paradise; que se encuentra entre zonas de cabalgaduras.

La roca no está deformada y se encuentra, en la zona de cabalgaduras, delimitada por fallas de bajo ángulo y alterada de color rosa-blanco en superficie y gris en fractura fresca. En lámina delgada, la roca presenta una textura porfídica compuesto de una mesostase microcristalina de vidrio color verde oscuro. En la matriz se observan abundancia de fenocristales milimétricos a plurimilimétricos (70% del volumen). El tamaño de los fenocristales es muy variable de milimétricos a centimétricos (monocristales y agregados). En luz polarizada se puede determinar que los fenocristales son plagioclasas (an 30-45%) y cuarzos reabsorbidos (redondos y algunos cristales muestran borde de reacción con la matriz). La matriz, como los fenocristales de plagioclasa, presenta una alteración leve (sericitización, oxidación). De acuerdo a sus características petrográficas, la muestra es clasificada como dacita.

Resultados

La muestra se dató por el método de U-Pb con un LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) en el Laboratorio de Estudios isotópicos (LEI) del Centro del Geociencias de la UNAM campus Juriquilla, y para los análisis de elementos traza y mayores de roca total se utilizó un espectrómetro ICP/OES (Espectroscopía de Emisión de Plasma Acoplada Inductivamente) en los laboratorios ACTLABS en Canadá.

Edad

Para la muestra de dacita Pg-194, de una población de 34 zircones, se determinaron edades muy dispersas. 17 análisis son concordantes y forman una agrupación que permite obtener una edad de cristalización de 209 ± 3.3 Ma ($n=17$; 2-sigma; MSWD=10.5; Fig. 2, en rojo); 12 análisis se agruparon en edades concordantes de 1013-1282 Ma interpretados como zircones heredados (Fig. 2 en azul) y por último, 5 análisis con edades discordantes que se alinean a lo largo de una línea de mezcla entre los dos puntos previos (Fig. 2 en verde).

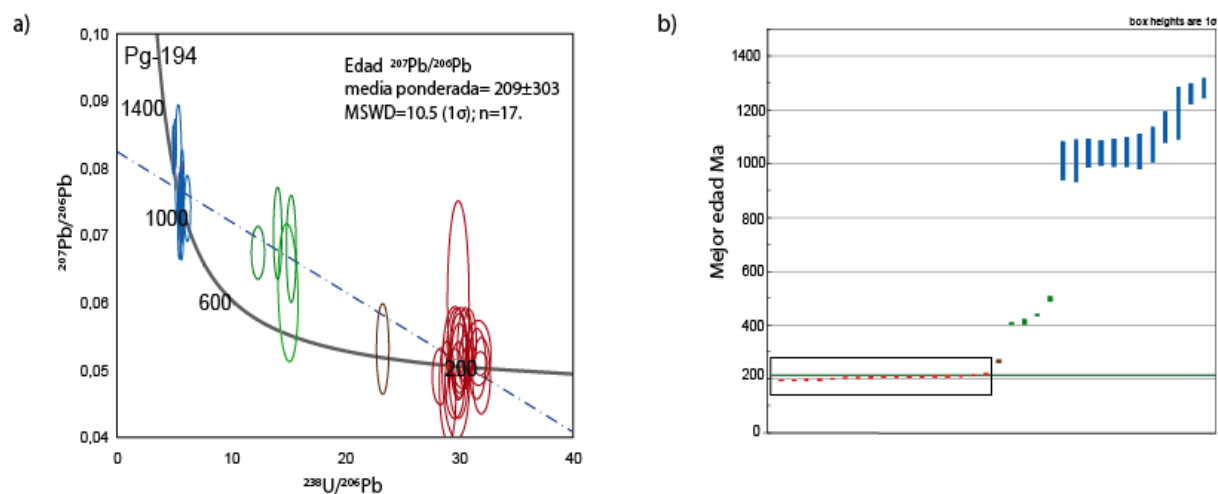


Figura 2. Datos U-Pb de zircones para la muestra Pg-194 de Placer de Guadalupe. a) Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zircones para la muestra Pg-194, en rojo la edad de cristalización de la granodiorita, en azul posible mezcla o recrystalización en los bordes, en azul edad de circones heredados, b) Diagrama en barras para la edad media ponderada de la muestra.

Geoquímica

En el diagrama SiO_2 vs K_2O se determina que la muestra pertenece a la suite calcoalcalina (Fig. 3a). En el diagrama de tierras raras (REE) la dacita muestra enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE, Fig. 3b).

