



Instituto Nacional de Geoquímica

ACTAS INAGEQ

VOL. 21, OCTUBRE 2015

Indizada en Latindex y
Periódica
ISSN en trámite



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN®



CONGRESO NACIONAL
DE GEOQUÍMICA 2015



FCT®

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Actas INAGEQ

Vol. 21, Octubre 2015



www.fct.uanl.mx

www.inageq.org.mx

DIRECTORIO

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Rector

Dr. Jesús Ancer Rodríguez

Secretario General

M.C. Rogelio Garza Rivera

Secretario de Investigación, Innovación y Posgrado

Dr. Mario César Salinas Carmona

COMITÉ ORGANIZADOR

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA, UANL

Director

Dr. Francisco Medina Barrera

Dr. Fernando Velasco Tapia

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

Dr. Gabriel Chávez Cabello

Dra. Esther María Cruz Gámez

Dra. Elizabeth Chacón Baca

Dr. Lázaro Molina Espinosa

M.C. Emma Gema García González

M.C. Federico Viera Décida

M.T. Jorge Alberto Briones Carrillo

Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera

INSTITUTO NACIONAL DE GEOQUÍMICA, A.C.

Presidente

Dr. Kinardo Flores Castro (UAEH)

Secretario

Dr. Thomas Kretzschmar (CICESE)

Tesorero

Dr. Surendra P. Verma (UNAM)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Kinardo Flores Castro
Laboratorio de Geoquímica, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra,
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno
Departamento de Geología, Universidad de Sonora

Dr. Fernando Velasco Tapia
Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León

CRÉDITOS

DISEÑO DE IMAGEN Y PÁGINA WEB DIRECCIÓN GENERAL DE INFORMÁTICA, UANL

M.C. Graciela Cecilia Flores Reyes
Ing. Mayra Silva Almanza
Ing. Cosme Cavazos Martínez
Ing. Flor Karina Bocanegra Flores

DISEÑO DE MATERIAL DE DIFUSIÓN Y RECONOCIMIENTOS

M.C. Emma Gema García González
Dr. Lázaro Molina Espinosa
Dra. Esther María Cruz Gámez
M.C. Federico Viera Décida

DISEÑO DE PORTADA DE LA MEMORIA

Dra. Elizabeth Chacón Baca

EDICIÓN DE LA MEMORIA

Dr. Fernando Velasco Tapia



La elaboración de esta memoria es responsabilidad del Comité Organizador y el contenido de los resúmenes de sus respectivos autores

Para citar este documento:

Velasco-Tapia, F., Medina-Barrera, F., Ramírez-Fernández, J.A., Chávez-Cabello, G., Cruz-Gómez, E.M., Chacón-Baca, E., Molina Espinosa, L., García González, E.G., Viera Décida, F., Briones Carrillo, J.A., Aguilar Madera, C.G. 2015. Programa y Resúmenes del XXV Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ Vol. 21, 182 p.

ÍNDICE

Programa General de Actividades	<i>VIII</i>
Presentación	<i>IX</i>
XXV Congreso Nacional de Geoquímica	<i>IX</i>
Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL	<i>X</i>
Linares, N.L.	<i>XI</i>
Instituciones participantes	<i>XII</i>
Sesiones Técnicas INAGEQ 2015	<i>1</i>
Sesión Hidrogeoquímica	<i>1</i>
[HG01] Limitations in experimental setups for measuring heat capacity of pure water near the liquid vapor saturation curve	<i>1</i>
[HG02] Interacción de microorganismos con rocas en ambientes hidrotermales en Puertecitos, Baja California	<i>3</i>
[HG03] Caracterización hidrogeoquímica de los manantiales termales en la porción Nor-Oriental del Bloque Los Cabos, Baja California Sur, México	<i>11</i>
[HG04] La composición del agua termal en la Sierra La Laguna, Baja California Sur, México	<i>18</i>
[HG05] Observaciones sobre la composición isotópica de las aguas naturales en regiones áridas de Baja California	<i>23</i>
[HG06] Hidrogeoquímica de las aguas subterráneas aledañas al cauce del río Camacho en el área urbana de Linares, N.L., México	<i>28</i>
[HG07] Fuentes y sumidero de nutrientes, COD e isótopos estables ($\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) durante el evento flujo pulso 2014 en el río Colorado, México	<i>34</i>
[HG08] Valoración hidrogeoquímica del recurso hídrico subterráneo de la zona noroeste de la ciudad de El Vigía, municipio Alberto Adriani del estado Mérida.	<i>39</i>
Sesión Geoquímica Analítica	<i>44</i>
[AN01] The Specialized Laboratory System at the Mexican Center for Innovation in Geothermal Energy (CeMIE-Geo)	<i>44</i>
Sesión Geoquímica de Yacimientos	<i>46</i>
[YA01] Geochronological, geochemical and petrographical investigations on the intrusions related to the Cu-Au deposit Mina de Dolores (San Luis Potosi, Mexico)	<i>46</i>
[YA02] Geochronological and geochemical investigations on the Au- and Cu-deposit Cobriza (San Luis Potosí, Mexico)	<i>47</i>

[YA03] Reconocimiento de las asociaciones minerales de alteración y depósitos hidrotermales relacionados con la actividad de los manantiales termales de Araró, Michoacán	48
[YA04] Estudio geoquímico - mineralógico del yacimiento manganesífero del tajo Naopa, Distrito Minero de Molango, Hidalgo (México)	54
[YA05] El sistema Mn^{+} - MnO_2 - $MnCO_3$: Mineralogénesis en el manto manganesífero. Tajo Naopa, Molango (México)	60
Sesión Petrología I	63
[PE01] Geochemistry and metamorphism of the Paleozoic metamorphic basement of the Sierra Madre Oriental, NE Mexico was northeastern Mexico a part of Pangaea?	63
[PE02] Estudio geoquímico de los elementos mayores por FRX en los clastos volcánicos de la unidad basal de la Fm. Puerto Blanco del Cámbrico, NW de Sonora, México	65
[PE03] Evidencias de un rift asociado a la apertura del océano Iapetus <i>en</i> rocas del Bloque Maya Sur	72
[PE04] Vulcanismo relacionado con las Formaciones La Boca y Minas Viejas en los alrededores de Galeana, N.L. y su vínculo con la mineralización de barita	74
[PE05] Registro magmático en el NE de México: Una historia desde el Precámbrico hasta el Cenozoico	82
[PE06] Provenance of Lower Cretaceous sandstones from the Caliza Mural, Rancho Bufalo section, Northern Sonora, Mexico: Constraints from geochemistry and geochronology	85
[PE07] Formación San Felipe: La huella de vulcanismo cretácico en la Sierra Madre Oriental	86
[PE08] Geochemistry of the clastic rocks of the Morita Formation, Northern Sonora, Mexico: Implications for paleoweathering and tectonic setting	93
[PE09] Inorganic Geochemistry a tool of Sedimentary Basin Analysis – Concepts, models, and ideas	94
Sesión Estadística I – Petrología II – Vulcanología	95
[ES01] ¿Cómo reemplazar benéficamente los diagramas ternarios por los bivariados?	95
[PE10] Revisión del uso y restricciones de la termobarometría del anfíbol en sistemas magmáticos: Ejemplo del magmatismo del Suroccidente de México	101
[PE11] Estudio geoquímico de las rocas ígneas del prospecto minero «San Agustín», Durango, México	102
[PE12] Origen y evolución magmática en la Sierra Santa Catarina y el Campo Milpa Alta, Cinturón Volcánico Mexicano Central	110
[VU01] Geochemical and petrographical characterization of the upper Pleistocene Llano Tuff, Los Humeros caldera, México	117
Sesión Estadística II – Biogeoquímica – Geoquímica Ambiental – Geología Marina – Geotectónica	119
[ES02] Generación de nuevos valores críticos para pruebas estadísticas multivariadas y desarrollo e implementación de una nueva herramienta estadística computacional	119
[BG01] Análisis geoquímico preliminar del pedernal de Huepac	124

[GA01] Fraccionamiento geoquímico del Plomo en sedimentos biogénicos carbonatados del Sistema Arrecifal Veracruzano	129
[GA02] Síntesis y modelación hidrogeoquímica de arseniatos de calcio	130
[GA03] Compuestos de preocupación emergente en un tratamiento convencional para aguas residuales acoplado a un sistema de humedales	132
[GA04] Evaluación de las condiciones de operación de la regeneración de clinoptilolita utilizada en la remoción de Mn de agua sintética	137
[GA05] Geoquímica del Mercurio en Ambientes Geotérmicos: Caso de la Zona de Aocolco Puebla-Hidalgo	146
[GA06] Tratamiento de jales mineros de Pachuca y Real del Monte	153
[GA07] Caracterización de residuos minero-metalúrgicos para su reciclaje-reuso y mitigación de su impacto geoquímico ambiental.	157
[GM01] Geoquímica de dos núcleos de sedimentos de mar profundo en el suroeste del Golfo de México	162
[GT01] Evolución estructural y edad de la deformación de la Saliente de Monterrey del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano	168
[GT02] Hipótesis de origen del Petróleo y exploración de hidrocarburos en Chihuahua, México	169
Índice de Autores	180



Conect@te

www.fct.uanl.mx



PROGRAMA GENERAL DE ACTIVIDADES

Fecha	Actividad	Observaciones
12.10.15 – 13.10.15	Curso Pre-Congreso: <i>Termodinámica para geoquímicos e ingenieros en energía</i>	Dr. Mahendra P. Verma 9:00 – 16:00 hrs Aula Posgrado
12.10.15 – 13.10.15	Excursión Geológica: <i>Evolución estratigráfica y tectónica de la Sierra Madre Oriental y su antepaís, sector Saliente de Monterrey y Cuenca de La Popa, NE de México</i>	Dr. Gabriel Chávez Cabello 8:00 – 17:00 hrs
13.10.15	Curso Pre-Congreso: <i>Estadística básica para el manejo de datos experimentales</i>	Dr. Surendra P. Verma 9:00 – 17:00 hrs Aula Posgrado
14.10.15	Inauguración del Evento <i>XXV Congreso Nacional de Geoquímica</i>	Mesa Directiva INAGEQ Comité FCT 9:30 – 10:00 hrs Auditorio
15.10.15	Asamblea INAGEQ 2015	17:00 – 18:30 hrs
15.10.15	Cena	Hotel Hacienda Real 20:00 hrs
16.10.15	Excursión Geológica: <i>Evolución del Basamento Cristalino de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina</i>	Dr. Juan Alonso Ramírez 8:00 – 17:00 hrs

PRESENTACIÓN

XXV CONGRESO NACIONAL DE GEOQUÍMICA

El Instituto Nacional de Geoquímica, A.C. en colaboración con la Universidad Autónoma de Nuevo León, a través de su Facultad de Ciencias de la Tierra, tienen la satisfacción de presentar el volumen 21 de Actas INAGEQ que incluye las Memorias del XXV Congreso Nacional de Geoquímica que se ha desarrollado con éxito en Linares, N.L. entre el 12 y el 16 de Octubre de 2015.

La Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, acorde con su misión y visión de generar y divulgar el conocimiento científico, ha tenido el honor de albergar este evento académico por tercera vez en 25 años. En esta ocasión se han dado cita investigadores y estudiantes de 26 instituciones del país y el extranjero con el propósito de presentar los resultados que han generado en diversos campos de conocimiento. De esta forma, se recibieron 40 contribuciones que han cubierto las siguientes temáticas: (a) Hidrogeoquímica (8), Geoquímica Analítica (1), Geoquímica de Yacimientos (5), Petrología (12), Estadística aplicada a la Geoquímica (2), Vulcanología (1), Biogeoquímica (1), Geoquímica Ambiental (7), Geoquímica Marina (1) y Geotectónica (2). La diversidad de los temas abordados en estas contribuciones es un reflejo del desarrollo de la Geoquímica en México.

Adicionalmente a las sesiones temáticas, el INAGEQ 2015 ha incluido dos cursos: el Dr. Mahendra P. Verma (Instituto de Investigaciones Eléctricas; Cuernavaca, Mor.) ha impartido el curso *Termodinámica para geoquímicos e ingenieros en energía* y el Dr. Surendra P. Verma (Instituto de Energías Renovables, UNAM; Temixco, Mor.) ha ofrecido el curso *Estadística básica para el manejo de datos experimentales*. El conocimiento actual sobre la geología del Noreste de México se ha divulgado a través de dos excursiones geológicas: el Dr. Gabriel Chávez Cabello (Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL; Linares, N.L.) ha guiado la excursión *Evolución estratigráfica y tectónica de la Sierra Madre Oriental y su antepaís, sector Saliente de Monterrey y Cuenca de La Popa, NE de México* y el Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández ha dirigido la excursión *Evolución del Basamento Cristalino de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina*.

El Comité Organizador de este XXV Congreso Nacional de Geoquímica agradece la confianza de las autoridades del Instituto Nacional de Geoquímica, A.C., Dr. Surendra P. Verma (Tesorero), Dr. Thomas Kretschmar (Secretario) y Dr. Kinardo Flores Castro (Presidente), al otorgar la sede a nuestra Institución. Damos las gracias a las autoridades de la Universidad Autónoma de Nuevo León y de esta Dependencia por las facilidades para desarrollar el evento. Agradecemos también a los estudiantes y al personal técnico, secretarial y de apoyo que han brindado su tiempo y dedicación para sacar adelante este proyecto. Finalmente, esperamos que nuestros visitantes hayan disfrutado su estancia en Linares e incrementado su conocimiento al participar en esta reunión académica. Esperamos tener la oportunidad de reunirnos nuevamente con la comunidad geoquímica de México en el INAGEQ 2016.

Dr. Fernando Velasco Tapia

Presidente

Comité Organizador del INAGEQ 2015

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA, UANL

Como resultado de su proceso de descentralización, en agosto de 1981 la Universidad Autónoma de Nuevo León fundó en la ciudad de Linares, N.L. el Instituto de Geología. En esta etapa se establecieron vínculos con universidades de Alemania, en donde un grupo de profesionistas mexicanos desarrollaron estudios de posgrado en diversas áreas de las Ciencias de la Tierra con la finalidad de generar una planta académica. Durante este periodo, el Instituto recibió apoyo de la Sociedad de Cooperación Técnica (GTZ) de Alemania para financiar estancias de mediano y largo plazo, en la UANL, de profesores-investigadores de universidades alemanas.

Posteriormente, por acuerdo del H. Consejo Universitario de la UANL se fundó, en marzo de 1983, la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT-UANL), ofreciendo tres programas de Licenciatura: Ingeniero Geólogo, Ingeniero Geofísico e Ingeniero Geólogo Mineralogista, cuyas estructuras fueron desarrolladas de acuerdo a modelos europeos. En 1990 se inició el programa de Posgrado con la Maestría en Ciencias Geológicas y posteriormente en 2002 se estructuró el Doctorado en Ciencias con Orientación en Geociencias. Finalmente, a partir de agosto de 2007, la FCT-UANL oferta adicionalmente la carrera de Ingeniero Petrolero.

Desde su creación, la Dependencia ha experimentado un crecimiento y diversificación de su planta académica, integrando a profesores de EEUU, Rusia, España y Cuba, así como a un grupo de investigadores formados en los programas de doctorado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y el Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada (CICESE). Actualmente, la mayor parte de la planta académica de la FCT-UANL cuenta con estudios de doctorado en especialidades que cubren diversos campos de las Ciencias de la Tierra.

De esta forma, la FCT-UANL ha contribuido al conocimiento en diversas temáticas que incluyen: (a) Evolución geológica y tectónica del Noreste de México; (b) Estudio del magmatismo y sismicidad en el Norte de México; (c) Evaluación de recursos de aguas superficiales y subterráneas en el estado de Nuevo León; (c) Riesgos geológicos en la Sierra Madre Oriental; (d) Paleontología del Jurásico-Cretácico en el Noreste de México y (e) Geología de Yacimientos en el Noreste de México. Por lo antes expuesto, la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, representa uno de los centros de formación e investigación en Geociencias más importantes en el país y el principal en el NE de México. Actualmente, sus egresados cubren una parte importante de la demanda laboral de profesionistas de las Ciencias de la Tierra a nivel nacional.



LINARES, N.L.

La ciudad se ubica a 135 km al SE de Monterrey, dentro de la Región Citrícola del estado de Nuevo León (Figura 1). La villa original fue fundada el 10 de abril de 1712 por Don Sebastián de Villegas Cumplido, recibiendo el título de ciudad el 19 de mayo de 1777. De acuerdo al Censo de Población y Vivienda 2010, cuenta con alrededor de 79,000 habitantes.

Durante la época de colonización de la región de Nueva Santander (Nuevo León, Tamaulipas y el sur de Texas), Linares se convirtió en un importante centro de producción, acopio y tránsito de mercancías. Posteriormente, en el siglo XVIII se convirtió en la zona principal de producción de caña de azúcar en el norte de México.

En la época reciente, la vida económica de la ciudad se ha diversificado. De un modelo dominado por la agricultura, la ganadería y la producción artesanal se ha pasado a uno relacionado con empresas ensambladoras de cables, maquiladoras de ropa, procesadoras de frutas, alimentos y dulces, fábricas de carrocías, elaboración de muebles, talleres de ductos de aire, etc.

Entre los lugares de interés cultural se incluyen: (1) la Catedral de San Felipe, edificio de estilo colonial que data de 1777; (2) el Palacio Municipal, que se construyó en el siglo XIX sobre los cimientos de un antiguo convento franciscano; (3) la Capilla del Señor de la Misericordia, un ejemplo del estilo barroco del noreste mexicano de principios del siglo XVIII, (4) el Casino Linares, un edificio de 1928 construido siguiendo un estilo neoclásico francés y (5) la Ex – Hacienda de Guadalupe, cuyo construcción data de finales del siglo XVII. El Museo de Linares, A.C. cuenta con un espacio permanente donde se puede apreciar la evolución histórica de la región y que, de forma periódica, recibe exposiciones de artes plásticas, así como recitales de música, narrativa y poesía.

La ciudad ofrece una gastronomía variada, que incluye también platillos tradicionales de la región, como el cabrito al pastor, arrachera, machacado con huevo, etc. Linares se ha distinguido, especialmente, por la producción de dulces de leche y nuez, denominados tradicionalmente como “glorias”. En consideración a su herencia cultural y arquitectónica, en septiembre 2015 la ciudad de Linares ha recibido la denominación “Pueblo Mágico” por parte de la Secretaría de Turismo.



INSTITUCIONES PARTICIPANTES

Altos Hornos de México

Argonaut Gold Corporation

Baramin

Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada

Compañía Minera Autlán

Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Alemania)

Friedrich-Schiller-Universität Jena (Alemania)

Georg-August Universität Göttingen (Alemania)

Instituto de Investigaciones Eléctricas

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica

National Geophysical Research Institute – Hyderabad (India)

Universidad Autónoma de Baja California

Universidad Autónoma de Baja California Sur

Universidad Autónoma de Chihuahua

Universidad Autónoma de Nuevo León

Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Universidad Autónoma del Estado de Morelos

Universidad de Castilla – La Mancha (España)

Universidad de los Andes (Venezuela)

Universidad de Sonora

Universidad Nacional Autónoma de México

Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Universidad Veracruzana

Universitetet i Stavanger (Noruega)

University of Arizona (EEUU)

SESIÓN HIDROGEOQUÍMICA / 14.10.2015

[HG01]

LIMITATIONS IN EXPERIMENTAL SETUPS FOR MEASURING HEAT CAPACITY OF PURE WATER NEAR THE LIQUID-VAPOR SATURATION CURVE

Mahendra P. Verma

Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Reforma 113, Col. Palmira; Cuernavaca, Morelos, México

E-mail: mahendra@iie.org.mx

The PVT characteristics together with C_p and/or C_v of pure water are used to formulate the steam tables. The well-known formulations for steam tables are IAPWS-95 for scientific use and IAPWS-IF97 for industrial use (Wagner and Pruß, 2002). Using the IAPWS-95 formulation, Verma (2003) wrote a dynamic linked library to calculate 23 properties of water as function of T and P in Visual Basic 6.0. According to thermodynamics, two state variables (say, T and V) are necessary and sufficient to calculate all the other state properties of pure homogeneous substances in a phase; however, Verma (2006, 2009, 2012) found the violation of the laws of thermodynamics in the behavior of state functions in the steam tables. Verma (2013) and Verma *et al.* (2013) illustrated the instability in the algorithm of steam transport in a pipeline because of the inconsistencies in the steam tables. Additionally, there is a steam loss during its transportation in geothermal pipeline networks (Gracias *et al.*, 2009).

The T and P conditions in most of the geothermal systems are generally along the liquid-vapor saturation of water and there is no violation of the basic laws of thermodynamics in the present algorithms of steam transport simulations in the geothermal pipeline network. However, when there is high flow in small diameter pipeline, the geothermal fluid changes to the superheated region. In that case, Verma *et al.* (2013) observed the violation of energy conservation due to the inconsistencies in the steam tables. Similarly, the future of the geothermal industry is based the development of enhanced geothermal systems (EGS). It means that there is need to learn the steam flow simulation in the conditions other than the saturation curve. Presently, we are presently working on a project, “*GeoSteam.Net: A vapor transport simulator to optimize the design of steam-pipeline networks and generation of electrical energy in a geothermal field*”, supported by the grant “FONDO SECTORIAL CONACYT-SENER SUSTENTABILIDAD ENERGÉTICA IIE-CEMIE-GEO-P14”, to develop an experimental setup for measuring the heat capacity of water at T and P of geothermal interest.

Most of the experimental values of C_p were measured in 1956-1970 and experimental details for their measurements are not clearly mentioned in the literature; therefore, it is difficult to pinpoint the reasons of exponential increase in the values of C_p near the liquid-vapor saturation curve. During the measurements of C_p of liquid water, the pressure in the cell (setup) is controlled by an inert gas. It causes the problem of vapor formation when the conditions measurements are near to the liquid-vapor separation boundary as a consequence kinetic processes. For example, the temperature (30 °C) of earth surface is considerably lower than the boiling point of water (100 °C) at 0.1 MPa (1 atm). This means that water on the earth surface is in the compressed liquid region, and consequently, there should not be any vapor in the atmosphere under the conditions of thermodynamic equilibrium. The formation of atmospheric vapor is a result of kinetic processes. We are working to design an experimental setup to avoid this effect in the measurement of C_p .

For the measurements of C_p of water vapor, Sirota (1956) designed an experiment setup with continuous flow of steam. The setup had same problem of formation of liquid water near the liquid-vapor saturation curve. Thus, the results of this project will help us in improving steam tables and resolving the present anomalies in the steam transport algorithms.

REFERENCES

- García A., Martínez J.I., Hernández A.F., Verma M.P., Mendoza A., Ruiz A. 2009. Development of a hydraulic model and numerical simulation of Los Azufres steam pipeline network. *Geothermics* 38, 313-325.
- Sirota A. M., Timrot D. L. 1956. Experimental Investigation of the Heat Capacity of Superheated Steam. *Teploenergetika* 3(7), 16-23.
- Verma, M.P. 2003. Steam tables for pure water as an ActiveX component in Visual Basic. *Computers & Geosciences* 29, 1155-1163
- Verma, M.P. 2006. Thermodynamics, equations of state and experimental data-a review. *Journal of Engineering and Applied Sciences* 1, 35-43.
- Verma, M.P. 2009. SteamTables: An approach of multiple variable sets. *Computers & Geosciences* 35, 2145–2150.
- Verma, M.P. 2011. SteamTablesGrid: An ActiveX control for thermodynamic properties of pure water. *Computers & Geosciences* 37, 582–587.
- Verma M.P. 2013. Steam transport simulation in a geothermal pipeline network constrained by internally consistent thermodynamic properties of water. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30, 210-221.
- Verma M.P., Gervacio L., Aragón A., Arellano V., Franco J.M., Escamilla-García J.C. 2013. Simulación de las redes de vapor-ductos geotérmicos: un estudio del comportamiento paramétrico. *Geotermia* 26, 68-75.
- Wagner W., Pruß A. 2002. The IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 31, 387-535.

[HG02]

INTERACCIÓN DE MICROORGANISMOS CON ROCAS EN AMBIENTES HIDROTERMALES EN PUERTECITOS, BAJA CALIFORNIA

Yorfrank Arellano R.¹, Thomas Kretzschmar G.¹ y Rufina Hernández².

¹*División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B.C.*

E-mail: yarellan@cicese.edu.mx.

²*División de Biología Experimental y Aplicada, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B.C.*

El conocer la interacción de microorganismos con minerales en condiciones extremas de temperatura es un proceso poco estudiado. En el presente estudio se tienen evidencias de silicificación de microorganismos en rocas, producto por alteración hidrotermal de alta temperatura. El presente estudio se realizó en la fosa hidrotermal artificial de Puertecitos. La alteración hidrotermal origina minerales nuevos como yeso y cuarzo, este último aunque está presente en la mineralogía primaria de la roca se siguió formando en presencia de los fluidos calientes. El estudio detallado de las rocas de alteración hidrotermal nos permitió dilucidar algunas de las características de silicificación moderna. Las microestructuras silicificadas corresponden a microorganismos alargados con tamaños mayores a 10 μm , bacilos de hasta 2 μm y diatomeas de tamaños aproximados a 20 μm . Estos han sido descritos en tobas vítreas de composición riolítica a dacítica, pertenecientes a la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP).

INTRODUCCIÓN

Aunque la erosión de las rocas ha sido muy estudiada, la causante por mecanismos biológicos en condiciones de alta y baja temperatura sigue siendo poco conocido. Actualmente se han identificado una serie de microorganismos que son capaces de desarrollarse en estas condiciones, como en chimeneas hidrotermales. El conocer la degradación de rocas en ambientes hidrotermales presenta importancia debido a que es el medio conductor del fluido de altas temperaturas y constituye el soporte para el crecimiento de comunidades termófilas que ocurren en ambientes de alta temperatura en la tierra y posiblemente en otros planetas.

Los estudios de interacciones mineral-microbio se encuentran en el campo emergente de la Geomicrobiología, los minerales y las rocas son materiales de la tierra con las que los microbios interactúan en todas las escalas. La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en térmicos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas. La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma.

A lo largo de la costa norte del Golfo en la Península de Baja California, se han reportado varios sitios de actividad hidrotermal de baja temperatura entre San Felipe y Puertecitos (Peart, 1978). Sin embargo, no se cuenta con información por parte de la degradación microbiana.

Para el desarrollo del proyecto se empleará microscopía electrónica de barrido (SEM) para estudiar la estructura de los minerales y de los microorganismos presentes, como también la interacción que estos tienen. Además, se observarán los canales de alimentación dejados por los microorganismos y distinguirlos de disolución por parte de las altas temperaturas, además se implementará el uso de la microsonda dispersa (EDS).

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la costa este de Baja California, en la población Puertecitos. La ubicación relativa y puntos de muestreo se pueden ver en la Figura 1. Esta zona es famosa por sus aguas sulfurosas. Sin embargo, la fosa hidrotermal se ve fuertemente influenciada por los cambios de mareas, por lo cual se puede llegar a tener temperaturas de ebullición cuando está lo más baja posible en algunos meses del año.

Existen varios sitios conocidos con manantiales costeros calientes en la zona, sin embargo el manantial de Puertecitos es de particular interés porque se presenta en afloramientos rocosos. Otros manantiales ocurren en la zona intermareal pero estos se encuentran en sedimento arenoso-limoso no consolidado.

La vía de acceso al área de estudio es la carretera San Felipe a Puertecitos, que tiene una distancia entre estos dos puntos de 86 km aproximadamente. Durante la marea alta las pozas de aguas termales permanecen sumergidas. A medida que la marea baja se exponen las pozas y la temperatura del agua se incrementa progresivamente hasta que la marea las vuelve a cubrir. Por tal motivo, los muestreos se realizarán en condiciones de baja marea. Estos sistemas de manantiales costeros se piensa están asociados a la actividad magmática y/o a las fallas activas relacionada con la extensión oblicua que caracteriza al sistema de rift del Golfo de California (Martin-Barajas, 1995). El manantial hidrotermal de Puertecitos ocurre en tobas vítreas de composición riolítica y dacítica que corresponden al último evento volcánico de provincia volcánica de Puertecitos (PVP) (Martin-Barajas, 1995).

METODOLOGÍA

Para la toma de muestras se consultó previamente el calendario mensual de mareas (Mar V1.0-CICESE), lo cual permitió conocer los días en que estaría en su nivel más bajo y tener la menor influencia por el agua de mar. Con este calendario se obtuvo el día 19 de febrero del año 2015. Además, se logró realizar toma de muestras en días adicionales a los ya mencionados, como el día previo y el día siguiente. Se recolectaron muestras de rocas por 16 puntos de muestreo, además dos muestras de agua, uno al agua de mar y otro al agua la fosa hidrotermal. La muestra de agua en la fosa hidrotermal se tomó en el lugar donde se pudo encontrar la mayor temperatura, asociando al lugar de emanación. Por cada punto de muestreo, se tomaron tres (03) muestras de roca; de las cuales dos (02) fueron para realizar la fijación de microorganismos que posteriormente se analizaron en el microscopio de barrido y la otra muestra para análisis petrográfico, la cual se realizó a través de secciones delgadas y uso de la petrografía.

Entre los métodos para la caracterización de la roca presente se utilizó análisis petrográfico, microscopía electrónica de barrido y análisis de microsonda. Los procedimientos de cada técnica fueron consultados previamente en la literatura, añadiendo ligeras modificaciones de acuerdo a cada muestra y condiciones de trabajo. La fijación de microorganismos en la roca se realizó con dos tipos de soluciones, debido a que no se encontró antecedentes que indicaran un método fijador adecuado, por lo tanto una de las muestras fue fijada con alcohol etílico al 96% y la otra se realizó con una solución FAA, la cual está compuesta por etanol (50%), ácido acético glacial (5%), formol (10%) y agua destilada (35 %) (Waston *et al.*, 1980).

Los fijadores permitieron conservar de manera definitiva la estructura microbiana al momento que la muestra fue tomada, además, impidieron el desprendimiento de los microorganismos a la roca. Se guardaron en envases con la solución fijadora y así poder ser transportados hasta el laboratorio. Una vez en laboratorio se colocaron en Placas Petri de Polietileno, con sus respectivas etiquetas, para ser llevadas al desecador y eliminar cualquier humedad preexistente. Debido a que las muestras se encontraban consolidadas, se procedió a realizar el análisis petrográfico, para la cual fue necesario elaborar laminas delgadas, estas se elaboraron en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales del CICESE.

Antes de observar las muestras en el microscopio electrónico de barrido, fue necesario una previa preparación de las mismas, para esto fueron retiradas del envase con la solución fijadora donde se tenían (FAA y alcohol), posteriormente fueron llevadas al secador para eliminar cualquier humedad presente. Una vez secas, se realizó un recubrimiento metálico, debido a que las muestras analizadas no son conductoras. El recubrimiento se realizó para una muestra con oro y la otra con carbono. El estudio se enfocó en digrafías de diferentes tamaños, encontrándose hasta 1 μm , siendo esta escala la que permitió buena apreciación de los microorganismos presentes.

La técnica por microsonda electrónica de barrido es no destructiva y aporta información cualitativa en análisis elemental en la superficie de los materiales. El SEM, permite obtener de forma simultánea imágenes de rayos X y micrografías óptica, además incluye la identificación de minerales y aporta información química por punto o también un promedio por un área seleccionada. Por lo tanto, el análisis de microsonda fue utilizado para conocer la composición en elementos mayores de los minerales, como también la presencia de microorganismos biológicos presentes.

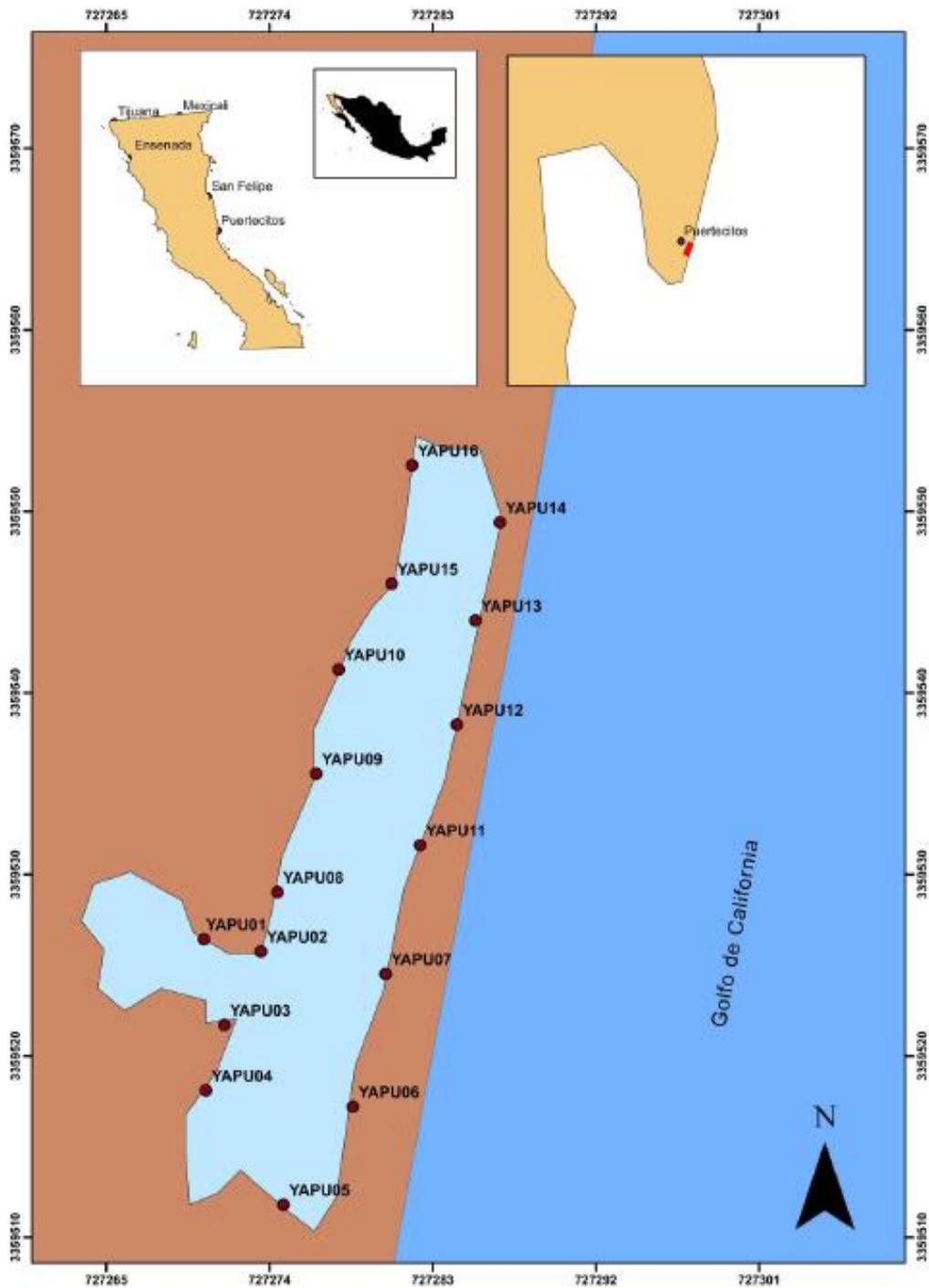


Figura 1. Área de estudio y ubicación de tomas de muestra de rocas, Puertoerticos, Baja California.

RESULTADOS

El área de estudio presentó variación en la temperatura a lo largo de todo el perímetro estudiado, teniendo temperaturas cercanas a los 70 °C, las cuales se encontraron en la zona de fractura, el mapa de distribución de temperaturas se puede observar en la Figura 2. Las muestras fueron tomadas de un afloramiento rocoso de forma masiva, presentando un color gris claro en su forma fresca con variaciones a tonos marrones y rojizos más oscuros en la zona de interperismo. La roca está parcialmente soldada con una matriz afanítica y vítrea, algunos fragmentos líticos angulosos y mal clasificados así como rasgos de fluidez (fiames de pomez). Se pudo observar que la parte de mayor oxidación se encuentra silicificada, además una orientación hacia la dirección de flujo. Las rocas mostraron núcleos de origen volcánico con ondulaciones con paralelismo. Entre los minerales observados se encontraron cuarzo, pirita, barita, calcita, halita, feldespato potásico (sanidino), caolinita, micas y además vidrio volcánico. No obstante, se pudo notar una recristalización de cuarzo en cavidades dejadas por otros minerales. Esta recristalización se pudo notar más hacia la parte externa de la roca, la cual está cercana a contacto con fluidos hidrotermales.

La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circula por la misma. Evidencias de alteración hidrotermal se pueden apreciar en la formación de minerales de yeso, los cuales se apreciaron en las muestras tomadas a mayores temperaturas, variando en su abundancia a medida que disminuía la temperatura. Otro mineral encontrado producto de alteración hidrotermal es el cuarzo, aunque este se encontró en la mineralogía inicial de la roca también se tiene en minerales originados por la alteración del área de estudio. Evidencias de recristalización de minerales pueden verse en la Figura 3, la cual muestra un mineral de yeso formado por acción de alteración hidrotermal.

Entre los factores más importantes que afectan el área de estudio se tiene la temperatura y la composición del fluido hidrotermal, siendo estos los más importantes para la mineralogía hidrotermal resultante de un proceso de alteración. El área de estudio presenta una temperatura variable en todo su perímetro, por lo cual se tiene silicificación de microorganismos orgánicos e inorgánicos (minerales), especialmente en la zona donde se tienen mayores temperaturas. En algunos lugares donde el flujo caliente no lograba llegar, se pudo formar una capa orgánica sobre la roca, siendo la zona donde se concentraba la mayor actividad orgánica.

En algunos lugares, se encontraba bacterias silicificadas que incluye numerosos restos de diatomeas y fragmentos de plantas terrestres, además de microorganismos en forma de bacilo. Se pudo notar que las características microestructurales y macroestructurales de la fosa hidrotermal son sustancialmente controladas por el régimen hidrodinámico de disolución de sílice.

El cemento silíceo que contiene los microorganismos biológicos se formó en un entorno subacuático y subaéreo en la zona intermareal, donde se tienen cambios de temperatura durante el transcurso del día, producto de los continuos cambios de mareas. La precipitación de estos microorganismos se llevó a cabo en zonas calientes en temperaturas de 50-70°C.

Todos los fragmentos terrígenos, diatomeas y numerosas bacterianas filamentosas se recubren con una capa fina de sílice. Los glóbulos encontrados varían desde 0.5 a 3 micras (Figura 5). La longitud de bacterianas alargadas excedían de 10 µm (Figura 4), las cuales se encuentran embebidas en la matriz silíceo y recubiertas con capa de espesor variable de sílice.

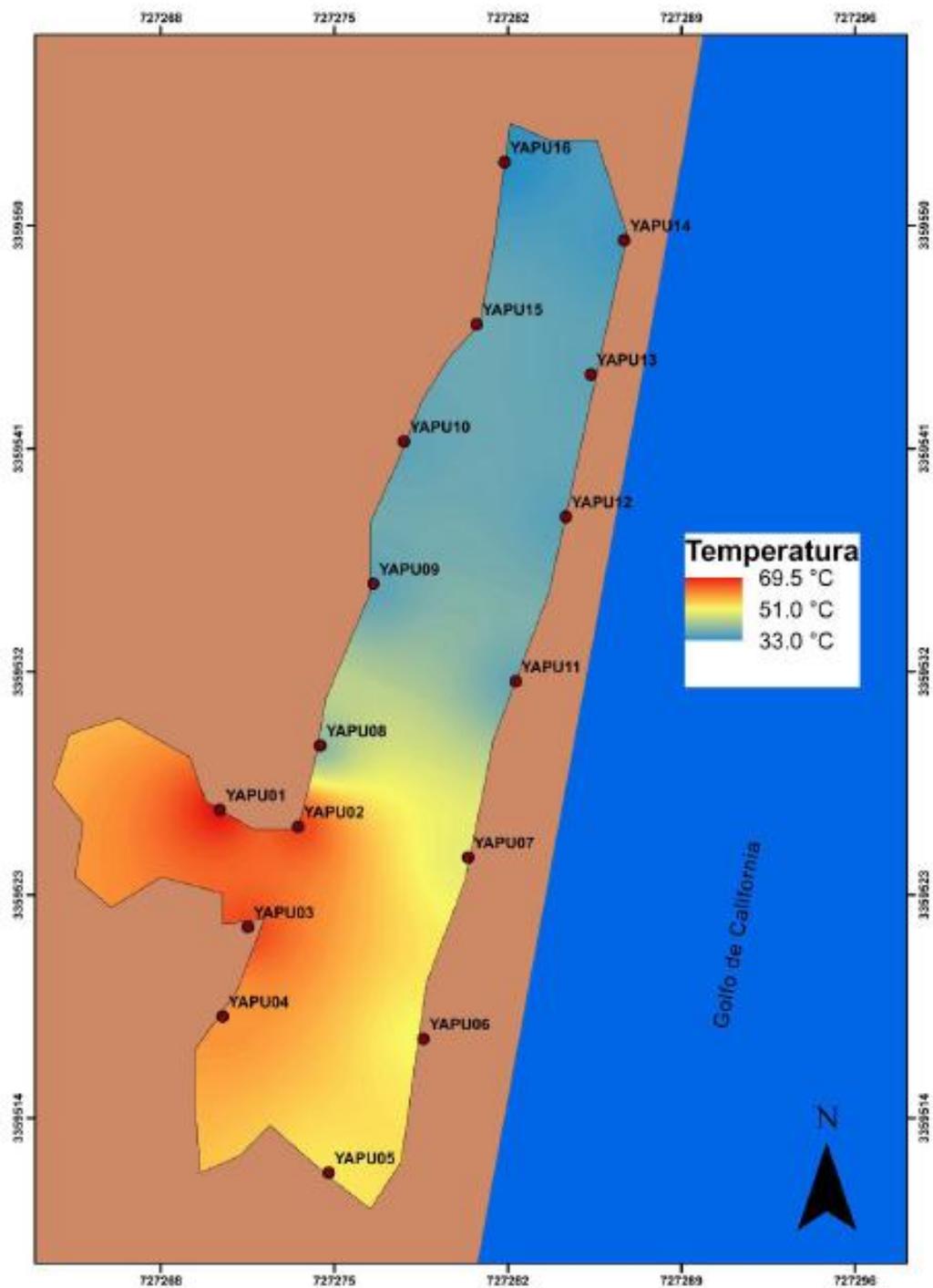


Figura 2. Distribución de temperaturas a lo largo de toda la fosa hidrotermal, tomadas el día 19 de febrero del 2015 en marea baja.

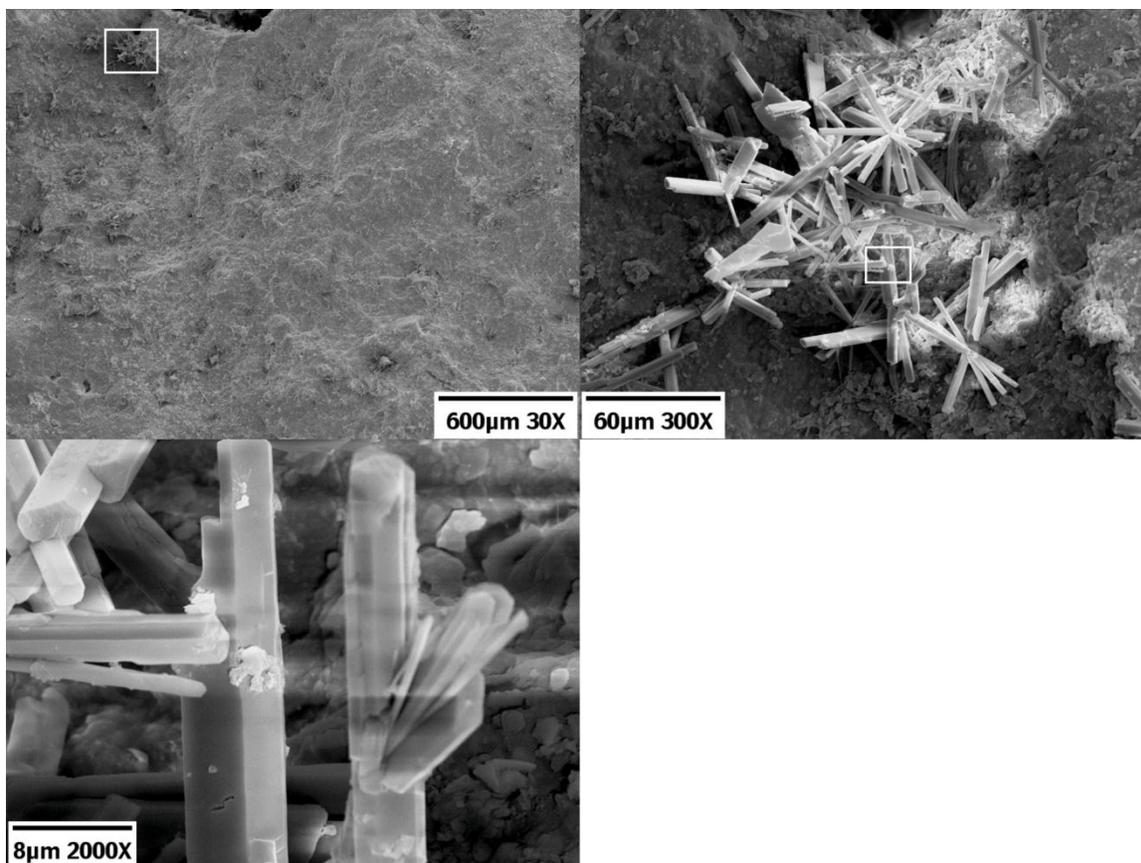


Figura 3. Recristalización de minerales secundarios por alteracion hidrotermal.

CONCLUSIONES

Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que el debido a la temperatura y composición del fluido. En efecto, la temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal.

Las micrografías obtenidas a partir del fijador FAA, son de buena calidad a pesar de no realizar el punto crítico. No obstante, el recubrimiento con oro permitió una mejor observación de microorganismos y minerales, sin embargo fue necesario trabajar algunas muestras con carbono debido a los minerales que contienen azufre en su estructura química.

La silificación es notable en todos los microorganismos encontrados, hallándose en los rayos X elementos de sílice, carbono y nitrógeno en orden de mayor a menor abundancia, el cual es producto del ambiente hidrotermal en el que viven. El grado de silificación en los microorganismos alargados variaba en función de que este era atrapado por la matriz, aumentando el elemento sílice y disminuyendo el carbono y nitrógeno. El ambiente de silificación ocurre en toda la fosa hidrotermal, tanto en emanaciones de agua y gas como a temperaturas menores a pesar de los cambios por variación de la marea.

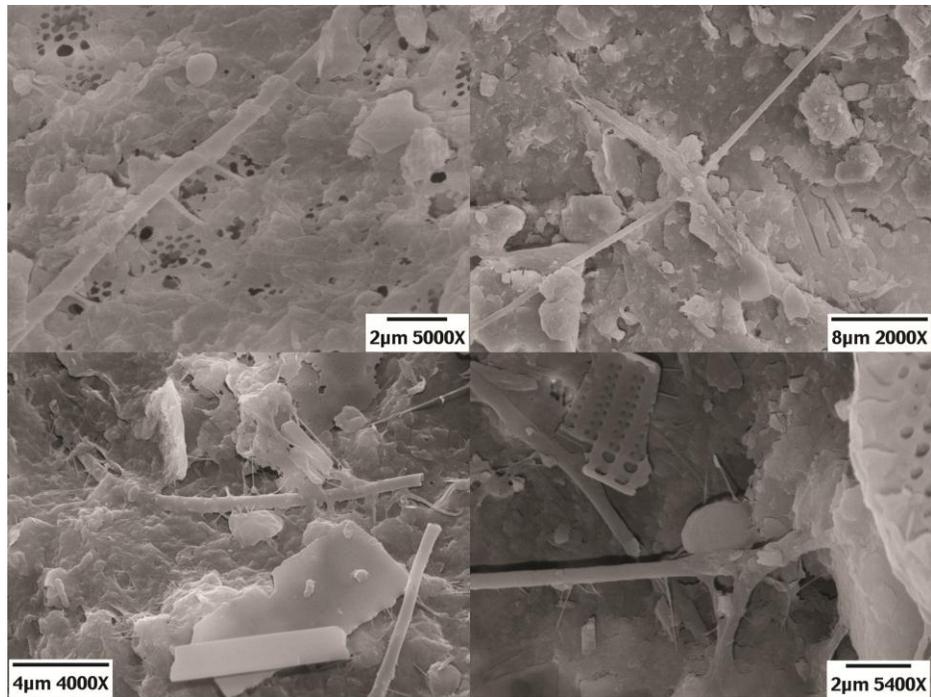


Figura 4. Microorganismos alargados con diferente grado de silicificación.