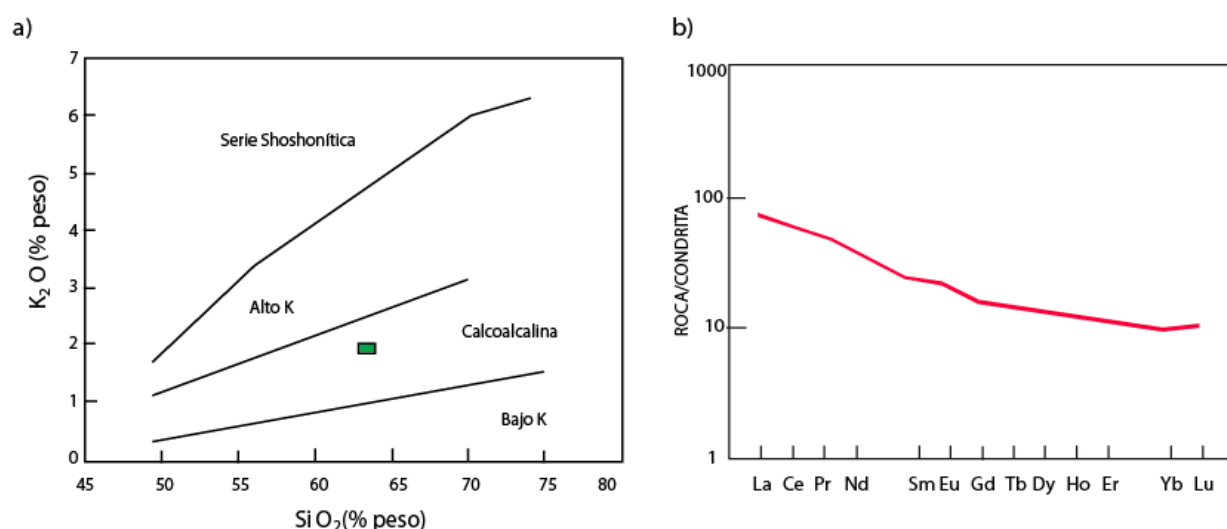


Figura 3. a) Diagrama discriminativo de Peccerillo y Taylor (1976) que muestra las diferentes series magmáticas calcoalcalinas; en cuadro verde la dacita de Placer de Guadalupe, Chihuahua. b) Diagrama de elementos de Tierras Raras normalizadas a chondrita, la línea roja muestra la tendencia de la dacita de Placer de Guadalupe.

Además, en el diagrama de elementos mayores A/CNK vs. A/NK de la Figura 4, se puede observar que la dacita es de carácter peraluminoso (Fig. 4a), lo que indica contaminación cortical. De acuerdo al diagrama de discriminación tectonomagmática para granitos, según Pearce et al. (1984), la dacita cae en el campo de arco volcánico activo (Fig. 4b).

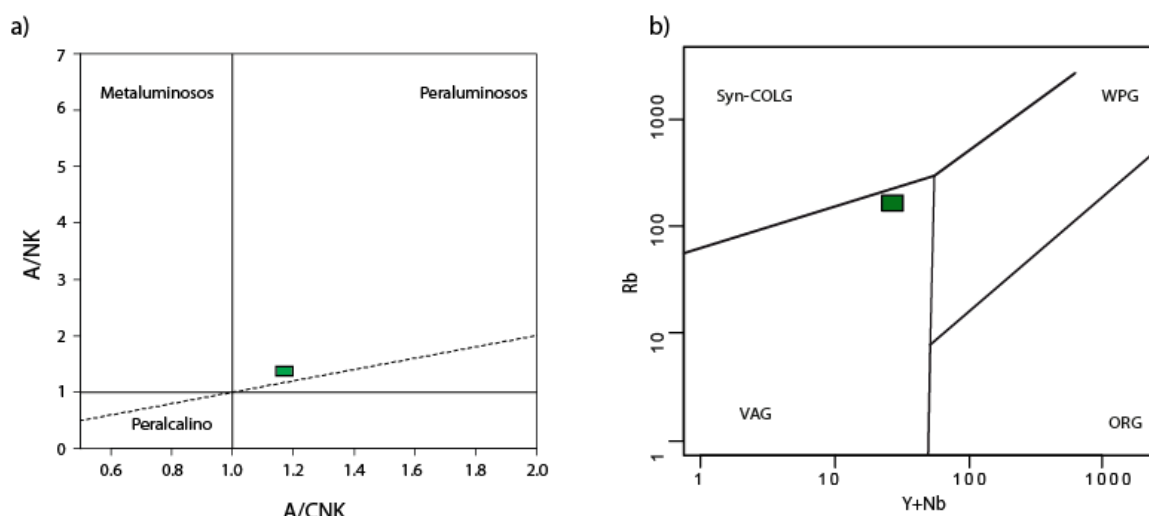


Figura 4. a) Diagramas A/CNK vs. A/NK. $A/CNK = Al / (Ca + Na + K)$, $A/NK = Al / (Na + K)$ relación molar. b) Diagrama de discriminación tectonomagmática para granitos según Pearce et al. (1984). Abreviaciones para los campos: VAG: Volcanic- Arc-Granites, ORG: Ocean-Ridge Granites, WPG: Within-Plate Granites, Syn-COLG: Syn-collision-granites.

Conclusión

La muestra de dacita se encontró, entre una cuña estructural dentro del cabalgamiento de Placer de Guadalupe, altamente alterada de color gris con alteración rosa-blanco microgranular. De esta muestra se obtuvo una edad en la zona de Placer de Guadalupe con edad U-Pb de ~210 Ma.

Esta edad constituye una evidencia más de la presencia del cinturón Permo-Triásico en el Estado de Chihuahua; este arco se ha documentado que existió en un lapso de tiempo de ~284- 207 Ma.

De la geoquímica de la dacita se obtiene que pertenece a una serie calcoalcalina en una zona de subducción con magma contaminado por asimilación de corteza continental. La ausencia de deformación dúctil en la roca y la posición entre cabalgaduras supone que el cabalgamiento es posterior a 210 Ma.

La confirmación de la presencia del arco Permo-Triásico en Chihuahua en las zonas de Los Filtros con un granito de edad ~250 Ma, en el área de Carrizalillo con una edad de ~267 Ma (Torres1999), y ahora con la dacita en el área de Placer de Guadalupe, permite establecer su continuidad en un lineamiento definido.

Bibliografía

Bridges, L.W., 1962, Phd Thesis: Geology of Mina Plomosa area, Chihuahua, Mexico, University of Texas at Austin.

Carta Geológica minera Placer de Guadalupe H13-C48, Esc 1:50,000, Servicio Geológico Mexicano.

De Cserna, A., Rincón Ortega, C., Solorio Munguía, Schmitter, V., 1968, Una edad radiométrica Pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 31, p. 65-73.

Hennings, P.H., 1994, Structural transect of the souther Chihuahua fold belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico, Tectonics, 13, p. 1445-1460.

Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, (2004), 40Ar/39Ar dating studies of mineral and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II) USGS, report 04-1444.

Iriondo, A., McDowell F.W., 2011, New Middle Jurassic U-Pb zircon age for a felsic ignimbrite intercalated with the clastic Plomosas Formation in Chihuahua, northern Mexico. Sin publicar.

Mosher, S., 1998, tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt: Geological Society of America Bulletin, 110, 1357-1375.

Torres, V.R., Ruiz, J., Murillo, M.G., Grajales, N.J.M., 1999, The paleozoic magmatism in Mexico; evidences for the shift from circum-atlantic to circum-pacific tectonism: in Ortega, et a., Eds. Proceedings of the first circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference, UNAM, Instituto de Geología, p. 154-155.

Wells, R.C. Uraninite from Placer de Guadalupe Chihuahua, Geological Sur

PROGRAMA

Fecha: Miércoles 17 de Octubre de 2012

Excursión: Afloramientos con facies de turbiditas marinas (Sutura Ouachita) del centro-sur de Chihuahua, ubicados en las sierras de Olivos y de Magistral.
Jornada dirigida por Miguel Franco-Rubio

Horario: 04:30 – 18:00 horas (comida incluida).

Recorrido: Salida del estacionamiento de la Facultad de Ingeniería – Sierra de Olivos – Sierra de Magistral – estacionamiento de la Facultad de Ingeniería.