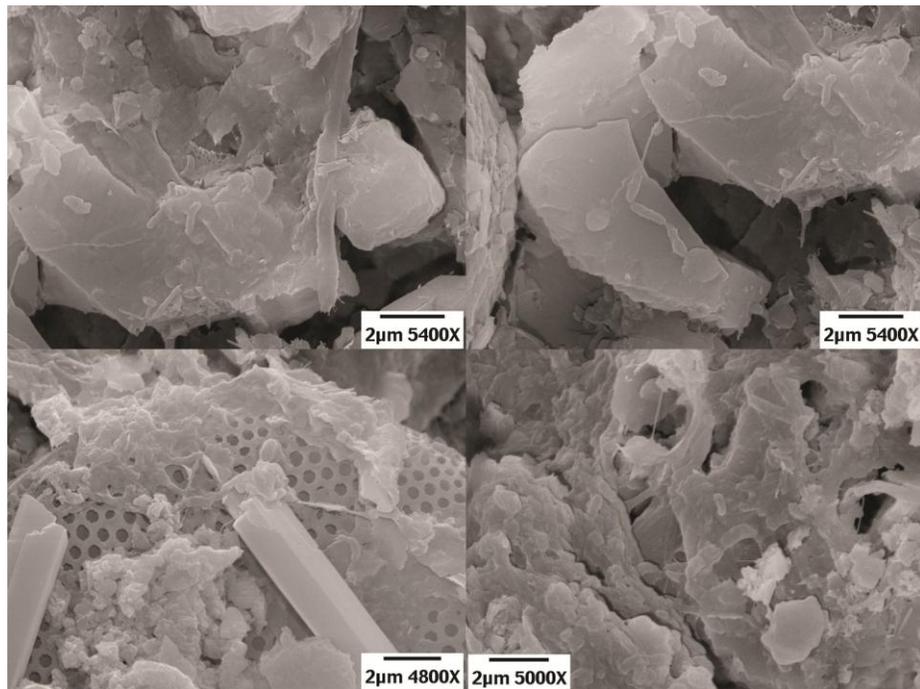


Figura 5. Microorganismos con forma de bacilo, presentando preferencia sobre superficies lisas y de menor topografía a diferencia de los microorganismos alargados.

Referencias

- Geptner, A. R., Ivanovskaya, T.A., Pokrovskaya, E.V. 2005. Hydrothermal fossilization of microorganisms at the Earth's Surface in Iceland. *Litology and Mineral Resources* 40(6), 505–520.
- Martin-Barajas, A., Stock, J.M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., Lopez-Martinez, M. 1995. Arc-rift transitional volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 107(4), 407–424.
- Ramírez, N., Serrano, J.A., Sandoval, H. 2006. Microorganismos extremófilos. Actinomicetos halófilos en México. *Revista Mexicana de Ciencias Farmacéuticas*, 37(3), 56–71.
- Peart, J.E. 1978. *Deposits of sulphur hot springs along the northeast coast of Baja California*. Thesis, San Diego State University.
- Uroz, S., Calvaruso, C., Turpault, M. P., Frey-Klett, P. 2009. Mineral weathering by bacteria: ecology, actors and mechanisms. *Trends in Microbiology*.
- Watson, L.P., McKee, A. E., Merrell, B.R. 1980. Preparation of microbiological specimens for scanning electron microscopy. *Scanning Electron Microscopy* 2, 45–56.

[HG03]

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS MANANTIALES TERMALES EN LA PORCIÓN NOR-ORIENTAL DEL BLOQUE LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

**Pablo Hernández-Morales¹, Jobst Wurl², Antonio Cardona-Benavides³,
Genaro Martínez-Gutiérrez² y Ernesto Ramos-Velázquez²**

¹*Posgrado en Ciencias Marinas y Costeras (CIMACO) Universidad Autónoma de Baja California Sur
E-mail: hdez.pablo@gmail.com*

²*Departamento de Geología, Universidad Autónoma de Baja California Sur.*

³*Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí*

Manantiales al noreste del municipio de Los Cabos fueron muestreados y estudiados para obtener sus características e interpretar su estatus hidrogeoquímico. Se reconocen manantiales termales de baja mineralización con dominio de los iones HCO_3^- y Na^+ . Las temperaturas máximas alcanzan los 45°C en superficie y un rango aproximado entre 80°C y 120°C fue calculado mediante geotermometría en el reservorio termal. Baja mineralización en Mg^{++} y un incremento en Ca^{++} indica una zona de mayor mezcla con agua meteórica en los dos manantiales ubicados al norte del área (San Dionisio y Sol de Mayo). El Cl⁻ sugiere su fuente de aporte en la interface agua-vapor en tránsito hacia la superficie. Se concluye que los manantiales termales son de tipo bicarbonatados-sódicos y que están orientados sobre la falla San José del Cabo, ésta estructura estaría estrechamente relacionada como la fuente principal de geotermalismo.

INTRODUCCIÓN

Por ser un estado que presenta escases de agua y por poseer un clima semiárido con lluvias estacionales, el estudio hacia los recursos hídricos resulta altamente significativo en Baja California Sur (B.C.S.).

Manantiales termales existen en varias localidades conocidas del municipio de Los Cabos y han sido utilizados desde tiempo prehispánico por los pobladores de la región.

Existen dos importantes cuencas hidrográficas en la parte oriente del Bloque Los Cabos (BLC): la cuenca San José del Cabo y la cuenca Santiago. Se investigaron los manantiales dentro de la cuenca Santiago debido a que son los más importantes y conocidos en la zona. Elementos como el boro, arsénico, flúor y metales pesados son posibles de existir en altas cantidades en agua termal y pueden ser condicionantes para la utilidad del agua. Es imperante la necesidad de proveer conocimiento científico de las características que constituyen los acuíferos en la cuenca, tanto en su funcionamiento hidráulico como hidrogeoquímico.

El objetivo primordial del presente estudio se enfoca a determinar las condiciones hidrogeoquímicas que presentan los manantiales en la cuenca Santiago y su existencia en relación con el sistema estructural del Bloque Los Cabos.

LOCALIZACIÓN

El área está situada en la parte suroriental del estado de B.C.S. (Figura 1), al SE de la ciudad de La Paz capital del estado; y al norte de la ciudad de San José del Cabo (SJC). Estructuralmente el área se encuentra dentro de la porción nororiental del BLC, hidrológicamente está dentro de la cuenca hidrográfica Santiago la cual es exorreica y con un área aproximada a los 1000 km².

GEOLOGÍA Y GEOHIDROLOGÍA DE REFERENCIA

Rocas ígneas y metamórficas predominan y constituyen parte del BLC, reconociéndose litologías pre y sintectónicas (Fletcher, 2000., Pérez-Venzor, 2013). Estas rocas forman parte del horst que define el medio graben (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) de la cuenca tectónica SJC y se limita hacia el este por la falla San José del Cabo (Fig.1). El complejo ígneo-metamórfico representa las rocas más antiguas reconocidas en el área y se presentan como relictos, pantallas, techos colgantes, enclaves, apófisis, y diques de rocas metamórficas y graníticas

con diferente grado de metamorfismo dúctil y/o frágil (Figura 1), así como los propios intrusivos graníticos (*sensu lato*).

En conjunto la cuenca exhibe rocas y depósitos sedimentarios en la zona de relleno que presenta múltiples secuencias sedimentarias. En disposición discordante al basamento cristalino existe la Formación La Calera compuesta por conglomerados y areniscas que subyacen a la Formación Trinidad originada en un ambiente marino y la conforma rocas como areniscas, limolitas y lutitas con presencia de fósiles; le sobreyace concordantemente a la anterior la Formación Refugio compuesta de sedimentos que fueron depositados en un ambiente marino, dando origen principalmente a areniscas con intercalaciones de limolitas y lutitas. Sobreyaciendo a la Formación Refugio se encuentra la Formación Los Barriles con areniscas gruesas y conglomerados con grandes clastos hasta bloques de gran tamaño, como característica particular. La Formación El Chorro cubre discordantemente a las formaciones mencionadas. Se ha caracterizado una edad desde el Mioceno medio hasta el Plioceno para estas formaciones, depósitos más recientes están presentes en los arroyos activos como sedimentos de origen aluvial y terrazas fluviales (Bush *et al.*, 2012., Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

La litología puede definir la difusión del agua en el subsuelo. Mientras en un medio impermeable puede existir flujo controlado por la cantidad y arreglo de redes de fracturamiento en contraste, en un medio poroso el flujo sería a través de los espacios intersticiales. Las rocas ígneo-metamórficas se catalogan como impermeables pero por fracturamiento pueden generar permeabilidad considerable, lo que podría permitir una conductividad hidráulica significativa incidiendo directamente en la migración superficial y subterránea del agua meteórica que capta la cuenca.

METODOLOGÍA

El muestreo y análisis para esta investigación retoma los estándares existentes en las normas NMX-AA-014-1980, EPA/600/4-79-020 (United States Environmental Protection Agency, USEPA, 1983), y la Standard Methods for examinations of Water and Wastewater (SMWW, 1999). En marzo del 2015 se realizaron recorridos en automóvil para acceder a los manantiales termales conocidos para su muestreo y para buscar nuevas evidencias de termalismo y proceder a su cartografía. El muestreo se realizó en los manantiales de forma directa. Se procedió a la toma de datos fisicoquímicos *in situ* tales como: temperatura directamente del manantial (Tabla 1), conductividad eléctrica, pH, potencial REDOX (Eh) y características generales del manantial.

Cationes: Se filtró la muestra directamente en el sitio de muestreo usando un filtro de membrana (acetato de celulosa) prelavado y con diámetro de poro de 0.45 ϕ . Conservación mediante acidificación con HNO₃ y posterior conservación en frío (4°C).

Aniones: Fue tomada la muestra directamente en el sitio de muestreo y se conservaron en frío (4°C).

Para los elementos mayores como el Ca, Mg, HCO₃, CO₃, Cl, NO₃, SO₄, F, Na, K se analizaron mediante métodos volumétricos (titulación), turbidimétricos con espectrofotómetro y flamofotométricos. El análisis de algunos cationes importantes como el Al, B, Mn, S, As, Si, Fe, se realizó mediante ICP-OES (También véase, ICP-AES). Elementos traza fueron analizados mediante el método ICP-MS. Todos los análisis fueron realizados en el laboratorio de química del área de ciencias de la tierra de la facultad de ingeniería de San Luis Potosí y en el laboratorio de geoquímica del instituto de geología de la misma universidad.

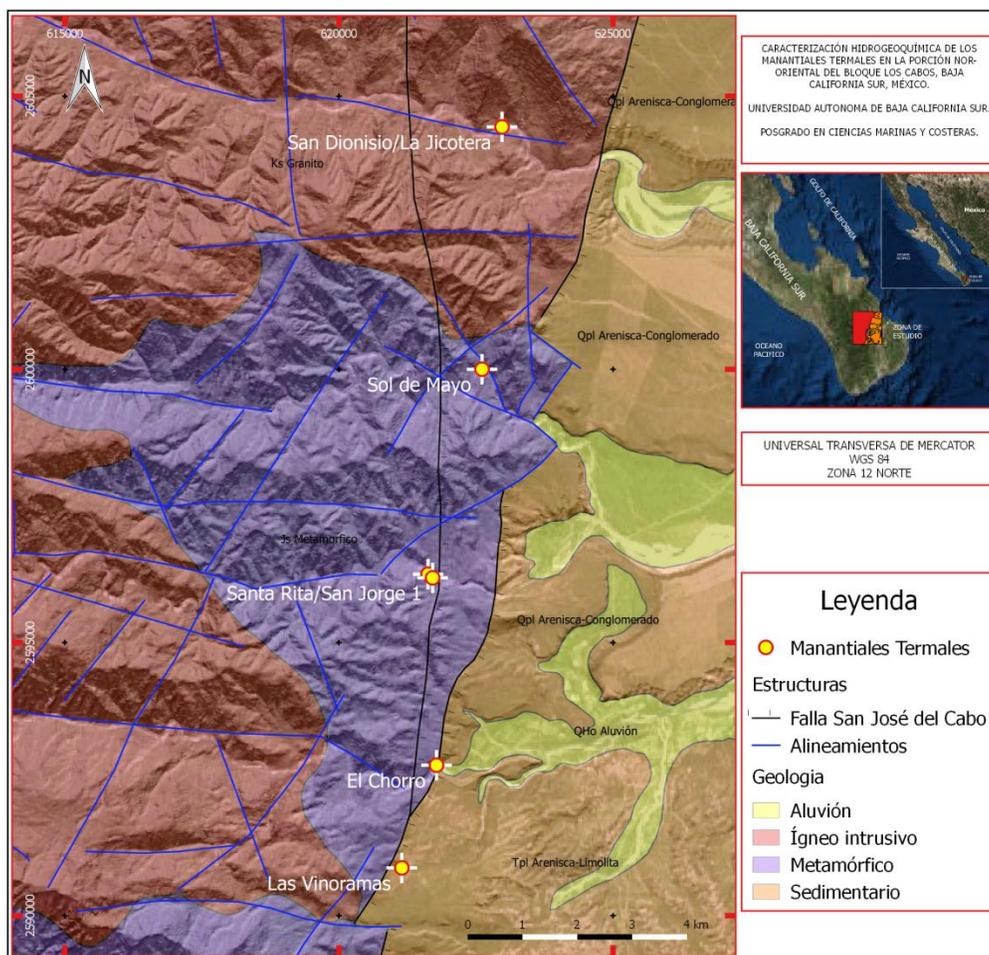


Figura 1. Localización, manantiales termales, litología y estructuras sobresalientes en el área de estudio. Modificado de Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) y Pérez-Venzor (2013).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las muestras colectadas fueron tomadas de manantiales las cuales presentaron afloramiento en las rocas de tipo granítico y metamórfico, en general en los arroyos al pie de montaña de la Sierra La Laguna, al graficarlas en el mapa con las estructuras se reconoce que estas muestras presentan estrecha relación espacial a la estructura principal del BLC, la falla San José del Cabo (Figura 1).

Las muestras de agua obtenidas de los manantiales presentaron temperaturas entre los 28°C y los 45.4°C. La conductividad eléctrica de las muestras indica baja mineralización así como el contenido de sólidos disueltos totales (SDT) donde el rango varió entre 149-429 y 73-210 respectivamente. Los valores de pH medidos indican aguas relativamente alcalinas con un promedio de 8.9 (Tabla 1). Las muestras de los manantiales más al sur del área provienen de ambientes reducidos mientras que las muestras de Sol de Mayo y San Dionisio/La Jicotera muestran características más oxigenadas.

Tabla 1. Parámetros fisicoquímicos in situ de los manantiales termales en estudio.

Manantial	Coord. X	Coord. Y	Alt. (m)	Temp °C	pH	REDOX Eh (mV)	C.E. μ s	SDT (mg/L)
El Chorro	621782	2592754	195	45.4	9.44	-304	149	73
Las Vinoramas	621149	2590874	322	30.2	9.07	-45.9	220	108
Santa Rita/ San Jorge 2	621628	2596251	272	41.6	9.22	-427	280	105
Santa Rita/ San Jorge 1	621711	2596184	255	42.4	9.11	-481	277	136
Sol de Mayo	622613	2600003	381	28	8.05	71	429	210
San Dionisio/ La Jicotera	622977	2604438	259	28.1	8.9	101	186	91

El cálculo realizado para el balance iónico resulto dentro del rango aceptable para la interpretación química y tipificación (1 a 3.5 %). La Tabla 2 presenta los valores del análisis realizado para los elementos mayores y para algunos elementos traza.

Para observar gráficamente el contenido de los análisis efectuados se extrapolaron a un diagrama Piper, la ubicación de las muestras resulto en el campo de las aguas bicarbonatadas-sódicas, el diagrama muestra además una tendencia a aguas de mezcla con mayor calcio (Figura 2).

Los diagramas ternarios de la Figura 3 presentan las relaciones Cl-Li-B y Cl-SO₄-HCO₃, el primero proyecta las muestras hacia el campo de la asimilación fase-vapor en el flujo ascendente (D'Amore y Arnórsson, 2000), el segundo indica la ocurrencia de mezcla con aguas de origen meteórico en los manantiales termales.

Mediante el geotermómetro de cationes K-Na-Mg se obtuvo las temperaturas de equilibrio del reservorio termal. El diagrama ternario muestra que los manantiales tienen una temperatura original estimada en el reservorio en equilibrio entre 80°C y 120°C y se ubican las más termales en la zona de equilibrio parcial.

Tabla 2. Resultados de los análisis químicos de seis muestras de manantiales (en mg/L).

Manantial	HCO ₃ ⁻	SO ₄	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Li	B	F	Sr	Ba	SiO ₂
El Chorro	63	3	13	1	0.08	40	1	0.026	0.13	1.84	0.03	0.00	34.83
Las Vinoramas	98	10	16	2	0.18	59	1	0.034	0.127	2.55	0.08	0.01	35.38
Santa Rita/ San Jorge 2	109	7	13	9	0.046	50	1	0.01	0.166	1.91	0.02	0.00	45.93
Santa Rita/ San Jorge 1	104	6	18	2	0.046	67	1	0.01	0.157	4.57	0.02	0.00	46.41
Sol de Mayo	161	28	36	26	5.3	64	2	0.03	0.122	0.35	0.40	0.10	51.5
San Dionisio/ La Jicotera	98	<1	18	10	5.3	31	5	0.003	0.033	0.2	0.22	0.15	35.16

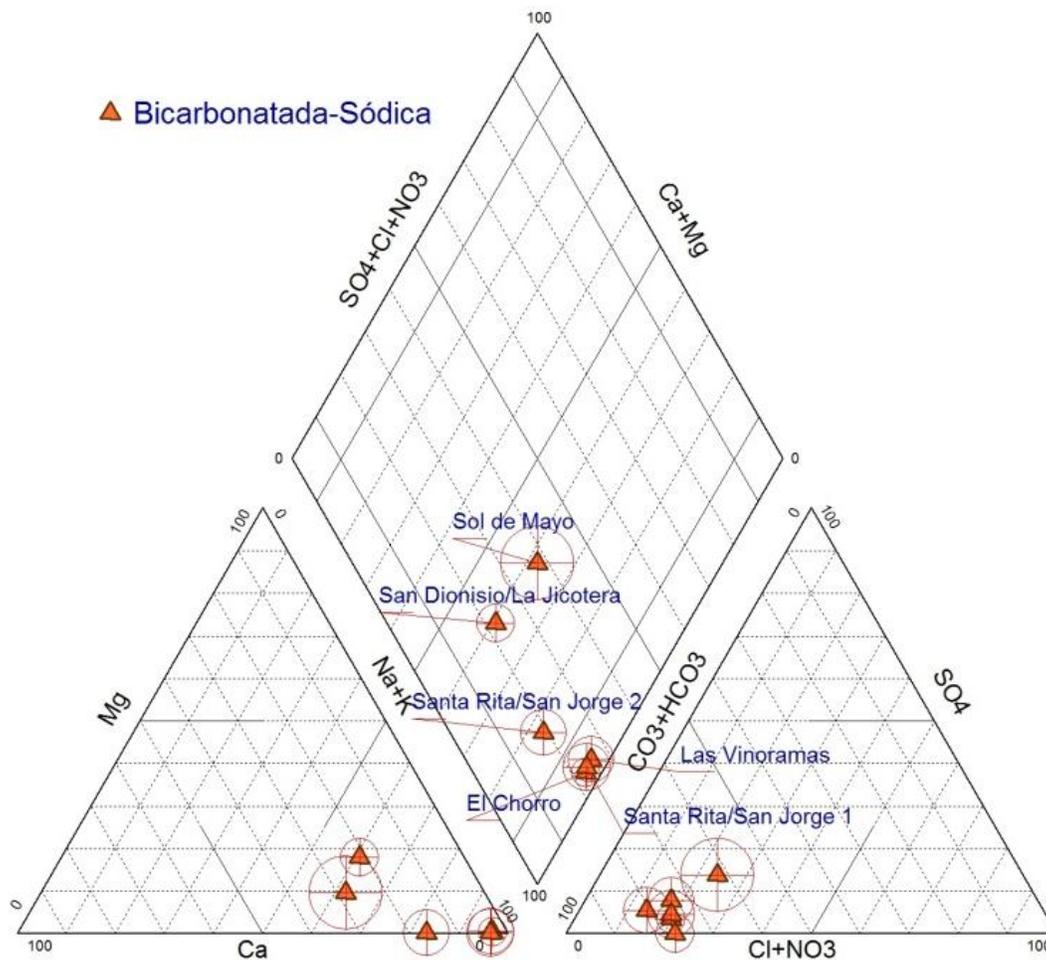


Figura 2. Posición de los manantiales termales en el diagrama de Piper. Círculos representan los SDT, Sol de Mayo es la muestra más mineralizada (ver Tabla 1).

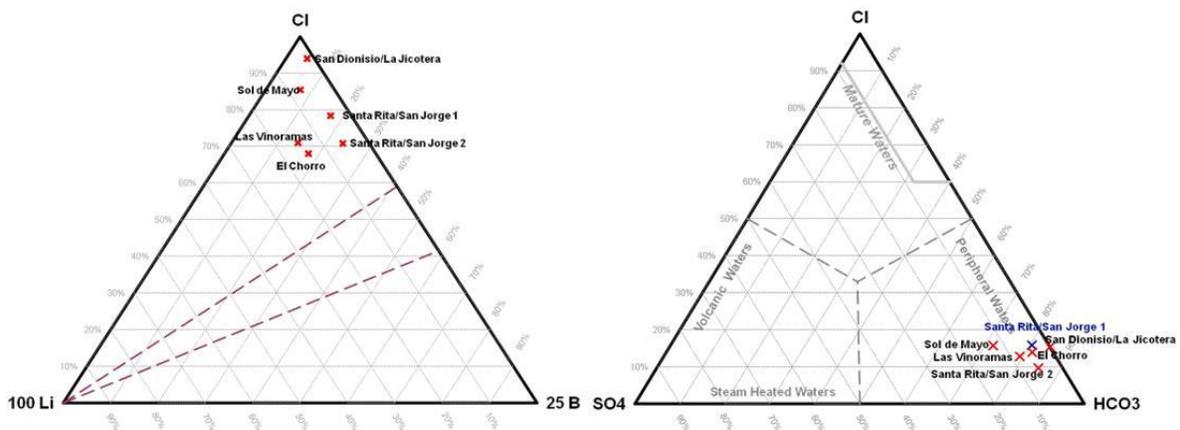


Figura 3. Diagrama ternario Cl-Li-B refleja la posible mezcla agua-vapor en la relación Cl/B. El diagrama Cl-SO₄-HCO₃ representa las muestras estudiadas con mezcla de aguas meteóricas.

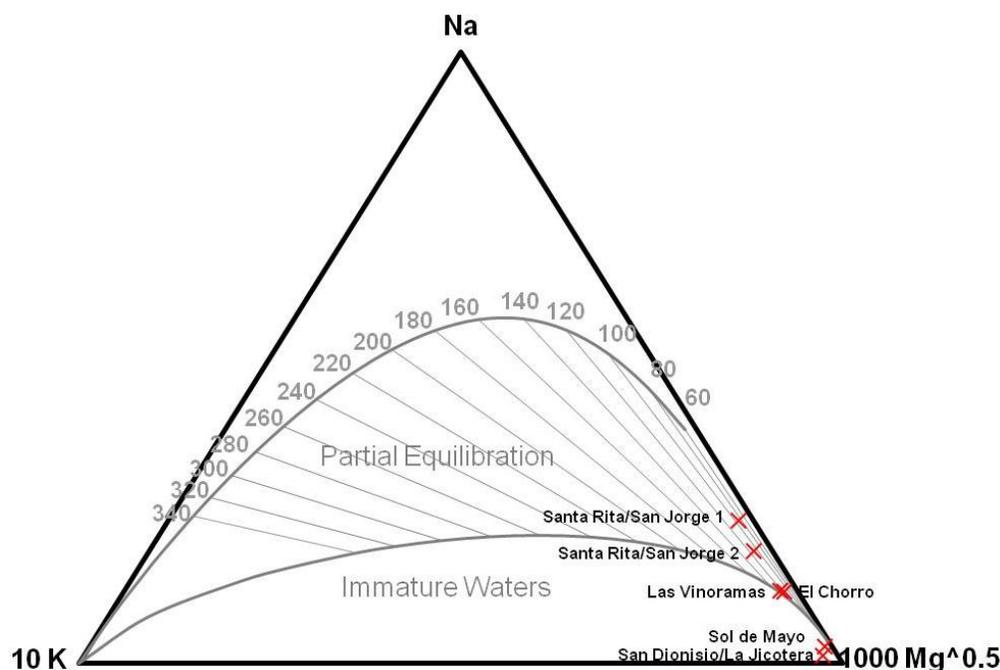


Figura 4. Geotermómetro Na-K-Mg define para las muestras más termales un equilibrio parcial y un rango de temperaturas entre 80°C y 120°C.

CONCLUSIONES

Los manantiales representan un sistema hidrotermal de baja mineralización con características hidrogeoquímicas de tipo bicarbonatado-sódico. Se infiere una circulación relativamente profunda que permite adquirir una firma más sódica en congruencia con la geoquímica de la roca huésped (Graníticos Na-K; Pérez-Venzor, 2013).

Zonas termales más cercanas a la costa han mostrado mayor mineralización y composición clorurada-sódica teniendo un claro contraste con las muestras de manantiales estudiadas en este trabajo. Los manantiales en este estudio a pesar de corresponder a la misma familia hidrogeoquímica indicaron una variación entre 80°C y 120°C estimada para el reservorio en equilibrio según el diagrama Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) y clasifica los manantiales en equilibrio parcial. El diagrama de Piper muestra la tendencia de una zona de mezcla del agua termal con agua superficial en los manantiales con menor temperatura (San Dionisio/La Jicotera y Sol de Mayo) visible por un mayor contenido de Ca. Los diagramas ternarios coinciden en presentar la mezcla de aguas meteóricas con el agua de origen termal.

La geología estructural muestra una intrincada red de fracturamiento y los manantiales más calientes están relativamente cercanas a la zona de cizalla y línea de traza de la falla San José del Cabo por lo que se determina con base en el análisis hidrogeoquímico a priori una estrecha relación de esta falla con los manantiales termales y una posible fase vapor-agua, descartando un origen de aguas magmáticas

AGRADECIMIENTOS

Al CONACyT. Al Depto. de Ciencias de la Tierra de la UASLP. Al Posgrado CIMACO y al Departamento de Geología de la UABCS.

REFERENCIAS

- D'Amore, F., Arnórsson, S., 2000. Geothermometry in: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Vienna, *International Atomic Energy Agency*, 2000. 351 p.
- EPA/600/4-79/020. 1983. Methods for Chemical Analysis of Water and Wastes. United States, Environmental Protection Agency, Environmental Monitoring and Support Laboratory. 26 W St. Clair Street, Cincinnati, OH 45268.
- Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A., Gleadow, A.J.W. 2000. Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology. *Geology* 28, 107–110.
- Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica Cosmochimica Acta* 52, 2749-2765.
- NMX-AA-014-1980. Cuerpos receptores-Muestreo. Declaratoria de vigencia publicada en el Diario Oficial de la Federación el 5 de septiembre de 1980.
- SMWW, 1999. Standard Methods for Examination of Water and Wastewater. American public Health Association (APHA), American Water Works Association (AWWA), Water Environment Federation (WEF). 20th Ed.
- Pérez-Venzor, J.A., 2013. Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del bloque de los cabos Baja California Sur, México. Instituto de Geología, UNAM. Tesis Doctoral. 293 p.
- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S. 1997. Miocene- Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico, in Johnson, M.E., and Ledesma-Vázquez, J., eds., Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* 318, 141–166.
- Busch, M.M., Arrowsmith, J.R., Umhoefer, P.J., Cohan, J.A., Maloney, S.J., Martínez-Gutiérrez, G. 2011. Geometry and evolution of rift-margin, normal-fault–bounded basins from gravity and geology, La Paz – Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico. *Lithosphere* 3(2), 110-127.

[HG04]

**LA COMPOSICIÓN DE AGUA TERMAL EN LA SIERRA LA LAGUNA,
BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

Jobst Wurl, Pablo Hernández Morales y Ernesto Ramos Velázquez

Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México

E-mail: jwurl@uabcs.mx

Se reconocen solo pocos sitios en el mundo con aguas termales alcalinas (pH 9,5 a 10), que se caracterizan por la baja salinidad (TDS <0.5 g / kg), que no pueden ser asociadas a carbonatitas o rocas ultrabásicos o sistemas hidrotermales de alta temperatura (Ramírez Guzmán et al., 2004). En México existen por lo menos dos lugares donde se puede encontrar este tipo de agua termal: Ramírez Guzmán *et al.* (2004) describieron este tipo de agua (pH muy alcalino y baja mineralización total) en diferentes sitios del complejo Xolapa cerca de Acapulco. En la península de Baja California Sur se encontraron recientemente cuatro manifestaciones hidrotermales (manantiales y pozos de observación) en el centro del Bloque de Los Cabos. Los sitios están situados a una distancia de sólo 4 km a lo largo de una falla notable de este a oeste, paralelo al arroyo de La Jungla. La composición hidroquímica aquí es diferente en muchos aspectos a la composición documentada de otras manifestaciones geotérmicas en la península de Baja California. Los trabajos realizados hasta la fecha se enfocan a la zona costera del norte y zona central del estado de Baja California Sur (especialmente entre Santa Rosalía y Loreto) e indican que la composición del agua termal en las rejillas de ventilación y en el sistema de circulación profunda, así como en las manifestaciones termales superficiales, muestran relativamente poca variación en su composición química; se trata de agua de mar, calentada en zonas profundas, donde ocurren las reacciones típicas de interacción roca-agua. El objetivo de este estudio es comparar las manifestaciones conocidas del sistema geotérmico del sur de la Península, en la Sierra La Laguna.

ANTECEDENTES

La actividad hidrotermal en la península de Baja California se orienta a la presencia de fallas regionales que permiten la penetración profunda de agua meteórica en zonas de alto flujo de calor (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Las fallas están relacionadas con la tectónica extensional del Golfo de California durante del Terciario (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Prol-Ledesma *et al.*, 2004). El hidrotermalismo es un fenómeno relativamente frecuente también en el sur del Estado, donde se reconocen varios manantiales de aguas termales con temperaturas hasta 45 grados centígrados; las más conocidas son: Agua Caliente (El Chorro), Santa Rita, Buenavista, entre otros. En la literatura publicada se describe solo un sitio de manera detallada con aguas termales al sur de Los Cabos. López-Sánchez *et al.* (2006) analizaron las características químicas e isotópicas de cinco pozos playeros y concluyen que un pozo con agua termal (LC-5) indica una temperatura del reservorio cerca de 200°C; la composición química es muy parecida a la descrita para los sistema hidrotermales de la parte central y norte de la península de Baja California; se trata de un origen de agua del mar calentado; el agua termal se enriquecieron los elementos Hg, Ba, Mn, I, B, Li, As y Cs (López-Sánchez *et al.*, 2006).

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el extremo sur de la península de Baja California, donde la Sierra de la Laguna representa la principal cadena montañosa con una altitud máxima de 2.100m, formada por un complejo de cristalino llamado el Bloque de Los Cabos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor 1989). Este complejo está constituido principalmente por rocas ígneas intrusivas, metamórficas, volcánicas así como sedimentarias terrestres y marinas. Las estructuras dominantes en la región La Paz-Los Cabos son las faltas normales de Espiritu Santo, San José del Cabo, El Carrizal, San Bartolo y San Juan de los Planes con dirección norte-noroeste (Munguía-Orozco *et al.*, 2006).

MATERIALES Y MÉTODOS

En el otoño de 2010 y 2012 se recogieron muestras de agua termal de acuerdo con los métodos estándar para las aguas subterráneas (DVWK 1992) y determinaron en el campo los parámetros: pH, potencial redox, oxígeno disuelto conductividad eléctrica y temperatura con un multi-medidor (tipo cinco estrellas de Orion). La alcalinidad fue analizada por titulación con una solución de HCl 0:05N. Las muestras (para el análisis de los cationes principales, metales traza y el análisis de boro) se acidificaron con HNO₃ (para alcanzar un pH <2). Un segundo volumen de la muestra se filtró (a través de filtros de celulosa 0,45 micras de poro de diámetro) y se acidificaron de la misma manera; un tercer volumen de la muestra se conservó (para el análisis de aniones) a una temperatura de 4° C para minimizar la actividad bacteriana. Las muestras recogidas (todas en frascos de HDPE) se almacenaron en cajas de hielo y se envían a dos laboratorios certificados. Los análisis fueron revisados, según las reglas establecidas por DVWK (1992).

RESULTADOS

Las aguas termales en la Sierra La Laguna se caracterizan por una muy baja mineralización total y sodio como catión principal; el cloruro representa el anión más importante en las muestras (Tabla 1). Las aguas contienen elevadas concentraciones de boro (máxima concentración de 9,5 mg/L) y fluoruro (máxima concentración 3.25 mg / l). Los valores de pH alcanzan valores muy alcalinos (hasta 9.6) y el potenciales de oxidación y reducción (redox) bajas (hasta -410 mV). La presencia de olor fétido en el agua de los pozos compruebe la existencia de ácido sulfhídrico (H₂S) y coincide con los bajo valores del potencial de oxidación y reducción en varios pozos de la zona de estudio. El estado de equilibrio y las temperaturas de interacción roca-agua se visualizó en un diagrama de Na-K-Mg según Giggenbach (1988), donde el agua termal de la Sierra la Laguna está situado en la región de equilibrio parcial con una temperatura de equilibrio cerca de 120°C (Figura 1), mientras que las aguas termales cercanas a la costa corresponden indican un estado de equilibrio a temperaturas mayores de 200°C.

Tabla 1. Definición del tipo de agua para el agua subterránea del área de estudio.

BAR 1	Na-Cl-SO ₄ -B
BAR 3	Na-Cl
BAR 5	Na-Cl-SO ₄
BAR 11	Na-Cl-SO ₄

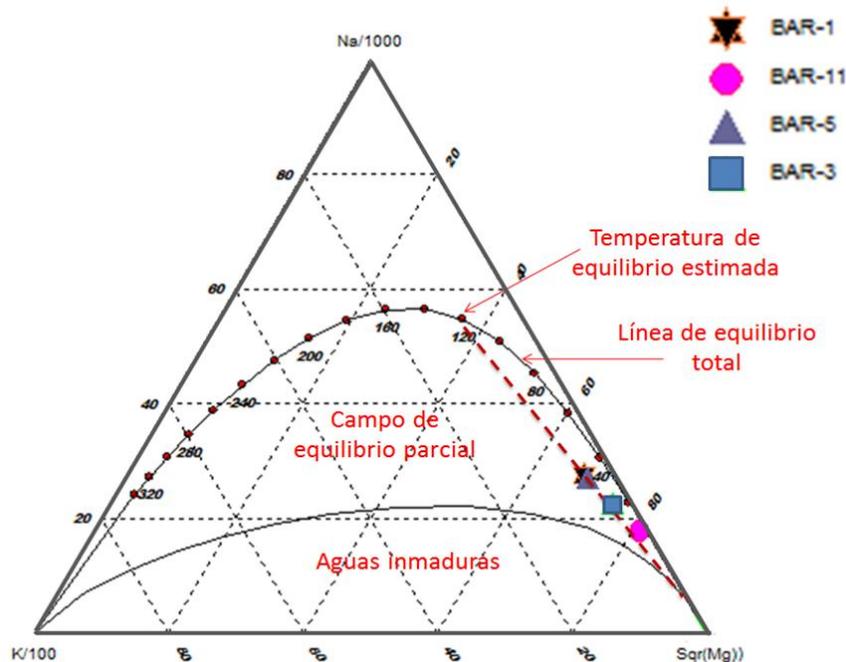


Figura 1. Triángulo de Giggenbach que representa las muestras de aguas subterráneas en el área de estudio (BAR 1, BAR 3, BAR 5 y Bar 11) están en el campo que define aguas hidrotermales parcialmente equilibradas. El diagrama permite estimar una temperatura de equilibrio de 120 °C; se trata de un hidrotermalismo de relativamente baja temperatura.

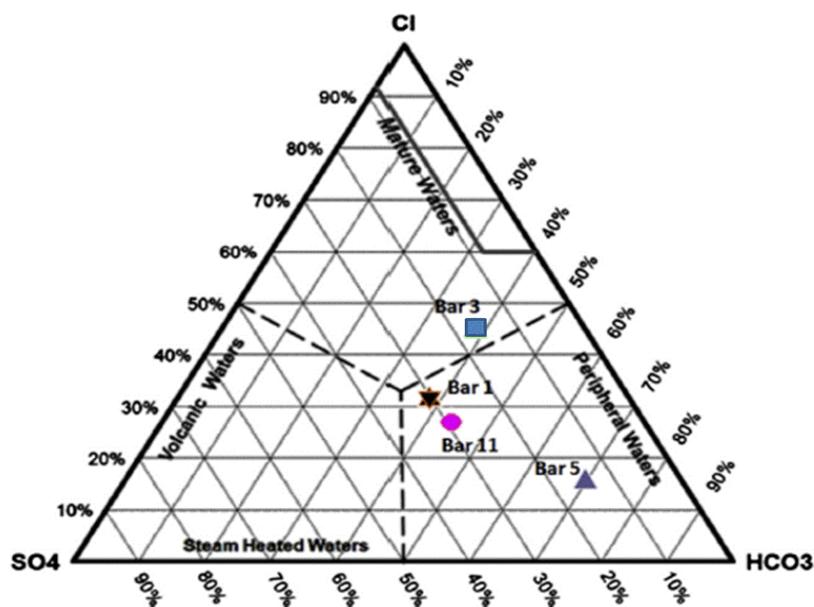


Figura 2: En el diagrama ternario $Cl-SO_4-HCO_3$ tres muestras (Bar 3, Bar 1, y el Bar 11) se encuentran en el área entre las aguas periféricas y maduros, lo que indica que estas muestras son probablemente una mezcla de aguas termales y meteóricas, mientras muestra Bar 5 se encuentra en el área de agua periférica, cerca de la esquina HCO_3 .

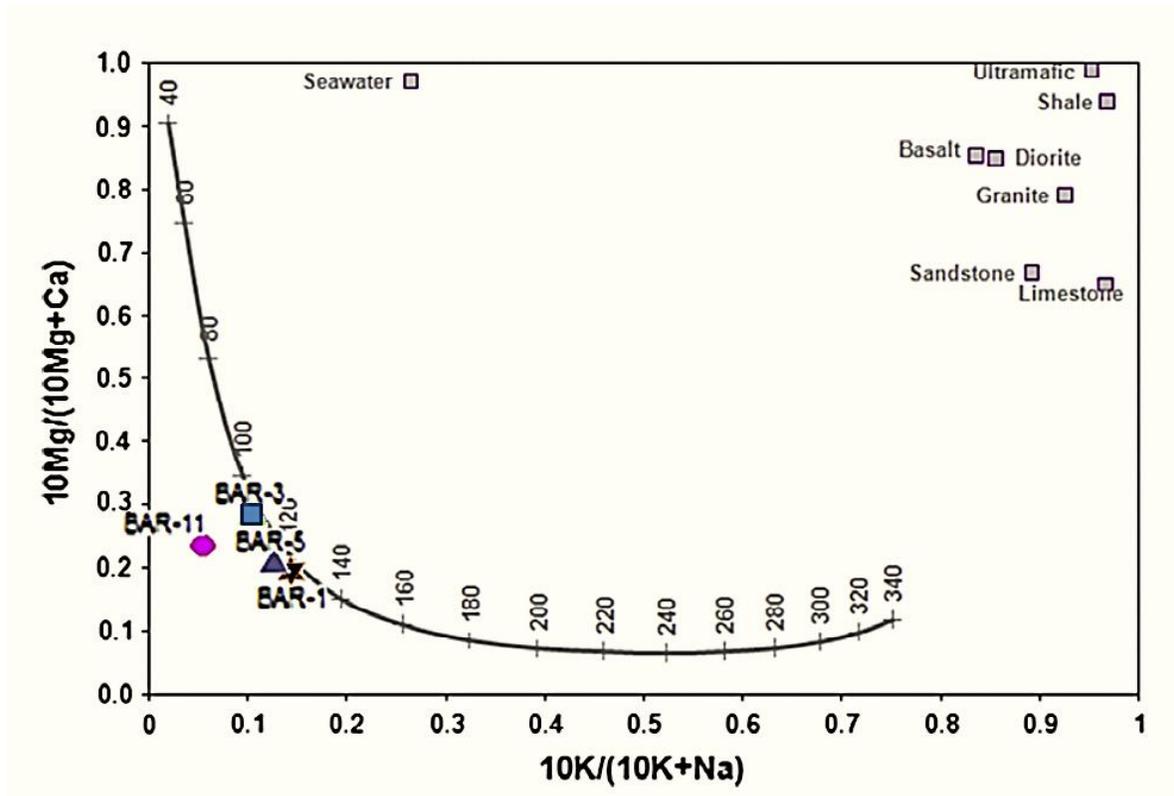


Figura 3. En el diagrama según Giggenbach y Goguel (1989), se representa las proporciones de (10 Mg / (10 Mg + Ca)) versus (10 K / (10 K + Na)) del agua termal (Bar 1, Bar 3, Bar 5 y Bar 11) se representan cerca de la línea de equilibrio total, lo que indica que la composición del agua geotérmica está en equilibrio con fases minerales termodinámicamente estables de las rocas (Powell y Cumming, 2010).

CONCLUSIONES

Existe un sistema de aguas hidrotermales en el centro del Bloque de Los Cabos que se puede reconocer por la relación entre sodio, magnesio y potasio y además está indicado por un pH muy alcalino. Las manifestaciones hidrotermales tienen una composición hidroquímica muy distinta a la composición típica, descrita por diversos autores, para el resto de la Península de Baja California. En la Sierra La Laguna las aguas hidrotermales alcanzan en la superficie temperaturas hasta 50°C y se caracterizan por una predominancia de Na-Cl, pero con muy baja mineralización y elevadas concentraciones de boro y fluoruro. La NOM-127-SSA1-1994 establece en agua, para el uso humano, como límite máximo permisible 1.5 mg/l flúor. La ingestión moderada de flúor puede causar “fluorosis dental” y elevada “osteosclerosis”. Boro en elevadas concentraciones es muy tóxico para las plantas y moderadamente tóxico para los animales. Existen restricciones moderadas en el uso del agua para el riego a partir de concentraciones de 0.7 mg/l de Boro y restricciones severas en caso de concentraciones de Boro mayores a 3 mg/l (Ayers y Westcot, 1985).

REFERENCIAS

- Ayers, R.S., Westcot, D.W. 1985. Water quality for agriculture (Vol. 29). Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Aranda-Gómez, J.J., Pérez-Venzor, J.A. 1989. Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México* 8 (2), 149–170.
- DVWK-REGELN ZUR WASSERWIRTSCHAFT H. 128, 1992. Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben, DK 556.32.001.5 Grundwasseruntersuchung, DK 543.3.053 Probenahme. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 128, 36, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Hamburg, Berlin.
- Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2749–2765.
- Giggenbach, W.F. and Goguel, R.L. 1989. “Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges,” DSIR report CD 2401, 4th ed., Pentone, New Zealand
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J. 1992. The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701–704.
- López-Sánchez, A., Bâncora-Alsina, C., Prol-Ledesma, R.M., Hiriart, G. 2006. A new geothermal resource in Los Cabos, Baja California Sur, Mexico. In: Proceedings 28th New Zealand Geothermal Workshop, S 3, 6 pp
- Munguía-Orozco, L., Gonzalez-Escobar, M., Mayer, S., Aguirre-Estrada, A., 2006. Seismicity and state of stress in the La Paz-Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (2), 624–636.
- Powell, T., Cumming, W., 2010. Spreadsheets for Geothermal Water and Gas Geochemistry In: Geothermometry, 2010, Proceedings, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, SGP-TR-188.
- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C., Torres-Vera, M.A., Forrest, M.J., Armienta, M.A., 2004. Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system. Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 311–328.
- Ramirez-Guzman, A., Taran, Y.A., Armienta, M.A., 2004. Geochemistry and origin of high-pH thermal springs at the Pacific coast of Guerrero, Mexico. *Geofísica Internacional* 43, 415–425.

[HG05]

**OBSERVACIONES SOBRE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS NATURALES EN
REGIONES ÁRIDAS DE BAJA CALIFORNIA**

**Concepción Carreón Diazconti, Jorge Ramírez Hernández, Jaime Reyes López
y Octavio Lázaro Mancilla**

Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California

E-mail: ccarreond@uabc.edu.mx

En este estudio se analizaron los datos isotópicos ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del agua de 58 pozos de riego y agua potable y de 4 pozos geotérmicos en cinco regiones desérticas en Baja California y zonas aledañas. Se incluyeron los datos de precipitación de cuatro sitios y una muestra de agua superficial correspondiente al Río Colorado. Este análisis es un primer acercamiento a los esfuerzos realizados por otros grupos de investigación para conocer el origen y los factores que han dado carácter a las aguas subterráneas en las zonas áridas de Baja California. Las observaciones generales indican que las aguas de la costa del Golfo de California no han sido influenciadas por los mismos procesos que las aguas de los acuíferos de la costa del Pacífico. Por su parte, las aguas del desierto central de Baja California se ajusta bien al modelo propuesto para las aguas subterráneas y superficiales del estado (Kretzschmar y Frommen, 2013). Como es de esperarse, las aguas subterráneas de los valles Mexicali-Imperial-Yuma muestra tres influencias en su composición isotópica: agua de lluvia, agua del Río Colorado y agua geotérmica. La producción de datos y un análisis profundo de la información son necesarios para definir con precisión, a partir de la composición de isótopos estables ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$), los procesos y el origen de las aguas subterráneas en las zonas desérticas de Baja California.

INTRODUCCIÓN

En regiones áridas y semiáridas es común que la precipitación se infiltre en forma localizada, por lo que la composición isotópica de las aguas naturales generalmente refleja aquella de las aguas de origen. Por otro lado, se ha documentado que en dichas zonas áridas, el agua importada de manera natural (escurrimiento) es también una fuente importante en el balance hídrico de las subcuencas ubicadas a lo largo del cauce de los ríos (Ingraham *et al.*, 1998). Los isótopos estables $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son ampliamente utilizados para determinar el origen de las aguas naturales y para conocer algunos de los procesos que han influido en la evolución de las mismas. El objetivo de este esfuerzo es el de continuar con la investigación iniciada por otros grupos en el reconocimiento del origen y las influencias que han dado carácter a las aguas subterráneas en las zonas áridas de Baja California. En este documento se comparan las composiciones isotópicas de las aguas naturales en cuatro zonas de Baja California, a saber, un grupo de pequeños acuíferos sobre la costa del Océano Pacífico, aguas subterráneas cerca de la línea de costa del Golfo de California, las aguas de manantial que descargan en el desierto central del estado y el extenso valle que ocupa el delta del Río Colorado (Valle de Mexicali). Dado que el delta se extiende a través de la frontera, también se incluyen las aguas subterráneas de la zona Valle Imperial-Yuma, en los Estados Unidos de Norteamérica.