Registro de Participantes y Recepción Rompehielos

Horario: 19:00 – 21:00 horas

Ubicación: Quinta Gameros

Fecha: Jueves 18 de Octubre de 2012

Registro de Participantes

Horario: 08:00 – 17:00 horas

Ubicación: Vestíbulo de Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Ceremonia de Apertura del Simposio

Horario: 09:00 – 10:00 horas

Ubicación: Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Inauguración por M.C. Jesús Enrique Seáñez Sáenz, Rector de la Universidad Autónoma de Chihuahua

Presentaciones Orales

Horario: 10:00 – 13:00 horas

Ubicación: Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Moderadores: Vanessa Espejel-García y María Isabel Vázquez-González

10:00 – Presentación: REMANENTES DEL PISO OCEÁNICO EN LA SECUENCIA PALEOZOICA METAMORFIZADA DE LA MÁRGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, NE DE MÉXICO.

Autores: Alemán-Gallardo, E.A. y Ramírez-Fernández, J.A.

10:20 – Presentación: PALEOZOIC METAVOLCANICS IN THE GRANJENO SCHIST, BASEMENT OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, NE, MÉXICO.

Autores: Torres-Sánchez, S.A., Ramírez-Fernández, J.A., Agustsson, Carita & Barboza-Gudiño, J.R.

10:40 – Presentación Magistral: REVIEW OF THE MAJOR IRON ORE DEPOSITS OF WESTERN LATIN AMERICA: ROCK MAGNETISM AND MICROSCOPY.

Autor: Alva-Valdivia Luis M.

11:20 – Presentación: AMBIENTE DEPOSICIONAL Y PROVENIENCIA DE ZIRCONES DETRÍTICOS EN LA FORMACIÓN MINA MÉXICO DEL PÉRMICO TEMPRANO – MEDIO EN SONORA CENTRO-ORIENTAL, MÉXICO Y SU RELACIÓN CON LAS SECUENCIAS PALEOZOICAS DE PLATAFORMA Y DE CUENCA.

Autores: Amaya-Martínez, Ricardo, Premo, Wayne R. y Poole, Forrest G.

11:40 – Presentación: LA BIOTA DEL CÁMBRICO TEMPRANO Y MEDIO DE SAN JOSÉ DE GRACIA, SONORA, NW MÉXICO.

Autores: Cuén-Romero, Francisco J., Montijo, A., Buitrón, B.E., Minjárez, I., y De La O, M.

12:00 – Presentación: LOS CRINOIDES PENSILVÁNICOS DE CERROS EL TULE, SONORA, NW MÉXICO: CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS.

Autores: Garcés-Salazar, J.L., Buitrón, B.E., Vachard, D. y Clausen, S.

12:20 – Presentación: TEXIGRYPHAEA NAVIA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA EN EL ORIENTE DE CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Oviedo, Angélica, Franco-Rubio, Miguel, Reyes-Cortés, I. A. y Reyes-Cortés, Manuel

12:40 – Presentación: SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN FALOMIR, CERRO CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MÉXICO..

Autores: Reyes-Cortés, Manuel., Reyes-Cortes, Ignacio. A., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

Ubicación: Sala Audiovisual No. 3

Moderadores: Ignacio Alfonso Reyes-Cortés y Michel Yadira Montelongo-Flores

10:00 – Presentación: ANÁLISIS PRELIMINAR DE LAS CALIZAS CRETÁICAS DE LA FORMACIÓN EL DOCTOR DE LA CARTA HUICHAPAN, CLAVE F14-C78, ESCALA 1:50,000 Y SU POSIBLE APLICACIÓN COMO ROCA DIMENSIONABLE.

Autores: Gómez-Anguiano, Martín, Sánchez-González, J.A., Reyes-Salazar, M.A. y Álvarez-Salinas, Enrique

10:20 – Presentación: PROYECTO LABORATORIO DE SENSORES REMOTOS EN LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UACH.

Autores: Santos-García, José e Hinojosa-De La Garza, Octavio

10:40 – Presentación: PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA FECHAMIENTO
RADIOMÉTRICO EN EL LABORATORIO METALÚRGICO DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UACH.

Autores: García-Rodríguez, Enrique y Franco-Rubio, Miguel

11:00 – R E C E S O

11:20 – Presentación: ESTRUCTURA, DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DE
PÁGINAS WEB (UN CASO DE ESTUDIO).

Autores: Carrillo-Villalobos, J. L., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

11:40 – Presentación: HALLAZGOS PALEONTOLÓGICOS DEL CRETÁCICO
SUPERIOR EN EL RANCHO “DON CHUY”.

Autores: Martínez-Márquez, J.R., Gutiérrez-M, J.A., Martínez-M., M.G.,
Martínez-M, L., Martínez-M, C., Martínez-M, J., Gutiérrez-C, A., Gutiérrez-
M, Y., Sáenz-Q, A.I., y Adriano-R, J.R.

12:00 – Presentación: EL GRANERO GEOPARK PROPOSAL.

Autores: Franco-Rubio, Miguel, Oviedo, Angélica, Reyes-Cortés, I. A. &
Reyes-Cortés, Manuel

Instalación de Carteles

Horario: 13:00 – 15:00 horas

Ubicación: Vestíbulo de Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Presentación de Carteles

Horario: 15:00 – 18:00 horas con autor presente de 16:00 – 17:30 horas

Ubicación: Vestíbulo de Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Director de Presentaciones en Cartel: Alejandro Villalobos-Aragón

Número de Panel

01 – Presentación: GEOLOGÍA DE LA REGIÓN EL TÁSCATE-LA PARRITA,
MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Antillón-Mata, Tania, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

02 – Presentación: LAURENTIA IS TRUNCATED IN THE SOUTHERN NORTH
AMERICAN SUBCONTINENT

Autor: María Fernanda Campa-Uranga

03 – Presentación: MUSEO DE SITIO PALEONTOLÓGICO Y ECOLÓGICO
RANCHO “DON CHUY”.

Autores: Martínez-Márquez, J.R., Gutiérrez-M, J.A., Martínez-M., M.G.,
Martínez-M, L., Martínez-M, C., Martínez-M, J., Gutiérrez-C, A., Gutiérrez-
M, Y., Sáenz-Q, A.I., y Adriano-R, J.R.

04 – Presentación: PRESENCIA DE ALGAS CALCÁREAS (RHODOPHYTA, CLOROPHYTA) DEL PENSILVÁNICO DE SIERRA AGUA VERDE, SONORA, NW, MÉXICO.

Autores: Silva-Pineda, Alicia, Buitrón, B.E., Vachard, D. y Palafox, J.J.

05 – Presentación: GEOLOGICAL AND TECTONICAL STRUCTURE OF CENTRAL-EASTERN CHIHUAHUA.

Autores: Franco-Rubio, Miguel, Oviedo, Angélica y Reyes-Cortés, Ignacio A.

06 – Presentación: PROVENANCE OF DETRITAL ZIRCONS IN ORDOVICIAN IAPETUS OCEAN-BASIN QUARTZITES IN SONORA, MEXICO.

Autores: Premo, Wayne R., Poole G. Forrest and Amaya-Martínez, Ricardo

07 – Presentación: LAS ROCAS ORDOVÍCICAS DE EL FUERTE Y SAN JOSÉ DE GRACIA, SINALOA, SU EDAD Y AMBIENTE PROFUNDO DE DEPOSITACIÓN.

Autores: Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., Poole-Forrest, G., Premo, Wayne R., Berry, William, B.N., Sandberg, Charles y Herrera-Urbina, Saúl

08 – Presentación: GEOLOGIA DE LA REGIÓN DEL CERRO LA SOFÍA-GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Álvarez-Machado, L. M., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

09 – Presentación: OSTRÉIDOS DE SIERRA FERNANDO, MUNICIPIO DE JULIMES, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Oviedo, Angélica, Franco-Rubio, Miguel y Reyes-Cortés, Ignacio A.

10 – Dedicatoria: M.C. Carlos García-Gutiérrez y Manrique, Biografía

Autores: Comité Organizador del Simposio

11 – Dedicatoria: Dr. Luther Wadsworth “Dan” Bridges II, Biografía

Autores: Comité Organizador del Simposio

12 – Presentación: GEOLOGY OF CERRO EL CARRIZALILLO, CHIHUAHUA, MEXICO.

Autores: Reyes-Cortés, Ignacio, A., Reyes-Cortés, Manuel, Franco-Rubio, Miguel & Oviedo, Angélica

Fecha: Viernes 19 de Octubre de 2012

Registro de Participantes

Horario: 08:00 – 15:00 horas

Ubicación: Vestíbulo de Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Presentaciones Orales

Horario: 10:00 – 13:00 horas

Ubicación: Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Moderadores: Manuel Reyes-Cortés y Angélica Oviedo

10:00 – Presentación: MAGMATISMO DE ARCO DEL CARBONÍFERO DE LA MARGEN NW DE GONDWANA EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MÉXICO.