METODOLOGÍA

Para este estudio se analizaron los datos isotópicos de 22 pozos de riego en la costa del Pacífico (2011), 3 manantiales ubicados al norte del desierto de Cataviña (Meza-Camacho *et al.*, 2013; 2015), 10 pozos para agua potable en la costa del Golfo de California (2014), 13 pozos de riego en el Valle de Mexicali (Palomares, 2011) y 10 pozos para riego y 4 pozos geotérmicos en la zona Imperial-Yuma (Smith *et al.*, 1992). También se incluyen datos de la composición del agua del Río Colorado en la Presa Morelos (Payne *et al.*, 1979), de la precipitación local en la zona del Valle de Mexicali-Valle Imperial-Yuma (Friedman *et al.*, 1992) y de la precipitación en el Valle de Santo Tomás (Kretzschmar y Frommen, 2013).

La colección de muestras dirigida por el grupo de investigación de los autores se llevó a cabo durante el periodo 2010-2014. En todos los casos, excepto para la zona del Valle Imperial-Yuma, las muestras de agua fueron analizadas usando un espectrómetro de masas (IRMS, por sus siglas en inglés) en el laboratorio de Isótopos Ambientales del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. Los datos fueron generados utilizando el estándar promedio de agua oceánica (VSMOW, por sus siglas en inglés). La desviación estándar de los datos fue de 0.8 para el $\delta^2\text{H}$ y de 0.1 para el $\delta^{18}\text{O}$.

SITIO DE ESTUDIO

La Figura 1 muestra la ubicación de las zonas analizadas. Ésta incluye los sitios con datos isotópicos de precipitación conocidos, Jacumba, Yuma y Brawley, para la zona del Valle de Mexicali-Valle Imperial-Yuma, y el Valle de Santo Tomás, el que se utilizará para el análisis de los datos de la zona costa del Pacífico. Los datos de precipitación obtenidos a partir de un análisis multivariado (Hallack-Alegría y Ramírez-Hernández, 2010) indican que el Valle de Mexicali y el acuífero costero del Golfo de California se ubican en una zona de precipitación ≤ 50 mm/año mientras que el grupo de acuíferos de la costa del Pacífico se encuentran en la región de 150-200 mm anuales. El desierto central alcanza entre 100-150 mm de precipitación anual. Los regímenes de lluvia se dan tanto en verano como en invierno.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 se observa que la composición isotópica de las aguas de los acuíferos costeros es marcadamente diferente. Kretzschmar y Frommen (2013) analizaron muestras de agua mayormente provenientes del poniente y sur del estado y demostraron que todas ellas contienen una relación isotópica relativamente homogénea, dominada por el flujo regional. También está documentado que las aguas de al menos uno de los acuíferos costeros del Pacífico presentan una importante contribución de agua marina y de actividad antropogénica (Carreón *et al.*, 2012). Sin embargo, el comportamiento isotópico general de las aguas subterráneas de esta zona indica una influencia primordial de la precipitación, ya que grafican muy cerca de la MWL. Otro proceso evidente es el de evaporación, el que es regularmente reportado para las aguas subterráneas, dado que se ubican ligeramente por debajo de la mencionada MWL (Ingraham *et al.*, 1998). El único valor isotópico de la precipitación ($-4.2 \delta^{18}\text{O}$ y $-19 \delta^2\text{H}$) cercano a esta zona (Kretzschmar y Frommen, 2013) se presenta enriquecido con respecto a las aguas subterráneas (-3 a $-7.4 \delta^{18}\text{O}$ y -21 a $-52 \delta^2\text{H}$), sin embargo, es notable que estas aguas se ubican muy cerca de la composición del agua de lluvia (Figura 2) y se aprecia la importante contribución de este tipo de agua en los acuíferos costeros del Pacífico.

Por otro lado, las aguas del acuífero de la costa del Golfo de California se observan muy empobrecidas en ambos isótopos (-9 a $-10.4 \delta^{18}\text{O}$ y -64 a $-77 \delta^2\text{H}$), cuando se comparan con las aguas de la margen opuesta de la península. No se cuenta con datos isotópicos de agua de lluvia cercana a esa zona, por lo que no se puede observar la influencia de la infiltración de la lluvia, sin embargo, se sabe que estas aguas no tienen influencia de agua de mar (Ramírez-Hernández, com. personal). Debido a su posición con respecto a la WML, se entiende que uno de los procesos que las ha afectado es la evaporación. Por otro lado, no parecen tener relación alguna con el agua de lluvia reportada para otras zonas del estado.

Las aguas de los manantiales del desierto central han sido reconocidas como aguas que fueron recargadas en las zonas altas de la subcuenca a la que pertenecen, que viajaron mediante fracturas atravesando rocas sedimentarias e ígneas hasta profundidades de alrededor de 2 km, en donde alcanzaron temperaturas relativamente altas para, finalmente, descargar comparativamente frías precipitando carbonatos y formando depósitos calcáreos continentales. Este proceso se ha mantenido intermitente activo por aproximadamente 20,000 años (Meza-Camacho, 2015). Estas aguas corresponden con la propuesta de Kretzschmar y Frommen (2013).

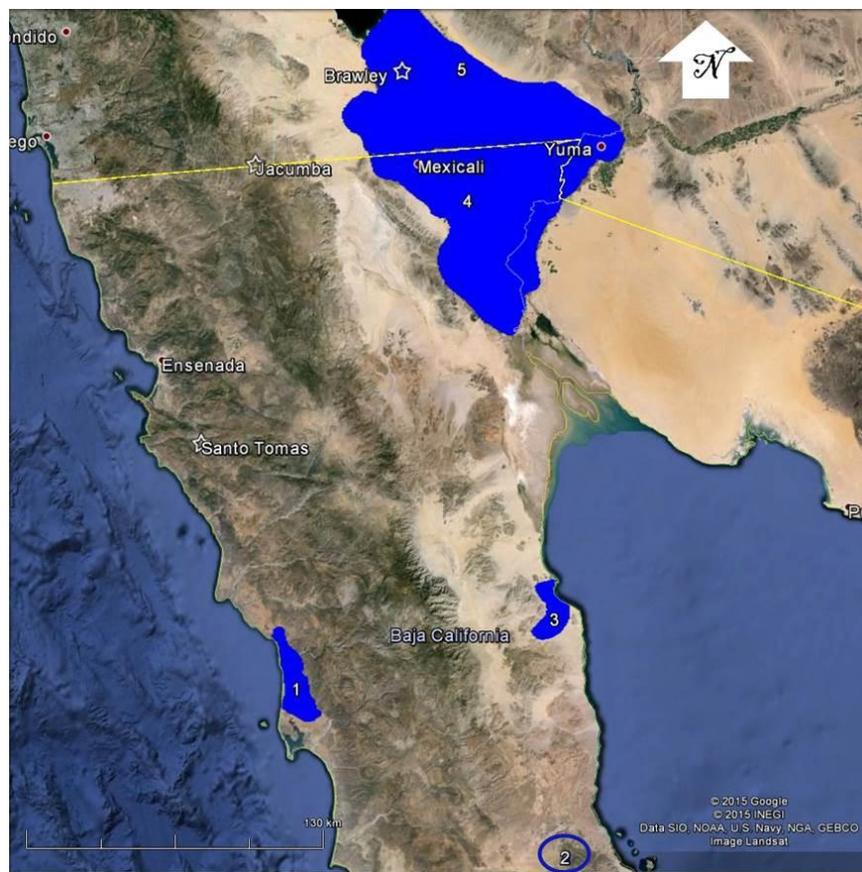


Figura 1. Mapa de localización de las zonas analizadas. (1) Acuíferos costeros del Pacífico; (2) Desierto Central del Baja California; (3) Acuífero Costero de Golfo de California; (4) Valle de Mexicali; (5) Valle Imperial-Yuma. También están indicados los sitios con composición isotópica del agua de lluvia conocida (Valle de Santo Tomás, Jacumba, Yuma y Brawley).

Kretzschmar y Frommen (2013) puntualizaron que las aguas provenientes de la Mesa de Andrade, adyacente a acuífero del Valle de Mexicali y estrechamente relacionadas con él mismo, muestran una firma isotópica diferente a las del resto del estado. Por otro lado, mediante el análisis de $\delta^2\text{H}$, Smith *et al.* (1992) mostró que en algunas zonas del sur de California los acuíferos preservan la firma isotópica del agua del Río Colorado, lo que indica la escasa recarga mediante infiltración de la precipitación. La composición isotópica del agua del Río Colorado en la Presa Morelos es cercana a -12.17‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y de -99.4‰ en $\delta^2\text{H}$ (Payne *et al.*, 1979; Smith *et al.*, 1992). Sin embargo, de la Figura 2 se sabe que las aguas subterráneas están comparativamente empobrecidas en ambos isotopos. Aún más, el agua de la precipitación local tiene una firma isotópica aproximada (promedio de las tres estaciones utilizadas) de -7.65 y -58.67 en $\delta^{18}\text{O}$ y en $\delta^2\text{H}$, respectivamente (Friedman *et al.*, 1992). Estos valores están comparativamente enriquecidos con respecto a los del río y a los de las aguas subterráneas, por lo que no es probable que dichas aguas provengan de la recarga local por infiltración de lluvia. Dado que las aguas subterráneas de la región Valle de Mexicali están isotópicamente empobrecidas con respecto a las aguas “modernas” del Río Colorado, se entiende que muchas de estas aguas debieron ser recargadas en tiempos más fríos que los actuales y que las aguas del Río Colorado han preservado bastante bien su composición isotópica a lo largo de su recorrido hasta el Delta.

Por otro lado, las aguas subterráneas de la zona Valle Imperial-Yuma muestran una composición isotópica muy amplia (-8 a -14.7‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -74.4 a -114‰ $\delta^2\text{H}$). Son claras tres influencia, la participación mayoritaria de agua de lluvia infiltrada en las aguas más enriquecidas, la mezcla con aguas geotérmicas con una tendencia $\delta^2\text{H} =$

0.3177($\delta^{18}\text{O}$) - 74.713 y evidencia de procesos evaporativos, y la presencia de agua del Río Colorado como el componente más importante. Es de esperar que a lo largo de dicho valle y zonas aledañas ocurra la mezcla de los tres tipos de agua de origen.

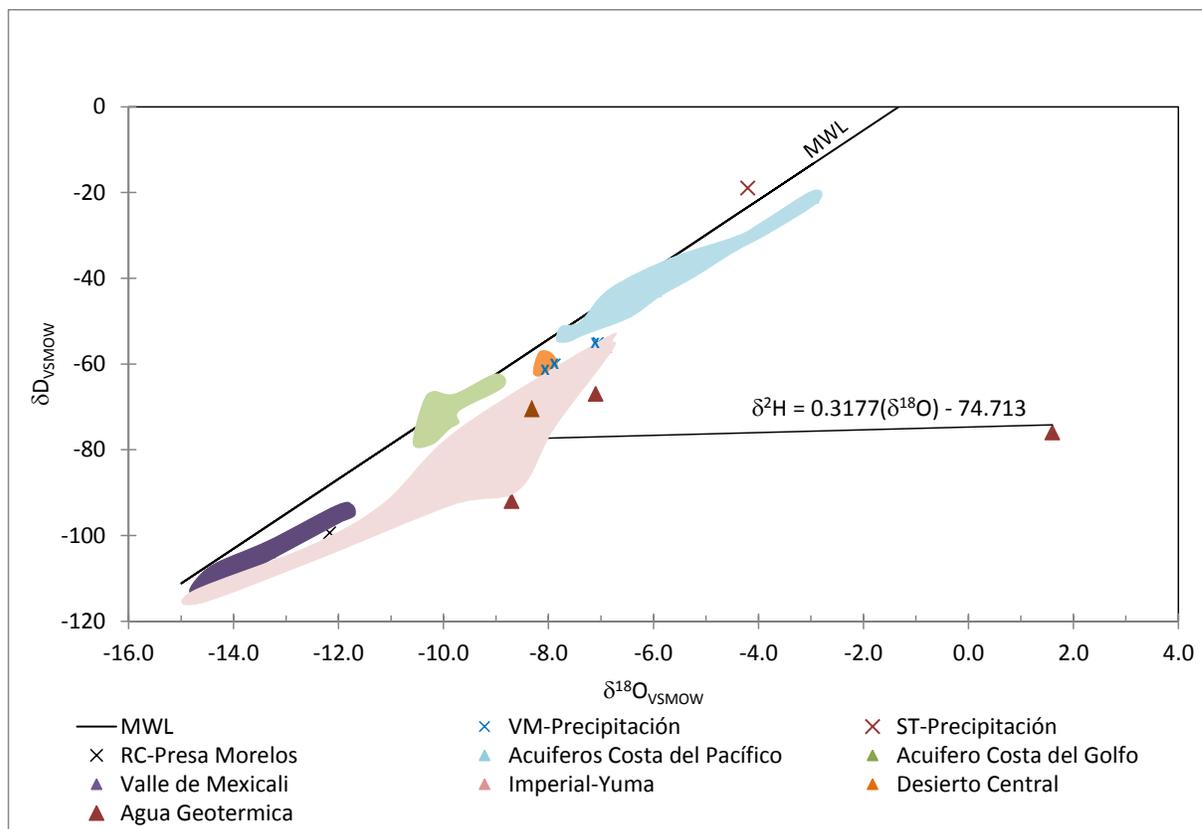


Figura 2. Composición isotópica de aguas naturales selectas en zonas áridas de Baja California. Las zonas sombreadas indican la región isotópica en la que se distribuyen los pozos y manantiales utilizados en el análisis. Incluye datos de precipitación en los valles de Mexicali (VM-Precipitación) y Santo Tomás (ST-Precipitación) y del Río Colorado en la Presa Morelos (RC-Presa Morelos). MWL indica la línea de agua meteórica mundial (por sus siglas en inglés).

CONCLUSIONES

Las conclusiones que se pueden obtener de estas observaciones generales son: (a) las aguas de la costa del Golfo de California no han sido influenciadas por los mismos procesos que las aguas de los acuíferos de la costa del Pacífico; (b) las aguas del desierto central de Baja California se ajusta bien al modelo previamente propuesto para las aguas subterráneas y superficiales del estado (Kretzschmar y Frommen, 2013); (c) las aguas subterráneas de los valles Mexicali-Imperial-Yuma muestra tres influencias en su composición isotópica: agua de lluvia, agua del Río Colorado y agua geotérmica; y (d) es necesario producir datos y hacer un análisis profundo de la información para definir con precisión, a partir de la composición de isótopos estables ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$), los procesos y el origen de las aguas subterráneas en las zonas desérticas de Baja California.

REFERENCIAS

- Carreón-Díazconti, C., Ramírez-Hernández, J., Rodríguez-Burgueño, J. E. 2013. Evidencias geoquímicas de contaminación antropogénica en acuíferos costeros. XXIII Congreso Nacional de Geoquímica – Actas INAGEQ, 3-4.
- Friedman, I., Smith, G. I., Gleason, J. D., Warden, A., Harris, J. M. 1992. Stable isotope composition of waters in Southeastern California: Part 1, Modern precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 97(D5), 5795-5812.
- Hallack-Alegría, M., Ramírez-Hernández, J. 2010. Análisis de Frecuencias de Precipitación Media Anual en Baja California, México. XXXV Congreso Nacional de Ciencias del Suelo y XIII Congreso Internacional de Ciencias Agrícolas. Memorias, Octubre 2010.
- Ingraham, N.L., Caldwell, E.A., Verhagen, B.T. 1998. Arid catchments. En: *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier, Amsterdam, 435-465.
- Kretzschmar, T.G., Frommen, T. 2013. Stable Isotope Composition of Surface and Groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science* 7, 451-454.
- Meza-Camacho, H.D., Nelson, S.T., Ledesma-Vazquez, J., Weber, B., Rendón-Márquez, G., Carreón-Díazconti, C. 2013. Peleomanantiales en el desierto de Cataviña: Registro climático en Baja California. XXIII Congreso Nacional de Geoquímica – Actas INAGEQ, 5-6.
- Meza-Camacho, H.D. 2015. Evaluación Hidrogeoquímica de los manantiales en el desierto de Cataviña (Baja California, México): Patrones de flujo subterráneo. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Baja California.
- Palomares-Ramírez, R.B. 2011. Identificación de los componentes hidrogeoquímicos que contaminan el acuífero del módulo de riego 1 del Valle de San Luis R. C. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Baja California.
- Payne, B.R., Quijano, L., Latorre, D.C. 1979. Environmental isotopes in a study of the origin of salinity of groundwater in the Mexicali Valley. *Journal of Hydrology*, 41(3), 201-215.
- Smith, G.I., Friedman, I., Gleason, J.D., Warden, A. 1992. Stable isotope composition of waters in southeastern California: 2. Groundwaters and their relation to modern precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 97(D5), 5813-5823.

[HG06]

**HIDROGEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS ALEDAÑAS AL CAUCE DEL RÍO
CAMACHO EN EL ÁREA URBANA DE LINARES, N.L., MÉXICO**

Federico Viera-Décida y Ana María Garza Castillo

Laboratorio de Geoquímica, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL; Ex – Hacienda de Guadalupe, Carretera-Linares Cerro Prieto km 8; 67700 Linares, N.L.

E-mail: federico.vierad@uanl.mx

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo ha sido desarrollado en el marco del Proyecto PAICYT CT-135-09 y tiene como finalidad caracterizar y definir la variación geoquímica de las aguas tanto superficiales como subterráneas, ubicadas en las cercanías del cauce del río Camacho en la porción occidental de la zona urbana de Linares, N.L. Además, se tiene como propósito determinar la calidad físico-química de las aguas para destinarse al uso y consumo humano, ya que son la única fuente de abastecimiento de este vital líquido para los habitantes de Linares, N.L.

Los resultados de la presente investigación vienen a complementar los trabajos reportados con anterioridad en: Viera-Décida y Serna-De la Cruz (2011), Viera-Décida *et al.* (2011) y Serna-De la Cruz (2011) para la porción oriental del área urbana de Linares, N.L. aledaña al cauce del río Pablillo.

Tomando en cuenta que la población del área urbana de Linares, N.L. se abastece del recurso hídrico, principalmente a partir de una buena batería de pozos y norias mediante un sistema de aprovechamientos hidráulicos, los resultados del presente trabajo serán de utilidad para identificar zonas con buena calidad de agua para uso y consumo humano, con base en las normativas nacionales vigentes. Como el contenido iónico de las aguas dependerá en gran medida de la composición de los materiales geológicos con que interactúa durante su transporte y almacenamiento, se tendrá un mejor conocimiento de las zonas más viables para la extracción de dicho recurso hídrico.

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La ciudad de Linares está ubicada en la porción sureste del estado de Nuevo León, a 127 km de la ciudad de Monterrey, capital de dicho estado. El área de estudio se considera dentro de la región hidrológica RH25 San Fernando-Soto La Marina, que se ubica dentro de la Planicie Costera del Golfo de México (INEGI, 2003), y corresponde con las zonas aledañas a la escorrentía del Río Camacho, que está ubicado en la porción occidental de la Cuenca del Río Pablillo (Figura 1). El río Camacho presenta una escorrentía con dirección preferencial SW-NE, en el que confluyen las escorrentías de los ríos Camachito y Hualahuises (Santa Rosa). Las aguas de estos efluentes provienen de las partes altas de la margen nor-oriental de la Sierra Madre Oriental en la que afloran rocas sedimentarias del Cretácico Superior, representadas principalmente por calizas y lutitas.

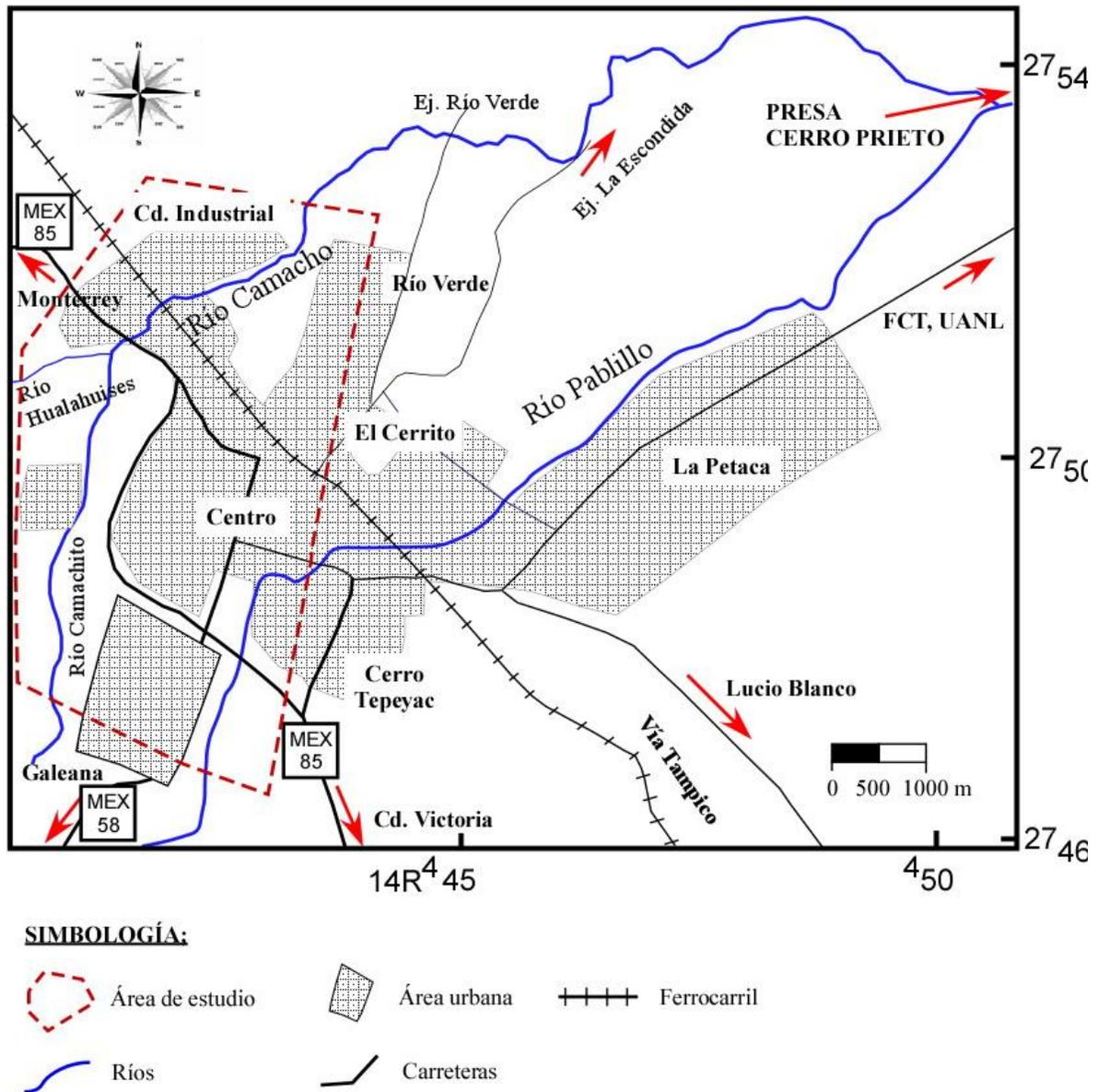


Figura 1. Localización del área de estudio. zona urbana occidental de Linares, N.L.

METODOLOGÍA

Con base en las cartas topográfica y geológica de Linares escala 1:50,000 (INEGI,), se elaboró una carta geológica a escala 1:10,000 para el área que corresponde a los alrededores de la escorrentía del Río Camacho. Tomando en cuenta, los diferentes materiales geológicos presentes en el área y que tienen la capacidad para almacenar y transportar agua subterránea, se seleccionaron puntos estratégicos de muestreo de los aprovechamientos hidráulicos y de las corrientes superficiales con la finalidad de realizar un análisis físico-químico.

Al momento de coleccionar las muestras de agua se midieron *in situ* los parámetros de temperatura, pH y conductividad eléctrica. Además, se obtuvieron los niveles estáticos de las aguas subterráneas por medio de una sonda sonora de 50 m de longitud con una precisión de ± 5 mm, con la finalidad de determinar las direcciones preferenciales de flujo. La ubicación geográfica de los aprovechamientos hidráulicos se realizó con un geoposicionador de la marca GARMIN modelo *etrex VISTA HCX*.

Los análisis físico-químicos fueron efectuados en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL por medio de las técnicas analíticas indicadas en las normas oficiales mexicanas (NOM) para análisis de aguas, publicadas en el Diario Oficial de la Federación en diferentes fechas. Así mismo, desde la colecta de las muestras hasta su análisis, se consideraron los métodos de preservación y tiempos adecuados para el análisis de los constituyentes con apego a las normativas correspondientes.

Los resultados analíticos fueron evaluados por medio del balance iónico entre cationes y aniones, considerando como confiables aquéllos con un error de reacción de $\pm 5\%$, de acuerdo a las indicaciones de la APHA, AWWA y WPCF (1992). La clasificación geoquímica de las aguas analizadas se realizó por medio del Diagrama de Piper (1944).

MARCO GEOLÓGICO

Geomorfológicamente el área corresponde con una planicie donde afloran rocas sedimentarias y materiales no consolidados (Figura 2). Las rocas sedimentarias están representadas por lutitas de la formación Méndez del Cretácico Superior, así como por conglomerados del Cuaternario. Los materiales no consolidados conforman el canal de gravas, así como las terrazas aluviales en las llanuras de inundación del río Camacho que se componen de gravillas, arenas, limos y arcillas, cuyos espesores son variables. Las lutitas tienen la capacidad de almacenar y transportar el agua subterránea a través de sus fracturas (acuífero de grietas), mientras que los materiales restantes, lo hacen por medio de los poros existentes entre sus partículas (acuífero de poros). Por lo que, el agua subterránea se extrae por medio de diversos aprovechamientos hidráulicos (pozos y norias) a fin de satisfacer las necesidades de la población.

Para el presente estudio, englobando los diversos tipos de materiales geológicos descritos, se colectaron 13 muestras representativas de agua (3 de los ríos y las restantes de pozos y norias), las cuales se destinaron para un análisis físico-químico de componentes mayoritarios. La ubicación de los puntos muestreados se presentan en la Figura 2.

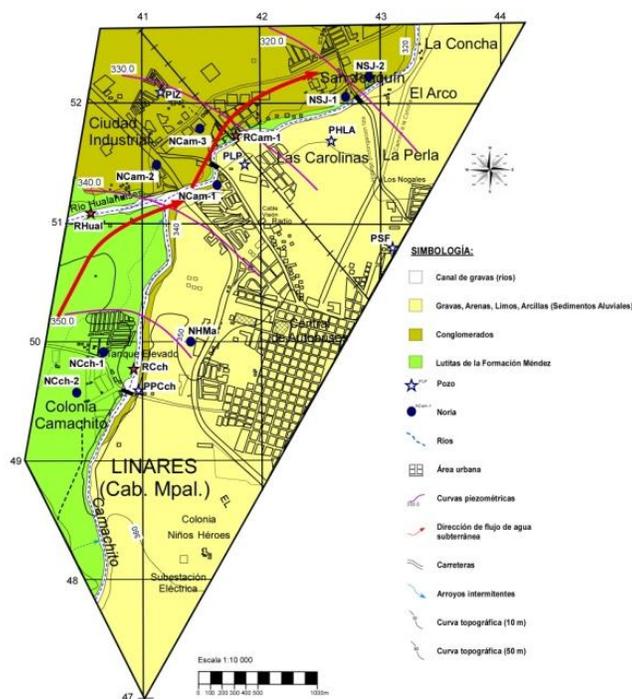


Figura 2. Mapa geológico de la región aledaña al cauce del río Camacho, donde se indican los puntos donde se colectaron las muestras de agua.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos por el análisis físico-químico fueron evaluados mediante el balance químico de especies iónicas (cationes y aniones), obteniendo errores de reacción menores al 5%, los cuales se consideran como confiables de acuerdo a las indicaciones de la APHA, AWWA y WPCF (1992).

Los porcentajes relativos de cationes (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ y K^+) y aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^-) en concentración de miliequivalentes por litro, se graficaron en el diagrama de doble triángulo de Piper para clasificar químicamente las aguas analizadas (Figura 3). De aquí se deduce que el agua del río Camachito (RCch) se clasifica como cálcico-bicarbonatada, mientras que las muestras restantes, independientemente de los materiales en que están contenidas se clasifican como cálcico-mixtas (bicarbonatada/sulfatada), teniendo una muestra contenida en las terrazas aluviales que se clasifica como mixta-mixta (cálcico/magnésica-bicarbonatada/clorurada/sulfatada). Es muy notorio el aumento en cloruros para las muestras contenidas en las lutitas (NCch-1 y NCch-2).

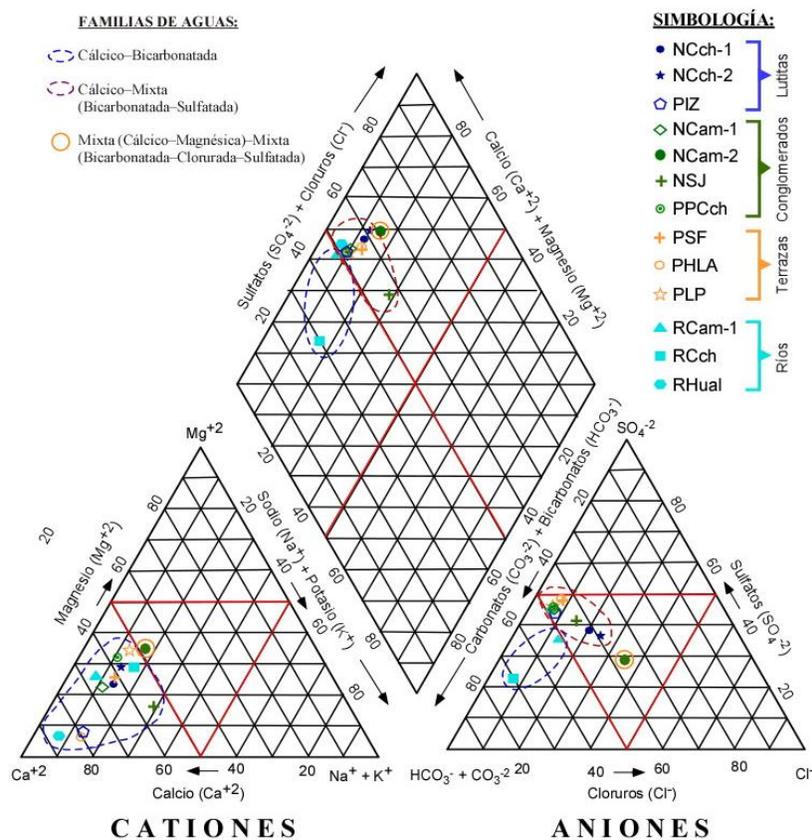


Figura 3. Diagrama de Piper para la clasificación química de las aguas aledañas al cauce del río Camacho. La calidad físico-química de las aguas se determinó mediante diagramas de concentración normalizada en mg/l (concentración de cada constituyente/límite máximo establecido por Secretaría de Salud, 1994) en agua para uso y consumo humano (Figuras 4-6).

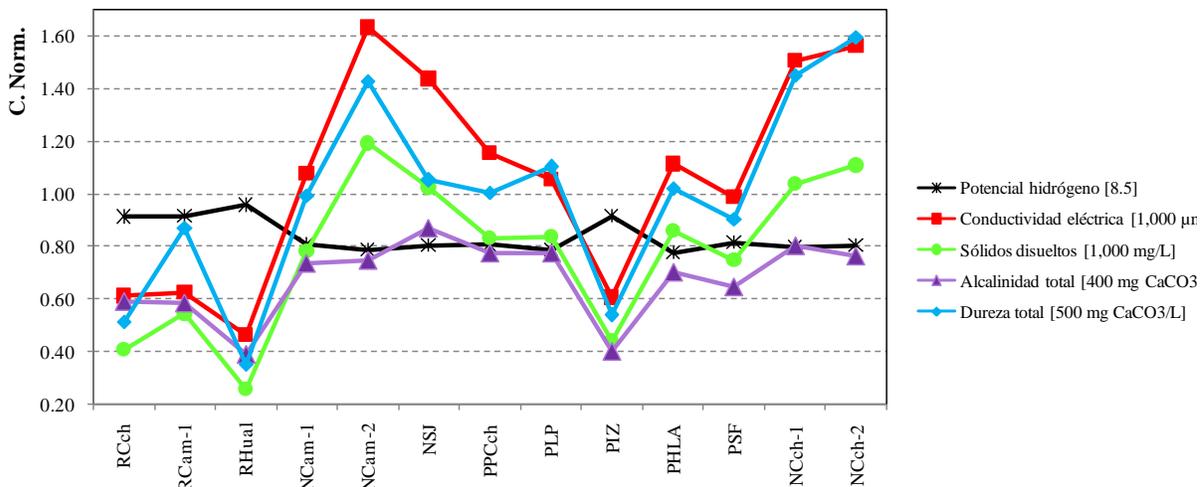


Figura 4. Diagrama de concentración normalizada para parámetros físico-químicos en las aguas del cauce del río Camacho. *C. Norm.*: concentración en la muestra/concentración del límite máximo establecido por Secretaría de Salud, 1994 (valores entre paréntesis).

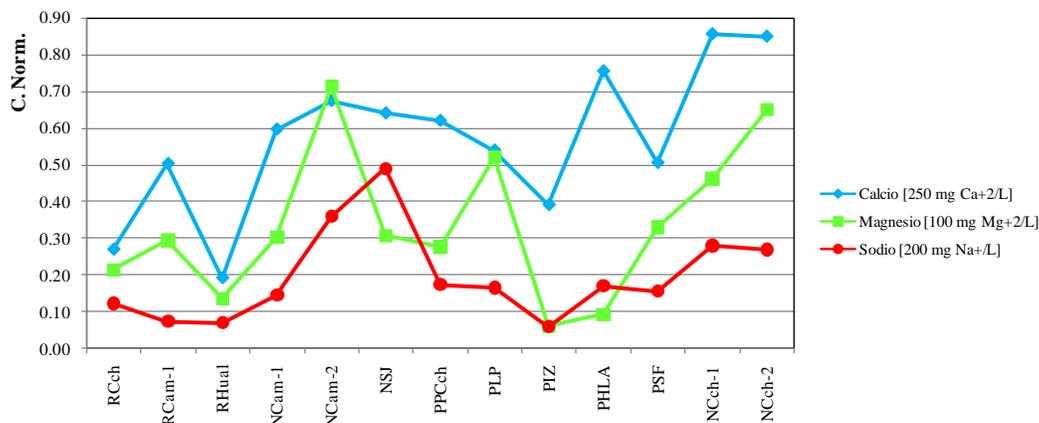


Figura 5. Diagrama de concentración normalizada para cationes en las aguas del cauce del río Camacho.

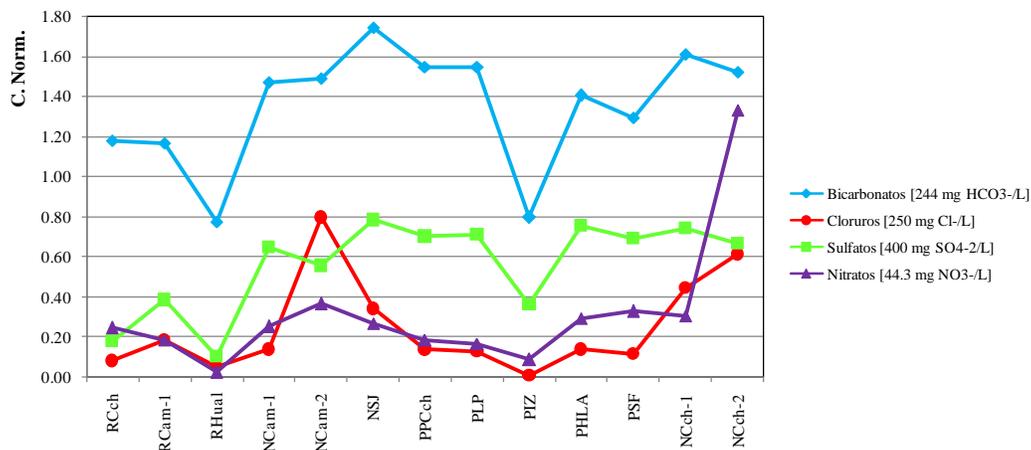


Figura 6. Diagrama de concentración normalizada para aniones en las aguas del cauce del río Camacho.

Respecto a los parámetros físico-químicos (Figura 4) se deduce que las muestras contenidas en el canal de gravas (con excepción de los ríos) y las muestras contenidas en las lutitas, sobrepasan los límites máximos que establece la normativa para conductividad eléctrica, dureza total y sólidos disueltos totales. Las muestras de las terrazas aluviales solamente se exceden en conductividad eléctrica. En cuanto a los cationes (Figura 5) puede apreciarse que tanto Ca^{+2} como Mg^{+2} y Na^{+} quedan por debajo de los límites máximos que indica la normativa. Para el caso de los aniones (Figura 6) se nota claramente que HCO_3^- , SO_4^{-2} , Cl^- y NO_3^- , que con excepción de las muestras del río Hualahuises (RHual) y la de los conglomerados (PIZ), las restantes sobrepasan los límites establecidos por la normativa.

CONCLUSIONES

La composición química de estas aguas está estrechamente ligada a la composición de los materiales geológicos con que interactúa, tanto en los acuíferos como de manera superficial. Los ríos nacen en la Sierra Madre Oriental, cuya interacción se da preferencialmente con afloramientos de rocas carbonatadas (calizas) con lo que se generan aguas cálcico-bicarbonatadas (RCch) y al interactuar con lutitas se generan aguas cálcico-mixtas (bicarbonatadas-sulfatadas). Las aguas subterráneas interactúan principalmente con afloramientos de lutitas y terrazas en las que abundan minerales como calcita y arcilla, cuyos resultados analíticos son representativos para reacciones de disolución e intercambio iónico, con lo que las aguas son cálcico-mixtas (bicarbonatadas-sulfatadas).

Es notorio que la mayoría de las aguas analizadas en las zonas aledañas al cauce del Río Camacho, sobrepasan los límites máximos establecidos por SEDUE (1994) en agua para uso y consumo humano en los parámetros: dureza total, conductividad eléctrica y bicarbonatos. La mala calidad en estos parámetros está asociada con la presencia de lutitas en superficie y a poca profundidad bajo depósitos aluviales, con lo que los aprovechamientos hidráulicos alcanzan dichos materiales arcillosos, siendo los que aportan en buena medida las altas concentraciones por reacciones de disolución e intercambio iónico. La mala calidad en nitratos para la muestra NCch-2, ubicada en el acuífero de lutitas se atribuye a la existencia de una letrina en sus cercanías.

REFERENCIAS

- American Public Health Association, American Water Works Association & Water Pollution Control Federation 1992. Métodos Normalizados para el Análisis de Aguas Potables y Residuales (versión en español) 7a. Ed., Editorial Díaz de Santos, España: 1,715 p.
- INEGI 1978. Carta Geológica escala 1:50,000 G14C58 Linares, Nuevo León, México.
- INEGI 1999. Carta Topográfica escala 1:50,000 G14C58 Linares, Nuevo León, México.
- INEGI 2003. Información Geográfica del Estado de Nuevo León, México. D.F. <http://www.inegi.gob.mx>.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *EOS (Transactions of The American Geophysical Union)*, 914–923.
- Serna-De la Cruz, A. 2011. Implicaciones Litológicas sobre la Composición Química de las Aguas Subterráneas en la Ciudad de Linares, Nuevo León, México: Cuenca del Río Pablillo. Tesina de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 67 p.
- SS, Secretaría de Salud 1994. NOM-127-SSA1-1994: Salud Ambiental, Agua para Uso y Consumo Humano – Límites Permisibles de Calidad y Tratamientos a que debe Someterse el Agua para su Potabilización. Diario Oficial de la Federación de fecha 18 de Enero de 1996: 7 p.
- Viera-Décida, F., Serna-De la Cruz, A. 2011. Hidrogeoquímica de las Aguas Subterráneas Aledañas al Cauce del Río Pablillo en el Área Urbana de Linares, N.L., México. *Actas INAGEQ*, 17: 1, 181–182.
- Viera-Décida, F., Serna-De la Cruz, A., Garza-Castillo, A.M. 2011. Contribución de la Litología al Contenido Iónico de las Aguas Subterráneas de la cuenca del Río Pablillo, Área Urbana de Linares, N.L., México. *Actas INAGEQ*, 17: 1, 179–180.

[HG07]

FUENTES Y SUMIDERO DE NUTRIENTES, COD E ISÓTOPOS ESTABLES ($\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ Y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$)
DURANTE EL EVENTO FLUJO PULSO 2014 EN EL RÍO COLORADO, MÉXICO

A. Orozco^{1*}, L.W. Daesslé^{1,2}, R. van Geldern² y J.A.C. Barth²

¹Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California; Carretera Transpeninsular Tijuana-Ensenada No. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, Mexico

E-mail: alexandro.orozco@uabc.edu.mx

² University of Erlangen-Nürnberg (FAU), Department of Geography and Geosciences, GeoZentrum Nordbayern, Schlossgarten 5, 91054 Erlangen, Germany

INTRODUCCIÓN

Desde mediados de los años 60's del siglo pasado, no se han presentado flujos constantes de agua por parte del río Colorado (RC) hacia el golfo de California. La última vez que ocurrió un flujo hasta el mar fue en el 2000 (IBWC, 2014). A pesar de la falta de aportes de agua y de nutrientes por parte del RC hacia el golfo de California esta es una zona en la cual se han reportado altas concentraciones de clorofila-a (hasta 18.2 mg m⁻³) (Millán Nuñez *et al.*, 1999) y concentraciones promedio de 1.8 mg m⁻³ entre 1997 y 2007 en las aguas marinas cercanas al delta (Pérez Arvizu *et al.*, 2013).

El estudio de la biogeoquímica de nutrientes, carbono e isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en los ecosistemas estuarinos es importante ya que nos permite el entendimiento de la productividad que sustenta esos ambientes. Asimismo, nos permite conocer aportes y cantidades de materia orgánica, así como los efectos antropogénicos a los que son sometidos esos ecosistemas acuáticos (Galindo Bect *et al.*, 2013).

El propósito de este estudio es determinar las fuentes y sumideros de nutrientes y carbono a lo largo del lecho del RC en México durante el evento del flujo pulso 2014. El flujo pulso fue una buena oportunidad de observar la presencia de nutrientes y su asociación con el ciclo del carbono y las fuentes de agua hacia la planicie deltaica del RC bajo condiciones ambientales que no se habían tenido en décadas.

METODOLOGÍA

El flujo pulso fue un experimento que consistió en la liberación de 130 Mm³ de agua en tres sitios de norte a sur en el lecho del RC en México. Inició con la liberación de: (a) 102 Mm³ el 23 Marzo en Northern International Border (NIB) vía la presa Morelos; (b) 21 Mm³ el 23 de Abril en el Southern International Border (SIB) y (c) 9 Mm³ el 2 de Mayo, 40 km al sur del SIB (Figura 1).

Durante el evento del flujo pulso se colectaron muestras de agua durante diferentes fechas a lo largo del lecho del RC y del río Hardy (RH) (20 Marzo, 14 Abril, y 14 y 30 Mayo de 2014). Las muestras fueron tomadas en botellas de polietileno de alta densidad (HDPE). La conductividad específica y la temperatura se midieron *in situ* mediante una sonda YSI6600 (YSI Inc., Yellow Springs, OH, USA).

Los análisis de isótopos estables se realizaron mediante espectroscopia de infrarrojos de relaciones isotópicas (L 1102-i RCDS, Picarro Inc., Santa Clara, CA, USA) y se normalizaron mediante estándares de VSMOW/SLAP (Vienna Standard Mean Ocean Water / Standard Light Antarctic Precipitation) asignando valores de 0 ‰ y -55.5 ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) / 0 ‰ y -427.5 ‰ ($\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$) para VSMOW y SLAP respectivamente.

Las muestras para carbono orgánico disuelto (COD) y su análisis isotópico se tomaron en viales con septum de 40 ml de acuerdo a los estándares de la Environmental Protection Agency (EPA) de los Estados Unidos y preservados con 200 μL de HgCl_2 concentrado. Su medición se realizó mediante automuestreador Aurora 1030W para carbono orgánico total (TOC) (OI Analytical, College Station, TX, USA). La muestra se acidifica con ácido fosfórico al 5 % y se deja reaccionar. El CO_2 resultante se purifica y se pasa por un espectrómetro de masas Delta 5 Thermo Fisher para la determinación de la razón isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. El análisis de nutrientes se realizó en un autoanalizador de flujo segmentado Skalar San Plus. Los nutrientes nitrato + nitrito ($\text{N-NO}_3 + \text{NO}_2$); amonio (N-NH_4); fosfato (P-PO_4) y silicato (Si-SiO_4) tuvieron un límite de detección de 0.25, 0.08, 0.08 y 0.36 μM respectivamente.

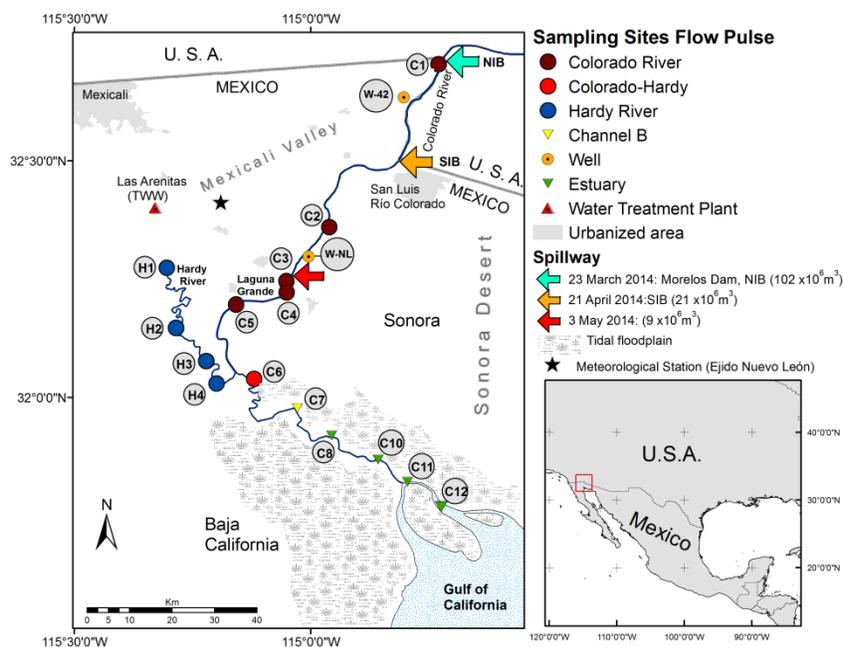


Figura 1. Localización de los sitios de muestreo en el RC, RH y canales estuarinos del RC. También se indican los sitios de liberación del flujo pulso (Figura tomada de Daesslé *et al.*, 2015)

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en las moléculas de agua ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$) pueden ser empleados como indicadores de mezcla entre diferentes tipos de agua. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ de 12.6 ‰ and -102.4 ‰ para el RC (sitio C1) son similares a los valores reportados en 1974 (Payne *et al.*, 1979) y a los encontrados en las aguas subterráneas en este estudio. Por otro lado, las aguas hipersalinas en la cabeza del estuario (Canal B, sitio C7 en figura 1) demuestran ser agua de mar enriquecida por la evaporación. Esto se evidencia por la relación lineal entre el agua de mar, las aguas estuarinas y las aguas en la boca del estuario. En lo que respecta las aguas del RC, RH y aguas subterráneas existe una relación lineal entre las aguas que entra en el NIB con respecto a las aguas encontradas río abajo. Las aguas encontradas río abajo muestran enriquecimiento isotópico por efectos de la evaporación (Figura 2).