Autores: De León-Barragán, Lorena y Ramírez-Fernández, J.A.

10:20 – Presentación: ORIGEN DE LOS DIQUES BÁSICOS PRE- Y POSTGRENVILLEANOS EN EL COMPLEJO GNEISS NOVILLO (OAXAQUIA), EN EL ESTADO DE TAMAULIPAS, MÉXICO.

Autores: Casas-García, Raymundo y Ramírez-Fernández, J.A.

10:40 – Presentación: ZONA PLACER DE GUADALUPE-PLOMOSAS AL ORIENTE DE CHIHUAHUA: SU RELACIÓN CON EL ARCO PÉRMICO.

Autores: Villarreal-Fuentes, Janet, Levresse, Gilles y Corona-Esquivel, Rodolfo

11:00 – Presentación: DELIMITACIÓN DE PROVINCIAS DE BASAMENTO PRECÁMBRICO DE LA MARGEN SW DE LAURENCIA: NUEVOS CONCEPTOS A PARTIR DE NUEVA GEOCRONOLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS DE CHIHUAHUA.

Autores: Alexander Iriondo y Fred W. McDowell

11:20 – Presentación: DEFINING THE KINEMATICS OF STRIKE-SLIP SYSTEMS IN NORTHERN MEXICO USING GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS.

Autores: Martínez-Piña, Carlos & Goodell, P.C.

11:40 – Presentación: A PERSPECTIVE ON THE TWO ALTERNATIVES OF THE OUACHITA-MARATHON BELT IN NORTHERN MEXICO. – A MAP COMPILATION USING ARCMAP 10.

Autores: Molina, C.C., Martínez-Piña, C.C. & Goodell, P.C.

12:00 – Presentación: THE WESTERN CHIHUAHUA CRATONIC BLOCK (WCCB), A MAJOR TECTONIC FEATURE AND ITS IMPLICATIONS.

Autores: Goodell, P.C. & Martinez-Piña, Carlos.

12:20 – Presentación: ALGUNOS ELEMENTOS TECTÓNICO-PALEOGEOGRÁFICOS PROPIOS DE LA CULMINACIÓN OCCIDENTAL DE LA GEOSUTURA OUACHITA MARATHON.

Autores: Barboza-Gudiño, J.R. y Zavala-Monsiváis, Aurora.

12:40 – Presentación: TECTONIC EVOLUTION OF CHIHUAHUA: FROM THE LAURENTIA-GONDWANA COLLISION TO THE CHIHUAHUA-TROUGH OPENING.

Autores: Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica,

Ubicación: Sala Audiovisual No. 3

Moderadores: Rodrigo De La Garza y José Lino Carrillo-Villalobos

10:00 – Presentación: PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LA REGIÓN DE CERRO LA SOFÍA-EL GRANERO, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Álvarez-Machado, L.M., Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

10:20 – Presentación: ESTRATIGRAFÍA DEL KIMMERIDGIANO-TITHONIANO EN LA REGIÓN DE EL TÁSCATE-LA PARRITA, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Antillón-Mata, Tania, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

10:40 – Presentación: OTROS BIVALVOS ASOCIADOS A RUDISTAS EN LA FORMACIÓN CÁRDENAS, S.L.P.

Autores: Oviedo, Angélica, Pons, José Maria y Vicens, Enric

11:00 – Presentación: CERRO CARRIZALILLO: LOCALIDAD PRECÁMBRICA, CHIHUAHUA, MÉXICO.

Autores: Reyes-Cortés, I. A., Reyes-Cortés, Manuel, Franco-Rubio, Miguel y Oviedo, Angélica

11:20 – Presentación: APLICACIÓN DE LA RMN EN INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA

Autor: Benítez-Read, Eduardo E. y Sandoval-Jabalera, Raúl

11:40 – Presentación: REPRODUCCIÓN EN PLÁSTICO DE FÓSILES A PARTIR DEL ESCANEADO TRIDIMENSIONAL.

Autor: Martínez-Sosa, J. A.

Presentación de Carteles

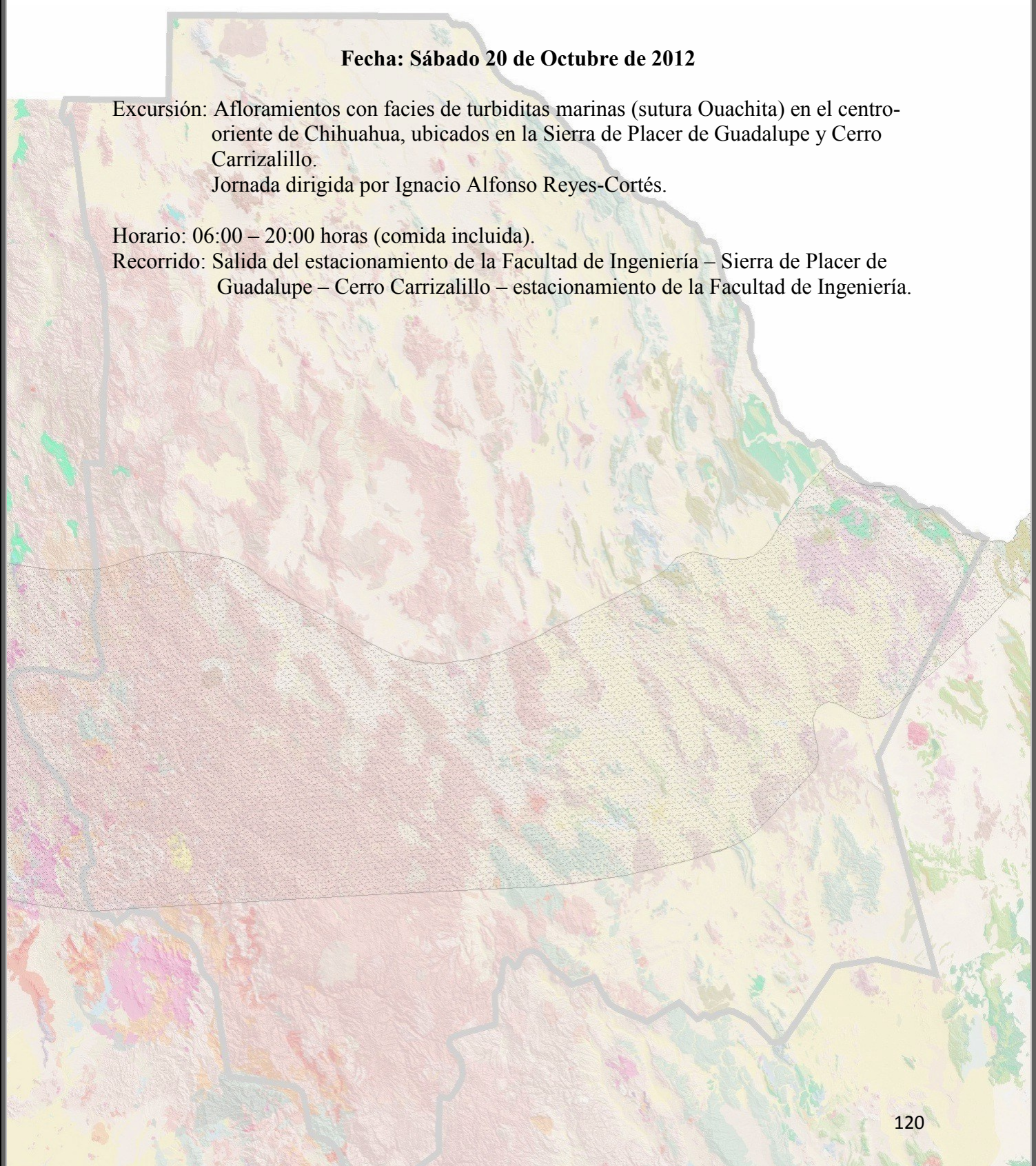
Horario: 15:00 – 17:00 horas con autor presente de 16:00 – 17:00

Ubicación: Vestíbulo de Auditorio M.C. Fernando Aguilera Baca

Ceremonia de Clausura y Cena

Horario: 19:00 – 22:00 horas

Ubicación: Cámara Nacional de Comercio



Fecha: Sábado 20 de Octubre de 2012

Excursión: Afloramientos con facies de turbiditas marinas (sutura Ouachita) en el centro-oriente de Chihuahua, ubicados en la Sierra de Placer de Guadalupe y Cerro Carrizalillo.

Jornada dirigida por Ignacio Alfonso Reyes-Cortés.

Horario: 06:00 – 20:00 horas (comida incluida).

Recorrido: Salida del estacionamiento de la Facultad de Ingeniería – Sierra de Placer de Guadalupe – Cerro Carrizalillo – estacionamiento de la Facultad de Ingeniería.