Las aguas que entran a México en la presa Morelos (C1) tuvieron una concentración de $20.7 \mu\text{M N-NO}_3$, $0.21 \mu\text{M N-NH}_4$, $0.26 \mu\text{M P-PO}_4$, $124 \mu\text{M Si-SiO}_2$ y 0.24 mM COD . Asimismo en este sitio se encontró la menor conductividad en toda la zona de estudio ($1095 \mu\text{S}$). La característica más sobresaliente fue el agotamiento de nitratos de 20.7 a $0.3 \mu\text{M N-NO}_3$ en los sitios C3 y C4 (Figura 3). El agotamiento de nitrato contrasta con un incremento de COD de 0.3 a 0.7 mM . En los subsiguientes sitios de vertido del flujo pulso (21 de Abril y 3 de Mayo) la señal de agua de RC se vio reflejada en el sitio C5 con baja conductividad ($1535 \mu\text{S}$) y altos nitratos ($18.2 \mu\text{M N-NO}_3$).

En lo que respecta al RH, las aguas en la cabeza de este río estuvieron enriquecidas en N-NO_3 ($25.1 \mu\text{M}$), pero también mostraron enriquecimiento con N-NH_4 ($265 \mu\text{M}$), P-PO_4 ($79 \mu\text{M}$) y COD (1.51 mM), esto como resultado de las entradas de agua provenientes de la planta de tratamiento Las Arenitas y aguas de retorno agrícola. Sin embargo, la concentración de nutrientes disminuye (excepto Si) a $<1 \mu\text{M}$ 15 km aguas abajo en el RH y permanecen bajas en la zona de confluencia con el RC en el sitio C6. La disminución de nutrientes hacia el sur del RC una vez que entra a México puede deberse a procesos de reciclamiento y mineralización esto es similar a lo que ocurre en las aguas que son liberadas de la presa Glen Canyon (Presa en la cuenca alta del RC) donde una vez que las aguas salen del reservorio se ha encontrado una disminución en la carga de nutrientes que llevan (Gloss *et al.*, 1980).

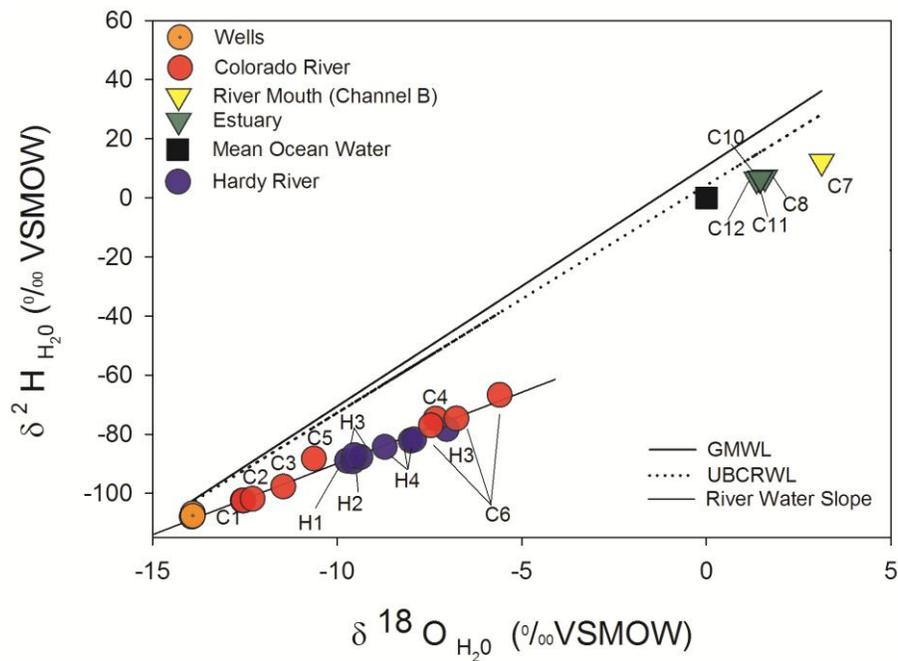


Figura 1. Composición isotópica de oxígeno e hidrógeno en muestras de agua: marinas, estuarinas y del RC y RH (Tomada de Daesslé et al., 2015).

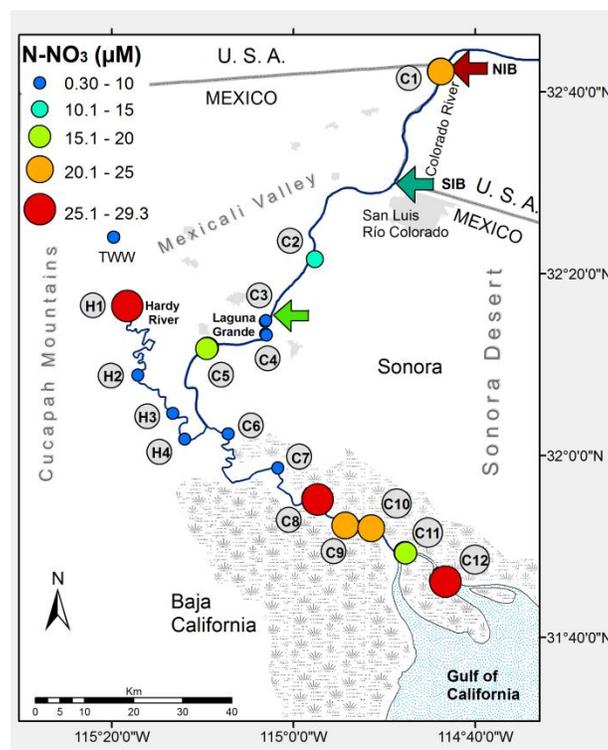


Figura 3. Distribución de N-NO_3 a lo largo del RC, RH y los canales deltáicos (tomada de Daesslé et al., 2015b)

En general la concentración de COD en el RH fue más alta a la encontrada en el RC. Los valores de COD permanecieron relativamente altos incluso después de la mezcla de aguas del RH con el RC en el sitio C6. La razón $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ en el COD comienza a ser más negativa conforme el agua fluye hacia sur de la presa Morelos con una tendencia a una composición $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ de planta tipo C₃ (-24.6 a -26.8 ‰).

En este estudio no fue posible encontrar evidencia de la entrada de nutrientes al estuario del RC por conducto del RC. Sin embargo, en el canal B (planicie de inundación) se encontró un ligero incremento de COD (0.3 mM) comparado con los bajos valores encontrados en el estuario (< 0.1mM). En general, el flujo pulso presentó altos valores de COD comparado con los valores estuarinos. Asimismo, el $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ del agua en la presa Morelos fue similar en todo el cauce del RC, indicativo de plantas tipo C-3. En contraparte, en las aguas estuarinas el enriquecimiento ^{13}C (e. g. valores más positivos $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$) sugieren un origen asociado al fitoplancton marino (Tabla 1).

Tabla 1. Resultados de nutrientes disueltos, COD y razón isotópica $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ durante el flujo pulso 2014 (Modificado de Daesslé *et al.*, 2015b)

Nr.	Tipo	Fecha	Conductividad específica	N-NO ₃	N-NH ₄ μM	P-PO ₄ μM	Si-SiO ₂	DOC mmol/l	$\delta^{13}\text{C}$ -DOC ‰ VPDB
C1	RC	24-Abr	1095	20.7	0.21	0.26	124	0.240	-24.7
C2	RC	24-Abr	1231	12.8	0.21	0.19	97	0.292	-24.6
C3	RC	24-Abr	1774	0.4	0.18	0.20	264	0.475	-26.6
C4	RC	24-Abr	3667	0.3	0.31	0.27	407	0.696	-27.2
C5	RC	14-May	1535	18.2	0.13	0.23	161	0.351	-24.8
C6a	RC+RH	20-Mar	7596	0.2	0.01	0.22	173	1.024	-26.0
C6b	RC+RH	14-May	6432	0.3	0.01	0.41	267	1.241	-26.9
C6c	RC+RH	30-May	8215	0.7	0.03	0.28	168	1.118	-26.5
C7	Canal B	30-May	83800	0.8	0.06	0.74	20	0.311	-20.4
C8	Estuary	29-May	67085	29.3	0.04	2.52	56	0.119	-20.3
C9a	Estuary	24-Abr	60960	28.1	0.03	2.25	62	0.133	-21.4
C9b	Estuary	29-May	59480	23.5	0.04	2.23	51	0.121	-20.9
C10a	Estuary	24-Abr	58370	24.8	0.06	2.24	55	0.111	-20.6
C10b	Estuary	29-May	59989	24.7	0.00	2.29	54	0.107	-19.5
C11a	Estuary	24-Abr	56730	17.4	0.04	1.91	47	0.095	-19.0
C11b	Estuary	29-May	50714	19.3	0.01	2.08	48	0.102	-18.8
C12	Estuary	29-May	58705	25.4	0.12	2.32	54	0.174	-20.6
TWW	Effluent	20-Mar	1985	2.8	3103.20	4.27	253	2.160	-24.3
H1	RH	20-Mar	2131	25.1	265.13	79.12	157	1.507	-24.2
H2	RH	14-May	4333	0.4	0.02	1.03	130	0.694	-26.8
H3a	RH	14-Mar	3431	2.1	0.78	9.54	76	0.954	-27.8
H3b	RH	14-May	3032	0.4	0.02	0.75	153	0.672	-26.0
H3c	RH	30-May	5475	0.4	0.02	0.27	173	0.912	-26.2
H4a	RH	20-Mar	3188	0.5	0.02	3.96	51	0.993	-26.6
H4b	RH	24-Abr	4954	0.5	0.21	1.58	82	0.968	-26.6
H4c	RH	14-May	4987	1.6	0.00	0.56	131	1.028	-27.1
W42	Pozo	24-Abr	1457	0.5	1.97	0.81	315	0.204	-23.7
WNL	Pozo	24-Abr	2450	9.2	0.77	0.41	307	0.155	-24.0

CONCLUSIONES

Los datos isotópicos mostrados en este estudio demuestran que no existe evidencia de que agua dulce del flujo pulso hayan llegado al delta del río Colorado, y en consecuencia al alto golfo de California. Las aguas del río Colorado que entran a México en la presa Morelos, rápidamente se ven empobrecidas en nitratos (de 21 a 0.5 μM), mientras que el carbono orgánico disuelto presenta un incremento en la confluencia con el río Hardy. Aunque no exista un aporte superficial de agua por parte del río Colorado, la concentración de N-NO_3 en el estuario son mayores a las que se encuentran en el río Colorado. Se necesita un flujo de agua dulce mayor y constante hacia el delta del río Colorado para que la comunicación entre el río Colorado y su delta se restablezca y con ello se mejoren las condiciones ambientales actuales.

REFERENCIAS

- Daesslé, L.W., Orozco-Durán, A., van Geldern R., Barth, J.A.C. 2015. The 2014 water release into the arid Colorado River delta and associated water losses by evaporation. *Science of the Total Environment*, en prensa.
- Daesslé, L.W., Orozco-Durán, A., Camacho-Ibar V. F., Santamaría-del-Angel E. Van Geldern R., Barth, J.A.C., 2015b. Sources and sinks of nutrients and organic carbon during the 2014 pulse flow of the Colorado River into Mexico, en preparación.
- Galindo-Bect, M.S., Santa Ríos, A., Hernández Ayón J.M., Huerta Diaz M.A., Delgadillo-Hinojosa, F., 2013b. The Use of Urban Wastewater for the Colorado River Delta Restoration. *Proc. Environ. Sci.* 18, 829–835
- Gloss S.P., Mayer L.M., Kidd D.E. (1980) Advective control of nutrient dynamics in the epilimnion of a large reservoir. *Limnology and Oceanography* 25, 219-228.
- IBWC 2014 Minute 319 Colorado River Delta Environmental Flows Monitoring, Initial Progress Report. International Boundary and Water Commission USA-Mexico. <http://www.ibwc.gov/EMD/Min319Monitoring.pdf> (Consultado: Agosto 2015).
- Millán Núñez, R., Santamaría del Angel E., Cajal Medrano R., Barocio León O.A. 1999. The Colorado River delta: a high primary productivity ecosystem. *Revista de Ciencias Marinas* 25, 509-540.
- Payne, B.R., Quijano, L.C., Carlos, L.D. 1979. Environmental isotopes in a study of the origin of salinity of groundwater in the Mexicali Valley. *Journal of Hydrology* 41, 201-215.
- Pérez-Arvizu, E.M., Aragón-Noriega, E. A., Espinosa-Carreón, T.L. 2013. Variabilidad estacional de la clorofila a y su respuesta a condiciones El Niño y La Niña en el Norte del Golfo de California. *Revista de Biología Marina y Oceanografía* 48, 131-141

[HG08]

**VALORACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO
DE LA ZONA NOROESTE DE LA CIUDAD DE EL VIGÍA,
MUNICIPIO ALBERTO ADRIANI DEL ESTADO MÉRIDA, VENEZUELA**

Yorfrank Arellano¹ y Ricardina Díaz²

¹Escuela de Ingeniería Geológica, Departamento de Geomecánica, Universidad de Los Andes; Mérida, Venezuela

E-mail: yorfrank@ula.ve

²Facultad de Ingeniería, Universidad de los Andes; Mérida, Venezuela

El objetivo de esta investigación consiste en valorar hidrogeoquímicamente la calidad del recurso hídrico subterráneo de la zona noroeste de la ciudad de El Vigía. El área de estudio se encuentra ubicada en el sector Los Pozones del Municipio Alberto Adriani del estado Mérida, en la cual se recolectaron diecisiete (17) muestras para análisis fisicoquímicos y bacteriológicos, los cuales contribuyeron para la realización de los mapas hidrogeoquímicos de la zona. Estos mapas se construyeron a partir de resultados aportados por los laboratorios, a través de las herramientas de Easy_Quim.4® y Surfer®. Encontrándose que es un recurso apto para riego y consumo humano, además que estas son del tipo bicarbonatada cálcica, siendo aguas jóvenes en tiempo geológico.

INTRODUCCIÓN

El agua potable constituye una fuente vital para la vida humana, esta debe estar libre de microorganismos patógenos, de minerales y sustancias orgánicas que puedan producir efectos fisiológicos adversos, lo cual requiere de un estudio hidrogeoquímico de los acuíferos que alimentan a una determinada población. Tal es el caso de algunas zonas residenciales del municipio Alberto Adriani, como lo es la ciudad de El Vigía y sus zonas aledañas, donde los pobladores consumen agua de pozos ubicados en sus patios, cuando falla la distribución de la red hidrológica. Las aguas de pozo pueden estar contaminadas por elementos fisicoquímicos y microorganismos patógenos como los coliformes fecales y la Escherichiacoli (E. Coli). Debido a la diversidad de usos del agua y a la cantidad y variedad de sus contaminantes, los criterios de calidad actuales necesitan un número muy alto de parámetros analíticos. Teniendo en cuenta el impacto social que está teniendo la creciente escasez de agua y la discutible calidad de esta en muchos casos, se hace necesario el estudio físico químico y bacteriológico de las aguas destinadas al consumo humano.

UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS

El mapa mostrado en la Figura 1, enseña la ubicación relativa de cada una de las muestras enviadas a los diferentes laboratorios para sus respectivos análisis, estas fueron tomadas en pozos elegidos al azar y aproximadamente equidistantes, con el fin de lograr obtener una buena dispersión e interpolación del programa, teniendo en consideración la existencia de lugares de recolección de las muestras. Estas fueron tomadas en el sector Los Pozones del Estado Mérida, al oeste de Venezuela.

METODOLOGÍA

Se dividió en cuatro etapas principales; etapa I, correspondiente a la recopilación, análisis de información previa y datos preliminares del área de estudio. La etapa II, basada en la recolección de los datos necesarios para desarrollar la presente investigación, correspondiente a la fase de campo donde se realiza la toma de muestras y el inventario de pozos. La etapa III, corresponde al análisis e interpretación de los datos recolectados y generación de teorías que cumplan con los objetivos del trabajo. Por último la etapa IV, corresponde a la confección de los mapas hidrogeoquímicos y la redacción del trabajo final de grado.

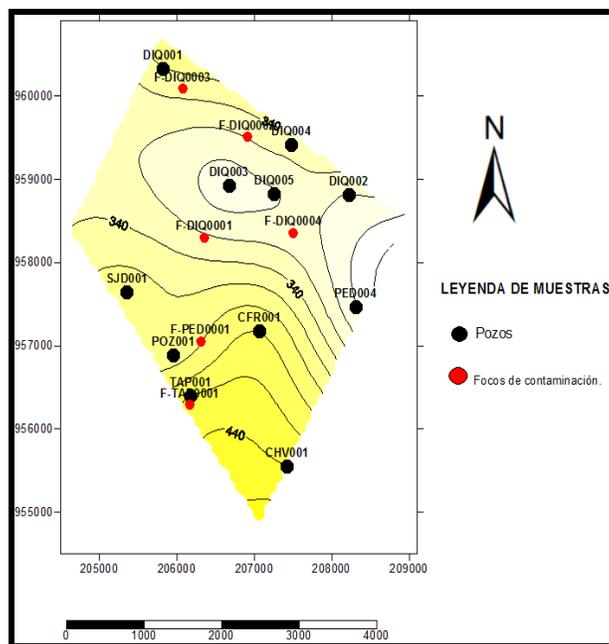


Figura 1. Mapa de ubicación de muestras en zona de estudio, encontrándose mayor concentración en el área de asentamiento de población.

La compilación de trabajos previos y el reconocimiento del área de estudio, se realizaron de manera simultánea. Posteriormente se inició con el inventario de pozos, con el fin de identificar los puntos de extracción de agua en el acuífero en la actualidad y un reconocimiento de sus características principales. Al mismo tiempo que se recorrió la zona y se determinó los puntos de interés para la toma de muestras, se procedió a obtener una por cada análisis, teniéndose dos recipientes: uno de un (01) litro, siendo este para los análisis fisicoquímicos y el otro para el análisis bacteriológico, el cual debía estar previamente esterilizado y de aproximadamente trescientos (300) mililitros. Se seleccionaron un mínimo de diecisiete (17) puntos, en los cuales se procedió a recolectar muestras para los respectivos análisis. Estas muestras fueron tomadas en los pozos representativos o de mayor uso, a una distancia más o menos equidistante, además en los posibles focos de contaminación presentes en el perímetro estudiado que puedan ocasionar contaminación o variar los valores de la química del agua.

Los análisis fisicoquímicos de las muestras recogidas en campo fueron realizados en el Laboratorio de Química Ambiental (LAQUIAM) en la Villa Universitaria, Núcleo Universitario “Rafael Rangel” ULA; mientras que los análisis bacteriológicos fueron efectuados en el Laboratorio de Análisis Microbiológico de Aguas y Bebidas, de la Facultad de Farmacia y Bioanálisis de la Universidad de Los Andes, Mérida y se realizaron según los métodos estándar para determinar bacterias coliformes como indicadores de contaminación fecal. Por último, se realizó la redacción y elaboración de los mapas hidrogeoquímicos, para los cuales se utilizó la herramienta de EASY_QUIM.4® y Surfer®, siendo utilizado el primero para la elaboración de todos los diagramas y la última para los mapas de distribución.

RESULTADOS FISICOQUÍMICOS

Una vez obtenidos los diagramas hidrogeoquímicos y los mapas de dispersión de los iones, se consiguió que los cationes se ubicaron en aguas cálcicas, los aniones en aguas bicarbonatadas, ambos representados de forma porcentual con respecto a la suma de aniones y cationes respectivamente, aportando como información adicional que la alcalinidad secundaria (dureza carbonática) es mayor del 50% con propiedades químicas dominadas por alcalinotérricos y ácidos débiles, pudiendo así representar varios análisis en un mismo gráfico, agrupándose las aguas semejantes como lo muestra la Figura 2.

Al igual que el diagrama de Piper, el tipo Schoeller-Berkaloff mostró el mismo resultado, encontrándose aguas bicarbonatadas cálcicas, los cuales fueron representados en miliequivalentes por litro (meq/l), graficados en una escala logarítmica. Mostrando así sus valores más altos en las rectas de Bicarbonatos y el ion Calcio (Figura 3).

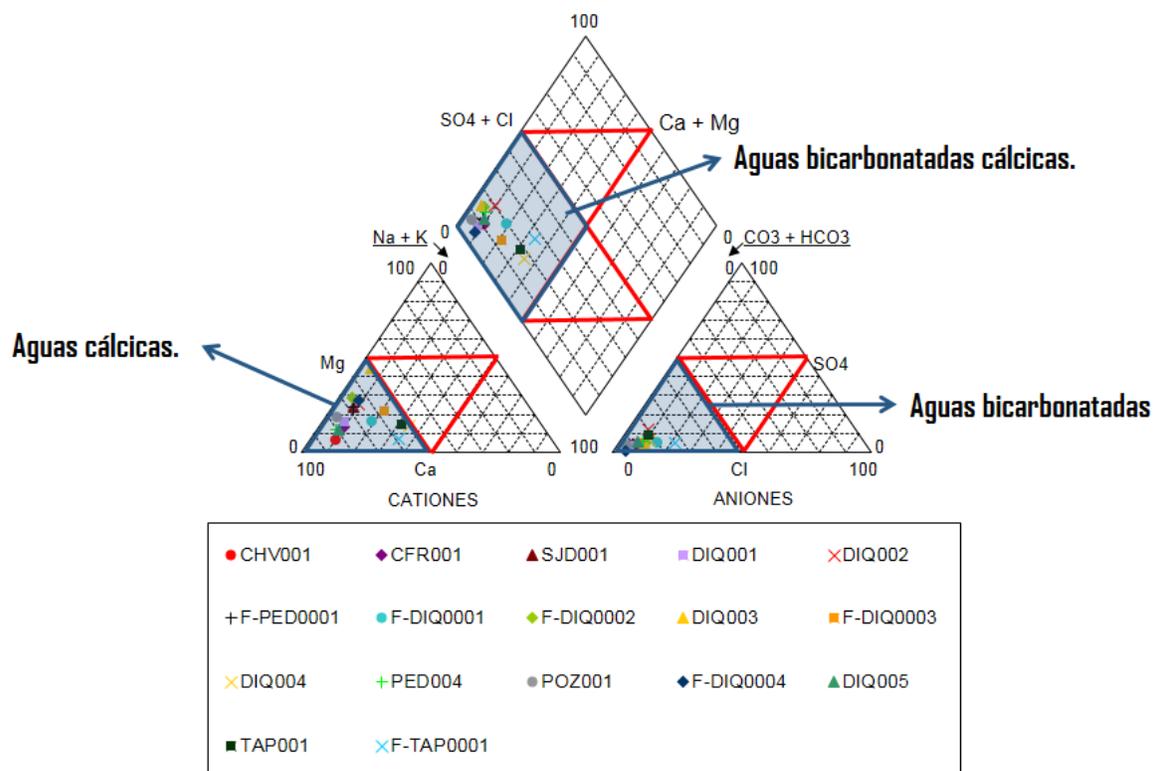


Figura 2. Clasificación hidrogeoquímica de las muestras bajo estudio de acuerdo al diagrama de Piper.

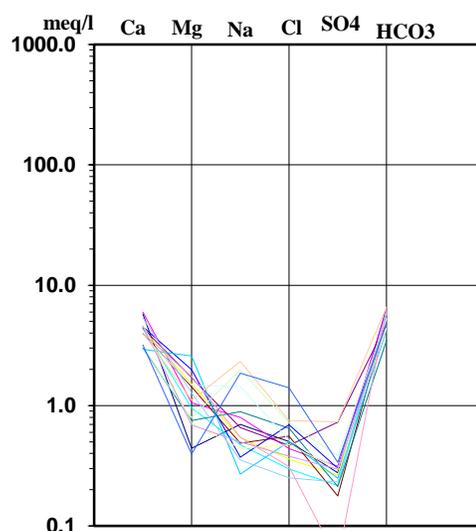


Figura 3. Comparación hidrogeoquímica según el diagrama de Schoeller-Berkaloff.

El diagrama de Stiff, realizado para cada pozo y posibles focos de contaminación, permitió conocer la química de cada punto estudiado, logrando confirmar la información obtenida en los diagramas de Piper y Schoeller- Berkalff, encontrando un dominio del anión bicarbonato y catión calcio en todas las muestras estudiadas del área de estudio.

A partir del diagrama de Wilcox, se encontraron aguas con bajo contenido de sodio intercambiable y baja salinidad, siendo apropiadas para la agricultura. La mayoría de las muestras de aguas se encuentran ubicadas en C2, a excepción de la muestra F-TAP0001 que se ubica en el área de C3, siendo las primeras aguas de salinidad media, aptas para riego, utilizadas para cultivos tolerantes a la salinidad. Todas las muestras se ubican en el área de S1, siendo agua con bajo contenido en sodio, aptas para riego en la mayoría de los casos. Aunque pueden presentarse problemas con cultivos sensibles al sodio. Este diagrama puede observarse en la Fig. 4, en que se muestra la ubicación de cada una de las muestras recolectadas para la construcción de cada uno de los distintos diagramas presentados.

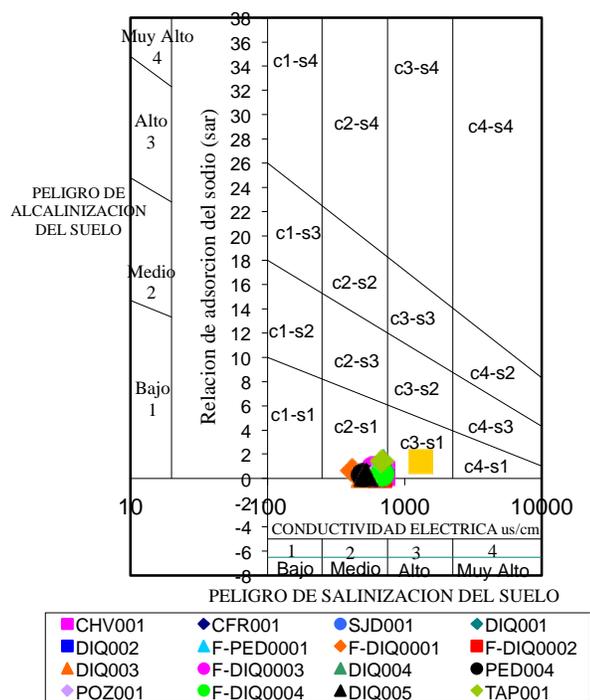


Figura 4. Diagrama de Wilcox para las muestras bajo estudio.

CONCLUSIONES

A partir de la Gaceta Oficial N° 5.021, decreto N°883, se puede clasificar el agua en la zona de estudio como Tipo I y Tipo II (a su vez se subdividen en aguas Tipo 2B, las cuales son destinadas para riego de cualquier tipo de cultivo y uso pecuario, normativa venezolana de uso y tratado de aguas).

Una vez realizados los diagramas de Piper, Schoeller-Berkaloff y diagramas de Stiff, se logró encontrar que el agua de las muestras es bicarbonatada cálcica. Algunas aguas se encontraron magnésicas, pero siendo estas en menor proporción a la muestras recolectadas. Las muestras analizadas son aptas para riego, debido a que presentan una salinidad media, esto según los resultados obtenidos en el diagrama de Wilcox.

De acuerdo a los valores de pH, el agua se considera moderadamente neutra, ya que estos no sobrepasaron los valores a 8 ni estuvieron por menos de 6. A pesar de haber realizado un estudio a poco detalle del agua superficial, las muestras analizadas no mostraron valores extremos, solo pequeñas concentraciones de iones

mayores a las de aguas subterráneas. Siendo la muestra con mayores valores la F-TAP0001 ubicada en un caño en la entrada del sector El Taparo.

El sistema de abastecimiento de agua potable del sector El Dique, San Juan de Dios, La Florida y Residencias Parque Chama actualmente depende de la explotación de aguas subterráneas, solo presentando control de este recurso las ubicadas a lo largo de la avenida Bolívar y Residencias Parque Chama. Siendo la comunidad El Dique la que presenta mayor explotación al acuífero.

El centro del área presenta mayores valores de dureza total, reduciendo la vida útil de los pozos ubicados en esta zona debido a la formación de una costra en las tuberías, siendo esta zona donde se presenta el mayor uso de insecticidas, específicamente en el sector La Pedeca y la carretera que comunica este sector con la comunidad El Dique.

Los altos valores de alcalinidad, bicarbonatos y cloruro del área de estudio se ubican próximos a la estación de servicios El Aeropuerto, siendo asociados a una infiltración del tanque de almacenamiento del combustible de esta estación, afectando el acuífero en las concentraciones de este ion. Los valores de potasio encontrados fueron en concentraciones mayores a las normas consultadas, producto de un mal manejo de aguas residuales por parte de los habitantes.

Al construir el sistema de agua potable a lo largo de toda la avenida Bolívar, los habitantes comenzaron a dejar de explotar el acuífero abandonado los pozos que una vez utilizaron. Con base en los resultados obtenidos por el Laboratorio de Análisis Microbiológico de Aguas y Bebidas, la muestra que mejor condiciones de higiene y de consumo es la DIQ005, debido que no presenta bacterias aeróbicas mesófilas y pseudomona aeruginosa. No obstante, se encontró que las muestras tomadas en los distintos focos de contaminación (FPED0001, F-DIQ0001, F-DIQ0002, F-DIQ0003, F-DIQ0004 y F-TAP0001) y de los pozos TAP001 y DIQ004, mostraron una alta carga microbiana, requiriendo de un tratamiento previo para ser consumida.

REFERENCIAS

- Becerra, M., Bracamonte, E. 2012. Evaluación de la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación del acuífero ubicado al noroeste de la ciudad de El Vigía en el municipio Alberto Adriani a través de los métodos Drastic, God y AVI. Universidad de Los Andes. Mérida Estado Mérida.
- Bi Yun Zhen-Wu 2009. Calidad físico-química y bacteriológica del agua para consumo humano de la microcuenca de la quebrada Victoria, Curubande, Guanacaste, Costa Rica, año hidrológico 2007-2008". Universidad Estatal a Distancia. San José Costa Rica.
- Briceño, V., Tovar, Y. 2012. Caracterización Hidrogeofísica del sector este de la ciudad de El Vigía, municipio Alberto Adriani del Estado Mérida. Universidad de Los Andes. Mérida Estado Mérida.
- Corsí, J. 2006. Estudio de los procesos hidrogeoquímicos que controlan la composición de las aguas subterráneas en la cuenca Pedro González, Isla de Margarita. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Cuevas, E. 1999. Calidad química y bacteriológica del agua subterránea en el principal campo de pozos para el abastecimiento de Mérida, Yucatán, México. Universidad Autónoma de Yucatán. Yucatán México.
- Custodio, E. y Llamas, M. 1996. Hidrogeología Subterránea. Ediciones Omega S.A. Barcelona, España.
- Gaceta Oficial de la República de Venezuela 1998. N° 36.395. Caracas – Venezuela.
- González de J., C., Iturralde de A., J., Picar, X. 1980. Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Edic. FONINVES, Tomos I y II. Caracas, Venezuela.
- Martín M., Sastre A. 1995. Hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del sector suroccidental de la cuenca paleozoica del Río Alberche". Facultad de Ciencias de la Universidad de Lisboa. Portugal – España.
- Shagam, R. 1972. Evolución Tectónica de Los Andes Venezolanos. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela.

SESIÓN GEOQUÍMICA ANALÍTICA / 14.10.2015

[AN01]

THE SPECIALIZED LABORATORY SYSTEM AT THE MEXICAN CENTER FOR INNOVATION IN GEOTHERMAL ENERGY (CEMIE-GEO)

Thomas G. Kretzschmar¹, José Manuel Romo-Jones¹, Zayre Gonzalez-Acevedo¹, Pratap Sahay¹, Jonas de Basabe-Argote¹, Georgina Izquierdo-Montalvo², Ruth Villanueva-Estrada³, Jose Luis Macias-Vazquez³, Gerardo Carrasco-Nuñez⁴, Victor Hugo Garduño-Monroy⁵, Enrique Iñiguez-Pacheco¹
& Juan Ignacio Sanchez-Avila¹

¹*Division de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B.C.*

E-mail: tkretzsc@cicese.mx

²*Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mor.*

³*Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.*

⁴*Centro de Geociencias, UNAM Campus Juriquilla, Querétaro, Qro.*

⁵*INICYT, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich.*

The study of low and high enthalpy geothermal fields require different strategies. Nevertheless, the analytical methodologies for their localization and characterization of both, involve the application of diverse scientific branches in a multi-disciplinary approach. Some of them are as follows: regional geology, stratigraphy, petrography, volcanology, geotectonic, hydrology, hydrogeochemistry, geothermometry, geochemistry, geochemical developing (deep temperature, mercury, carbon dioxide), geochronology, geophysics (gravimetry, seismic, electric resistivity, magnetometric and electromagnetic telluric). Besides all, the understanding of geothermal fields requires the construction of gradient and exploratory wells, developing of geoscientific, fluids transport, energy conservation and reservoir engineering studies. Join all these approaches and get them working together to have a substantial understanding of geothermal fields is a big challenge. All the knowledge obtained herein will be used to identify, exploit, sustainable use and preserve the resources of geothermal fields.

To achieve the objectives stated above, a network of specialized laboratories was created. These Specialized Laboratory System (SLS) has the main task to help the CEMIE-Geo Projects, providing them with advanced analytical capabilities. Cutting-edge instruments to physically and chemically analyzing rocks, fluids and gases are available. The SLS is formed by four of the top-academic institutions in México: Center for Scientific Research and Higher Education at Ensenada (CICESE), National Autonomous University of Mexico (UNAM), University of Michoacán of San Nicolas de Hidalgo (UMSNH) and Electric Research Institute (IIE). Besides all, highly specialized researchers and technicians (national and international) are involved in this network. Seven laboratories with several Analytical Units are distributed in along Mexico, to get a better national coverage and attending the challenges with fast response times: 1) Geothermal Reservoirs. Experimental studies for multiphase flow and heat transfer in a deformable porous medium to understand the behavior of geothermal fluids under high pressure and high temperature conditions are carried out. 2) Volcanology. Focused in the preparation and analysis of geochemical and petrologic samples for radiometric dating. 3) Geothermal Fluids. Chemical determination of fluids collected from geothermal fields and also fluids derived from the experiments developed in the geothermal projects and laboratories are developed. 4) Geothermal Rock Analysis. This laboratory provides analytical support for characterization of the chemical composition of rocks, as well as for the identification of crystalline components in a variety of materials, among which are metals, alloys, ceramics, cements, products of corrosion, scale, etc. 5) Microanalysis. The laboratory provides infrastructure to investigate the internal structure

of a rock material in 3D, the geometry of its components and their interrelationships, its porosity, sizes and shapes, thus understand the processes and conditions that impact the geothermal system operation, such as permeability, fluid flow, chemical evolution, fluid inclusions, minerals produced by geothermal alteration, etc. 6) Numeric simulation, modeling and visualization. Using numerical models and specialized software and workstations, geothermal systems are closer to reality and they can be better understood and managed. 7) Geothermal Isotopes. The main objective of this lab is the isotopic characterization of aqueous fluids from geothermal reservoirs.

SLS is prepared not only for attending the CEMIE-Geo's analytical demand, but also national and international analytical services can be done. In the short term is expected that SLS can covers the requirements of geothermal analyses of Latin America. In the other hand, supported by the human resources and infrastructure, CEMIE-Geo's SLS can carry out research about geothermal energy and resources. The research developed herein is not only limited to geothermal. Over time, other areas will be incorporated to the research lines. National and international collaborations are expected.

SESIÓN GEOQUÍMICA DE YACIMIENTOS / 14.10.2015

[YA01]

GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND PETROGRAPHICAL INVESTIGATIONS ON THE INTRUSIONS RELATED TO THE CU-AU DEPOSIT MINA DE DOLORES (SAN LUIS POTOSÍ, MEXICO)

Pascal Sieck¹, Hendrik Wilke¹, Rubén López-Doncel² & Siegfried Siegesmund³

¹Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica

E-mail: pascal.sieck@ipicyt.edu.mx

²Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

³Geoscience Centre Göttingen, University of Göttingen, Germany

The Cu-Au deposit Dolores is located in the mining district of Santa María de La Paz, in the northern part of the Mexican state San Luis Potosí. It consists in a skarn deposit developed at the transition from the intrusive rocks of the southern Sierra del Fraile to the mid-Cretaceous marine sediments. The outer rim of the intrusive rocks as well as the surrounding rocks are affected by metasomatic processes. The endoskarn consist of quartz, altered plagioclase, K-feldspar, hedenbergite, and andradite. The exoskarn of prograde andradite and hedenbergite, with a higher Mg-content of the hedenbergite as in the endoskarn. The main ore stages are pyrite, chalcopyrite, bornite, and arsenopyrite. The U-Pb dating of the intrusive bodies indicates an emplacement event at 36.5 Ma (LA-SF-ICP-MS, zircon single grain analyses) for the main intrusion. The cooling of the intrusive rocks lasted 1.5 Ma (K-Ar biotite dating). The intrusions show a small variation in composition and belong to a high K-rich calc-alkaline and per- to metaluminous magmatic sequence. The geochemical signature of the granitoids indicates that magmas derived from a complex process, which contains the partial melting of the mantle above the subducted Farallon-plate in a post-orogenic and extensional setting. The regional and local geological framework allowed rapid magma emplacement, along the way there was a fractional crystallization and assimilation of material from the continental crust.

[YA02]

**GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS ON THE AU- AND CU-
DEPOSIT COBRIZA (SAN LUIS POTOSÍ, MEXICO)**

Hendrik Wilke¹, Pascal Sieck¹, Rubén Alfonso López-Doncel², Siegfried Siegesmund³ & Klaus Wemmer³

¹*Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí*

E-mail: hendrik.wilke@ipicyt.edu.mx

²*Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí*

³*Georg-August-Universität Göttingen*

The Cu- and Au-deposit Cobriza is the northern part of a mining complex in Santa María de La Paz, in the northern part of the Mexican state San Luis Potosí. Samples of two different parts of the Cobriza intrusion and the related skarn deposit were taken below ground and analysed for petrological and chemical composition as well as crystallization and cooling age to reconstruct the geodynamical intrusion and skarn alteration of the area.

The hydrothermal skarn deposit were developed after the formation of the intrusive rocks in the southern Sierra del Fraile into the mid-cretaceous marine sediments. The intrusive rocks as well as the surrounding rocks are affected by metasomatic processes. These transformed rocks can be divided into two different types, the exoskarn consisting of prograde andradites and hedenbergites and the endoskarn with quartz, altered plagioclase, K-feldspar and low Mg hedenbergite content. In addition both skarns contain pyrite, chalcopyrite, and bornite. Using petrological and geochemical analyses the skarns can be determined as Cu-Zn-Au-Fe skarns. These skarn types are typical for subduction zones related to oceanic crusts. Re-Os-analyses of the exoskarn samples determine a metasomatic age of 38.07 ± 0.27 Ma. U-Pb Analyses of intrusive relictic zircons in the endoskarn ensured an age of 35.3 ± 0.3 Ma and the origin of a metasomatic changed intrusive rock.

The U-Pb dating of the intrusive units indicates an emplacement event at the post-Laramide magmatic event at 35.7 ± 0.3 Ma (LA-SF-ICP-MS, zircon single grain analyses). This can be confirmed by the geochemical composition of the granitoids indicating that the magmas were formed by complex processes derived from partial melting of the mantle above the subducted Farallon-plate in a post-orogenic, extensional setting. In addition the intrusions show a small variation in composition and belong to a high K-rich calc-alkaline and peraluminous to metaluminous magmatic sequence. The regional and local geological framework allowed rapid magma emplacements with assimilation of continental crust material through fractional crystallization. These processes of the emplacement of the intrusive rocks are completed on to a rapid cooling within 1.5 Ma determined by a K-Ar biotite dating age 34.06 ± 0.59 Ma.

[YA03]

**RECONOCIMIENTO DE LAS ASOCIACIONES MINERALES DE ALTERACIÓN Y DEPÓSITOS
HIDROTERMALES RELACIONADOS CON LA ACTIVIDAD DE LOS
MANANTIALES TERMALES DE ARARÓ, MICHOACÁN**

David Avalos-Tapia¹, Augusto Antonio Rodríguez-Díaz² y Ruth Esther Villanueva-Estrada³

¹ *Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León*
E-mail: davidavalostapia@hotmail.com

² *Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.*

INTRODUCCIÓN

La estrategia energética nacional, dentro del contexto político de apertura y de inversión, ha puesto de manifiesto la importancia de las energías limpias, diversificando las fuentes de energía para México, actualmente dependientes en gran medida de los hidrocarburos. La geotermia es una de las energías limpias de mayor relevancia por sus niveles de producción energética en MW y sus bajos costos relativos de inversión (60 USD por cada MWh producido, Meana, 2014).

La geotermia es una fuente renovable de energía que se ha utilizado en el mundo para generar electricidad desde 1911 y en México desde mediados del siglo pasado hasta nuestros días cuenta con 38 unidades con capacidad instalada alrededor de 960 MW, con yacimientos de alta temperatura como Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán, y Los Humeros en Puebla dentro la Faja Volcánica Mexicana. Actualmente, México ocupa el cuarto lugar en producción de energética a través de la geotermia (http://www.geotermia.org.mx/geotermia/?page_id=688) y cuenta con un potencial del recurso geotérmico estimado en 13.4 GW (SENER, 2015), colocándolo como un país de alto potencial de exploración y explotación. La Secretaría de Energía puso a disposición, mediante concesiones, la inversión para el desarrollo de más de 5000 MW de recursos probables que cuenta el país (SENER, 2015).

La mayor concentración de manifestaciones termales en el país se distribuye en la Faja Volcánica Mexicana (Prol-Ledesma y Juárez 1986; González-Ruiz et al., 2015), siendo por sus características geológicas, vulcanismo reciente y tectonismo, la provincia de mayor potencial geotérmico. En la Faja Volcánica Mexicana (FVM) se encuentra la mayor cantidad de prospectos permisionados por la SENER a la Comisión Federal de Electricidad (CFE) para su exploración y desarrollo, p.e. Acozulco en Puebla, Araró-Simirao, Los Negritos, Lago de Cuitzeo e Ixtlán de los Hervores en Michoacán; La Soledad, San Marcos y Planillas en Jalisco y San Bartolomé de los Baños en Guanajuato (SENER, 2015).

En la región oeste de la FVM se ubican manifestaciones termales muy cercanas, Lago de Cuitzeo, Araró-Zimirao y Los Azufres (Figura 1), siendo el último un campo activo asociado a una caldera dentro de la zona de rift Morelia-Acambay (Pasquaré *et al.*, 1988; Ferrari *et al.*, 1991).

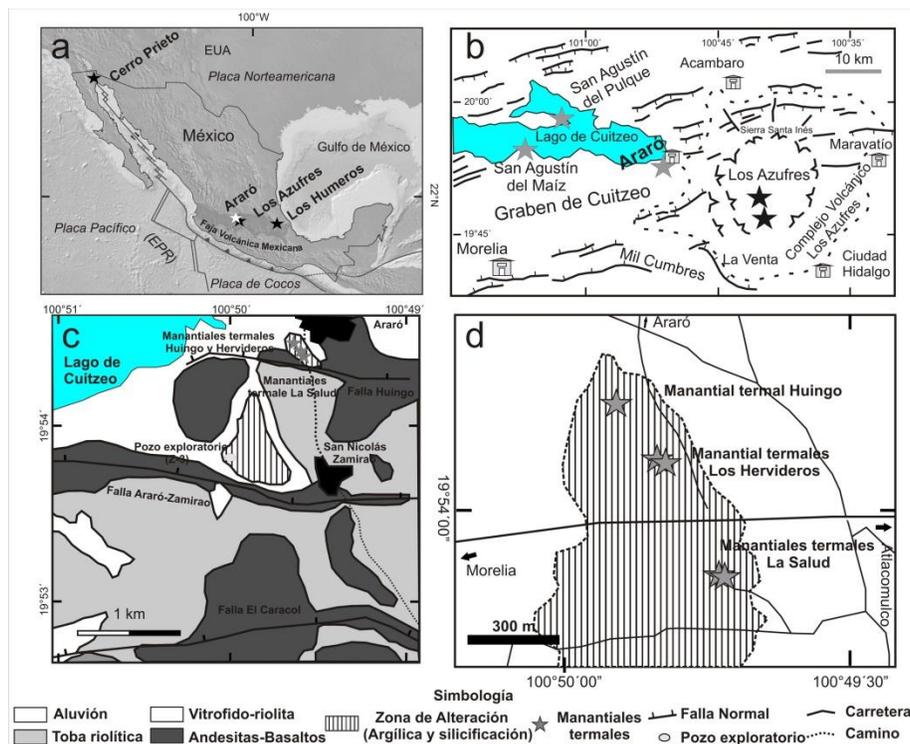


Figura 1. Ubicación de la zona geotérmica Araró. a) Ubicación regional de las zonas geotérmicas de Araró, Los Azufres, Los Humeros dentro de la Faja Volcánica Mexicana, b) Mapa de los rasgos tectónicos más importante de la región de Araró, c) Mapa geológico de la zona de manantiales termales de Araró, d) Localización de los manantiales termales de Huingo, Hervidero, del presente estudio y La Salud.

La zona de Araró ha sido estudiada por CFE llegando a la perforación de dos pozos exploratorios a profundidades alrededor de los 2000 m con temperaturas entre 220 y 250 °C, el yacimiento lo clasifican como de líquido dominante, con salinidad total del orden de 4000 ppm y descarga rápida con escasa pérdida de calor, que parece haber presentado varios episodios de auto-sellamiento (por el depósito de minerales hidrotermales) e hidro-fracturamiento naturales (CFE, 1989 en Hiriart, 2011). El potencial estimado del yacimiento es entre 20-30 MW (CFE, 1989 en Hiriart, 2011; Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003), lo que lo hace un prospecto geotérmico relevante.

Además de proveer pistas sobre la evolución de un sistema geotérmico (Browne, 1970; Thompson y Thompson, 1996; Canet *et al.*, 2010, 2015), la mineralogía y la distribución de las alteraciones hidrotermales son útiles para evaluar las características fundamentales de los fluidos hidrotermales y del reservorio, incluyendo la temperatura, la acidez y permeabilidad. Por lo tanto, las asociaciones minerales de alteración son una herramienta de exploración de gran alcance que puede ayudar a evaluar los recursos potenciales de energía geotérmica, incluso si la actividad hidrotermal está aumentando o disminuyendo (p.e. Weissberg y Wodzicki, 1970; Taran y Peiffer, 2009).

En el presente estudio denota los avances en el reconocimiento de las asociaciones minerales de los precipitados y alteraciones relacionadas con la actividad termal de los manantiales de Huingo y Los Hervideros en Araró, basados en la aplicación de técnicas mineralógicas determinativas y descriptivas. Esta información contribuirá en el mejor entendimiento del sistema hidrotermal y su evolución en esta región.

METODOLOGÍA

Campaña de muestreo

El muestreo de depósitos y zonas de alteración se llevó a cabo dentro y en los alrededores de 3 manantiales termales en la región de los baños termales de Huingo y Los Hervideros, al sur del poblado de Araró. Las muestras obtenidas comprenden sedimento del fondo y alrededor del manantial termal, costras y depósitos estromatolíticos adyacentes de las manifestaciones y suelos, y rocas volcánicas alterados en los alrededores de la región.

Métodos analíticos

Las muestras fueron analizadas con infrarrojo de onda corta (SWIR por sus siglas en inglés *Short Wavelength Infrared*), utilizando un espectrómetro portátil para análisis mineral LabSpec Pro (Analytical Spectral Devices, Inc.), del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica de la UNAM, es un método relativamente nuevo en el campo de la exploración de recursos naturales (p.e. yacimiento minerales, geotermia, etc.). La técnica permite la identificación rápida sobre el terreno o en muestras de minerales de alteración hidrotermal y delimitación de las zonas de alteración.

En este estudio, sólo la región de longitud de onda SWIR 1300-2500 nm fue utilizada, ya que es particularmente sensible a los cationes y enlaces OH, H₂O, CO₃, SO₄ y NH₄ (Thompson *et al.*, 1999). La identificación de las fases minerales fue hecha manualmente por comparación de posiciones de longitudes de onda características de absorción y por comparación de morfología de espectros de la base de datos del USGS Spectroscopy Lab, Clark *et al.*, 2007).

La asociación mineral fue verificada por difracción de rayos X (DRX), las mediciones fueron hechas por metodologías convencionales en polvo y para minerales de arcilla. Los análisis fueron realizados en un equipo de DRX Shimadzu XRD-6000 con un voltaje de 40 kV y una corriente de 30 mA, utilizando radiación CuK y un monocromador de grafito del Instituto de Geología de la UNAM. Adicionalmente, para denotar texturas y minerales en cantidades accesorias se utilizó un microscopio electrónico de barrido JEOL JXA-8900R, en el Laboratorio Universitario de Petrología, UNAM.

Características geológicas

Los manantiales termales del presente estudio se ubican al sur del poblado de Araró, Michoacán, a unos 30 kilómetros al noreste del campo geotérmico de Los Azufres, y al oriente del Lago de Cuitzeo. La zona de interés se localiza entre las coordenadas: 19°52'30" y 19°55" de latitud norte y 100°48" y 100°52'30" de longitud oeste, y a unos 1900 msnm de elevación.

Fisiográficamente, las manifestaciones ocurren en la parte oriental del sector central de la FVM (Figura 1a). La zona se encuentra al interior de una depresión tectónica de dirección general E-W, conocida como Graben de Cuitzeo (Figura 1b), dentro de la tendencia regional del Graben Chapala (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005). La región está afectada por fallas normales de orientación preferencial E-W, la Falla Huingo al norte y relacionada a la ocurrencia de las manifestaciones termales, Falla Araró-Zimirao en la parte intermedia y la Falla El Caracol al sur (Figura 1c), estas estructuras forman un sistema tipo echelón hacia el NNW, con inclinación sutil hacia el SSE (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005).

La actividad volcánica más reciente está representada por derrames lávicos y conos cineríticos de composición andesítica y basáltica del Pleistoceno. Las rocas que afloran en la región pueden ser agrupadas en tres unidades: andesitas basálticas del Pleistoceno temprano, tobas riolíticas con una edad entre 1.2 y 0.9 Ma, y riolitas vítreas con edades entre 1.54 y 1.19 Ma, además de algunos depósitos aluviales (Casarrubias *et al.*, 1990 en Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005).

Araró se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica del Lago Cuitzeo, el cual presenta un acuífero amplio y somero, con un flujo subterráneo de descarga de E desde Araró a W hacia el lago (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005). En la zona hidrográfica existen alrededor de 50 manantiales termales con descargas menores a los 99°C, el tipo de fluido es de tipo sódico-clorurado, con anomalías de B y contenidos en gases de CO₂ y H₂S, gases nobles e hidrocarburos (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Manifestaciones termales: asociaciones minerales de depósito y alteración

Al sur del poblado de Araró se estudiaron dos regiones con manantiales termales: Huingo y Los Hervideros (Figuras 1d y 2). El manantial termal de Huingo presenta emanaciones difusas con descarga de líquido y gas desde un sustrato de sedimentos, la descarga tiene una temperatura de 71 °C. Dentro y alrededor del manantial termal ocurren sedimentos mineralizados, costras, agregados minerales coliformes, depósitos estromatolíticos y tapetes microbianos (Figura 3).

Los sedimentos se componen de granulometría fina de partículas compuestas de silicatos y precipitados hidrotermales minerales. Los precipitados minerales se componen de la asociación de illita, esmectita, ópalo, barita, pirita y probablemente ferrihidrita. Las costras y agregados coliformes se componen principalmente de ópalo, con laminaciones discontinuas de óxidos de hierro del tipo ferrihidrita y calcita.

Los depósitos estromatolíticos son del tipo silíceo, con ocasionales bandas coliformes de carbonatos, estas estructuras se encuentran distales de la zona de descarga principal y crecen a partir del sustrato rocoso o de las paredes de canales de descarga del agua termal hacia los baños de Huingo. Asociado a estos desarrollos estromatolíticos se encuentran tapetes microbianos de colores verde y ocre, de textura musgosa y gelatinosa, su mayor desarrollo se evidencia en los canales de descarga hacia el balneario.

Los dos manantiales termales de Los Hervideros son focalizados, (1) con flujo continuo con periodos cíclicos de mayor descarga, aproximadamente cada 50s, los fluidos de descarga son líquido y gas a temperatura de 92 °C y (2) manantial con descarga de fluido enriquecido en “lodo” con temperatura de 80 °C. Los depósitos asociados a estos manantiales son sedimentos mineralizados y pátinas.



Figura 2. Manantiales termales de la zona de Araró: (a) manantial termal de descarga difusa de Huingo, (b) y (c) manantiales termales de Los Hervideros.

Los sedimentos mineralizados se componen de la asociación de illita, esmectita, ópalo, pirita y casiterita. Las pátinas ocurren alrededor de las emanaciones extendiéndose un par de metros, denotando la dirección de flujo de descarga pasada, la asociación mineral que compone a estos depósitos es illita, esmectita, halita y probablemente silvita, adicionalmente existen un par de fase minerales, probablemente sulfatos, que serán corroboradas por DRX.

Adyacente a los manantiales termales existe un desarrollo difuso de alteración hidrotermal, del tipo argílica, esta zona presenta un desarrollo restringido de forma alargada, esta distribución alude a un lineamiento que favorece la descarga y mineralización. Los manantiales de Huingo, Los Hervideros y La Salud, al sur del área del estudio, presentan una alineación de NW30°, presumiendo la presencia de una falla que favorece la circulación de fluidos termales a la superficie. Este lineamiento corta a una falla regional en la zona (Falla Huingo), constituyendo un posible conducto termal desde el reservorio.

La temperatura de descarga y las mediciones de pH en las manifestaciones que van de ligeramente ácido al neutro en las manifestaciones es comparable con datos reportados en la bibliografía (p.e. Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003, 2005), las asociaciones minerales (illita, esmectita, ópalo, barita y piritita) y el tipo de alteración detectada: argílica, es congruente con las condiciones de fluido de descarga ($T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ y pH alrededor del neutro), tal como ocurre en otros campos geotérmicos (Browne, 1970; Thompson y Thompson, 1996; Canet *et al.*, 2010, 2015). Las alteraciones hidrotermales en la zona de estudio (argílica y silicificación), generalmente ocurren en niveles subsuperficiales dentro de zonas permeables de sistema geotérmicos, usualmente con desarrollo lateral importante, en este caso influenciadas por un posible lineamiento NW, con posible alusión a ambientes de vapor sobrecalentado (Thompson y Thompson, 1996) o silicificación canalizada, como en depósitos epitermales, en este caso con predominancia en ópalo, respecto a fases cristalinas de sílice (p.e. cristobalita), sugiriendo temperaturas por debajo de los 150°C y pH alrededor del neutro (White y Hedenquist, 1995).

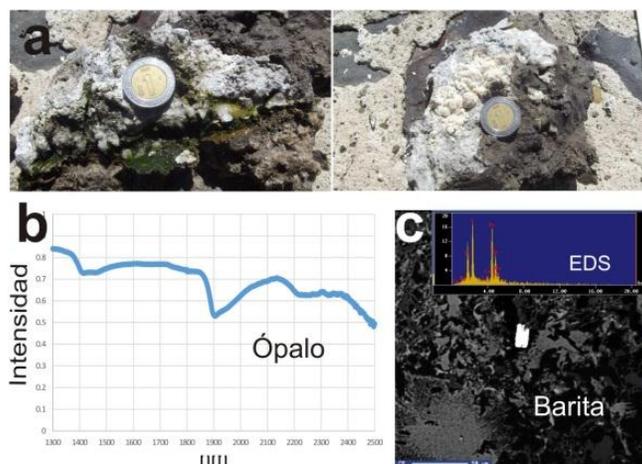


Figura 3. Depósitos hidrotermales asociados a los manantiales: (a) estructuras de depósito ricas en sílice, (b) espectro SWIR de sedimento de fondo de emanación en los Hervideros, y (c) imagen de microscopia de barrido con espectro EDS de barita en sedimento del manantial difuso de Huingo.

REFERENCIAS

- Browne, P.R.L., Ellis, A.J. 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science* 269, 97-131.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R.M., Franco, S.I., López-Hernández, A. 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acozul Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration* 105, 1-10.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R.E., Salinas, S. 2015. Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acozul geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics* 53, 154-165.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Kokaly, R.F., Sutley, S.J. 2007. USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series: 231. <http://speclab.cr.usgs.gov>.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., Tibaldi, A. 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47, 129-148.
- González-Ruiz, L. E., González-Partida, E., Garduño-Monroy, H., Martínez, L., Pironon, J., Díaz-Carreño, E.H., Yáñez-Dávila, D., Romero-Rojas, W., Romero-Rojas, M.C. 2015. Distribución de Anomalías Geotérmicas en México: Una guía útil en la prospección geotérmica. *Revista Internacional de Investigación e Innovación Tecnológica*, 1-31
- Gutiérrez Negrín, L., López Hernández, A., Quijano León, J.L. 1989. Zonas geotérmicas de interés en México. *Geotermia* 5, 283-346.

- Hiriart-Le Bert 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía México, DF, mayo de 2011. CRE y IDB 161p.
- Meana, S. 2014. Energía geotérmica, una de las apuestas fuertes del futuro. *El Financiero*, Economía, 31.03.2014.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, 353-364.
- Prol-Ledesma, R.M., Juarez, M.G. 1986. Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 28, 351-362.
- SENER, 2015. Boletín 070.2015. SENER y CONAGUA fortalecen la capacidad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en geotermia: http://sener.gob.mx/portal/Default_Intermedia.aspx?id=3252.
- Taran, Y.A., Peiffer, L. 2009. Hydrology, hydrochemistry and geothermal potential of El Chichón volcano-hydrothermal system, Mexico. *Geothermics* 38, 370-378.
- Thompson, A.J.B., Thompson, F.J.H. 1996. Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 pp.
- Thompson, A.J., Hauff, P. L., Robitaille, A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *SEG Newsletter* 39, 16-27.
- Viggiano-Guerra, J.C., Gutiérrez-Negrín, L.C.A. 2003. Régimen de flujo hidrotermal en la zona geotérmica de Araró, Michoacán. *Ingeniería Hidráulica en México* 18, 39-53.
- Viggiano-Guerra, J.C. y L.C.A. Gutiérrez-Negrín, 2005. The Geothermal System of Araró, Mexico, as an Independent System of Los Azufres. Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.
- White, N.C., Hedenquist, J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newsl.* 23, 9-13.
- Wodzicki, A., Weissberg, B.G. 1970. Structural control of base metal mineralisation at the Tui mine, Te Aroha, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13, 610-630.

[YA04]

ESTUDIO GEOQUÍMICO - MINERALÓGICO DEL YACIMIENTO MANGANESÍFERO DEL TAJO NAOPA, DISTRITO MINERO DE MOLANGO, HIDALGO (MÉXICO)

Jessica Yusseyvi Santander de la Rosa^{1*}, Kinardo Flores Castro¹,
Claudia Deyanira Pérez Ángeles², Màrius Ramírez Cardona¹ y Carlos Esquivel Macías¹

¹*Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo; Pachuca, Hidalgo*

E-mail: santanderjessica51@gmail.com

²*Compañía Minera Autlán. Departamento de Control de Calidad. Unidad Naopa, Hidalgo*

En el presente trabajo se reporta el resultado de la caracterización geoquímica - mineralógica del manto manganesífero del yacimiento del tajo Naopa en el Distrito Minero de Molango. La mineralogía de mena se presenta principalmente en forma carbonatada asociada a sistemas de fracturas y fallas a las cuales rellena parcial y totalmente. Las especies minerales están representadas por: manganocalcita (8 a 15% Mn) y rodocrosita (25 a 29% Mn), y en menor proporción pirolusita como fase óxidada (>50% Mn) incluida en la porosidad primaria de las rocas calizas pertenecientes a la Formación Chipoco (Jurásico Superior). Otras especies minerales coexistentes, pero minoritarias son: calcita, rodonita, cuarzo y pirita.

INTRODUCCIÓN

En la actualidad los depósitos de manganeso en México tienen mucha importancia en el desarrollo de la industria siderúrgica, en especial del acero, constituyendo un recurso potencial para el crecimiento del país. Compañía Minera Autlán (CMA) es la empresa productora más grande de manganeso en centro y Norteamérica, siendo también el único productor de nódulos de manganeso en el mundo. Es así que la empresa invierte en la exploración y reapertura del tajo Naopa, dada la gran demanda por el metal y las nuevas aplicaciones industriales, siendo la automotriz una de las más importantes.

Localización, vías de acceso y fisiografía

El yacimiento manganesífero del tajo Naopa se localiza dentro del municipio de Molango en el estado de Hidalgo (México) entre las coordenadas 20°51' de Latitud Norte y 98°45' de Longitud Oeste (Figura 1). El acceso al área de estudio se hace por medio de la carretera Federal no. 105 (México – Tampico), desviándose en el kilómetro 139, denominado Tlaxcango con rumbo a Naopa, por un camino de terracería que dista 5.5 km hasta el tajo.

Fisiográficamente se localiza hacia la parte central del Distrito Minero de Molango en el Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965). En cuanto al Yacimiento de Manganeso de este distrito minero, existen diferentes opiniones e hipótesis acerca del origen de tan importante acumulación de Mn y la más aceptada hasta ahora es la de Okita (1992), en la cual se establece la clasificación del yacimiento como tipo SEDEX (Sedimentario Exhalativo) de edad Jurásico Superior, donde se depositaron sedimentos calcáreos resultantes principalmente de la acumulación de precipitados químicos (Cannon y Force, 1983; Okita, 1992; Roy, 1997).

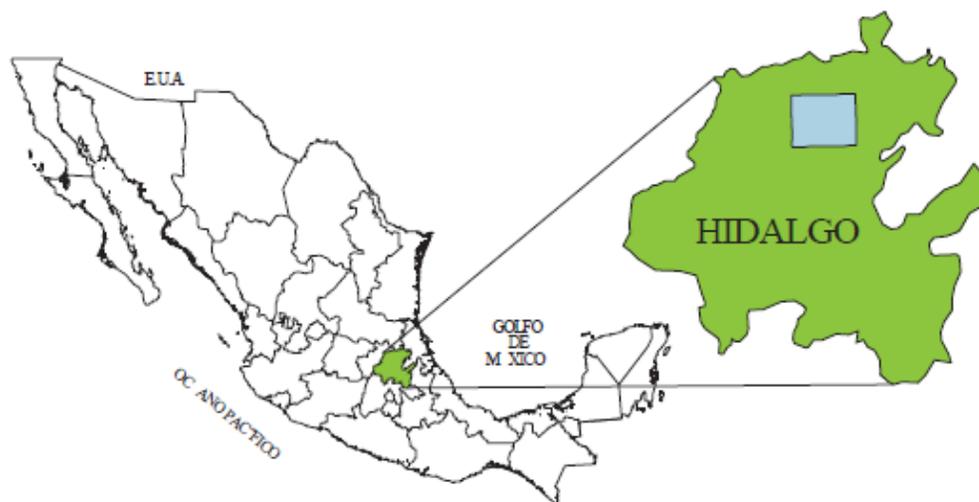


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio

EL YACIMIENTO MANGANESÍFERO Y SU ESTRUCTURA

El yacimiento de manganeso del tajo Naopa es de tipo manto con rumbo N45°W y recumbencia hacia el SW que ha sido explotado desde su reapertura en el año 2011. Se encuentra emplazado en rocas carbonatadas marinas afectadas por la deformación Laramide que las pliega y falla intensamente, condicionando su explotación. El manto se encuentra incluido en la Formación Chipoco (Jurásico Superior) que localmente tiene 200 m de espesor, limitando su valor económico a la base de dicha secuencia (10 a 30 m aumentando gradualmente). Los trabajos de explotación en el tajo han revelado una extensión de la mineralización manganesífera a lo largo de aproximadamente 500 m de longitud con leyes desde 3 a 28% de Mn.

METODOLOGÍA

Trabajo de campo

El presente trabajo consistió de varias etapas, la primera de reconocimiento y cartografía geológica donde se identificaron las principales litologías y se estableció su relación estratigráfica y estructural. Posteriormente y con base en los resultados de los trabajos de exploración - explotación previos, se decidió la toma de nueve muestras representativas de la variación en la concentración de manganeso. Cada muestra colectada fue de 50 kg que correspondieron a afloramientos de la base de la Formación Chipoco (JSCh) en las zonas “300” y “980” dentro del tajo, y en las inmediaciones la zona “500” y el sitio denominado “La Cueva”. La mayor parte de cada muestra se destinó al análisis geoquímico de elementos mayores y traza, dejando un testigo para los estudios petrográficos y de caracterización mineralógica.

Las primeras seis muestras de mineral de alta ley (>20% Mn) fueron tomadas en el frente del talud en explotación; otras tres fueron colectadas en la zona de facies, muestras 1 y 3 de talud y por último se tomó una muestra de la base (piso), de baja ley (<12% Mn), ver Figura 2.

Las muestras se redujeron de tamaño con un molino de quijada como molienda primaria y después, una secundaria con un molino de cono. Posteriormente fueron homogenizadas y reducidas a 2 kg mediante la operación de cuarteo en el área de preparación de muestras de la Compañía Minera Autlan; previo a su embalaje y transporte al Laboratorio de Geoquímica de la UAEH, donde finalmente se pulverizaron y tamizaron a malla 200.

Laboratorio

Con las muestras testigo de cada afloramiento seleccionado se realizaron nueve láminas delgadas para petrografía en los Laboratorios Petroanálisis, S.A. y la otra fracción se pulverizó a malla 200 para su caracterización de fases minerales tanto en los sitios de alta (>24% Mn), como de baja ley (<12% Mn), utilizando para ello la Difracción de Rayos X (DRX).

Para la geoquímica de elementos mayores se empleó la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) con el método de meta-tetraborato de litio en perla de fusión, y la de Plasma de Inducción Acoplado - Óptico (ICP-OES) para la determinación de los elementos traza a digestión ácida total, en tubos de teflón (HF, HClO₄, HNO₃ y HCl) realizada en los laboratorios Intertek, Perth Australia.

Para la caracterización mineralógica se empleó un microscopio petrográfico marca Olympus BX-41 del Laboratorio de Geoquímica (UAEH) con acoplamiento de cámara digital de alta resolución y un software para la edición de las fotomicrofotografías INFINITY- v6.5.1.

RESULTADOS

Cartografía Geológica

Como resultado del trabajo de campo se realizó la cartografía geológica del tajo Naopa, a escala 1:3,000 tomando como base la Carta Geológico-Minera Molango F14-D51 escala 1:50,000 (SGM, 2002), y la cartografía geológica previa realizada por (CMA) del tajo escala 1:5,000. Los caminamientos permitieron establecer relaciones de campo de los conjuntos litológicos y su reconocimiento dentro de un contexto de rocas marinas mesozoicas de la Cuenca de la Sierra Madre Oriental. La base de la columna estratigráfica en el área de estudio está representada por un paquete de areniscas y lutitas cementadas por material arcillo-arenoso de aproximadamente 450 m de espesor correspondientes a la Formación Huayacocotla (JiH). Posteriormente, y de forma concordante, se observa una secuencia de 200 m de calcarenitas con intercalaciones de lutita calcárea de la Formación Tepexic (JmT), que a su vez sobreyace concordantemente a la Formación Santiago (JsS) compuesta por limolitas con piritita diseminada y abundantes concreciones negras calcáreas con un espesor total de 150 m. A continuación se depositan rocas calizas arcillosas de estratificación centimétrica, que ocasionalmente incluyen limolita calcárea carbonosa y que constituyen el manto manganesífero representado por la Formación Chipoco (JsCh), ver Figura 2.

Descripción Megascópica

La muestra de mano VTN-2037 representativa del manto manganesífero corresponde a una caliza y en el afloramiento del tajo Naopa presenta una coloración superficial gris clara y al corte oscura; exhibe estratificación con tendencia a masiva; sin embargo, en algunas partes es fina a media y de alta densidad. A simple vista la caliza se observa homogénea con vetas de calcita, rodocrosita y piritita tanto formando masas, rellenando fracturas y diseminada, ver Figura 3a.

Descripción Petrográfica

La petrografía permitió identificar calizas con materia orgánica que correspondieron a *wackestone* y *packstone* de bioclastos (bivalvos, filamentos bacterianos y de algas, además de ostrácodos de plataforma proximal) con estructura laminar. Estos carbonatos se encuentran parcial a totalmente recristalizados. La matriz de estos carbonatos es predominantemente micrítica y en menor proporción esparítica. La identificación del bivalvo *Nucula* sp. sugiere condiciones de oxígeno limitadas en la columna de agua y/o posiblemente alta salinidad (Tevesz y McCall, 1983), características de aguas profundas. La estructura laminar de las calizas sugieren condiciones tranquilas de depósito, escasa bioturbación, granos de calcita con selección regular a buena, dominio de dos a tres modas de tamaño de grano y morfología con tendencia semiredondeada a subangulosa.

Con respecto a los minerales de mena se observa una gran cantidad de minerales opacos que corresponden con la pirolusita depositada en la porosidad primaria, mientras que la rodocrosita se encuentra asociada únicamente a fracturas, a las cuales rellena con textura *diente de perro* (ver Figura 3b).

Asociaciones Minerales

Los minerales de mena que se encuentran incluidos en el manto manganesífero principalmente son del tipo carbonatos y óxidos de manganeso. Las fases minerales carbonatadas consisten principalmente de rodocrosita y manganocalcita en cantidades subordinadas y la pirolusita como especie oxidada. Los minerales de ganga que acompañan a los de mena son esencialmente: calcita, cuarzo y piritita.

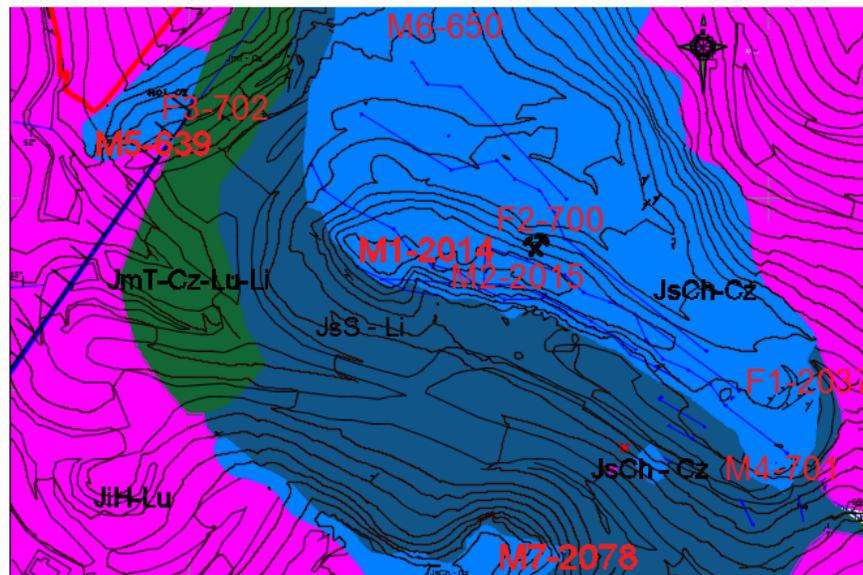


Figura 2. Localización de las nueve muestras en el plano geológico

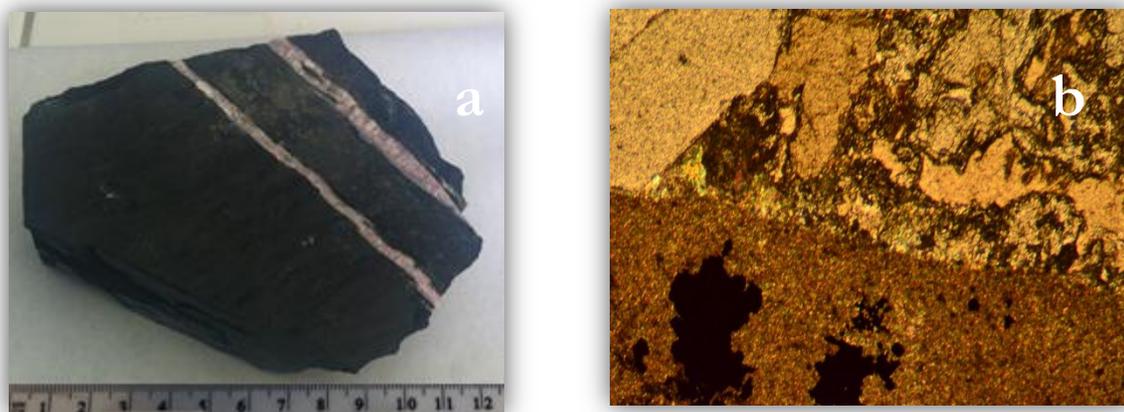


Figura 3. (a) Muestra de mano VTN-2037, (b) Fotomicrografía de muestra VTN-2037, 10X

La rodocrosita (MnCO_3), se encuentra en forma de agregados botroidales de hasta dos cm, difícilmente se encuentran los cristales bien formados, este mineral presenta una coloración rosada desde muy tenue (baja concentración de Mn), hasta llegar al rojo (alta concentración de Mn), la rodocrosita en el tajo se encuentra únicamente asociada a fallas y fracturas. En el microscopio la rodocrosita tiene una apariencia muy similar a la de la calcita. La manganocalcita (Mn,CaCO_3) presenta las mismas características que la rodocrosita en forma y tamaño con la diferencia del porcentaje de Mn, y que redonda en su coloración de blanquecino a rosa pálido. El cuarzo (SiO_2) en algunas áreas como la 1200 y parte de la 980 se encuentra abundantemente, es incoloro a blanquecino, por lo regular se encuentra rellenando fallas y/o fracturas, además de formar costras sobre la rodocrosita. La calcita (CaCO_3) al igual que el cuarzo se encuentra asociada a fallas y fracturas, por lo que puede confundirse con el mismo, diferenciándose por su dureza, presenta una coloración desde incolora hasta blanco. La pirita (FeS_2) se encuentra ampliamente distribuida en el yacimiento y se presenta en cristales euhedrales a subhedrales y en agregados masivos, en su mayoría diseminados con un lustre brillante, que en algunas ocasiones presenta iridiscencia (pátina).

GEOQUÍMICA

Identificación de fases minerales: DRX

Las fases minerales fueron identificadas mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX) en muestra polvo, con un equipo Rigaku Dmax 2100 con tubo generador de radiación de cobre, perteneciente al Laboratorio de Difracción de rayos X del Cinvestav Querétaro. A continuación se muestra el difractograma de la muestra 5, en el cual se identificaron como especies minerales mayoritarias rodocrosita (MnCO_3), pirolusita (MnO_2) y calcita (CaCO_3). A nivel de trazas (>1%): hausmannita (Mn_3O_4), wustita (FeO), sonolita [$\text{Mn}_9\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH})_2$], glaucocroita $(\text{Ca,Mn})_2\text{SiO}_4$ y vernadita [$\text{Mn}(\text{OH})_4$], ver Figura 4.

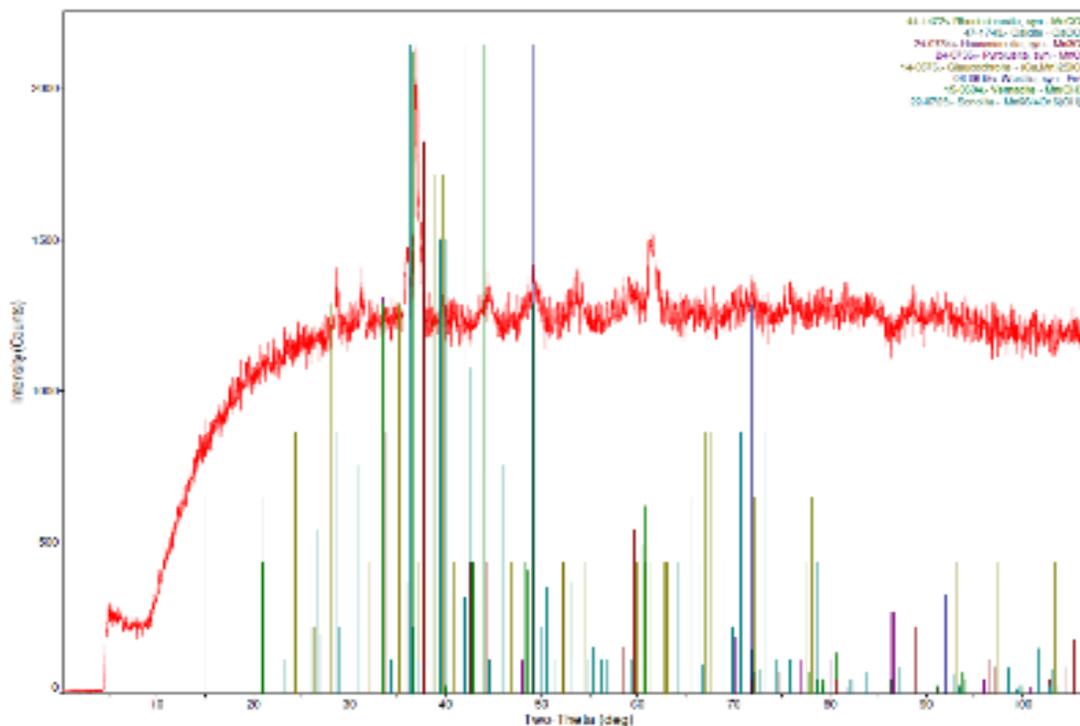


Figura 4. Difractograma de rayos X perteniente a la muestra M5

Geoquímica de elementos mayores y traza

En la Tabla 1 se reporta el resultado del análisis geoquímico de elementos mayores de interés para CMA de las nueve muestras representativas colectadas en campo, en los que se incluyen: Mn, Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO y S.

CONCLUSIONES

- Se detalló la cartografía geológica del tajo Naopa a escala 1:3000
- Se identificaron fases minerales de mena, principalmente representadas por el carbonato de manganeso rodocrosita (MnCO_3) y el óxido de manganeso pirolusita (MnO_2), además de fases minerales minoritarias como la manganocalcita, calcita (CaCO_3), hausmannita (Mn_3O_4), sonolita [$\text{Mn}_9\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH})_2$], glaucocroita $(\text{Ca,Mn})_2\text{SiO}_4$ y vernadita [$\text{Mn}(\text{OH})_4$].
- Para la empresa los valores que representan económicamente un beneficio se determinan a partir del 24 % en peso Mn, por lo que las muestras VTN-2014, VTN-2015, VTN-2039, VTN-2050 y VTN-2083 resultaron de alta ley y las VTN-402, VTN-700, VTN-701 Y VTN-2037 son de baja ley.

Tabla 1. Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores de interés para CMA por FRX

Elemento	Mn		Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO		MgO	S
Unidad	ppm	%	%	%	%	ppm	%	%	ppm
Método	OE	XRF	XRF	XRF	XRF	OE	XRF	XRF	OE
VTN-402	>20000	14.93	8.04	14.32	3.99	100833	15.02	3.21	1597
VTN-700	>20000	11.06	12.26	13.26	3.59	94762	14.41	6.42	43470
VTN-701	>20000	22.14	5.97	9.45	2	63588	9.51	5.89	5542
VTN-2014	>20000	27.84	5.83	10.65	2.27	14419	2.07	10.21	4608
VTN-2015	>20000	24.48	10.4	10.14	1.81	16661	2.36	9.62	3790
VTN-2037	>20000	12.34	9.13	13.96	3.64	100021	14.59	4.21	20002
VTN-2039	>20000	26.53	5.35	7.38	2.17	62380	8.92	3.21	4876
VTN-2050	>20000	24.07	4.81	11.43	3.77	79624	11.96	3.44	1924
VTN-2083	>20000	27.21	6.85	9.24	1.2	27014	3.93	5.59	9262

REFERENCIAS

- Cannon, W.F., Force, E.R. 1983. Potential for high-grade shallow-marine manganese deposits in North America. In: SHANKS, W. C. III, (ed.) Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits., Society of Mining Engineers, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, New York, 175-189.
- Carrillo, B. 1961. Geología del Anticlinalorio Peregrina al NW de ciudad Tamaulipas. *Geólogos Asociados* 3, 1-17.
- Okita, P.M. 1991. Manganese Carbonate and Mineralization in the Molango District, Mexico. *U.S. Geological Survey*, National Center, Mail Stop 954. 87, 1345-1356.
- SGM, 2002. Carta Geológica-Minera Molango F14-D51 escala 1:50000.
- Tevesz. M.J.S., McCall, P. 1983. Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities. Topics in Geobiology, Springer, p. 837.

[YA05]

EL SISTEMA $Mn^{+}-MnO_2-MnCO_3$: MINERALOGÉNESIS EN EL MANTO MANGANESÍFERO TAJO NAOPA, MOLANGO (MÉXICO)

Kinardo Flores¹, Màrius Ramàrez¹, Claudia D. Pérez², Francisco A. Paz³ y Carlos Esquivel⁴

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales, Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH); Pachuca, Hidalgo

E-mail: kinardo_flores@hotmail.com

²Compañía Minera Autlan. Departamento de Control de Calidad. Unidad Naopa, Hidalgo

³Departamento de Geología, Universidad de Sonora.

⁴Centro de Investigaciones Biológicas. UAEH.

ANTECEDENTES

El manganeso es un elemento metálico de transición que el sistema periódico ubica en el grupo VII; fue descubierto por el Químico Sueco *Carl Wilhelm Scheele* en 1774. Su mineralogía es muy diversa debido a la gran variedad de escenarios en los que puede trabajar desde Mn^{+1} a Mn^{+7} , siendo los estados de oxidación +2, +4, +7 los más comunes (Burns, 2003) que forman óxidos, hidróxidos, carbonatos y sulfuros, donde el hierro está asociado frecuentemente.

La mineralogénesis del manganeso se presenta en contextos ígneos plutónicos y en vulcanismo submarino, asociado a los fluidos hidrotermales que le acompañan. En ambientes sedimentarios son comunes sobre todo en cuencas y dorsales oceánicas en donde la materia orgánica, la actividad bacteriana, el *pH*, potencial *redox* (*Eh*) y la baja concentración de oxígeno en la columna de agua, condicionan la estabilidad de fases minerales y el equilibrio químico.

Tomando en cuenta lo anterior, Routhier (1963) establece un sistema de clasificación de yacimientos de manganeso que considera la paragénesis mineral presente con respecto a la roca encajante. Alexandri *et al.*, (1985) y Okita (1992) refieren esta tipología al yacimiento del Distrito Minero de Molango que se emplaza en rocas marinas del Jurásico Superior y que afloran en las inmediaciones de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio de Huayacocotla. (Rodríguez-Díaz *et al.*, 2005; Figura 1).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El depósito manganesífero en cuestión es de tipo manto, considerado de clase mundial y se presenta hacia la base de la Formación Chipoco, que en la zona de estudio tiene 200 m de espesor; sin embargo, la zona económica se limita a la base de esta secuencia carbonatada cuya complejidad estructural complica los trabajos de exploración y explotación debido a los múltiples pliegues, fallas y cabalgaduras que desplazan el cuerpo mineralizado.

MINERALOGÉNESIS Y ESTABILIDAD DE FASES MINERALES

El estudio petrográfico realizado a muestras de barreno de perforación - 56290, permiten reconocer calizas tipo *wackestone - packstone* de bioclastos, recristalizadas, con granos de calcita y escaso cuarzo subangular. Presentan marcada estructura laminar a bandeada y exhiben porosidad primaria que es rellenada parcialmente por abundantes minerales opacos a manera de costras y masas irregulares que corresponden con pirlusita intersticial de hábito globular a dentrítico, que son acompañados por cristales de pirita diseminada.

Rellenando fracturas milimétricas y centimétricas se depositan cristales de rodocrosita y manganocalcita en posterior evento de cristalización. La identificación mineral fue corroborada mediante difracción de rayos X. Los carbonatos marinos de tipo *wackestone - packstone* y abundante materia orgánica, pertenecen a una cuenca profunda con aporte biogénico y siliciclástico de una plataforma externa proximal. Los bioclastos que pudieron ser identificados son característicos de ambientes disóxicos a anóxicos y afectados por fluidos hidrotermales.

La cronología de cristalización de las fases minerales manganesíferas en el manto del tajo de Naopa es consistente con la termodinámica del sistema: $Mn^{+}-MnO_2-MnCO_3$ presentado por Hem (1963), el cual define que en el primer episodio, el Mn^{+} viaja disuelto a $220^{\circ}C$ en el fluido hidrotermal a pH ácido y a un potencial *redox* que pasa de oxidante a reductor, y que conforme es introducido bajo presión a través de la porosidad primaria de las rocas calizas jurásicas, paulatinamente se va neutralizando hasta alcalinizarse. Cuando el fluido hidrotermal interacciona con el carbonato de la roca encajante primero forma un carbonato ácido de manganeso metaestable ($MnHCO_3^{+}$) a pH prácticamente neutro y ligeramente reductor (Figura 2).



Figura 1. Localización del tajo Naopa: $20^{\circ}51'N$ y $98^{\circ}45'O$. Fuente: Google Earth.

Al continuar el paso del fluido hidrotermal a través de la caliza, con el consiguiente avance del proceso de alcalinización (pH 6 – 8), el $MnHCO_3^{+}$ se transforma a la fase cristalina de pirolusita (MnO_2) a un *Eb* claramente oxidante, que al seguir aumentando el pH , la reducción es notable con la precipitación y cristalización de la fase carbonatada correspondiente a rodocrosita ($MnCO_3$) a un $pH > 8$. La baja concentración del Mn^{+} en el fluido hidrotermal en este último proceso, permitirá cristalizar manganocalcita y rodocrosita en fluidos más ricos. Es pertinente mencionar que la fase oxidada de pirolusita es la que representa la mena de más alta ley.

REFERENCIAS

- Alexandri, R.R., Martínez, V.A. 1986. Geología del Distrito Manganesífero de Molango, Hidalgo. *En*: Salas, G.P. (Ed.). Geología Económica de México. Fondo de Cultura Económica. p. 401-408.
- Burns, R.A. 2003. Fundamentals of Chemistry. Pearson Education International (Ed.). 746 p.
- Hem, J.D. 1963. Chemical equilibria and rates of manganese oxidation - Chemistry of manganese in natural waters. *United States Geological Survey Supply Paper* 1667-A, A1 – A64.
- Okita, P.M. 1992. Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico. *Economic Geology* 87, 1345-1364.
- Rodríguez-Díaz, A.A., Villaseñor-Cabral, M.A., Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Camprubí, A. 2005. Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales. *Boletín de Mineralogía* 16, 33-43.
- Routhier, P. 1963. Les gisements Metalliferes. *Géologie et Principes de Recherches*. Masson (ed.). Tomo I – II, p. 24-68.

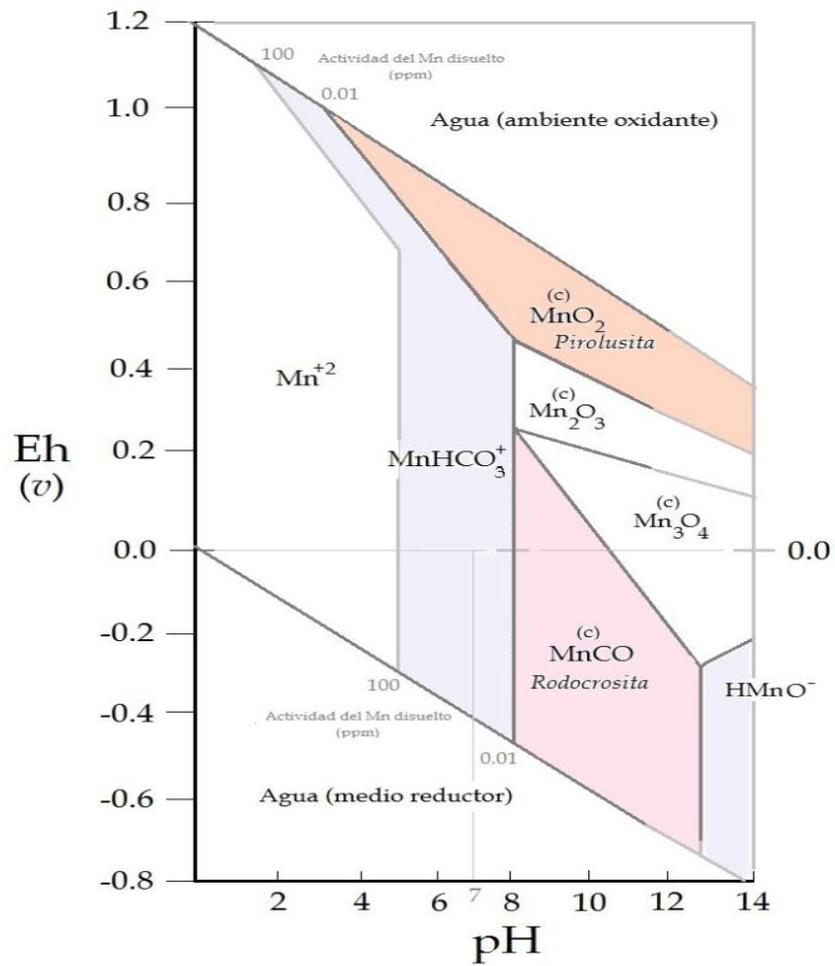


Figura 2. Diagrama de estabilidad mineral Mn⁺-MnO₂-MnCO₃ (modificado de Hem, 1963).

Sesión Petrología I / 15.10.2015

[PE01]

GEOCHEMISTRY AND METAMORPHISM OF THE PALEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, NE MEXICO: WAS NORTHEASTERN MEXICO A PART OF PANGAEA?

Sonia Alejandra Torres Sánchez¹, Uwe Jenchen¹, Carita Augustsson², José Rafael Barboza Gudiño³
& Michael Abratis⁴

¹Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra; Linares, México

E-mail: sonia.torressn@uanl.edu.mx; soniatorressan@hotmail.com

²Institutt for Petroleumsteknologi, University of Stavanger; Stavanger, Norway

³Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología; San Luis Potosí, México

⁴Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Geowissenschaften; Jena, Germany

Late Paleozoic metamorphic rocks from the basement of the Sierra Madre Oriental are related to the Laurentia-Gondwana collision in Carboniferous time, during Pangaea amalgamation. Remnants of the Mexican Paleozoic continental configuration are present in the Granjeno Schist, the metamorphic basement of the Sierra Madre Oriental in northeastern Mexico (Steward *et al.*, 1999; Keppie & Ramos, 1999; Nance *et al.*, 2010). Field work and petrographic analysis reveal that the Granjeno Schist comprises metamorphic rocks with both sedimentary (psammite, pelite, turbidite, conglomerate, black shale) and igneous (tuff, lava flows, pillow lava and ultramafic bodies) protoliths (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna & Ortega-Gutiérrez, 1978; Ramírez-Ramírez, 1992; Dowe *et al.*, 2005; Torres-Sánchez, 2010). The chlorite geothermometer as well as ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on metavolcanic rocks indicate that the Granjeno Schist was metamorphosed under sub-greenschist to greenschist facies (250-345°C) during Carboniferous time (330±30 Ma).

The study aims to reconstruct the depositional and metamorphic evolution of the Granjeno Schist in northeastern Mexico to get a better control on the timing of subduction and collision processes involving the two supercontinents.

The geochemistry of the metavolcanic rocks indicates an origin in different tectonic environments: mid-ocean ridge and ocean-island. High ratios of Hf/Th and Th/Nb (4.4–14 and 0.08–0.15), low ratios of LaN/YbN and LaN/SmN (0.74–1.7 and 0.60–1.4) and depleted LREE patterns in metabasalt display mid-ocean ridge characteristics. In contrast, the pattern of trace-element ratios and REEs in metabasalt and metapillow lava 60 km to the west indicates a magma source with ocean-island basalt characteristics (Torres-Sánchez *et al.*, 2015).

The geochemical composition of the metasedimentary rocks is in accordance with iron shale, wacke and quartz arenite protoliths. Some of the variations can be explained by the grain sizes (e. g., 69-74% and 78-96% SiO₂ and 10-15% and 3-9% Al₂O₃ in metapelite and metapsammite, respectively). ΣREE abundances are highly variable in the metasediments (13 to 152 ppm) and chondrite-normalized REE patterns are more fractionated than in the metavolcanic rocks (e.g., LaN/YbN 2.66–16.46) with negative europium anomalies of Eu/Eu*0.67. The metasedimentary units represent a wide variety of clastic sediments derived from mixed felsic and basic source compositions (e. g., Ti/Nb 200-400).

The trace element Th/Sc and Zr/Sc ratios of 5-8 and 0.3-0.5 point to an active continental margin setting. Values ranges from 60-74 for the Chemical Index of Alteration and Plagioclase Index of Alteration (>75) in the metasediments, indicate intermediate chemical weathering in their source area or during transportation and that recycling processes might have been significant. The chemical composition of detritic tourmaline, rutile, allanite,

sillimanite, tremolite, crossite, zoisite and detrital zircon ages for metapsammites reveal that the major sources are Grenvillian (1250-920 Ma) rocks. These can be found in the ca. 1 Ga Oaxaquia Complex in NE Mexico (Novillo Gneiss). Hence, short transport can be assumed. Maximum depositional ages are Neoproterozoic, Silurian and Devonian (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). They indicate that the volcanosedimentary deposition probably took place during Devonian time.

Based on our results we suggest a modified plate-tectonic frame for Oaxaquia. Most models suggest that Oaxaquia was situated between Laurentia and Gondwana during collision in Carboniferous time. The zircon data indicate that the Granjeno Schist was deposited before this collision. The presence of ocean basalt floor and serpentinite lenses intercalated with tuff and active continental margin sedimentary rocks necessitates a near-continental environment. Our new tectonic model, which differs from earlier models, suggests that the origin of the Granjeno Schist is related to a subduction zone located at the western margin of Pangaea, active after Laurentia–Gondwana collision.

REFERENCES

- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A. 2011. Geocronología de circones detriticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **63**, 2, 201-216.
- Carrillo-Bravo, J. 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **13**, 1-2, 1-98.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F. 1978. Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista Mexicana de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México* **2**, 31-36.
- Dowe, D. S., Nance, R. D., Keppie, J. D., Cameron, K. L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K. 2005. Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the closure of the Rheic Ocean? *International Geology Review* **47**, 9, 920-937.
- Keppie, J.D., Ramos, V.A.R. 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Precambrian. In: *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*, Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.). *Geological Society of America Special Paper* 336, 267-275.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N. 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* **17**, 2–3, 194–222.
- Ramírez-Ramírez, C. 1992. *Pre-Mesozoic geology of Huizachal–Peregrina anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern México*. Ph.D Thesis, University of Texas, Austin, 318.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R. 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. *Geological Society of America Special Papers* 336, 227-252.
- Torres-Sánchez, S.A. 2010. *Petrología e Interpretación Geodinámica del Esquisto Granjeno en el Cañón de Caballeros, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México*. B.Sc. Thesis, Universidad Autónoma de Nuevo León, 186.
- Torres Sánchez, S.A., Augustsson, C., Barboza Gudiño, J. R., Jenchen, U., Ramírez Fernández, J. A., Abratis, M., Scherstén, A. 2015. Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangaea? *Geological Journal*, DOI: 10.1002/gj.2702

[PE02]

**ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LOS ELEMENTOS MAYORES POR FRX EN LOS CLASTOS
VOLCÁNICOS DE LA UNIDAD BASAL DE LA FM. PUERTO BLANCO
DEL CÁMBRICO, NW DE SONORA, MÉXICO**

**Arturo Joaquín Barrón-Díaz^{1,3}, Francisco Abraham Paz-Moreno², Rufino Lozano-SantaCruz³
y Saúl Herrera-Urbina²**

¹*Estación Regional del Noroeste (ERNO-UNAM), PCT - Estudiante de Doctorado*

E-mail: arturo.barron@guayacan.uson.mx

²*Departamento de Geología, Universidad de Sonora; Hermosillo, Sonora*

³*Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Universidad de Sonora; Hermosillo, Sonora*

⁴*Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM; México, D.F.*

INTRODUCCIÓN

La región de Caborca es reconocida por contener una de las secuencias estratigráficas más completas del Precámbrico y Cámbrico en Sonora. Esta secuencia se encuentra depositada sobre un basamento Ígneo-Metamórfico denominado Complejo Metamórfico Bámori, definido por Longoria *et al.* (1978) como una secuencia altamente metamorfizada que consiste de metacuarcitas y esquistos pelíticos ligeramente carbonosos del Precámbrico Temprano. Uno de los trabajos pioneros del estudio de la región es la tesis de maestría de Eells (1972), donde describe la secuencia estratigráfica de la Sierra La Berruga y la divide en 12 unidades pertenecientes al Precámbrico. La Unidad 12 fue considerada en sus inicios como la cima del Precámbrico en la región, esta unidad es definida por el autor como conglomerados de clastos volcánicos de 90 metros de espesor, litarenitas y basaltos de olivino. Actualmente la Unidad 12 de Eells (1972) es identificada como la base (Unidad 1) de la Fm. Puerto Blanco por Longoria y González (1981) quienes también la atribuyen al Cámbrico.

La edad de esta Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco ha sido motivo de debate. Una aproximación paleontológica realizada por Sour-Tovar *et al.* (2007), describe dos especies de fósiles índice (*T. pedum* y *Cloudina*) para ubicar el límite de la fauna Cámbrica y Ediacara dentro de la Unidad 1. Por otra parte, los intentos por precisar una edad radiométrica han sido infructíferos y escasos, su dificultad radica principalmente en el metamorfismo presente en estas unidades. Los trabajos de Centeno-García *et al.* (2002) y Barrón-Díaz (2013) son un comienzo en el estudio petrológico del magmatismo contenido dentro de esta unidad.

La presente investigación está centrada en los paquetes volcanoclásticos contenidos dentro de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco, que fueron muestreados en tres localidades de la región del Rancho Bámori, al sur de Caborca (Figura 1). El objetivo del estudio de estas rocas es caracterizar los elementos volcánicos de la Unidad basal de la Fm. Puerto Blanco mediante estudios petrográficos y geoquímicos, con el propósito de establecer una correlación coherente entre las unidades conglomeráticas de las tres localidades.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para la recolección de las muestras, se realizaron tres misiones de campo en las cuales se seleccionaron sistemáticamente los cantos volcánicos decimétricos contenidos en la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco. Las muestras fueron procesadas en los laboratorios de laminación y preparación de muestras del Departamento de Geología (UNISON) y la Estación Regional del Noroeste (ERNO-UNAM), en donde se fabricaron secciones delgadas para los estudios petrográficos. Para los análisis geoquímicos, las muestras se trituraron en una quebradora de quijadas Braun Chipmunk, posteriormente fueron pulverizadas en un mortero de canicas de ágata, pulverizadora Retsch S100. Los análisis geoquímicos se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM en C.U., bajo la metodología descrita por Lozano y Bernal (2005).

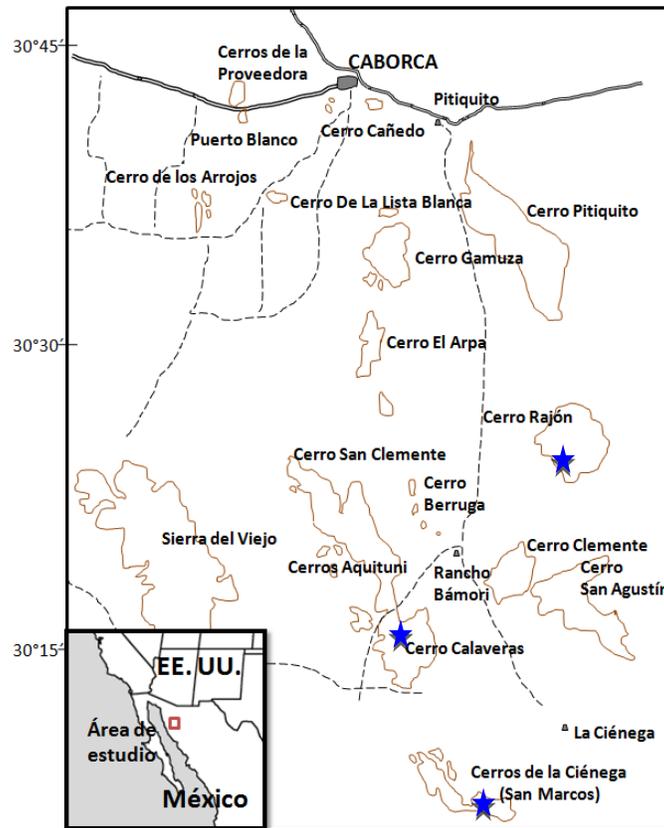


Figura 1. Mapa de afloramientos de rocas cámbricas y del Proterozoico Superior de la región de Caborca, donde se muestran las localidades estudiadas (estrellas azules). Redibujado de Stewart *et al.* (1984).

GEOLOGÍA LOCAL

Los alrededores del Rancho Bámori se caracterizan por una geología de pequeñas sierras que están sepultados parcialmente por cuencas de medio graben provocadas por la distensión terciaria del Basin and Range. Esta tectónica distensiva interrumpe la continuidad de las unidades dificultando su correlación e interpretación. Los paquetes conglomeráticos de la Unidad 1 son menos competentes y ocurren generalmente en relieves topográficos bajos. Las secuencias en la localidad del C. Rajón, C. Calaveras y San Marcos (Figura 1) se presentan en estructuras homoclinales con un buzamiento superior a los 45 grados.

La Fm. Puerto Blanco fue definida por Cooper y Arellano (1952) en la localidad homónima ubicada 10 km al oeste de la ciudad de Caborca. En la localidad tipo solo se observan las tres unidades superiores, de las cuatro que componen a esta formación. Sin embargo la Unidad 1 puede ser observada a los alrededores del Rancho Bámori en distintas localidades donde varía considerablemente su litología. En las tres localidades de estudio se reconoce el paquete de conglomerados característico de esta unidad, variando su espesor de 64 a 85 metros. La Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco también contiene otras litologías como areniscas, cuarcitas, limolitas y, con excepción de la localidad de San Marcos, derrames máficos caracterizados como metabasaltos y picrobasaltos con firmas anorogénicas pertenecientes a la serie transicional a alcalina (Barrón-Díaz, 2013). La secuencia más completa de la Fm. Puerto Blanco se observa en el Cerro Rajón (Figura 2), en donde la Unidad 1 termina con un paquete de peperitas y hacia la base se observa la transición a la Fm. La Ciénega.

PETROGRAFÍA

Las lavas presentan un grado importante de alteración, que está virtualmente presente en todos los clastos. La alteración de carbonatos reemplaza en su totalidad la mineralogía primaria de las rocas, formando cristales pseudomorfos de olivino \pm clinopiroxeno, reemplazados por calcita microcristalina. En ocasiones estos

cristales presentan bordes de óxidos Fe-Ti, también se observan amígdalas rellenas de carbonatos en las lavas con textura porfídica. La alteración se manifiesta en la matriz, provocando una albitización de las plagioclasas en las rocas máficas, los carbonatos también se presentan en la matriz, principalmente en las zonas intersticiales (Figura 3).

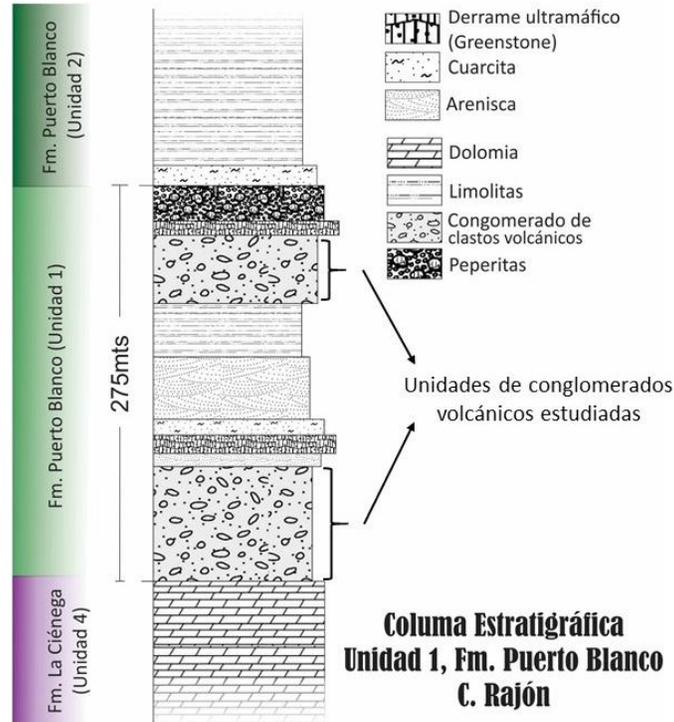


Figura 2. Columna estratigráfica del Cerro Rajón, detalle en la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco, las unidades conglomeráticas muestreadas están señaladas.

Aun cuando un alto grado de alteración es evidente, los fantasmas de la mineralogía primaria, e incluso algunos fenocristales, se conservan ya que las lavas no presentan deformación. El grupo de clastos de San Marcos y el C. Calaveras, presentan el mayor grado de alteración con fenocristales pseudomorfo de olivinos y piroxenos. Los clastos del C. Rajón están relativamente mejor conservados, la mineralogía se compone principalmente de fenocristales de $Cpx > Ol$, en donde los olivinos han sido reemplazados por carbonatos y los clinopiroxenos están parcialmente reemplazados por carbonatos y óxidos Fe-Ti (Figura 3A). Para las muestras con textura porfídica en el C. Rajón, la matriz está compuesta por una segunda generación de microcristales de clinopiroxeno, con presencia de abundante esfena, óxidos Fe-Ti y una baja presencia o ausencia de plagioclasas (<5%), lo cual presupone un carácter ultramáfico.

GEOQUÍMICA

La geoquímica de las rocas estudiadas (Tabla 1) varía según la localidad de estudio. Para las lavas de San Marcos, la alteración evidente en la petrografía se manifiesta en los altos valores de pérdida por calcinación que presentan (2.11%-9.11%), también se observa una lixiviación del MgO, que afecta los valores del Mgv de las rocas, aun cuando es evidente por la mineralogía, que se trata de una roca de carácter máfico. La localidad de San Marcos presenta el mayor contenido de álcalis, notablemente en Na_2O , observándose una evolución de 42.10%-48.12% en SiO_2N , sin salir del campo de las Basanitas, aunque por su lixiviación del MgO de los olivinos se producen falsas Tefritas $O < 10\%$ (Figura 4A).

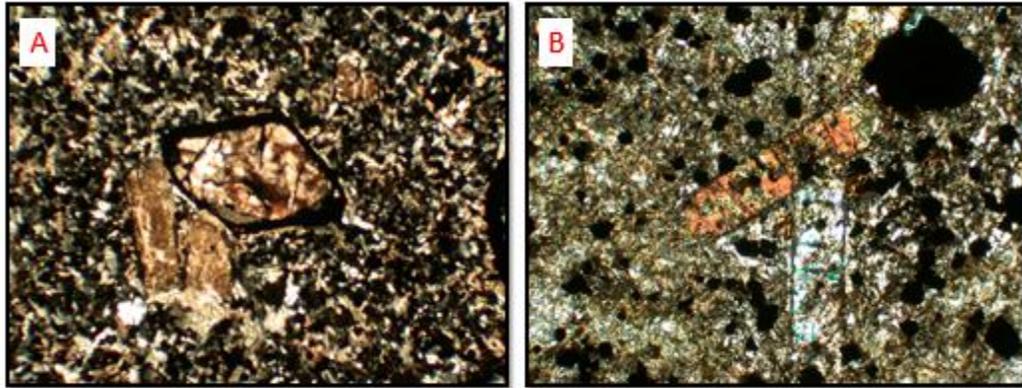


Figura 3. Fotomicrografías de secciones delgadas. A: Muestra AB11-20C de la localidad San Marcos, alteración intensa de carbonatos, se distinguen cristales con formas de olivinos. 4X NX. B: Muestra AB15-05A del C. Rajón, se observan dos clinopiroxenos parcialmente frescos en una matriz de abundante esfena y óxidos de Fe-Ti.

Las muestras obtenidas en el C. Calaveras carecen de una buena representación, sin embargo es posible observar una tendencia tanto en el diagrama TAS como en el diagrama Nb/Y – Zr/Ti, el cual se hace valer de elementos traza incompatibles para su clasificación, dentro del campo de los basaltos alcalinos. La muestra AB11-40C presenta una probable lixiviación en SiO₂, la cual es consistente con su pérdida de MgO y su alto contenido en CaO (25.40%) típico de calcita secundaria visible en la petrografía. Por otra parte, las rocas del C. Rajón son las mejor conservadas relativamente, aunque sus valores de pérdida por calcinación son altos, no presentan una evidente pérdida en los porcentajes de óxidos mayores; estas rocas presentan una ligera evolución que se observa en el diagrama TAS dentro del campo de las basanitas (*falsas* Tefritas) y del dominio alcalino medio. El carácter primitivo de estas rocas está impreso en sus valores de MgO_N que varían de 7.52% – 12.72%, provocando un *Mg^o* de 51.4 – 64.6. Las cuatro muestras del C. Rajón se ubican también dentro del campo de basaltos alcalinos en el diagrama de Nb/Y – Zr/Ti.

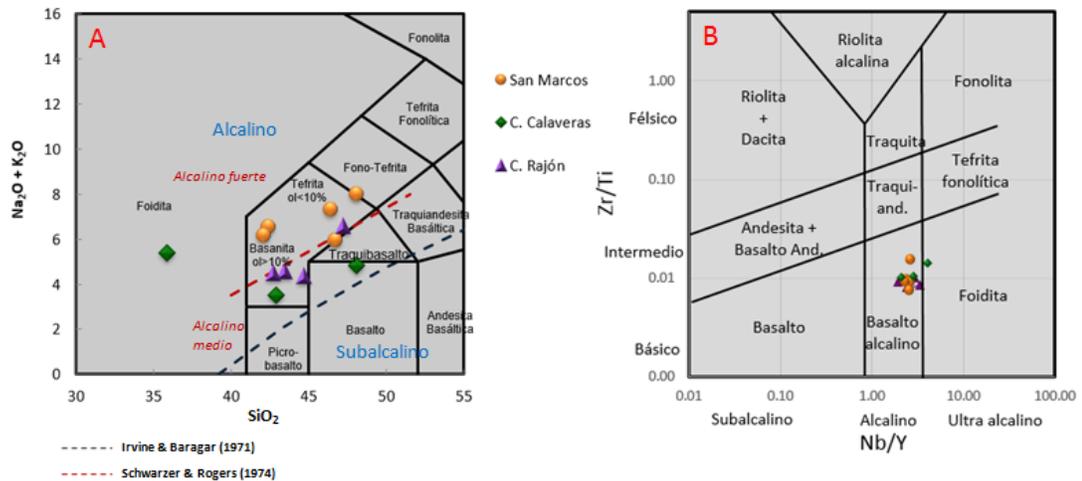


Figura 4. Diagramas de clasificación de rocas volcánicas. A. Detalle del diagrama *Total Alkalis vs Silica* de Le Bas *et al.* (1989), con líneas de discriminación del dominio alcalino, alcalino medio y subalcalino. B. Diagrama Nb/Y – Zr/Ti de Pearce (1996), donde se utilizan elementos traza inmóviles para la clasificación de rocas volcánicas.

Los minerales normativos obtenidos mediante el cálculo de la norma CIPW confirman una subsaturación en sílice de las lavas, al presentar 11 de 13 muestras nefelina normativa. De estas muestras, 3 presentan valores <5% de N_e , lo que indica un carácter alcalino medio, y 8 presentan valores de entre 5.09 - 21.66 de N_e , que las identifica como rocas fuertemente alcalinas, pertenecientes principalmente el grupo de clastos de San Marcos. También es importante mencionar la presencia de diopsida normativa en 12 de las 13 muestras, lo cual confirma que la mineralogía primaria, aun cuando ha sido remplazada casi en su totalidad, consistía en abundantes piroxenos. El olivino normativo, está prácticamente ausente en las muestras de San Marcos y C. Calaveras, donde el MgO ha sido lixiviado, pero está presente en las muestras del C. Rajón donde la geoquímica ha sido mejor conservada. En general, todas las muestras presentan valores altos en: TiO_{2N} que van desde 3.61% - 7.47%, y en P_2O_{5N} de 0.52-1.18%. Apoyados en el diagrama de Coombs (1963), se confirma una afinidad alcalina de las rocas (Figura 5), no obstante la lixiviación en MgO de las lavas en las localidades del C. Calaveras y San Marcos provoca una ligero desajuste en el graficado de estas muestras.

Tabla 1. Resultado de los análisis de óxidos mayores por FRX y minerales normativos calculados con la norma CIPW, también se muestra el índice de diferenciación (Id), el valor de magnesio (Mgv) y algunos elementos traza utilizados en los diagramas.

	San Marcos					Cerro Calaveras			Cerro Rajón			
MUESTRA	AB11-20C	AB11-20F	AB11-20L	AB11-20D	AB11-20O	AB11-40C	AB11-39	AB11-47C	AB15-08A	AB15-05B	AB15-08B	AB15-05A
SiO2	42.10	42.31	46.39	46.77	48.12	35.87	42.63	48.14	42.74	43.49	44.66	47.27
TiO2	5.72	5.58	6.71	4.89	5.33	6.21	7.47	3.74	3.61	3.87	4.28	4.18
Al2O3	11.25	10.68	12.47	10.79	13.09	9.90	11.96	8.27	9.68	9.82	10.56	11.60
Fe2O3	16.99	18.48	19.89	21.85	12.63	13.99	18.21	11.73	15.58	16.33	14.76	15.07
MnO	0.17	0.10	0.05	0.09	0.10	0.34	0.18	0.18	0.25	0.23	0.25	0.15
MgO	1.83	0.19	0.72	1.93	0.43	2.19	5.50	6.14	12.70	10.63	12.72	7.52
CaO	15.15	15.36	5.70	7.16	11.49	25.40	9.36	16.45	10.22	10.22	7.57	6.67
Na2O	5.85	6.40	7.01	5.63	7.74	4.40	0.37	3.51	1.11	1.72	1.70	2.67
K2O	0.30	0.16	0.31	0.32	0.25	1.03	3.14	1.32	3.37	2.84	2.72	3.96
P2O5	0.63	0.57	0.76	0.56	0.82	0.66	1.18	0.52	0.74	0.86	0.79	0.91
NORMA CIPW	AB11-20C	AB11-20F	AB11-20L	AB11-20D	AB11-20O	AB11-40C	AB11-39	AB11-47C	AB15-08A	AB15-05B	AB15-08B	AB15-05A
Qz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	1.77	0.97	1.83	1.88	1.46	0.00	18.66	7.79	12.67	16.75	16.06	23.36
Ab	10.57	14.15	43.23	38.74	36.39	0.00	3.11	11.57	0.00	4.31	14.28	18.67
An	3.55	0.00	1.65	3.24	0.27	4.23	21.81	2.91	11.47	10.67	13.16	7.98
Ne	21.09	21.66	8.67	4.79	15.73	20.15	0.00	9.81	5.09	5.55	0.04	2.13
Le	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.76	0.00	0.00	5.86	0.00	0.00	0.00
Di	33.90	29.03	19.43	25.06	16.82	24.95	14.66	50.40	28.36	28.37	15.85	16.12
Wo	11.78	16.80	0.00	0.00	13.61	0.00	0.00	5.67	0.00	0.00	0.00	0.00
Orca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hyp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol_mg	0.00	0.00	0.48	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00	15.57	12.33	18.27	9.80
Ol_fe	0.00	0.00	4.38	7.62	0.00	2.30	0.00	0.00	7.99	7.83	7.98	7.46
Mt	3.33	3.59	3.90	4.28	2.48	2.05	3.59	2.30	3.05	3.20	2.89	2.95
Ilm	10.88	10.63	12.76	9.30	10.13	11.81	14.30	7.12	6.86	7.36	8.14	7.95
Ap	1.50	1.35	1.79	1.32	1.95	1.57	2.82	1.24	1.76	2.03	1.86	2.15
Total	98.37	98.18	98.12	97.88	98.84	98.81	98.88	98.81	98.69	98.40	98.53	98.56
TRAZAS	AB11-20C	AB11-20F	AB11-20L	AB11-20D	AB11-20O	AB11-40C	AB11-39	AB11-47C	AB15-08A	AB15-05B	AB15-08B	AB15-05A
Cr	919.10	990.00	146.30	791.80	355.40	873.10	220.00	645.20	549.00	344.60	270.70	7.80
Ni	98.90	40.00	45.70	164.70	50.70	181.30	173.00	178.10	292.10	131.70	121.20	25.10
Nb	75.00	63.20	75.30	63.60	113.10	72.30	163.50	41.70	62.00	60.00	54.40	46.90
Th	3.10	4.49	2.10	2.30	11.50	4.70	16.40	2.30	3.20	2.90	3.20	2.80
Zr	281.00	290.00	293.00	254.30	449.50	317.70	548.00	205.20	171.40	221.60	195.70	220.20
K/Na	0.05	0.03	0.04	0.06	0.03	0.23	8.61	0.38	3.03	1.65	1.60	1.48
Id	33.43	36.78	53.74	45.42	53.58	24.91	23.58	29.17	20.68	26.60	30.38	44.15
Mgv	18.54	2.09	7.11	15.79	6.76	24.92	39.02	52.55	63.33	57.96	64.60	51.40

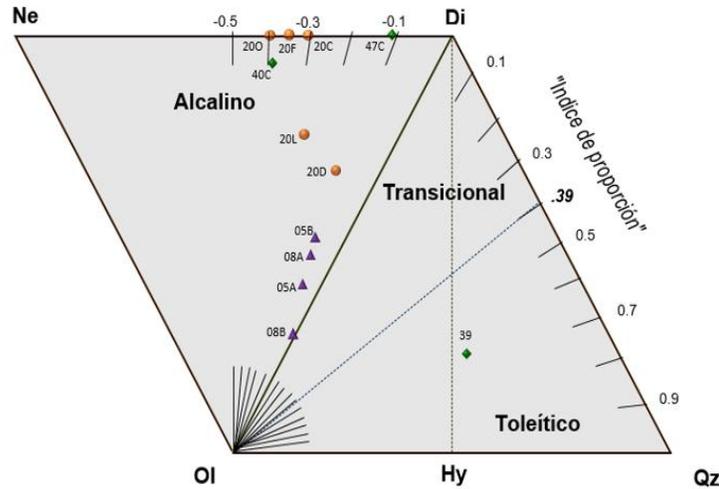


Figura 5. Diagrama de distinción de serie magmática basado en la mineralogía normativa Coombs (1963). Se observa la afinidad alcalina de las muestras, con excepción del bloque exótico (Muestra 39) de Calaveras

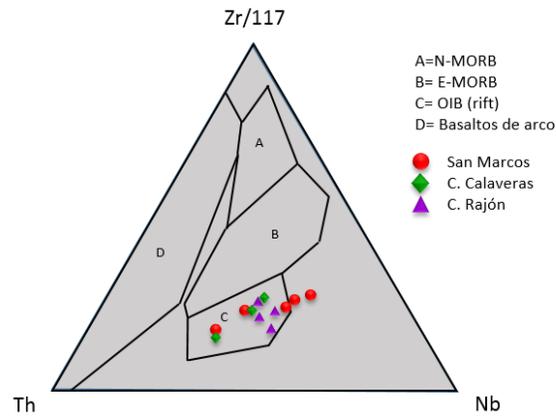


Fig. 6: Diagrama de distinción de ambiente tectónico de Wood (1980).

Figura 6. Diagrama de distinción de ambiente tectónico de Wood (1990).

CONCLUSIONES

Los clastos de la unidad basal de la Fm. Puerto Blanco presentan una alteración de baja a intensa que permite incluso clasificarlos como rocas metavolcánicas. Sin embargo, la localidad del C. Rajón conserva la mineralogía primaria sin una alteración penetrativa y los resultados de los óxidos mayores no se vieron afectados significativamente, por lo que el carácter primitivo que se refleja en los valores altos de Mg^v (51.4 - 64.6), se presupone para el resto de las muestras, si su alteración no fuera tan intensa. Resulta además consistente con los altos valores en Cr -que se alberga en el clinopiroxeno- mismo que está mejor preservado, así como también con las otras trazas incompatibles como el Th, Zr y Nb.

Apoyados en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Wood (1980), se considera que este evento volcánico se produjo por la destrucción de los derrames máficos de presunta edad Cámbrico Inferior en la región y que fueron a su vez producto de un magmatismo de rift intraplaca continental (Figura 6). Esta hipótesis es apoyada por la afinidad geoquímica y petrográfica que presentan estas rocas con los derrames contenidos dentro de la misma unidad (Barrón-Díaz, 2013). En base a los resultados geoquímicos y petrográficos, se concluye que esta unidad tuvo distintos eventos de alteración según la localidad, pero conservan una afinidad entre sí. Estudios más detallados y con una mayor población de muestras y localidades están en proceso y se espera permitan una mejor comprensión del proceso de emplazamiento de esta unidad.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos especialmente a la Geol. Aimee Orci del Laboratorio de Láminas Delgadas de la ERNO-UNAM, por su apoyo en la fabricación de las láminas delgadas que fueron de gran ayuda para el estudio petrográfico de este trabajo.

REFERENCIAS

- Barrón-Díaz, A.J. 2013. Caracterización petrogenética de las metabasitas anorogénicas del límite Cámbrico-Precámbrico, Municipio de Pitiquito, Sonora, México, tesis MC., Universidad de Sonora, 95 p.
- Centeno-García, E., Maytorena, F., Calmus, T., Solís-Pichardo, G., Lozano, R. 2002. Proterozoic OIB magmatism in the Caborca terrane, northwestern Mexico., *in* Denver Annual Meeting, Colorado Convention Center: C205, Session No. 245.
- Cooper, G.A., Arellano A.R.V. 1952. Introduction and stratigraphy, *in* Cooper, G. A., Arellano, A. R. V., Johnson, J. H., Okulitch, V. J., Stoyanow, Alexander, and Lochman, Christina, eds., Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections* 119, 1-23.
- Eells, J.L. 1972. Geology of the Sierra de La Berruga, north-western Sonora, Mexico: San Diego, California State University, M.Sc. thesis, 77 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Longoria, J.F., González, M.A. 1981. Descripción de las localidades a ser visitadas durante la excursión de campo de la GSA no. 4. En Longoria, J., Regional geology of northwest Sonora: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Sonora, Mexico, 49-64.
- Longoria, J.F., González, M.A., Mendoza, J.J., Pérez, V.A. 1978. Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora. *Boletín del Departamento de Geología UNISON* 1, 61 -67.
- Lozano, R., Bernal, J.P. 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 329-344.

[PE03]

EVIDENCIAS DE UN RIFT ASOCIADO A LA APERTURA DEL OCÉANO IAPETUS EN ROCAS DEL BLOQUE MAYA SUR

Reneé González-Guzmán¹, Bodo Weber¹, Margarita López-Martínez¹, Román Manjarrez-Juárez¹,
Alejandro Cisneros de León² y Juan Carlos Herguera-García³

¹División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, 22860 Ensenada, Baja California, México

E-mail: rguzman@cicese.edu.mx

²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán D.F., México

³División de Oceanología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México

El Complejo Macizo de Chiapas (CMC) está constituido por aproximadamente 20,000 km² de rocas cristalinas paralelas a la costa pacífica, con una orientación NW-SE. Este complejo limita al Norte con el Istmo de Tehuantepec y al Sur con las ramificaciones de la Falla Polochic, la cual forma el límite entre el Bloque Maya y el bloque Chortis. El CMC está constituido en su mayoría por rocas ígneas y meta-ígneas P-Tr (287-230 Ma; e.g., Schaaf *et al.*, 2002), las cuales presentan una ligera a intensa deformación dúctil y son heterogéneas en composición variando de granitos y dioritas a gabros (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2007). La edad y características del basamento del CMC se sospechaba solo a partir núcleos de circones xenocrísticos con edades Steniano-Toniano en las rocas Permo-Triásicas y de los estudios isotópicos y geocronológicos del complejo Guichicovi (Ruiz *et al.*, 1999; Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003), separado del CMC por el Istmo de Tehuantepec.

Recientemente, se ha establecido que el basamento del CMC lo constituye una secuencia compuesta por metabasitas que contienen boudines de gneises félsicos, denominada Unidad Candelaria. Sobre esta unidad yace una secuencia metasedimentaria, denominada como Unidad Jocote compuesta principalmente por metapelitas. Estas dos unidades litológicas comparten varias características como: (1) están intrusionadas por granitoides bimodales y diques máficos/félsicos de edad ordovícica (2) estan intercaladas por mármoles y calcisilicatos y (3) en ambas unidades se alcanzaron condiciones de metamorfismo de alto grado y migmatización. Adicionalmente, se incluye en el basamento cuerpos de anortosita masiva, con una edad aparentemente Greenvilliana, caracterizados por su asociación ubicua con anfibolitas (Cisneros de León, 2015). Fechamientos por el método U-Pb con LA-MC-ICPMS en circón realizados en los boudines de ortogneis dieron edades de ~1.0 Ga (Manjarrez-Juárez, 2013; González-Guzmán *et al.*, 2014). Además, las metabasitas de la Unidad Candelaria arrojaron dos poblaciones de edades. (1) ~1.0 Ga, en la que Manjarrez-Juárez (2013) propone que corresponde a la edad de cristalización del protolito de las metabasitas, las cuales se relacionaría con la serie AMCG (Anortositas-Mangeritas-Charnoquitas-Granito) y (2) ~0.45 Ga relacionada con la edad del metamorfismo y migmatización de la roca. Con base en estas edades, la posición paleogeográfica del Bloque Maya durante el Neoproterozoico-Paleozoico Temprano, particularmente con respecto a su posible papel en la apertura y el cierre de los océanos Iapetus y Rhéico es controversial (Estrada-Carmona *et al.*, 2012). Por un lado, debido a su carácter bimodal, las rocas ígneas del Ordovícico-Silúrico se han asociado a la apertura del océano Rhéico, mientras que también se asocia este mismo evento tectonotermal, con la orogénesis Taconiana, consecuencia del cierre del océano Iapetus y congruente con las evidencias metamórficas. En ambos casos, la apertura del océano Iapetus debió ocurrir antes del Paleozoico.

En esta contribución se analizan las diferencias geoquímicas e isotópicas de las rocas consideradas de la serie AMCG en el CMC (ortogneis (n=2): $\epsilon_{\text{Hf}} = -8$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -7$, $\text{SiO}_2 = 65-67$ % adj., anortositas (n=4): $\epsilon_{\text{Hf}} = -9$ a -15 , $\epsilon_{\text{Nd}} = -2$ a -5 , $\text{SiO}_2 = 54-57$ % adj., metabasitas (n=12): $\epsilon_{\text{Hf}} > +10$, $\epsilon_{\text{Nd}} > +5$, #Mg 28-60), excluyendo las metabasitas que pertenecen a la Unidad Candelaria formen parte a esta serie emplazada durante el ciclo Grevilliano y sugiriendo que debido a su carácter geoquímico fueran producto de un rift durante el Neoproterozoico. Esta

última inferencia es apoyada por: (1) una controversial doble isócrona aplicando el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíboles, arrojado dos edades significativas: 576 Ma (± 32 , MSWD=4.1) y 448 Ma (± 24 , MSWD=4.8), (2) datos isotópicos utilizados en quimioestratigrafía, obtenidos de los mármoles que se intercalan tanto en la Unidad Jocote, como de la Unidad Candelaria ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707990$ a 0.708106 , $\delta^{13}\text{C}$ (‰V/PDB) = $+3.75$ a $+3.95$), sugiriendo una edad de depositación entre los 580 a 600 Ma y (3) una revisión de los espectros de edades U/Pb en circones detríticos de las unidades Pre-Paleozoicas metasedimentarias del Bloque Maya Sur (Weber *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2009; Martens *et al.*, 2010 y este estudio), señalando una fuente proveniente del ciclo PanAfricano-Brasiliano.

REFERENCIAS

- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M. 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif: relations with the early Paleozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review* 54, 1918-1943.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Hecht, L., Solari, L. 2014. Petrogenesis of Basement Rocks in the Southern Chiapas Massif: Implications on the Tectonic Evolution of the Maya Block. *Goldschmidt Abstracts* 2014, 839.
- Manjarrez-Juárez, R. 2013. Basamento Grenviliano y orogénesis en el sur del Macizo de Chiapas, implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano. Tesis de Maestría, CICESE.
- Martens, U., Weber, B., Valencia, V.A. 2010. U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southwestern Maya Block, Central America: its affinity with Peri-Gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin* 122, 815-829.
- Ruiz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, P.A., Murillo-Muñeton, G. 1999. Pb isotope evidence for Colombia–southern México connections in the Proterozoic. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), Laurentia–Gondwana connections before Pangea. *Geological Society of America, Special Publication* 336, 183-198.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., Kohler, H. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. In Miller, H., ed. Presented at the Contributions to Latin-American Geology. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen* 225, 1-23.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., León, R.T. de, Ortega-Obregón, C., Chiquín, M., Ical, S.M. 2009. U-Pb zircon geochronology of Palaeozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. *Geological Society, London, Special Publications* 328, 295-311.
- Weber, B., Hecht, L. 2003. Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research* 124, 41-67.
- Weber, B., Köhler, H. 1999. Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research* 96, 245-262.
- Weber, B., Iriando, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P. 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Science* 96, 253-269.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J. 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *Journal of Geology* 116, 619-39.

[PE04]

VULCANISMO RELACIONADO CON LAS FORMACIONES LA BOCA Y MINAS VIEJAS EN LOS ALREDEDORES DE GALEANA, N.L. Y SU VÍNCULO CON LA MINERALIZACIÓN DE BARITA

Esther M. Cruz Gámez¹, Fernando Velasco Tapia¹, Pedro Rodríguez Saavedra¹, Augusto A. Rodríguez², Uwe Jenchen¹, Roberto O. Rábago Tavares³

¹*Facultad Ciencias de la Tierra, UANL, Carretera a Cerro Prieto Km 8, Ex. Hacienda de Guadalupe, 67700 Linares N.L.*

E-mail: esther.cruzgm@uanl.edu.mx

²*Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04150 México, D.F.*

³*Baramin, Vía a Tampico Km 369, 67700 Linares, N.L.*

INTRODUCCIÓN

Un vulcanismo que cubre el intervalo Triásico Superior a Jurásico Superior (Figuras 1 y 2) se ha reportado en las localidades Valle de Huizachal - Cañón La Boca, Tamps., así como en Aramberri - San Paulo Tranquitas, N.L., aunque no existe consenso en cuanto a su proceso de origen y su marco tectónico. Salvador (1987) lo vinculó a un ambiente de *rift*. Barboza-Gudiño *et al.* (1998) señalaron que las rocas volcánicas triásicas y jurásicas del extremo oriental de México están asociadas a la fragmentación de Pangea, o a una cuenca de tras-arco. Posteriormente, Barboza-Gudiño *et al.* (2008) lo atribuyeron sólo a un margen activo del suroeste de Norteamérica. Fastovsky *et al.* (2005) consideraron que el vulcanismo sin-sedimentario del Cañón de Huizachal (Cd. Victoria, Tamps; Figura 1) está relacionado con un arco activo del Jurásico Temprano. En esta misma zona, Rubio- Cisnero *et al.* (2011) indicaron que los lechos rojos representan flujos de sedimentos afectados por vulcanismo sin-sedimentario, vinculado a un régimen de arco durante el Jurásico Temprano. García-Obregón (2008) indicó la afinidad de las riolitas Huizachal con un ambiente de arco volcánico continental.

En la zona de Galeana, N.L., que se ubica en la provincia geológica de Sierra Madre Oriental, se reporta un vulcanismo contemporáneo, asociado a los denominados lechos rojos de la Fm. La Boca y las evaporitas de la Fm. Minas Viejas. Sin embargo, este se presenta en pequeños afloramientos en los alrededores de las localidades La Huiche y Las Enramadas que no han sido estudiados a profundidad (Figura 2). Por otra parte, Tritlla *et al.* (2006) y González-Sánchez (2007) señalaron que, la mineralización de barita de esta región es similar a la del resto del NE de México y corresponde al tipo MVT (*Mississippi Valle Type*). Leach y Sangster (1993) la describieron como “una familia de minerales epigenéticos precipitados a partir de densas salmueras de cuenca, en rangos de temperatura entre 75 a 200°C, depositados en secuencias carbonatadas de plataforma y que carecen de afinidades genéticas relacionadas a actividad ígnea”. Kroeger y Stinnesbeck (2003) relacionaron las rocas volcánicas presentes del Miembro La Primavera (Jurásico Superior) de la Fm. Minas Viejas con la mineralización de barita, asumiéndolas como la fuente de Ba. Considerando este contexto, en el presente estudio se reporta la caracterización de este vulcanismo a partir del análisis de afloramiento, petrográfico y geoquímico de las rocas, con la finalidad de esclarecer su ambiente tectónico y relación con la mineralización antes mencionada.



Figura 1. Localización de las rocas estudiadas (alrededores de Galeana, N.L.) y lugares mencionados en el texto, donde afloran los volcánicos vinculados a los lechos rojos y evaporitas. La zona sombreada destaca el área donde existe mineralización de barita.

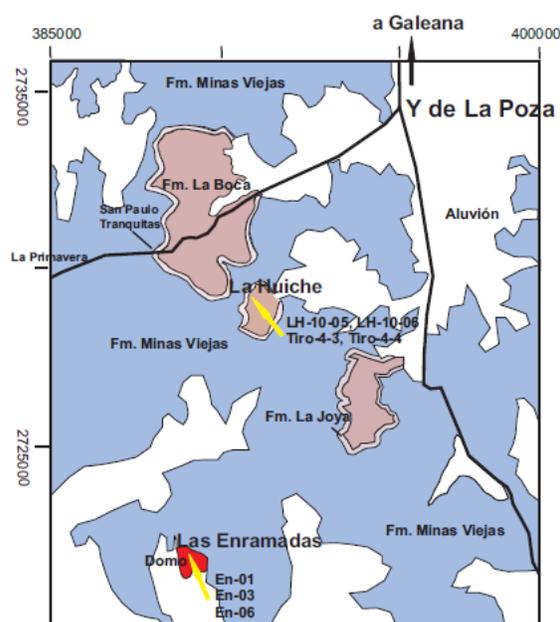


Figura 2. Mapa geológico de los sitios muestreados para análisis químico. Realizado y modificado a partir de la Carta Geológico-Minera San José de Raíces a escala 1:50 000 (G14-C66), Nuevo León, SGM.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la región de Galeana, N.L. ocurren rocas asociadas al episodio de sedimentación continental discordante del NE de México entre el Triásico Superior-Jurásico Medio. La parte inferior de esta secuencia, denominada como Fm. La Boca, se compone de materiales sedimentarios, volcanoclásticos y volcánicos (diques y sills). Su parte superior está constituida por conglomerados basales, areniscas, limolitas, volcanoclásticos y lavas. La Fm. La Joya, que sobreyace a la unidad anterior, consiste de rocas siliciclásticas, con intercalaciones finas de caliza en su parte superior. Para esta unidad no se ha reportado vulcanismo. La Fm. Minas Viejas sobreyace a las anteriores y está integrada por calizas y evaporitas. Según Kroeger y Stinnesbeck (2003), en el Miembro La Primavera de esta formación (parte superior) aparecen rocas volcánicas alcalinas y carbonatitas. Se ha señalado que las litologías de La Joya y Minas Viejas representan la primera evidencia de incursión marina en el NE de México.

Por otro lado, en reportes del Servicio Geológico Mexicano se incluye un gran número de vetas de barita en las regiones de Galeana, Iturbide y Aramberri relacionadas con los lechos rojos (Fm. La Boca) y carbonatos (formaciones Novillo y Zuloaga). Las mismas alcanzan espesores desde escasos centímetros hasta los 19 m y, poseen echados cercanos a la horizontal y desde 45° hasta la vertical. En este sentido, Kesler *et al.* (1998) señalaron el carácter epigenético de la barita vinculada a la orogenia Laramide y el papel de los lechos rojos como portadores de Ba.

VOLCÁNICOS EN LOS LECHOS ROJOS Y EVAPORITAS

En la zona La Huiche, tanto en el interior de la mina del mismo nombre como en superficie, se distinguen cuerpos volcánicos: (a) en forma de diques y sills de 3-7 m de espesor que muestran un color gris verdoso. Se caracterizan por una textura porfírica y contienen plagioclasa y hornblenda en una matriz de microlitos de esta misma composición. Presentan una composición andesítica y se vinculan al corte de la Fm. La Boca donde predominan areniscas; (b) en forma de pequeños domos (~10 m de diámetro en Tiro 4), los cuales se clasifican como riódacitas de color gris claro. Presentan un aspecto porfírico y poseen sólo fenocristales de plagioclasa en

una matriz de este mismo mineral, cuarzo criptocristalino y vidrio. Los domos cortan en superficie a las evaporitas de la Fm. Minas Viejas.

En la localidad Las Enramadas, el afloramiento volcánico tiene un aspecto dómico (~350 m de diámetro), donde predomina una estructura fluidal, en partes pseudoestratificada y brechada. Las rocas tienen diferentes tonalidades que varían desde rosado al gris, las cuales corresponden a traquitas ligeramente porfiríticas, integradas por microlitos de plagioclasa orientados y vidrio volcánico. En ellas abundan además sulfuros euhedrales (0.5 mm) oxidados y escasos cristales de circón. Estas rocas cortan los carbonatos de la Fm. Minas Viejas.

MUESTREO, ANÁLISIS QUÍMICO Y BASE DE DATOS

En el presente estudio se efectuó el muestreo de rocas volcánicas en 14 sitios de La Huiche, sus alrededores (área Tiro 4) y en Las Enramadas (Figura 2). Se efectuó el análisis petrográfico y a 7 de ellas se les realizó análisis químico de elementos mayores (ICP-AES) y traza (ICP-MS) en el laboratorio comercial ACME (Canadá). Se preparó una base de datos con esta información, la cual fue complementada con 35 muestras adicionales, para su comparación con el vulcanismo estudiado. Esta información fue obtenida de los trabajos reportados por: Fastovsky *et al.* (2005) del Valle de Huizachal (26 muestras), quienes las agruparon en VES-A, VES-B, VES-D (parte inferior de la Fm. La Boca) y SS (parte superior de dicha formación) y Rubio-Cisneros *et al.* (2011) correspondientes al Valle de Huizachal, Cañón La Boca, Aramberri y San Paulo Tranquitas (9 muestras).

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

La aplicación del diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Figura 3; Winchester y Floyd, 1977) confirmó un carácter intermedio (La Huiche) a ácido (Tiro 4 y Las Enramadas) para las litologías, con una relación de Zr/Ti >0.01. Al agrupamiento intermedio se asocian las rocas de San Paulo Tranquitas y las nombradas por Fastovsky *et al.* (2005) como VES-D en el Valle de Huizachal. El grupo ácido se asocia al resto de las muestras contempladas en el trabajo: VES-A, VES-B, SS (Valle de Huizachal), Cañón La Boca y Aramberri.

Se efectuó un análisis jerárquico de conglomerado (Bratchell, 1989), con la finalidad de identificar estadísticamente grupos de rocas con una similitud geoquímica. El análisis se llevó a cabo considerando el logaritmo de relaciones de %Al₂O₃ y de elementos traza (La, Ce, Y, Zr y Nb, en ppm) a %TiO₂. Este análisis (Figura 4) permitió efectuar la distribución de la base de datos en tres grupos geoquímicos, cuyas características fueron complementadas por los patrones normalizados multi-elementos y de lantánidos (Figuras 5 y 6), así como la ubicación de las mismas en el diagrama de Zr/Ti-Nb/Y.

Grupo I: Las Enramadas-Tiro 4. Los patrones multi-elementos se caracterizan por variaciones en elementos móviles, con decrecimiento significativo de K₂O y Rb y un descenso en abundancia con el incremento de la compatibilidad. Cabe aclarar que la muestra Tiro 4-3 se caracteriza por una alta concentración de Ba, posiblemente asociada a contaminación de barita (Figura 5A). El patrón de lantánidos se caracteriza por un enriquecimiento en ligeros (con La en una composición entre 13-45× relativa a condrita), y un arreglo cuasi-horizontal para medianos y pesados con una concentración alrededor de ~7× en relación a condrita. La muestra Tiro-4-3 tiene un patrón empobrecido en REE y con una morfología diferente al resto del grupo (Figura 6A). En el diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Figura 5), las rocas de este grupo tienen relaciones casi constantes de Zr/Ti (alrededor de 0.05).

Grupo II: La Huiche-Valle de Huizachal (VES-D-calicalcalina)-San Paulo Tranquitas. Los patrones multi-elementos se caracterizan por enriquecimiento en elementos móviles (Sr, K₂O, Rb y Ba), una anomalía negativa de Nb-Ta y un descenso en concentración con el incremento de compatibilidad. Este patrón se asemeja al correspondiente a observado en San Paulo Tranquitas (Figuras 5A y B). Los patrones de lantánidos muestran un enriquecimiento en ligeros (con La en una composición 50-150× relativo a condrita) y un arreglo cuasi-horizontal para medianos y pesados con Lu a un nivel de ~10× relativo a condrita. En el diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Figura 4), las rocas de este grupo tienen relaciones Zr/Ti = 0.01-0.03 y corresponden a andesitas. A este grupo se asocia también la muestra Tiro-4-4 (Figura 4), la cual manifiesta rasgos geoquímicos transicionales con el *Grupo I* (Figuras 5A y 6B).

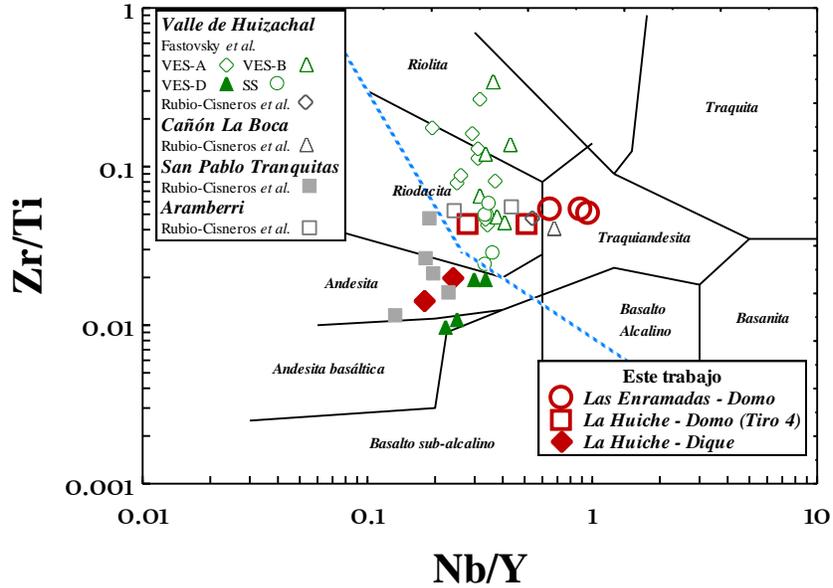


Figura 3. Diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977; Pearce, 1996) para las rocas de la región de Galeana (Las Enramadas, La Huiche) y otros sitios con vulcanismo vinculado a los lechos rojos y evaporitas (Valle de Huizachal, Cañón La Boca, Aramberri y San Paulo Tranquitas).

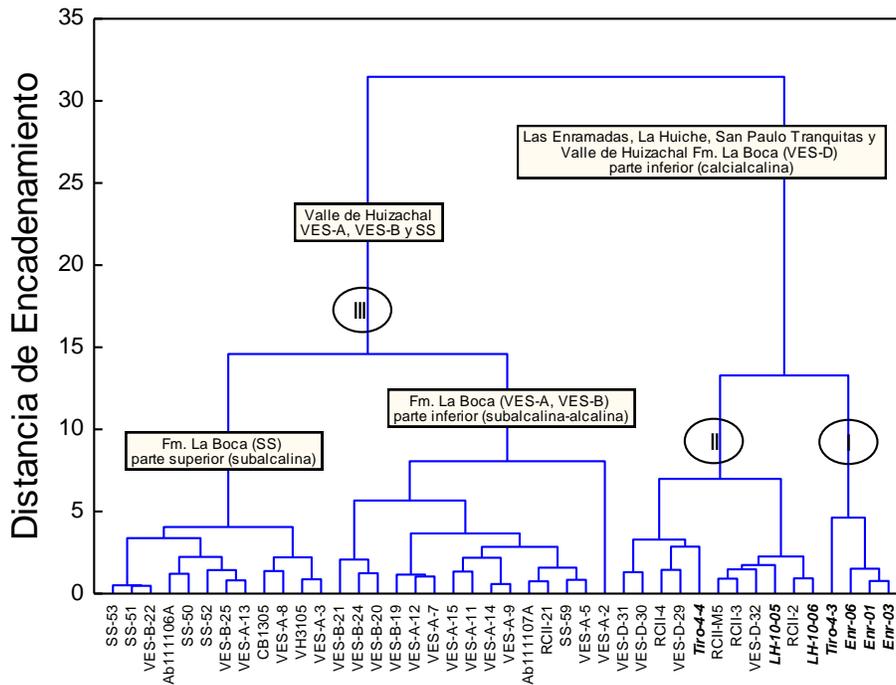


Figura 4. Dendrograma del análisis jerárquico de conglomerado (considerando distancias Euclidianas de encadenamiento (Bratchell, 1989) para las rocas de la región de Galeana (Las Enramadas, La Huiche) y otros sitios con vulcanismo relacionado a los lechos rojos y evaporitas (Valle de Huizachal, Cañón La Boca, Aramberri y San Paulo Tranquitas).

Grupo III: Valle de Huizachal (VES-A, VES-B, SS: subalcalina-alkalina)- Aramberri. En este arreglo sólo se incluyen los patrones multi-elementos y lantánidos para las muestras de Aramberri. Estos muestran comportamientos similares a las del *Grupo II*. Sin embargo, en el diagrama Zr/Ti-Nb/Y si marcan campos que difieren con el resto de los grupos (relación Zr/Ti > 0.02; Figura 3).

Por último, a las rocas bajo estudio se les aplicaron diagramas de discriminación tectónica de funciones multi-dimensionales considerando su composición como rocas básicas (Figura 7A) o ácidas (Figura 7B). Estos diagramas se basan en el logaritmo de relaciones de elementos mayores para cada grupo de rocas (Verma *et al.*, 2006, 2012). Estas herramientas revelaron dos tipos de afinidad tectónica para las litologías analizadas: (a) *Arco de Isla* para las rocas de La Huiche, Tiro 4, Las Enramadas, San Paulo Tranquitas y las muestras VES-D y SS-50 del Valle de Huizachal, y (b) *Rift Continental* para las VES-A, VES-B, SS (Valle de Huizachal), Cañón La Boca y Aramberri.

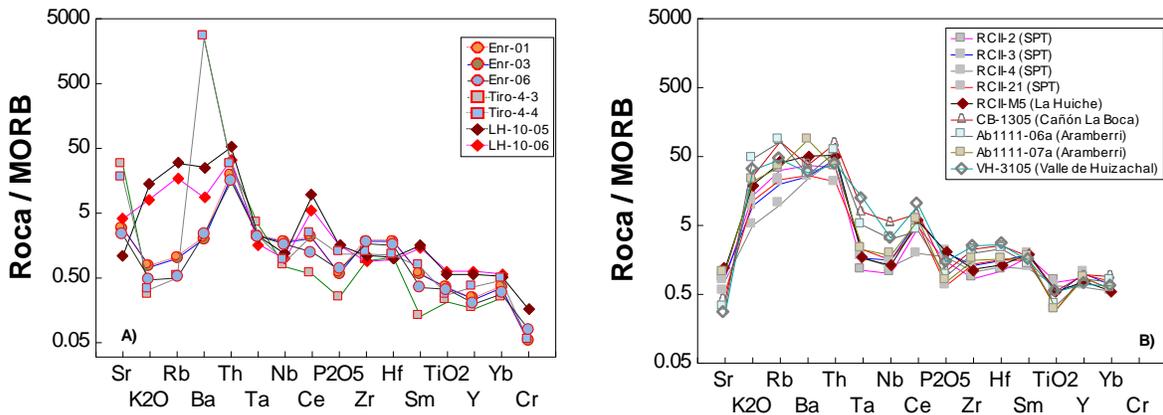


Figura 5. Diagramas multi-elementos normalizados a MORB para las rocas de la región de Galeana (Las Enramadas, La Huiche) y otros sitios con vulcanismo relacionado con los lechos rojos y evaporitas (Valle de Huizachal, Cañón La Boca, Aramberri y San Paulo Tranquitas). Valores de normalización (%peso para óxidos mayores y ppm para elementos traza) de Pearce (1982): Sr = 120, K₂O = 0.15, Rb = 2, Ba = 20, Th = 0.20, Ta = 0.18, Nb = 3.5, Ce = 10, P₂O₅ = 0.12, Zr = 90, Hf = 2.40, Sm = 3.3, TiO₂ = 1.5, Y = 30, Yb = 3.4, Cr = 250.

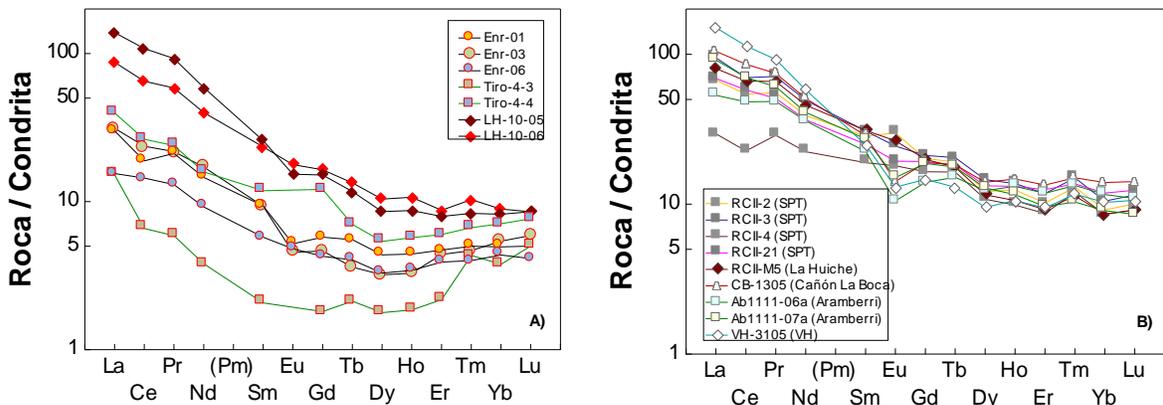


Figura 6. Diagramas de lantánidos normalizados a condrita para las rocas de la región de Galeana (Las Enramadas, La Huiche) y otros sitios con vulcanismo relacionado con los lechos rojos y evaporitas (Valle de Huizachal, Cañón La Boca, Aramberri y San Paulo Tranquitas). Valores de normalización (ppm) de Haskin *et al.* (1968) y Nakamura (1974): La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22, Lu = 0.0339.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La actividad volcánica del NE de México entre el Triásico Superior y el Jurásico se ha explicado en términos de dos modelos fundamentales: (1) un sistema de *rift* (Salvador, 1987, Barboza-Gudiño *et al.*, 1998) y (2) un arco (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; García-Obregón, 2008; Rubio-Cisneros *et al.*, 2011), siendo este último el más aceptado. En el presente trabajo, se ha corroborado que las rocas estudiadas, con base en su geoquímica, se asocian a dos ambientes: (a) a una condición de *rift* continental se afilia el *Grupo III*, con un magmatismo que evoluciona de intermedio a ácido, relacionado con la Fm. La Boca (Valle de Huizachal, Cañon La Boca y Aramberri?) y (b) a una condición de arco de islas, representado por los *Grupos I y II* para algunas rocas del Valle de Huizachal (VES-D), La Huiche, Las Enramadas y San Paulo Tranquitas, relacionados a las formaciones La Boca y Minas Viejas.

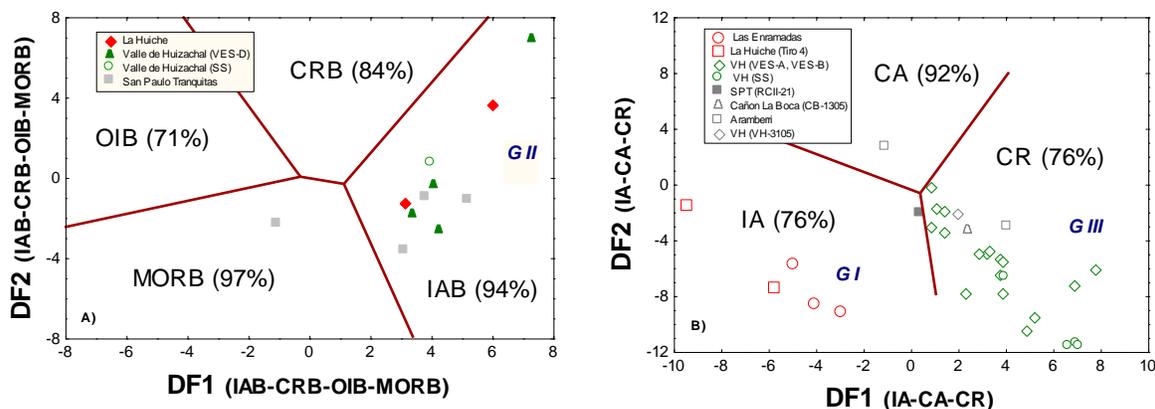


Figura 7. Diagramas de discriminación tectónica de las funciones discriminantes multidimensionales, dependientes del logaritmo de relaciones de elementos mayores para: A) rocas básicas (Verma *et al.*, 2006): OIB-basaltos de arco de isla, CRB-basaltos de *rift* continental, IAB-basaltos de isla oceánica, MORB-basaltos de cordilleras oceánicas y B) rocas ácidas (Verma *et al.*, 2012): IA-arco de isla, CR-*rift* continental, CA-arco continental.

Los resultados obtenidos pueden sugerir que la asociación arco de isla-*rift* de los *Grupos II y III* se puede explicar relacionada con el desarrollo de una cuenca tras-arco vinculada a la subducción paleopacífica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). La diferencia entre los componentes principales (% material volcánico) en las areniscas del Valle de Huizachal (mayor porcentaje) y San Paulo Tranquitas (menor porcentaje; Rubio-Cisneros *et al.*, 2011) puede explicarse como que éstas últimas se depositaron en el borde oriental de la cuenca de arco posterior, recibiendo por este motivo menos material vulcanoclástico de subducción en comparación con los primeros. Esta cuenca pudo ser fragmentada y desplazada en el Calloviano-Oxfordiano por un sistema de fallas laterales (e.g., la megashear Mojave-Sonora; Silver y Anderson, 1974). Sobre estas secuencias se depositaron las formaciones La Joya y Minas Viejas, relacionadas con una transgresión marina en una condición de margen continental pasivo del este de México. Los volcánicos ácidos relacionados a la Fm. Minas Viejas podrían corresponder a un evento de arco, posterior a la edad de dicha formación (post-Oxfordiano). Como se muestra en las Figuras 5A, 6A y 7B, estas rocas (*Grupo I*) tienen un comportamiento geoquímico que contrasta con el de los *Grupos II y III*.

En los lechos rojos de la Fm. La Boca es común encontrar vetas de barita. La relacionada con secuencias carbonatadas se observa en mantos, brechada y también en vetas. Se ha planteado que el Ba^{2+} (aportado por las areniscas) y SO_4^{2-} (aportado por las evaporitas de la Fm. Minas Viejas) fueron las principales fuentes para la formación de las baritas (Kesler *et al.*, 1998; Cruz-Gómez, *et al.*, 2006; Tritlla *et al.*, 2006; González-Sánchez, 2007). Por esta razón, es evidente que las relacionadas con los lechos rojos su depósito fuera posterior a la formación de las evaporitas.

De acuerdo al análisis del vulcanismo en este trabajo, es posible plantear su relación con la mineralización: (1) el asociado a una condición de cuenca tras-arco (*Grupos II y III*) aportó material vulcanoclástico (rico en feldespato) en la composición de las areniscas (con 1454 ppm de Ba; Kesler *et al.*, 1998) y, (2) el de arco,

representado por el *Grupo I*, aportó la temperatura necesaria para iniciar un sistema epitermal, en los alrededores de Galeana, aunque esta hipótesis requiere un análisis más detallado que se encuentra en desarrollo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al programa PROMEP de la Secretaría de Educación Pública que financio este estudio a través del proyecto “Petrología de las rocas vinculadas con la deposición del Sulfato de Bario al Sur del estado de Nuevo León”, Clave: DSA/103.5/15/6797; UANL-PTC-841.

REFERENCIAS

- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán- González, M., Torres- Hernández, J.R. 1998. The Late Triassic- Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México. *Geofísica Internacional*, 37, 283–292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A. 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 49–63.
- Bratchell, N. 1989. Cluster analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 6, 105-125.
- Cruz-Gámez, E.M., Ramírez, J.A., Velasco, F., Rábago, R.O. 2006. Barita en el sur de Nuevo León: su distribución y perspectivas. *Ciencia UANL* 9, 283-289.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández, R.R., 2005, Pre-Late Jurassic fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México, in Ardenison *et al.* (eds.), The Mojave-Sonora megasher hypothesis: development, assessment, and alternatives. *Geological Society of America Special Paper* 393, 401-426.
- García-Obregón, R. 2008. Cartografía geológica y petrología del vulcanismo mesozoico en el Valle de Huizachal, Tamaulipas, México: Linares, Nuevo León, UANL, Tesis de Licenciatura, 113 p.
- González-Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., Camprubí, A. 2007. Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 59, 43-62.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare-earths, en Ahrens, L.H. (ed.), Origin and distribution of the elements: Londres, Gran Bretaña, Pergamon Press, p. 889-912.
- Kesler, S.E., Jones, L.M., Ruiz, J. 1988. Strontium and Sulfur Isotope Geochemistry of the Galeana Barite District, Nuevo León, México. *Economic Geology* 83, 1907-1917.
- Kroeger, K.F., Stinnesbeck, W. 2003. The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the area of Galeana, northeastern Mexico: Significance of syndepositional volcanism and related barite genesis in the Sierra Madre Oriental, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *AAPG Memoir* 79, 515–528.
- Leach, D.L., Sangster, D.F. 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Models. *Geological Association of Canada, Special Paper* 40, 289-314.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Pearce, J.A. 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication* 12, 79-113.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Andesites: Orogenic andesites and Related Rocks. Wiley Interscience, New York, pp. 525–548.
- Rubio-Cisneros, I.I., Ramírez Fernández, J.A., García-Obregón, R. 2011. Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del Valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 63, 137-156.
- Silver, L.T., Anderson, T.H. 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Abstract with Programs, Geology Society of America. 6, 955-956.

- Tritlla, J., Levresse, G., Corona-Esquivel, R., Banks, D., Lamadrid, H., Bourdet, J. 2006. Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos de tipo “Mississippi Valley” (MVT) y similares en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58, 103-139.
- Verma, S.P., Guevara, M., Agrawal, S. 2006. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Sciences* 115, 485–528.
- Verma, S.K., Pandarinath, K., Verma, S.P. 2011. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review* 54, 325-347.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.

[PE05]

**REGISTRO MAGMÁTICO EN EL NE DE MÉXICO:
UNA HISTORIA DESDE EL PRECÁMBRICO HASTA EL CENOZOICO**

Juan Alonso Ramírez-Fernández

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

E-mail: alonso_sct@hotmail.com

El Noreste de México cuenta con extensos y a la vez potentes afloramientos de rocas sedimentarias del Mesozoico al Cenozoico, contenidas en las provincias de la Sierra Madre Oriental, Sierra de San Carlos, Sierra de Tamaulipas, Cuenca de Burgos, etc. Si bien el registro litológico está dominado por litologías carbonatadas y pelíticas, existen complejos en los que se pueden apreciar la presencia de unidades magmáticas, tanto volcánicas como plutónicas, que permiten la interpretación de importantes procesos geodinámicos de diversas etapas entre el Precámbrico hasta el Cenozoico tardío. A continuación se describe una breve compilación de estas secuencias, que será objeto de la charla.

**BASAMENTO CRISTALINO DEL PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO DE LA
SIERRA MADRE ORIENTAL**

El basamento cristalino que conforma el núcleo del Anticlinorio Huizachal Peregrina, pero también de los Altos de Bustamante, Miquihuana (Tamaulipas), y Aramberri (Nuevo León), contiene protolitos ígneos metamorfozados bajo diferentes facies y en diferentes tiempos.

En el **Gneis Novillo** se reconocen dos grandes unidades mesoproterozoicas (gneises ocelares y graníticos de tras arco de 1,235 a 1,115 Ma; gneises charnockíticos, anortositas, metagabros, y nelsonitas de 1,035 a 1,010 Ma) cortados por diques premetamórficos, metamorfozados bajo facies granulíticas durante el evento grenvilleano (Trainor *et al.*, 2012) Dentro de los protolitos ígneos destacan los de rocas gabróicas y potásicas (~1.2 Ga) que fueron intrusionadas por una suite de anortositas-mangeritas-charnockitas-granitos (AMCG; ~1 Ga), además de dos generaciones de diques (pre- y post-metamórficos) y cuerpos lenticulares de exsolución líquida, compuestos de óxidos de Fe-Ti y apatito (nelsonitas, Casas, 2014). Estas unidades grenvilleanas han sido cortadas por diques básicos posmetamórficos asociados al rompimiento de Oaxaquia hace aprox. 540 Ma. (Casas, 2012).

En otro contexto, pero también formando parte del basamento cristalino, el **Esquisto Granjeno** contiene secuencias vulcanosedimentarias, donde destacan unidades volcánicas y lávicas metamorfozadas bajo facies de Esquistos Verdes durante el Carbonífero, en la cuña de acreción de la margen Paleopacífica de Gondwana (Barboza *et al.*, 2011). Destaca la presencia de aunque escasos, pero claros ejemplos de cuerpos de lavas almohadilladas perfectamente preservados en Aramberri, N.L. Asociada a esta última formación existe un extenso cuerpo irregular, que Alemán Gallardo (2013) denomina **Serpentinita Victoria**, que representa remanentes de basaltos de piso oceánico, pero también cumulos gabróicos y peridotitas dentro de una secuencia ofiolítica. En algunos casos es aún posible reconocer la textura ígnea de los protolitos.

Emplazado tectónicamente y en forma de una cuña irregular entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno se localiza una unidad lenticular de rocas graníticas, que Lorena denomina **Tonalita Peregrina**. Esta fue datada por Dowe *et al.* (2005) por U-Pb en circones con 351 ± 54 Ma y por Ar^{40}/Ar^{39} en muscovitas con 313 ± 7 Ma. 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 intrusionaron en las unidades metamórficas. La subsecuente deformación de los cristales pone en evidencia que la falla seguía activa durante el ascenso del cuerpo magmático. Intercalado en la secuencia sedimentaria paleozoica del Silúrico al Pérmico, que descansa sobre el Gneis Novillo, se describe un cuerpo irregular de densas lavas riolíticas que representan al menos dos eventos de flujo, y que se le ha denominado como **Fm. Aserradero**. Stewart *et al.* (1999) dataron esta unidad por U-Pb en circones con 334 ± 39 Ma. De acuerdo a las texturas, a las relaciones y

observaciones de campo, ha sido posible determinar el carácter efusivo que ocurrió a manera de flujos subaéreos. La interpretación preliminar para este magmatismo del Carbonífero es que durante la subducción de la placa del Océano Rhéico en el borde Noroeste de Gondwana, se formó un cinturón volcánico silíceo con sus respectivas raíces plutónicas, formando el denominado Arco Permo-Carbonífero de México.

ARCO JURÁSICO

Una vez iniciado el desmembramiento de Pangea, se consolida la subducción en la margen Pacífica que deriva en la generación de un arco con una amplia distribución en nuestro país, que en la literatura se denomina Arco Jurásico. A este pertenecen cuerpos dómicos y depósitos piroclásticos de composición predominantemente riolítica y de carácter calcoalcalino. En el NE de México se conocen excelentes afloramientos (riolitas, tobas vítreas, epiclásticas, lahares), en el Valle de Huizachal, aunque también afloran en el Alto de Aramberri. Ahí a lo largo de las trazas de las fallas se emplazaron domos, acompañados por una marcada mineralización de cobre y barita. Estas unidades descansan sobre el basamento cristalino del pre-Mesozoico, o bien se encuentran intercaladas entre los paquetes de lechos rojos del **Grupo Huizachal**, en particular en la Fm. La Boca. Barboza et al. (2008) reporta edades U/Pb en circones de Aramberri con 193 Ma.

También en el Jurásico, aunque intercalados en la secuencia evaporítica-carbonatada del Calloviano-Oxfordiano de la **Fm. Minas Viejas** en Galeana, N.L., se han reportado paquetes fuertemente alterados de rocas volcánicas que Kroger y Stinnesbeck (2003) interpretaron como carbonatitas. Por otra parte, Cross (2012) los interpreta como una secuencia piroclástica depositada en un ambiente hipersalino. Esto ha sido asociado a un ambiente de intraplaca, asociado al evento de rifting durante la apertura del Golfo de México.

DEPÓSITOS VOLCANOGÉNICOS DEL CRETÁCICO

Una de las formaciones de más amplia distribución en el NE de México es la de San Felipe (Cenomaniano-Santoniano). Consta de calizas, cretas, lutitas, areniscas y conglomerados, e intercalados estratos de arenas con capas verdes arcillosas conteniendo bentonitas. Estas se originaron a partir de rocas intermedias a ácidas afines a arco continental, con edades entre 75.5 ± 7.9 Ma y 83.7 ± 2.1 Ma, que corresponde al Campaniano-Santoniano (Martínez Paco, 2012).

MAGMATISMO DEL CENOZOICO

Sin duda los mejores afloramientos de rocas ígneas se encuentran en las Sierras de San Carlos y Tamaulipas. Ahí afloran cuerpos del Eoceno al Cuaternario con una fuerte afinidad alcalina, lo que las hace representar los complejos más significativos de la Provincia Alcalina Oriental de México. Estos constan de gabros, dioritas, sienitas de cuarzo y nefelina, granitos, hasta carbonatitas, emplazados en las secuencias calcáreas del Mesozoico. Por otra parte, unidades volcánicas desde basaltos hasta traquitas y fonolitas de distribución restringida bordean los cuerpos plutónicos. El carácter geoquímico de las rocas permite relacionarlas a un ambiente de intraplaca postorogénico, aunque existen pequeños complejos con firmas de arco, sobre todo los más antiguos (Rodríguez Saavedra, 2003; Ramírez Fernández, 1996).

Así, el magmatismo ha acompañado en diversas etapas a la dinámica regional que ha llevado a la formación de México, desde los sistemas Grenvilleano, Granjeno-Acatlán, el Arco Permo-Carbonífero, el Arco Jurásico, el Arco Cretácico, relacionados principalmente a arcos magmáticos hasta los sistemas postorogénicos de intraplaca que han dominado durante el Cenozoico.

BIBLIOGRAFÍA

- Alemán-Gallardo, E.A. 2013. Remanentes del piso oceánico en la secuencia paleozoica metamorfozada de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, NE de México: Serpentinitas Victoria. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 125p.

- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquível, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 49–63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A. 2011. Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el Noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 63, 201-216.
- Casas-García, R. 2012. Petrogénesis de los diques del Complejo Grenvilleano Gneis Novillo en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 142 pp.
- Casas-García, R. 2014. Caracterización petrológica de las nelsonitas precámbricas del complejo Gneis Novillo, NE de México, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 183 pp.
- Cross, G. E. 2012. Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt. PhD thesis, University of Texas at Austin, 547 pp.
- De León-Barragán, L. 2012. Magmatismo de arco del Carbonífero de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 130 pp.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K. 2005. Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: constraints on the closure of the Rheic Ocean? *International Geology Review* 47, 920-937.
- Kroeger, K.F., Stinnesbeck, W. 2003. The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the area of Galeana, northeastern Mexico: Significance of syndepositional volcanism and related barite genesis in the Sierra Madre Oriental. *AAPG Memoir* 79, 515–528.
- García Obregón. R. 2007. Relaciones entre el vulcanismo y la sedimentación continental durante el Mesozoico temprano en el Valle de Huizachal, Tamaulipas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 137 pp.
- Martínez Paco, M. 2012. Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), en Cerro de Labradores, Galeana, N. L., Sierra Madre Oriental. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 96 pp.
- Ramírez Fernández, J.A. 1996. Zur Petrogenese des Alkalikomplexes der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko: Feiburg, Alemania, Universidad de Freiburg, 316p.
- Rodríguez-Saavedra, P. 2003. Petrografía y Geoquímica de las Rocas Magmáticas de la Sierra de San Carlos. Tesis de Licenciatura. FCT/UANL. 134 p.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., Lopez, R. 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, In: Ramos, V.A. & Keppie, J.D. (eds.), Laurentia-Gondwana connections before Pangea. *Geological Society of America Special Paper* 336, 227-252.
- Trainor, R.J., Nance, R.D., Keppie, J.D. 2011. Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 580-592.

[PE06]

**PROVENANCE OF LOWER CRETACEOUS SANDSTONES FROM THE CALIZA MURAL,
RANCHO BUFALO SECTION, NORTHERN SONORA, MEXICO:
CONSTRAINTS FROM GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY**

Julio César Saucedo-Samaniego¹, Jayagopal Madhavaraju², Inocente G. Espinoza-Maldonado¹, Carlos M. González-León², Rogelio Monreal¹ & Francisco J. Grijalva-Noriega¹

¹*Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora 83000, México*
E-mail: julio.saucedos@gmail.com

²*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora 83000, México*
E-mail: mj@geologia.unam.mx

The Lower Cretaceous Caliza Mural is well exposed in the north-central part of Sonora, Mexico and has been divided into eight members viz. i) Fronteras (FS), ii) Rancho Bufalo (RB), iii) Cerro La Ceja (CLC), iv) Tuape Shale (TS), v) Los Coyotes (LC), vi) Cerro La Puerta (CLP), vii) Cerro La Espina (CLE) and viii) Mesa Quemada (MQ). Petrography, whole-rock geochemistry (major, trace and rare earth elements) and detrital zircon geochronological studies were carried out on the sandstones from FS, RB and CLC Members of the Caliza Mural that crop out in the Rancho Bufalo area. The purposes of the present study are: a) to determine the geochemical variations among different members of the Caliza Mural, Sonora, and b) to deduce the potential stratigraphic variations in provenance signatures.

Based on the petrography, sandstones are classified as sublitharenite, litharenite, feldspathic litharenite, and lithic arkose. The sandstones contain relatively high proportion of monocrystalline quartz than polycrystalline quartz. In addition, modal analysis data of sandstones and Q-F-L ternary diagram suggest that most of the samples fall in the recycled orogen field and few samples plot in the stable craton and transitional arc fields. Geochemically, the sandstones of the Caliza Mural are classified into wacke, litharenite, and Fe-sand. The absolute concentrations of Σ REE vary widely between the sandstones from three members (FS: 45.3 – 83.6 ppm, 60.4 ± 16.4 ; RB: 29.5 – 94.9 ppm, 66.1 ± 28.2 ; CLC: 68.1–131.4 ppm, 87 ± 30). The chondrite normalized REE patterns are moderately fractionated with light REE (LREE) enrichment relative to heavy REE (HREE) and with flat to slightly depleted HREE patterns. The chemical index of alteration values (CIA: 44 – 70), plagioclase index of alteration (PIA: 45 – 73) and A-CN-K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) relationships indicate the low to moderate intensity of weathering in the source region. The chondrite normalized REE pattern, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio, elemental ratios like La/Sc, Th/Sc, Th/Co, La/Co and Eu/Eu* and La–Th–Sc ternary plot suggest that these sandstones were mainly derived from the felsic and intermediate source rocks.

Detrital zircon U-Pb geochronology of the sandstones of the Fronteras, Rancho Bufalo and Cero La Ceja members show five main groups of detrital zircon age populations: (1) Proterozoic; (2) Palaeozoic; (3) Triassic; (4) Jurassic; and (5) Early Cretaceous. Detrital zircon grains with ages between ca. 1000 and ca. 1800 Ma were mainly derived from Precambrian rocks of the Caborca block. Late Triassic and Jurassic zircons were derived from Triassic–Jurassic continental volcanic arc in northwestern Mexico, southern Arizona and southern California. The Early Cretaceous zircons 128 to 117 Ma were derived mainly from the Early Cretaceous Alisitos volcanic arc that positioned west of the study area preceding to the opening of the Gulf of California. This suggests that the Alisitos arc active along the northwest coast of Mexico during the Early Cretaceous.

[PE07]

**FORMACIÓN SAN FELIPE:
LA HUELLA DE VULCANISMO CRETÁCICO EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL**

**Fernando Velasco-Tapia¹, Margarita Martínez-Paco¹, Alexander Iriondo², Andrés Ramos-Ledezma¹,
Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz³, Esther María Cruz-Gamez¹, Pedro Rodríguez-Saavedra¹,
Augusto Antonio Rodríguez-Díaz⁴ y Jorge Alberto Andaverde Arredondo⁵**

¹*Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex – Hacienda de Guadalupe,
Carretera Linares-Cerro Prieto km. 8, 67700 Linares, N.L.*

E-mail: fernando.velascot@uanl.edu.mx

²*Centro de Geociencias, UNAM, Blvd. Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro.*

³*Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava 8, 78290 San Luis Potosí, S.L.P.*

⁴*Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito de la Investigación Científica, Cd. Universitaria, 04150 México, D.F.*

⁵*Centro de Investigación en Recursos Energéticos y Sustentables, Universidad Veracruzana, Coatzacoalcos, Ver.*

INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cadena montañosa de rocas sedimentarias, con una longitud de ~800 km, un ancho de ~80 km, y elevaciones que alcanzan altitudes de ~3,500 msnm, la cual se ubica en las regiones noreste y central de México (Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). El registro litológico de la SMO incluye unidades que cubren desde el Jurásico Medio al Cretácico Superior, las cuales fueron depositadas sobre un basamento cristalino (Figura 1; Michalzik, 1996). Los estratos fueron plegados y cabalgados durante el evento orogénico Laramide, entre el Cretácico Superior y el Paleoceno (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

En la estratigrafía de la SMO, la Formación San Felipe representa el proceso de sedimentación durante el Coniaciano – Santoniano. Su descripción inicial se efectuó en un afloramiento situado en el ejido San Felipe, ubicado a 8 km al Este de Ciudad Valles, S.L.P. (Muir, 1936) Posteriormente, Seibertz (1988) redefinió la unidad en la localidad neotipo Santiago, N.L., al lado Este de la Presa Rodrigo Gómez. De acuerdo a estos trabajos, la Formación San Felipe representa una transición paulatina de caliza masiva a estratos de terrígenos (lutita o marga), que en conjunto conforman un espesor total de ~130 m y que fueron depositadas en un ambiente de base de talud y cuenca somera. De acuerdo a reconstrucciones paleogeográficas, la unidad se encuentra ampliamente distribuida en Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí. Generalmente, los afloramientos se presentan en el frente de la SMO, aunque algunos ocurren en su zona de transpaís. Se ha utilizado, desde hace 80 años, como un control estratigráfico durante la perforación de pozos petroleros (Muir, 1936).

Por otra parte, en todos los reportes acerca de la Formación San Felipe se ha reportado la presencia de una serie de capas gris claro a verde (Figura 2), intercaladas con la caliza y la lutita, cuyo espesor (máximo ~30 cm) y número por afloramiento (10-30) disminuye conforme se asciende estratigráficamente. Muir (1936) la interpretó como “bentonita” (ceniza volcánica alterada a arcillas; Christidis y Huff, 2009), mientras que Seibertz (1988) la consideró una arenisca de grano medio gradando a limolita, cuya coloración verde la asoció a la presencia de glauconita. Este un mineral monoclinico del grupo de las arcillas cuyo origen se encuentra asociado a una sedimentación que ocurre en microambientes de reducción dentro de una plataforma somera y con baja acumulación de detritos (Moore y Reynolds, 1997).

El propósito de esta investigación ha sido el establecer la naturaleza de los estratos verdes de la Formación San Felipe, su procedencia, afinidad tectónica y edad. Sin embargo, el objetivo principal ha sido el determinar qué implicaciones tiene en la evolución geológica del Noreste de México la presencia de estas rocas dentro de la columna estratigráfica de la SMO.

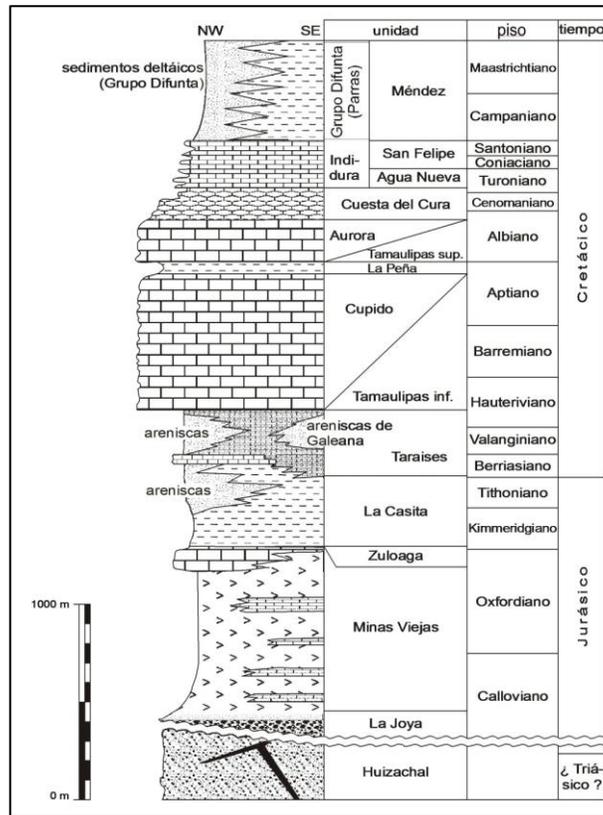


Figura 1. Columna estratigráfica general para la Sierra Madre Oriental, NE de México (Michalzik, 1996)

METODOLOGÍA

A fin de alcanzar los objetivos propuestos se estableció un plan de trabajo que incluyó: (a) *Trabajo de campo*: localización, levantamiento y muestreo de perfiles estratigráficos de la Formación San Felipe; (b) *Análisis mineralógico*: Reconocimiento de texturas e identificación de minerales en lámina delgada. Aplicación de Difracción de Rayos-X para identificación de minerales, especialmente los de tipo arcilloso; (c) *Análisis geoquímico de roca total*: Determinación de elementos mayores (XRF) y traza (ICP-MS) en muestras seleccionadas; y (d) *Geocronología*: Datación radiométrica U-Pb en circones detríticos.

RESULTADOS

La investigación se ha efectuado, sobre todo, a través del desarrollo de cuatro tesis de licenciatura (Becerra-González, 2006; González Alejandro y Martínez Limas, 2009; Navarro-Gutiérrez, 2010; Serna-Pedraza, 2011) y una de maestría (Martínez-Paco, 2012). La información generada fue capturada en una base de datos con formato *STATISTICA for WINDOWS 5.0*. Los resultados más relevantes del análisis de esta base se presentan en los siguientes apartados.

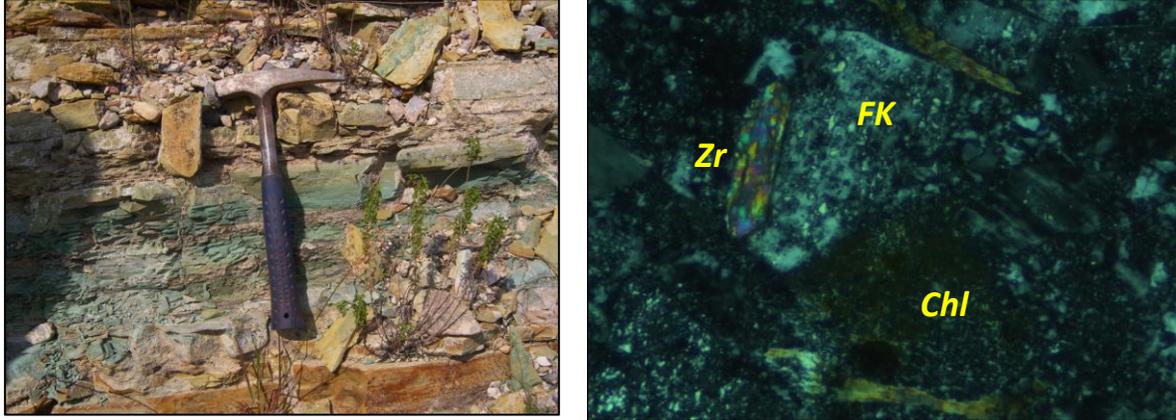


Figura 2. Estratos de toba alterada de la Formación San Felipe (Localidad: Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas). **Figura 3.** Microfotografía de una toba alterada de la Formación San Felipe (Localidad Cerro Labradores). Imagen tomada con nicoles cruzados; longitud horizontal = 0.5 mm. Cristales de FK = feldespato potásico, Zr = circón y Chl = clorita embebidos en una matriz fina vítreo arcillosa.

Trabajo de campo

Se han estudiado ocho localidades, distribuidas en Nuevo León (Cerro Prieto, CP; Rancho Viejo, RV; La Fábrica, LF; Puerto Pastores, PP; Cerro Labradores, CL; Pedro Carrizales, PC; y Huasteca, HU) y Tamaulipas (Juan Capitán, JC). En comparación al estrato-tipo propuesto por Seibertz (1988), todas las secciones estudiadas se encuentran expuestas parcialmente, aunque sin mostrar complicaciones estructurales y con un contacto definido con la Formación Agua Nueva o Méndez.

Cada sección contiene entre 8 y 30 horizontes verdes, los cuales se alteran a ocre, y que muestran contactos bien definidos con el resto de las litologías. Su espesor (3-40 cm) y número disminuyen en dirección al contacto con la Formación Méndez. En algunos de estos estratos se ha observado la presencia de ichnofauna relacionada a *Cruziana* y *Zoophycos*. Por otra parte, existen algunos estratos en donde el material que compone los horizontes verdes se encuentra mezclado con carbonatos. Esta litología fue nombrada como “porcelanita” por Seibertz (1988). A fin de efectuar el estudio mineralógico, geoquímico y geocronológico, se colectaron 90 muestras.

Análisis mineralógico

En general, los horizontes verdes de San Felipe muestran una textura porfírica, que incluye cuarzo (18-35%), plagioclasa sódica alterada (7-26%), y feldespato potásico alterado (5-25%), así como fragmentos líticos (Figura 3). La mineralogía la complementan microcristales de circón, biotita y minerales opacos. Los especímenes ocurren diseminados en una matriz vítreo-arcillosa, que muestra una devitrificación variable y cementados por carbonatos.

De acuerdo a su contenido en cristales, líticos y vidrio (Pettijohn *et al.*, 1987), las rocas verdes de la Formación San Felipe pueden considerarse como tobas vítreas de composición riodacítica a riolítica. Adicionalmente, la composición química de los cristales de circón indican un indudable origen volcánico. En este punto, es importante señalar que los experimentos con difracción de rayos-X revelaron la presencia de illita, illita-esmectita y clorita, pero no la algún tipo de glauconita.

Análisis geoquímico de roca total

Las rocas se caracterizan por una composición variable en SiO₂ (45-80%, n = 75), acompañado de Al₂O₃ (9-27%), CaO (0.6-19%), K₂O (0.07-9%) y CO₂ (0.06-15%). De igual forma, las rocas muestran intervalos composicionales amplios en el caso de los elementos traza litófilos (e.g., Ba: 2.1-4017 ppm), de campo electrostático fuerte (e.g., Hf: 2.2-18 ppm) y lantánidos (e.g., La: 4.1-53 ppm).

Los diagramas normalizados a basaltos de cresta oceánica (MORB, *mid-ocean ridge basalts*) (Figura 4a) indican un enriquecimiento en elementos litófilos (Sr, K, Rb y Ba) y anomalías marcadas en elementos de campo electrostático fuerte (Nb, Zr y Ti). La forma de estos diagramas es aquella observada en rocas volcánicas félsicas generadas en un ambiente de arco continental (Rollinson, 1993).

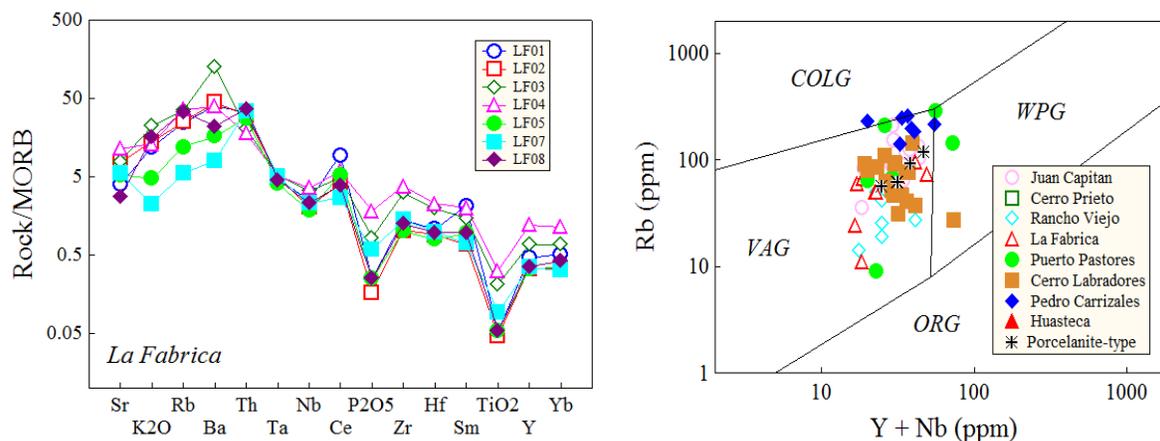


Figura 4. (a) Ejemplo de diagrama multi-elementos, normalizado a MORB, para la toba alterada de la Formación San Felipe (Localidad: La Fábrica). Datos de normalización tomados de Rollinson¹⁴. (b) Ejemplo de aplicación de un diagrama de discriminación tectono-magmática (Pearce et al.¹⁵). COLG = ambiente de colisión; VAG = ambiente de arco volcánico; WPG = ambiente intraplaca; ORG = ambiente orogénico.

Como soporte a lo que indican los datos mineralógicos, la geoquímica de elementos inmóviles y la aplicación de diagramas de discriminación tectónica confirman la naturaleza volcánica de los estratos, su composición ácida y una afinidad a un arco continental (Figura 4b; Pearce *et al.*, 1984).

Geocronología

La edad de depósito de las tobas se estableció aplicando el método radiométrico U-Pb en circones. Por tal motivo, se seleccionaron muestras de toba alterada provenientes de la base y el techo de cada perfil litológico de la Formación San Felipe. Las muestras fueron trituradas y un grupo de circones (20-40) fueron separados aplicando técnicas magnéticas y de contraste de densidad. El análisis isotópico de U y Pb fue llevado a cabo utilizando un sistema LA-ICP-MS Thermo Xii. Un resumen del método y el tratamiento de datos puede consultarse en Solari *et al.* (2010).

En general, la aplicación del método U-Pb ha revelado que el depósito ocurrió entre 84 y 74 Ma (Santoniano-Campaniano; Figura 5). Una relación Zr/Sc ajustada a la observada en la Corteza Continental Superior (~20) o a máximo tres veces este valor, es indicador de un depósito que ocurrió en un tiempo relativamente corto desde la emisión.

CONCLUSIONES

Los resultados generados durante el presente estudio indican que los estratos verdes pueden considerarse como tobas alteradas. Estos materiales incluyen cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, circón, biotita y minerales opacos diseminados en una matriz vítreo-arcillosa, que incluye illita, montmorillonita y clorita.

Diversas líneas de evidencia indican que la fuente fue una ceniza de composición intermedia a ácida, generada desde volcanes asociados a un ambiente de arco continental. El depósito de estas cenizas ocurrió entre el Santoniano y el Campaniano en un ambiente de talud o de cuenca somera.

La información generada en este trabajo tiene además una importancia más allá de lo regional. Durante el Cretácico Superior (100 a 65 millones de años), se desarrolló la denominada Cordillera Occidental de Norteamérica (DeCelles, 2004) como resultado de la subducción de la placa Farallón a lo largo del margen

continental (Figura 6).

Por otra parte, las condiciones climáticas de efecto invernadero que prevalecían en el Cretácico Superior dieron lugar al establecimiento del denominado Mar Interior Occidental (MIO) de Norteamérica (Miall *et al.*, 2008), que unía el mar Ártico con el proto-Golfo de México (Figura 6). Este mar somero y alargado tuvo las condiciones adecuadas para la precipitación de carbonatos, además de recibir detritos de la erosión de las elevaciones continentales. La estratigrafía sedimentaria se complementó al recibir aportes de ceniza emitida por los aparatos volcánicos en actividad.

La región Noreste de México podría considerarse como la parte más austral del MIO en donde quedó registro de la actividad volcánica del Cretácico Superior en el occidente de Norteamérica.

AGRADECIMIENTOS

La investigación fue efectuada con apoyo del programa PAICYT-UANL (CT293-10) y a través de un proyecto CONACyT (Clave: 0106939). Se agradece el apoyo de Instituto de Geología y del Centro de Geociencias, UNAM, así como del Centro de Microscopía, Universidad Complutense para efectuar la parte analítica del proyecto.

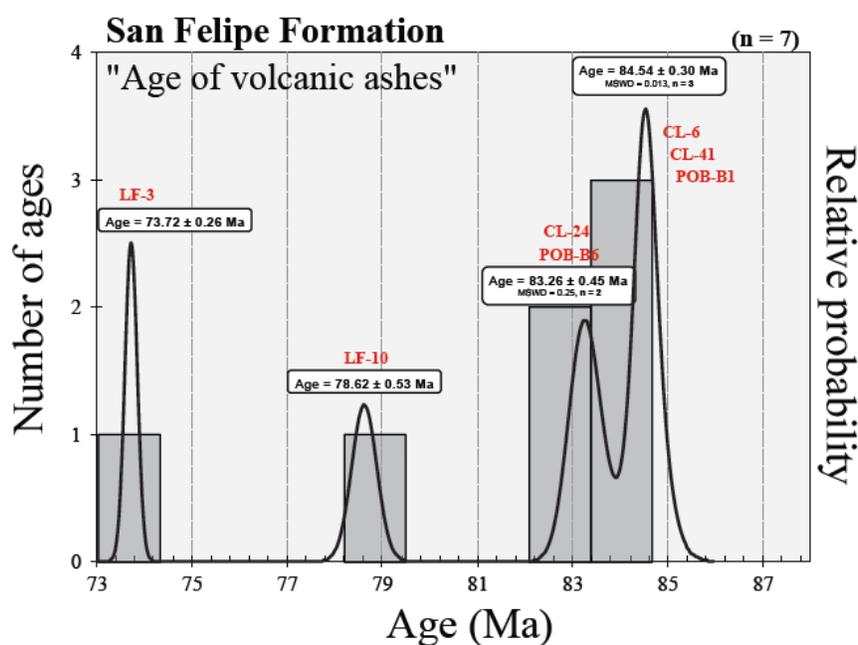


Figura 5. Resumen de la geocronología U-Pb en circon para la toba alterada de la Formación San Felipe (localidades LF = La Fábrica; CL = Cerro Labradores; POB = Pedro Carrizales).

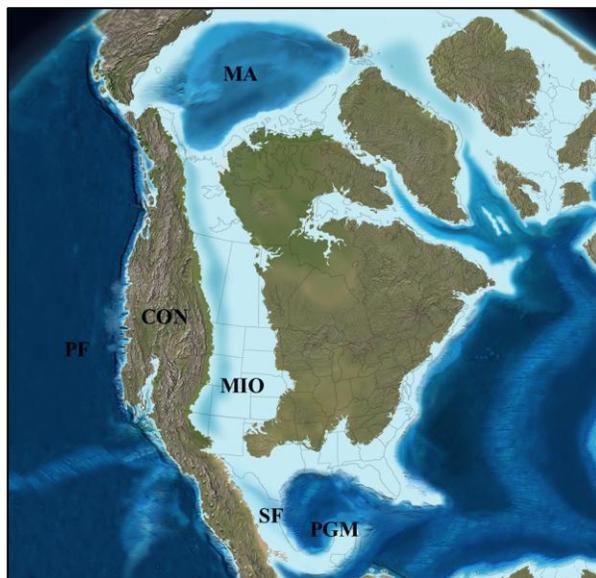


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica de Norteamérica para el Cretácico Superior (85 Ma; Blackey, 2015). Abreviaturas: PF = Placa Farallón, CON = Cordillera Occidental de Norteamérica, MIO = Mar Interior Occidental, MA = Mar Ártico, PGM = Proto-Golfo de México, SF = Región Noreste de México donde se distribuye la Formación San Felipe.

REFERENCIAS

- Becerra González, C. 2006. Estudio geoquímico y mineralógico de los sedimentos clásticos de la Formación San Felipe, NE de México. Tesis de Licenciatura (Ing. Geólogo), Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., 126 p.
- Blakey, R. 2015. Late Cretaceous paleogeographic map. Colorado Plateau Geosystems, Inc., Acceso: <http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/namK85.jpg>
- Christidis, G.E., Huff, W.D. 2009. Geologic aspects and genesis of bentonites. *Elements* 5, 93-98.
- DeCelles, P.G. 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S. *American Journal of Science* 304, 105-168.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda, G.M., Marrett, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 1-26.
- Goldhammer, R.K. 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of north east México: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north – central México. *Geological Society of America Special Paper* 340, 1-58.
- González Alejandro, A.G., Martínez Limas, N.A. 2009. Formación San Felipe: Caracterización mineralógica y geoquímica de rocas clásticas en el N de la Sierra Madre Oriental, NE de México. Tesis de Licenciatura (Ing. Geólogo), Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., 149 p.
- Martínez Paco, M. 2012. Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en Cerro de Labradores, Galeana, N.L., Sierra Madre Oriental. Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., 96 p.
- Miall, A.D., Catuneanu, O., Vakarelov, B.K., Post, R. 2008. Chapter 9: The Western Interior Basin. En: Miall, A.D. (Ed.), *Sedimentary Basins of the World*, p. 329-362.
- Michalzik, D. 1996. Stratigraphy and paleogeographic of the Northeast Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic – Lowermost Cretaceous). *Zentralblatt Geologische und Paläontologie* 9/10, 11-19.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C. 1997. X-Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 371 p.
- Muir, J.M. 1936. Geology of Tampico, Mexico. American Association of Petroleum Geologists Report, 280 p.

- Navarro Gutiérrez, N. R. (2010). Estudio mineralógico y geoquímico de la Formación San Felipe en Iturbide, N.L. Tesis de Licenciatura (Ing. Geólogo Mineralogista), Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., 81 p.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. 1987. Sand and sandstone. 2da. Edición. Springer, New York, 553 p.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, 352 p.
- Seibertz, E. 1988. El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. I – Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inoceramidos en el estado de Nuevo León (Turoniano, NE México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra UANL Linares* 3, 9-29.
- Serna Pedraza, A.A. 2011. Estudio mineralógico y geoquímico de tobas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Juan Capitán, Rumbo Nuevo, Tamaulipas, México. Tesis de Licenciatura (Ing. Geólogo Mineralogista), Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 87 p.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. 2010. U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research* 34, 5-18.

[PE08]

GEOCHEMISTRY OF THE CLASTIC ROCKS OF THE MORITA FORMATION, NORTHERN SONORA, MEXICO: IMPLICATIONS FOR PALEOWEATHERING AND TECTONIC SETTING

E. Ramírez-Montoya¹, J. Madhavaraju², R. Monreal¹ & C.M. González-León²

¹*Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora 83000, México*
E-mail: erikramirezmontoya@gmail.com

²*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora 83000, México*
E-mail: mj@geologia.unam.mx

The Morita Formation in Sonora is represented by a terrigenous sedimentary sequence with few intercalations of volcanic tuff that was deposited during the Lower Cretaceous. The total thickness of this formation varies from 280 to 1200 m in Sonora. Paleocurrent and source rocks characteristics of this formation indicate that it was deposited by the fluvial systems with direction of transport from west to east. Major, trace and rare earth elemental geochemistry were carried out on the terrigenous rocks of the Morita Formation to interpret the paleoweathering conditions and tectonic setting of the source rocks.

The majority of the terrigenous rocks are classified as subarkose and litharenite. Geochemically, rare earth elements (REEs) concentrations are significantly different in sandstone, siltstone and shale samples. Sandstone, siltstone and shale samples of the Morita Formation show LREE enriched, flat HREE patterns with significant negative europium anomaly. The chemical index of alteration (CIA) values and $Al_2O_3-CaO^*+Na_2O-K_2O$ (A-CN-K) diagram for sandstone, siltstone and shale samples suggest that these sedimentary rocks were derived from weakly to highly weathered source rocks. K_2O/Na_2O vs SiO_2 , Al_2O_3/SiO_2 vs Fe_2O_3+MgO , $TiO_2 + Fe_2O_3+MgO$ tectonic setting discrimination diagrams indicate the passive and active continental margin setting for the terrigenous rocks of the Morita Formation. The chondrite-normalized REE patterns of the studied samples are characterized by LREE enrichment, significant negative Eu anomaly and flat HREE similar to upper continental crust that consists mainly of felsic rocks in the source area. In addition, La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co and Cr/Th ; lower values of TiO_2 , Sc , Cr and Ni as well as Eu anomalies support a felsic source for these rock types.

[PE09]

INORGANIC GEOCHEMISTRY A TOOL OF SEDIMENTARY BASIN ANALYSIS –
CONCEPTS, MODELS, AND IDEAS

Uwe Jenchen¹, Manuel Ángel Maldonado-Leal¹, Andrés Ramos-Ledezma¹, Pedro Rodríguez-Saavedra¹,
Adalberto Treviño-Cázares¹, Sóstenes Méndez-Delgado¹, Vsevolod Yutis², Dirk Masuch-Oesterreich³, Ignacio
Navarro de León¹, Cosme Pola-Símula¹, Héctor de León-Gómez⁴ & Francisco Medina-Barrera¹

¹Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Ex - Hacienda de Guadalupe, Carretera a Cerro Prieto Km. 8; 67700 Linares, Nuevo León, Mexico

E-mail: uwe.jenchen@gmail.com

²Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnología, División de Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, Mexico

³Consulting geologist; Linares, Nuevo León, Mexico

⁴Facultad de Ingeniería Civil, UANL; Monterrey, N.L., Mexico

Sandstone analysis in outcrops of actual production and exploration areas of siliciclastic systems, is becoming of major interest in basin analysis in Mexico. Analogues of outcrops to existing production and exploration areas help to optimize exploration and development. The present study shows the application of classical petrography and inorganic geochemistry (Major-, Trace-, and Rare Earth Elements) in the comparison of following two study areas:

(1) The *Paleogene Chicontepec system* is located as a play in the Tampico-Misantla Basin being part of the petroleum bearing basins in the Western Gulf of Mexico. During the Paleocene to Eocene turbidity sequences were deposited in the Sierra Madre foreland, eroding a paleo channel system between the Sierra Madre Oriental in the west and the Tuxpan Platform in the east, receiving its sediments from the mainly carbonate rocks of the Sierra Madre Oriental.

(2) The *Sierra de Chiapas*, situated in the southeastern Mexican Republic. Surrounding geological elements are the Chiapas Massif in the south, the Yucatan carbonate platform in the east, and the Chiapas-Tabasco basin in the north, being also part of the petroleum bearing basins in the Western Gulf of Mexico. Sediments transported in turbidity systems were deposited during the Paleocene to the Lower Miocene. Miocene deposits are comparable to the oil bearing sandstones of the "Salina del Istmo" basin.

In relation to the "classical" techniques of sedimentary petrography, the analysis of inorganic geochemistry is somewhat hidden in the tools of sedimentary petrology. The fact is (however) that the quality of the "raw" data of sedimentary petrography generated by the experience of the researcher is already influenced by a first form of interpretation. Geochemical analysis, meanwhile allow the generation of raw data with high quantity or sample density without significant variations in quality to form a perfect complementary or independent tool of sandstone petrology. Compared to igneous rocks, sediments are not generated in a chemical equilibrium of a defined magma. The composition of siliciclastic rocks is defined by the mineralogical composition, the type of source rock; geotectonic environment, facies, climate and, finally of diagenesis. These processes overlap each other and difficult the interpretation of the geochemical data. However, the case studies show that a discrimination of these influences is possible.

Sesión Estadística I / 15.10.2015

[ES01]

¿CÓMO REEMPLAZAR BENÉFICAMENTE LOS DIAGRAMAS TERNARIOS POR LOS BIVARIADOS?

Surendra P. Verma

Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Mor. 62580, México

E-mail: spv@ier.unam.mx

Este trabajo se basa principalmente en dos artículos por el propio autor (Verma, 2012, 2015a) e ilustra un ejemplo reciente de geoquimiometría (Verma, 2005). Los problemas con el manejo estadístico de datos composicionales han sido señalados por hace muchas décadas (p. ej., Pearson, 1897; Chayes, 1960; Aitchison, 1986; Egozcue *et al.*, 2003; Agrawal y Verma, 2007; Filzmoser *et al.*, 2009; Verma, 2010; Buccianti, 2013). Su solución se relaciona con las transformaciones logarítmicas (Aitchison, 1986; Egozcue *et al.*, 2003).

Los diagramas ternarios han estado en uso ahora por más de cien años (Becke, 1897). Los problemas con este tipo de diagramas han sido señalados por varios investigadores (Butler, 1979; Howard, 1994; Philip *et al.*, 1987; Verma, 2012, 2015a). Los diagramas ternarios han sido ampliamente usados en la literatura geocientífica. Se pueden consultar los libros de petrología analítica (Ragland, 1989), geoquímica de gases (Ottonello, 1997), geotermometría de fluidos geotérmicos (Arnórsson, 2000), petrogénesis de granitos (Rollinson, 1993; Hall, 1996), química y clasificación de aguas subterráneas (Appelo y Postma, 2005); clasificación de rocas ígneas (Le Maitre *et al.*, 2002); petrología de rocas ígneas y metamórficas (Spear, 1995; Hall, 1996; Young, 1998); diagramas de fase y termodinámica (Nicholls y Russell, 1990; Young, 1998; Gasparik, 2003); petrografía, petrología y procedencia de rocas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985) y discriminación tectónica (Rollinson, 1993). Usando simulación Monte Carlo, Verma (2012, 2015a) demostraron claramente que es recomendable abandonar los diagramas ternarios. En vez de desarrollar más estos argumentos, es de mayor utilidad elaborar la metodología para reemplazar los diagramas ternarios por los bivariados.

Con el fin de ilustrar esto, vamos a considerar un diagrama ternario Zr–3Y–Ti/100 (Figura 1) ampliamente usado para la discriminación tectónica (Pearce y Cann, 1983). Con una base de datos de rocas ígneas de arcos de isla, arcos continentales, rifts continentales, islas oceánicas y dorsales oceánicas, Verma (2015a) evaluó el comportamiento de este diagrama y encontró que la discriminación correcta para los ambientes de arco, interior de la placa y dorsal oceánica son muy baja (<25%), aceptable (86%) e inexistente (0%), respectivamente. Para mayores detalles, se recomienda consultar la Tabla 1 del trabajo de Verma (2015a). A pesar de estas deficiencias, el diagrama ha sido ampliamente usado y aún se encuentra en uso generalizado.

Verma (2015a) propuso, como una mejor alternativa, el uso de cualquier de los diagramas bivariados basados en las transformaciones aditiva, centrada o isométrica (Aitchison, 1986; Egozcue *et al.*, 2003). Cuando se usó la misma base de datos de 3743 muestras de basaltos, todas las transformaciones logarítmicas fueron equivalentes. Se obtuvo el mismo diagrama (Figura 2), con la discriminación tectónica correcta mucho mejor que el diagrama ternario original de Pearce y Cann (1973).

La misma base de datos que fue usada para evaluar el diagrama popular de Pearce y Cann (1973) con éxito o discriminación correcta de <25%, 86% y 0% para arco, interior de la placa y dorsal oceánica, ahora arrojó en la Figura 2 valores de ~ 46%, ~ 89% y ~ 61%, respectivamente (Verma, 2015a).

A continuación, recordemos que la técnica multivariable de análisis discriminante lineal usada requiere que los datos log-transformados presenten una distribución multinormal (Morrison, 1990). Se pudo lograr esto mediante el programa OYNYL modificado (Verma *et al.*, 2006a). El nuevo procesado de la base de datos arrojó la discriminación correcta parecida (o mejor en algunos casos; Figura 3) a la de la Figura 2 (Verma, 2015a). Se recomienda usar la transformación isométrica (Egozcue *et al.*, 2003).

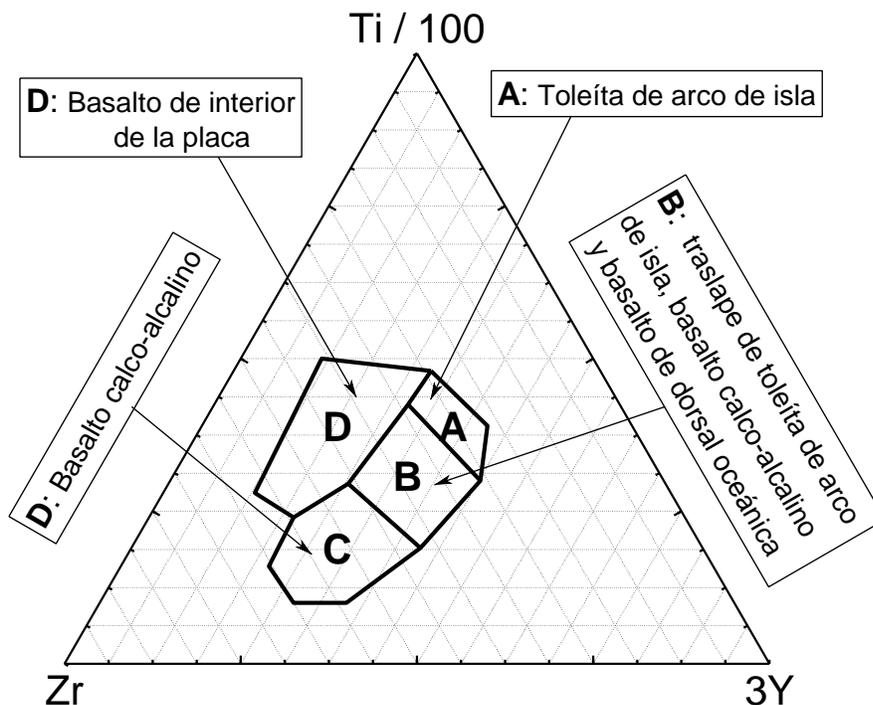


Figura 1. Diagrama ternario de Pearce y Cann (1973) ampliamente usado (con más de 3000 citas bibliográficas según *google search*) y evaluado con una base de datos de ambientes conocidos por Verma (2015a)

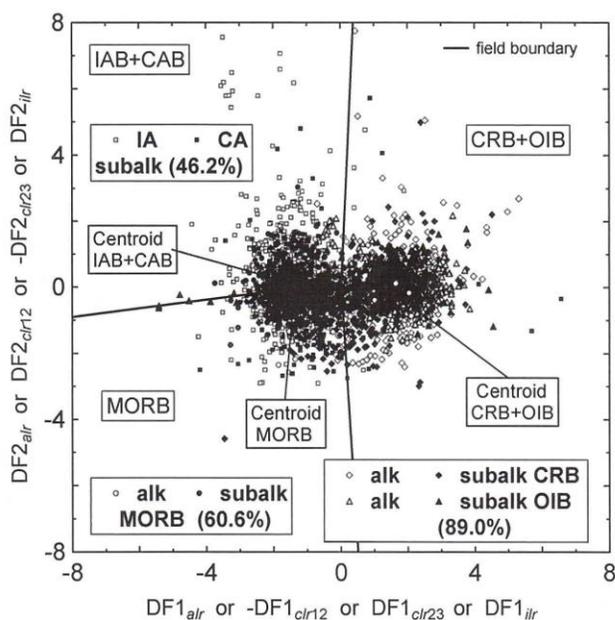


Figura 2. Diagrama bivariado nuevo de Verma (2015a) que funciona mucho mejor que el ternario de Pearce y Cann (1973).

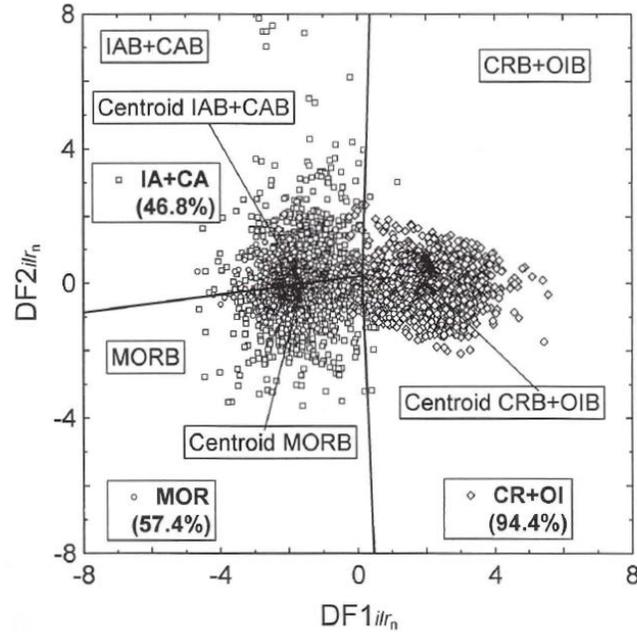


Figura 3. Diagrama bivariado nuevo de Verma (2015a) basado en la transformación isométrica de Egozcue *et al.* (2003); este diagrama se recomienda para reemplazar el diagrama ternario de Pearce y Cann (1973)

Con esta mejoría sustancial, es obvio que debemos recurrir al reemplazo de otros diagramas ternarios. Cabe mencionar que este nuevo diagrama (Figura 3) cuenta con tres dimensiones log-transformadas de Zr, Y y Ti. Dado que hay ninguna restricción en usar más dimensiones, o sea, en incluir otros elementos, se puede lograr aún mejores resultados como ha sido propuesto por Verma *et al.* (2006b), Agrawal *et al.* (2008) y Verma y Agrawal (2011) para rocas ígneas básicas y ultrabásicas; por Verma SP y Verma SK (2013) para rocas intermedias; y por Verma *et al.* (2012, 2013a) para rocas ácidas. De esta manera, se tienen 50 diagramas multidimensionales relativamente nuevas para la discriminación tectónica de rocas ígneas.

Además de los trabajos originales, estos diagramas ya han sido ampliamente probados y usados por nuestro grupo en un gran número de trabajos arbitrados (p. ej., Sheth, 2008; Verma *et al.*, 2011; Pandarinath y Verma, 2013; Verma y Oliveira, 2013, 2015; Verma SK y Verma SP, 2013; Pandarinath, 2014a, 2014b; Velasco-Tapia, 2014; Rivera-Gómez y Verma, 2015; Verma, 2015b, 2015c).

Para su uso, se han desarrollados programas de cómputo SINCLAS (Verma *et al.*, 2002, 2003), IgRoCS (Verma y Rivera-Gómez, 2013a), DODESSYS (Verma y Díaz-González, 2012); UDASYS (Díaz-González y Cruz-Huicochea, 2013; Verma *et al.*, 2013b), TecD (Verma y Rivera-Gómez, 2013b), TecDIA (Verma *et al.*, 2015). Por lo tanto, se prevé el uso generalizado de estos diagramas por la comunidad científica mundial.

De igual manera, los diagramas para rocas sedimentarias siliciclásticas han sido adversamente evaluados (Armstrong-Altrin y Verma, 2005) y nuevos diagramas están siendo propuestos (Verma y Armstrong-Altrin, 2013, 2015) para reemplazarlos.

Finalmente, debo enfatizar que aunque se ha contado con un progreso sustancial, aún falta mucho que hacer para lograr éxito en el tema de reemplazo de diagramas convencionales por diagramas multidimensionales.

Este trabajo fue apoyado por el proyecto PAPIIT-UNAM RN104813 e interno IER-UNAM TecDIA.

Referencias

- Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50, 1057-1079.
- Agrawal, S., Verma, S.P. 2007. Comment on "Tectonic classification of basalts with classification trees" by Pieter Vermeesch 2006. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 3388-3390.
- Aitchison, J. 1986. *The statistical analysis of compositional data*. London, UK: Chapman and Hall.
- Appelo, C.A.J., Postma, D. 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution* (2nd ed.). Rotterdam: A.A. Balkema.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology* 177, 115-129.
- Arnórsson, S. (Ed.). 2000. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Becke, F. 1897. Gesteine der Columbretes. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 16, 308-336.
- Buccianti, A. 2013. Is compositional data analysis a way to see beyond the illusion? *Computers & Geosciences* 50, 165-173.
- Butler, J.C. 1979. Trends in ternary petrologic variation diagrams - fact or fantasy? *American Mineralogist* 64, 1115-1121.
- Chayes, F. 1960. On correlation between variables of constant sum. *Journal of Geophysical Research* 65, 4185-4193.
- Díaz-González, L., Cruz-Huicochea, R. 2013. Aplicación de las pruebas estadísticas de discordancia y significancia en la comparación del vulcanismo dacítico de la parte central de Cinturón Volcánico Mexicano Application of discordancy and significance statistical tests for the comparison of dacitic volcanism from the central part of the Mexican Volcanic Belt. *Nova Scientia* 6, 158-178.
- Egozcue, J.J., Pawłowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G., Barceló-Vidal, C. 2003. Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology* 35, 279-300.
- Filzmoser, P., Hron, K., Reimann, C. 2009. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: problems and possibilities. *Science of the Total Environment* 407, 6100-6108.
- Gasparik, T. 2003. *Phase diagrams for geoscientists: an atlas of the Earth's interior*. Berlin: Springer.
- Hall, A. 1996. *Igneous petrology* (Second edition ed.). Essex, England: Longman.
- Howard, J.L. 1994. A note on the use of statistics in reporting detrital clastic compositions. *Sedimentology* 41, 747-753.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., et al. 2002. *Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Morrison, D.F. 1990. *Multivariate statistical methods* (Third ed.). New York: McGraw-Hill Publishing Co.
- Nicholls, J., Russell, J.K. (Eds.) 1990. *Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes*: Mineralogical Society of America.
- Ottonello, G. 1997. *Principles of geochemistry*. New York: Columbia University Press.
- Pandarínath, K. 2014a. Tectonomagmatic origin of Precambrian rocks of Mexico and Argentina inferred from multi-dimensional discriminant-function based discrimination diagrams. *Journal of South American Earth Sciences* 56, 464-484.
- Pandarínath, K. 2014b. Testing of the recently developed tectonomagmatic discrimination diagrams from hydrothermally altered igneous rocks of 7 geothermal fields. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 412-426.
- Pandarínath, K., Verma, S.K. 2013. Application of four sets of tectonomagmatic discriminant function based diagrams to basic rocks from northwest Mexico. *Journal of Iberian Geology* 39, 181-195.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- Pearson, K. 1897. Mathematical contribution to the theory of evolution. - on a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proceedings of the Royal Society of London* 60, 489-502.
- Philip, G.M., Skilbeck, C.G., Watson, D.F. 1987. Algebraic dispersion fields on ternary diagrams. *Mathematical Geology* 19, 171-181.

- Ragland, P.C. 1989. *Basic analytical petrology*. New York: Oxford University Press.
- Rivera-Gómez, M.A., Verma, S.P. 2015. Evaluation of 55 multidimensional tectonomagmatic discrimination diagrams from fresh and hydrothermally altered rocks. *Geologica Carpathica*, submitted.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman Scientific Technical.
- Sheth, H.C. 2008. Do major oxide tectonic discrimination diagrams work?: evaluating new log-ratio and discriminant-analysis-based diagrams with Indian Ocean mafic volcanics and Asian ophiolites. *Terra Nova* 20, 229-236.
- Spear, F.S. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths* (Second printing (corrected) ed.). Washington, D.C.: Mineralogical Society of America.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Velasco-Tapia, F. 2014. Multivariate analysis, mass balance techniques, and statistical tests as tools in igneous petrology: Application to the Sierra de las Cruces Volcanic Range (Mexican Volcanic Belt). *The Scientific World Journal*, Article ID 793236, 32 pages.
- Verma, S.K., Oliveira, E.P. 2013. Application of multi-dimensional discrimination diagrams and probability calculations to Paleoproterozoic acid rocks from Brazilian cratons and provinces to infer tectonic settings. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 117-146.
- Verma, S.K., Oliveira, E.P. 2015. Tectonic setting of basic igneous and metaigneous rocks of Borborema Province, Brazil using multi-dimensional geochemical discrimination diagrams. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 309-317.
- Verma, S.K., Verma, S.P. 2013. Identification of Archaean plate tectonic processes from multidimensional discrimination diagrams and probability calculations. *International Geology Review* 55, 225-248.
- Verma, S.K., Pandarinath, K., Verma, S.P. 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review* 54, 325-347.
- Verma, S.P. 2005. *Estadística básica para el manejo de datos experimentales: aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*. México, D.F.: UNAM.
- Verma, S.P. 2010. Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 185-238.
- Verma, S. P. 2012. Geochemometrics. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 276-298.
- Verma, S.P. 2015a. Monte Carlo comparison of conventional ternary diagrams with new log-ratio bivariate diagrams and an example of tectonic discrimination. *Geochemical Journal* 49, 393-412.
- Verma, S.P. 2015b. Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24, 111-164.
- Verma, S.P. 2015c. Present state of knowledge and new geochemical constraints on the central part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc in terms of near and far trench magmas. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24, 398-460.
- Verma, S.P., Agrawal, S. 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 24-44.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S. 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology* 355, 117-133.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S. 2015. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings: Past and present. *Sedimentary Geology*, submitted.
- Verma, S.P., Díaz-González, L. 2012. Application of the discordant outlier detection and separation system in the geosciences. *International Geology Review* 54, 593-614.
- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A. 2013a. Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes* 36, 115-124.

- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A. 2013b. New computer program TecD for tectonomagmatic discrimination from discriminant function diagrams for basic and ultrabasic magmas and its application to ancient rocks. *Journal of Iberian Geology* 39, 167-179.
- Verma, S.P., Verma, S.K. 2013. First 15 probability-based multi-dimensional discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post-emplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 931-995.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodríguez, Z.T. 2002. SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences* 28, 711-715.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F. 2003. A revised CIPW norm. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 83, 197-216.
- Verma, S.P., Díaz-González, L., Sánchez-Upton, P., Santoyo, E. 2006a. OYNYL: a new computer program for ordinary, York, and New York least-squares linear regressions. *WSEAS Transactions on Environment and Development* 2, 997-1002.
- Verma, S.P., Guevara, M., Agrawal, S. 2006b. Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science* 115, 485-528.
- Verma, S.P., Verma, S.K., Pandarinath, K., Rivera-Gómez, M.A. 2011. Evaluation of recent tectonomagmatic discrimination diagrams and their application to the origin of basic magmas in Southern Mexico and Central America. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1501-1525.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., Agrawal, S. 2013a. Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos* 168-169, 113-123.
- Verma, S.P., Cruz-Huicochea, R., Díaz-González, L. 2013b. Univariate data analysis system: deciphering mean compositions of island and continental arc magmas, and influence of underlying crust. *International Geology Review* 55, 1922-1940.
- Verma, S.P., Cruz-Huicochea, R., Díaz-González, L., Verma, S.K. 2015. A new computer program TecDIA for multidimensional tectonic discrimination of intermediate and acid magmas and its application to the Bohemian Massif, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, submitted.
- Young, D.A. 1998. *N.L. Bowen and crystallization-differentiation: the evolution of a theory*. Washington D.C.: Mineralogical Society of America.

SESIÓN PETROLOGÍA II / 15.10.2015

[PE10]

REVISIÓN DEL USO Y RESTRICCIONES DE LA TERMOBAROMETRÍA DEL ANFÍBOL EN SISTEMAS MAGMÁTICOS: EJEMPLO DEL MAGMATISMO DEL SUROCCIDENTE DE MÉXICO

Pedro Corona Chávez¹, María del Sol Hernández Bernal², Peter Schaaf³ y Gabriela Solís Pichardo³

¹Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de de Ciencias de la Tierra

E-mail: pcoronachavez@gmail.com

²Universidad Nacional Autónoma de México, Escuela Nacional de Estudios Superiores, Morelia

³Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica

Uno de los principales problemas para el estudio de los complejos plutónicos como un sistema magmático, consiste en la determinación de las condiciones de presión, temperatura, así como de otras variables termodinámicas que predominaron durante su emplazamiento en la corteza terrestre. Existen varios termobarómetros: óxidos Fe-Ti, Ti-in en zircon, Zr-in en titanita, etc; sin embargo, sin duda el más común se refiere al uso del anfíbol cálcico. El impacto de la precipitación del anfíbol durante el proceso de cristalización de un magma representa uno de los principales indicadores de saturación de algunos componentes claves en un magma (e.g. aH₂O, fO₂, ^{IV}Aluminio, Ti, Al-Tschermak), lo cual ha permitido la formulación de diversas ecuaciones que han sido usadas frecuentemente como termobarómetros en sistemas magmáticos y metamórficos y son de uso común para realizar cálculos muy aproximados de las condiciones de temperatura y presión de emplazamiento de plutones.

En este trabajo se presenta una breve revisión de las bases de las principales ecuaciones o termobarómetros asociados con el anfíbol cálcico en sistemas magmáticos y en particular para sistemas plutónicos. Se hace énfasis en la importancia del control y cuidado de las relaciones de campo y texturales como la principal restricción para el uso adecuado de cada termobarómetro.

Se presenta un ejemplo del magmatismo plutónico emplazado durante el Paleoceno-Eoceno en el suroccidente de México. Con base en la cartografía y el estudio geoquímico se observan relaciones estructurales complejas de mixing-mingling en un sistema petrológico hibridizado de gabro-granitoides. Desde el punto de vista textural se han determinado tres tipos de anfíbol: Magnesio-Hastingsita, Magnesio-Hornblenda y Pargasita-Tschermackitica. Por medio de los diversos cálculos realizados para los tres grupos de anfíbol nos dan tres condiciones físicas de emplazamiento relativamente diferentes: >980 a 950 °C y 4.5 a .5 Kb; >900 °C y 3.5 a 2 Kb; y 830 a >720 °C y 1.5 a 0.5 Kb. La cristalización de cada grupo de anfíbol revela que las condiciones más profundas y someras se asocian con el emplazamiento de al menos dos sistemas magmáticos diversos o *end member* plutónicos. Estos sistemas actualmente se encuentran asociados en campo como un solo sistema o complejo plutónico, en donde se requiere integrar todas las variables petrológicas, geoquímicas y mineralógicas para distinguir cada singular emplazamiento.

Esta participación es parte de los resultados del proyecto PAPIIT-IA104615

[PE11]

**ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL PROSPECTO MINERO
«SAN AGUSTÍN», DURANGO, MÉXICO**

**Carlos R. Corella-Santa Cruz¹, Francisco A. Paz-Moreno¹, Alberto J. Orozco-Garza²
y Saúl Herrera-Urbina¹**

¹*Maestría en Ciencias – Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora*

E-mail: ccorellas@gmail.com

²*Gerente de exploración – México, Argonaut Gold Corp.*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo aborda principalmente el apartado de geoquímica de la tesis de licenciatura intitulada «*Geología del prospecto minero San Agustín, Durango, México: Caracterización del magmatismo cenozoico y su implicación geodinámica, 2015*». El área de estudio está localizada aproximadamente a 100km al norte de la ciudad de Durango, en el municipio de San Juan del Río, a 10km al suroeste de la mina aurífera “El Castillo”. En esta área afloran rocas cretácicas de origen sedimentario, rocas hipabisales y rocas volcánicas terciarias; tanto las rocas hipabisales como las rocas detrítico-carbonatadas intrusionadas por estas, presentan mineralización aurífera. Las rocas volcánicas son más jóvenes y post-mineralización, y se encuentran representadas tanto por rocas lávicas como piroclásticas.

La secuencia detrítico-carbonatada se encuentra fuertemente plegada y fracturada, además ha sido intrusionada por un cuerpo hipabisal cuarzomonzonítico; estas dos litologías se encuentran alteradas (propilitizadas, argilizadas y/o silicificadas) y mineralizadas. Posterior al evento mineralizante, se presentan rocas volcánicas que inician con una secuencia de composición intermedia a félsica, representada por derrames dacíticos, andesíticos y un evento piroclástico de tobas cristalinas riolíticas. Sobreyaciendo a esta secuencia de manera discordante, ocurren rocas ignimbríticas riolíticas, seguidas por una unidad conglomerática de gran espesor que está siendo cubierta por basaltos vesiculares-amigdalares de supuesta edad cuaternaria. Este trabajo está enfocado al estudio geoquímico las rocas ígneas en este prospecto minero San Agustín y sus alrededores.

ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO

Se realizaron un total de 24 láminas delgadas así como análisis geoquímicos de roca total por óxidos mayores y elementos traza en 15 rocas ígneas, de las cuales las correspondientes al cuerpo hipabisal están alteradas. Cada muestra se trituró en una quebradora de quijadas de acero inoxidable Braun Chipmunk, ubicada en el Instituto de Geología de la UNAM, Estación Regional del Noroeste, hasta un tamaño <0.5 cm; posteriormente se empleó un molino de canicas de ágata Retsch S100, 250 ml, ubicado en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Depto. de Geología de la UNISON, resultando en un material finamente pulverizado (<10 µm) que fue cuarteado y alrededor de 50 gr fueron enviados al laboratorio comercial de ALS CHEMEX en Vancouver, Canadá, para su análisis.

Elementos mayores

La clasificación geoquímica de estas rocas fue realizada con los diagramas TAS: Le Bas *et al.* (1986) y Middlemost (1985), para clasificación de rocas volcánicas y plutónicas respectivamente, así como confirmada con un estudio petrográfico. En la Figura 1 se observan dos grupos principales: las rocas sub-alcalinas y las rocas alcalinas.

Dentro del primer grupo se presentan rocas cuarzomonzoníticas (Figura 1B) y riolíticas, dacíticas y andesíticas (Figura 1A) y, dentro del segundo, las lavas basálticas (Figura 1A). En el grupo de rocas sub-alcálinas (Figura 1B), el pórfido cuarzomonzonítico leucocrático de hornblenda-biotita se ubica en los campos de cuarzomonzonita y granodiorita, sin embargo considerando sus características petrográficas y la presencia de silicificación, se emplea la nomenclatura de cuarzomonzonita-monzonita. En el subgrupo conformado por la dacita porfídica-glomeroporfídica orientada de hornblenda-biotita, andesita porfídica orientada de clinopiroxenos, hornblenda-biotita, y la toba riolítica cristalina de biotita (Figura 1A), una de las muestras más alteradas está en el campo de traquidacita. La andesita presenta la particularidad de un valor elevado de $Mg\# = 65.4$, $[Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)]$ ocasionado por la presencia de agregados de clinopiroxeno.

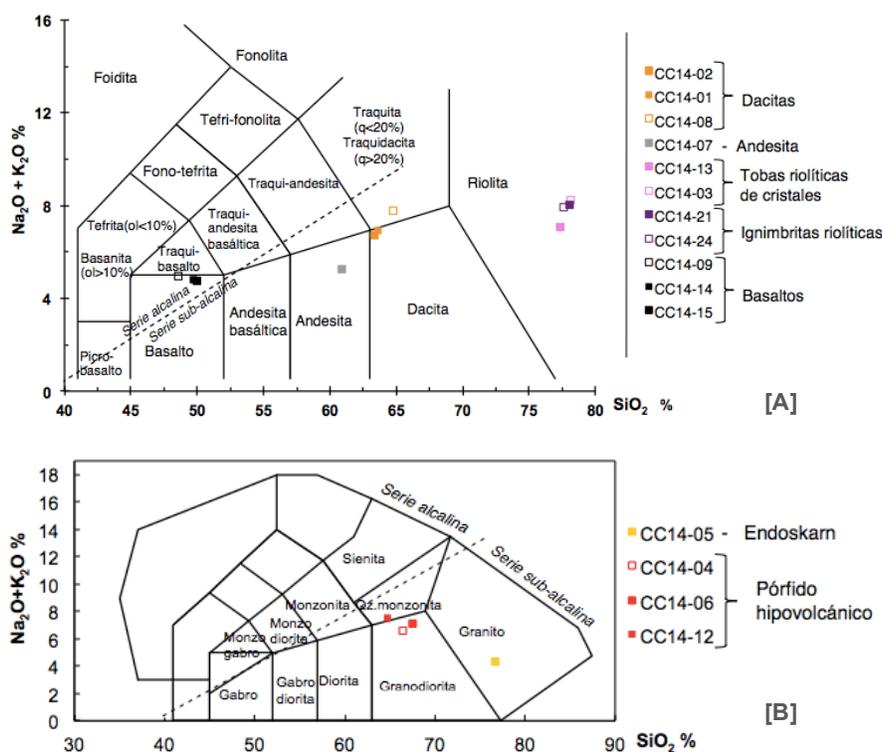


Figura 1. Diagramas TAS (Na_2O+K_2O / SiO_2) con línea discriminante de series magmáticas propuesta por Irvine y Baragar, 1971: [A] Le Bas *et al.* (1986); [B] Middlemost (1985).

Las rocas sub-alcálinas presentan una naturaleza de tipo calco-alcálica (Figura 2), sin embargo, debido a la presencia de hematita en algunas muestras, el diagrama propuesto por Miyashiro (1974) (Figura 2A) resulta en una gran dispersión, por lo que se empleó el diagrama de Miyashiro y Shido (1975) (Figura 2B), donde se observa nuevamente el efecto de los agregados de clinopiroxeno en la andesita, al aumentar el contenido en Cr en esta muestra.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 3) se observa que la totalidad de estas rocas presentan un alto contenido de K_2O , encontrándose en su mayoría, dentro del campo de *Serie de alto K*, mientras que las tobas riolíticas de cristales y la traquidacita entran en el campo de Shoshonitas, probablemente debido a la presencia de fragmentos de roca y al efecto de la alteración intensa respectivamente.

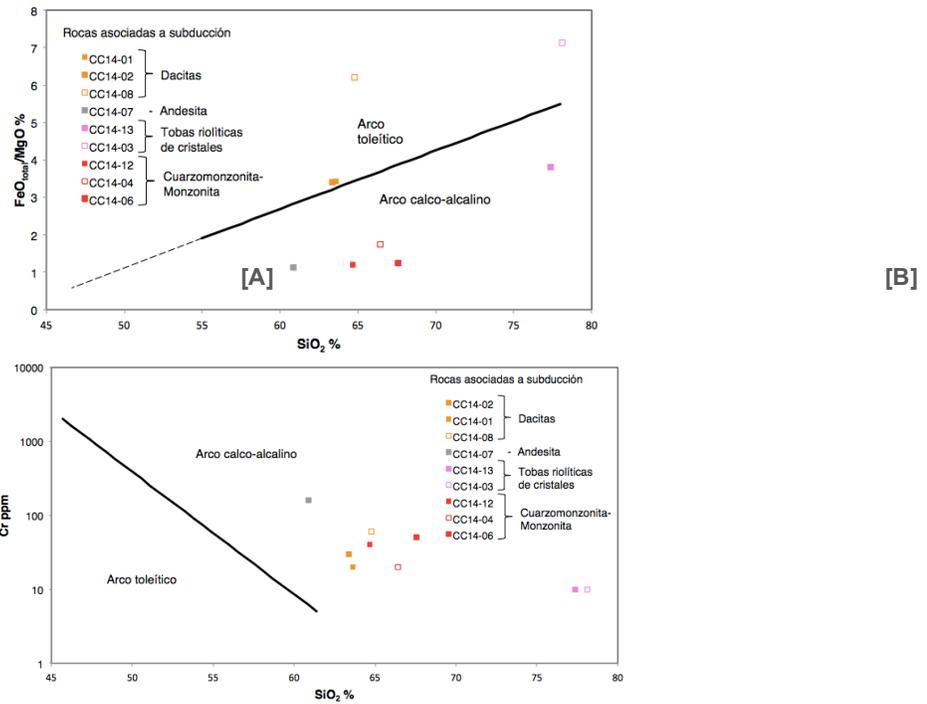


Figura 2. Diagramas de discriminación de series orogénicas de tipo margen continental activo: [A] Miyashiro (1974): elementos mayores; [B] Miyashiro y Shido (1975): elementos mayores y trazas.

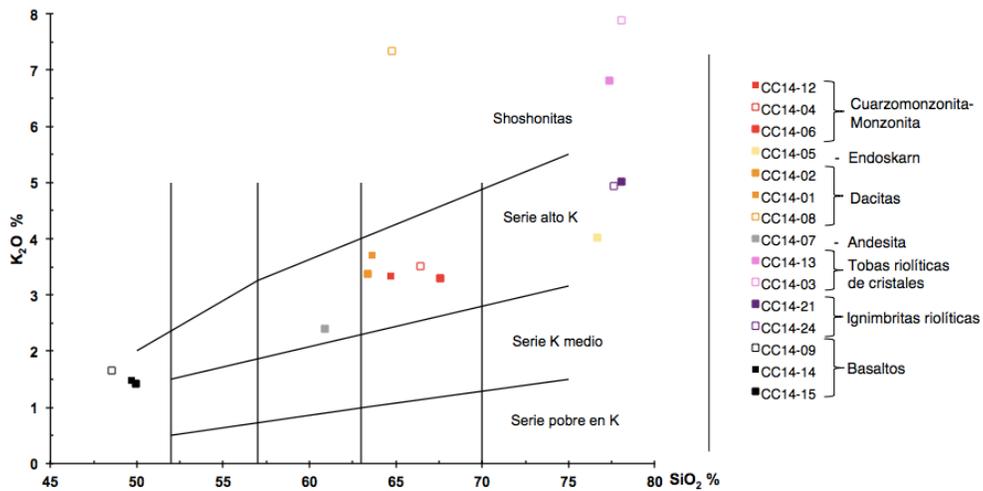


Figura 3. Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) donde se muestra el carácter potásico de las rocas.

Las ignimbritas riolíticas se caracterizan por la presencia de sanidina, fayalita y agregados de aenigmatita/arsfersonita así como la ausencia de minerales hidratados y cuarzo. Presentan un Índice de hiperalkalinidad [$IH = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 \geq 1$] con un valor > 0.82 , reflejando cierto grado de hiperalkalinidad manifestado en la petrografía, por lo que se empleó el diagrama de Macdonald (1974) para clasificación de rocas hiperalkalinas (Figura 4), que muestra el tipo comendita.

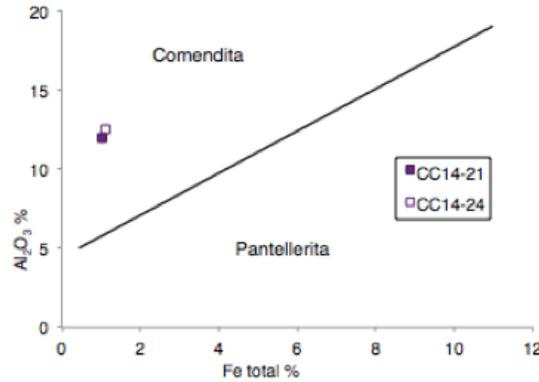


Figura 4. Diagrama de discriminación para rocas hipercalinas, según Macdonald (1974).

En el campo de rocas alcalinas (Figura 1) se encuentran basaltos porfídicos vesiculares de olivino, con matriz intergranular ligeramente afieltrada. Para este grupo se empleó además el diagrama de Coombs (1963) (Figura 5), donde se utilizan los minerales normativos en proporción molecular: *nefelina*, *diópsida*, *cuarzo*, *hiperstena* y *olivino*. Se calcula el punto sin correcciones y el análisis corregido con ajuste de Fe_2O_3 a 1.5%, base anhidra y normalizado al 100%, resultado en una barra cuya longitud representa la intensidad de la alteración. En la Figura 5 se observa que las muestras CC14-14 y CC14-15 están en el campo de basalto transicional con una mineralogía normativa de *olivino*, *diópsida* e *hiperstena*, mientras que la muestra CC14-09 entra en el campo alcalino, con *olivino*, *diópsida* y *nefelina* normativos.

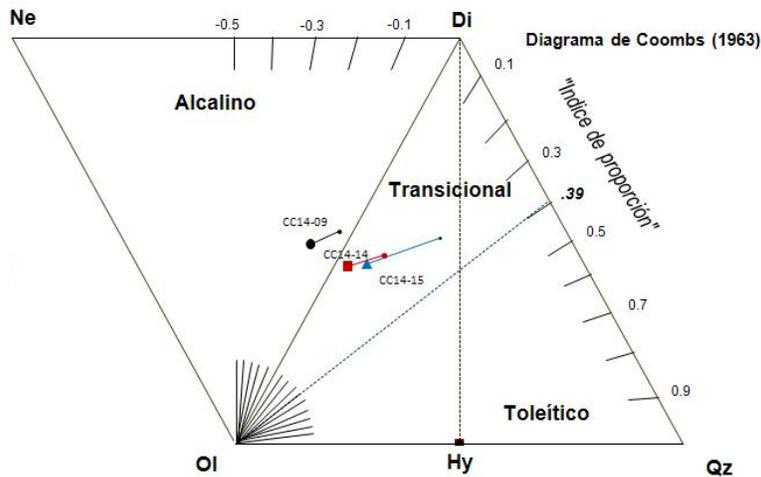


Figura 5. Diagrama de Coombs (1963) para la clasificación del tipo de serie magmática de basaltos, basado en la mineralogía normativa (proporción molecular); los valores corregidos con símbolo y sin corrección con punto.

Elementos traza

En los diagramas espectrales de Tierras Raras (REE) se muestra el valor de las anomalías presentes así como las pendientes del espectro; el cuerpo hipabisal muestra una anomalía negativa en Eu (Figura 6A) así como un sub-paralelismo con el endoskarn en las HREE. Las rocas volcánicas intermedio-félsicas calco-alcalinas muestran una anomalía negativa en Eu que se acentúa en los representantes más diferenciados (Figura 6B). Este grupo presenta, en los diagramas multielementales, una fuerte anomalía negativa en Nb-Ta respecto al Ba, negativa en P y Ti, y una anomalía positiva en Pb (Figura 7A, 7B).

Las ignimbritas riolíticas hipercalinas presentan una marcada anomalía negativa en Eu (Figura 6C), y en el diagrama multielemental, anomalías negativas en Ba, Nb-Ta, y positiva en Pb; están dentro del rango de las rocas hipercalinas de la región de Hermosillo, Sonora (Figura 7C). Por último, los basaltos alcalinos-transicionales presentan una leve anomalía positiva en Nd (Figura 6D), así como positiva en Ba y negativa en Pb (Figura 7D).

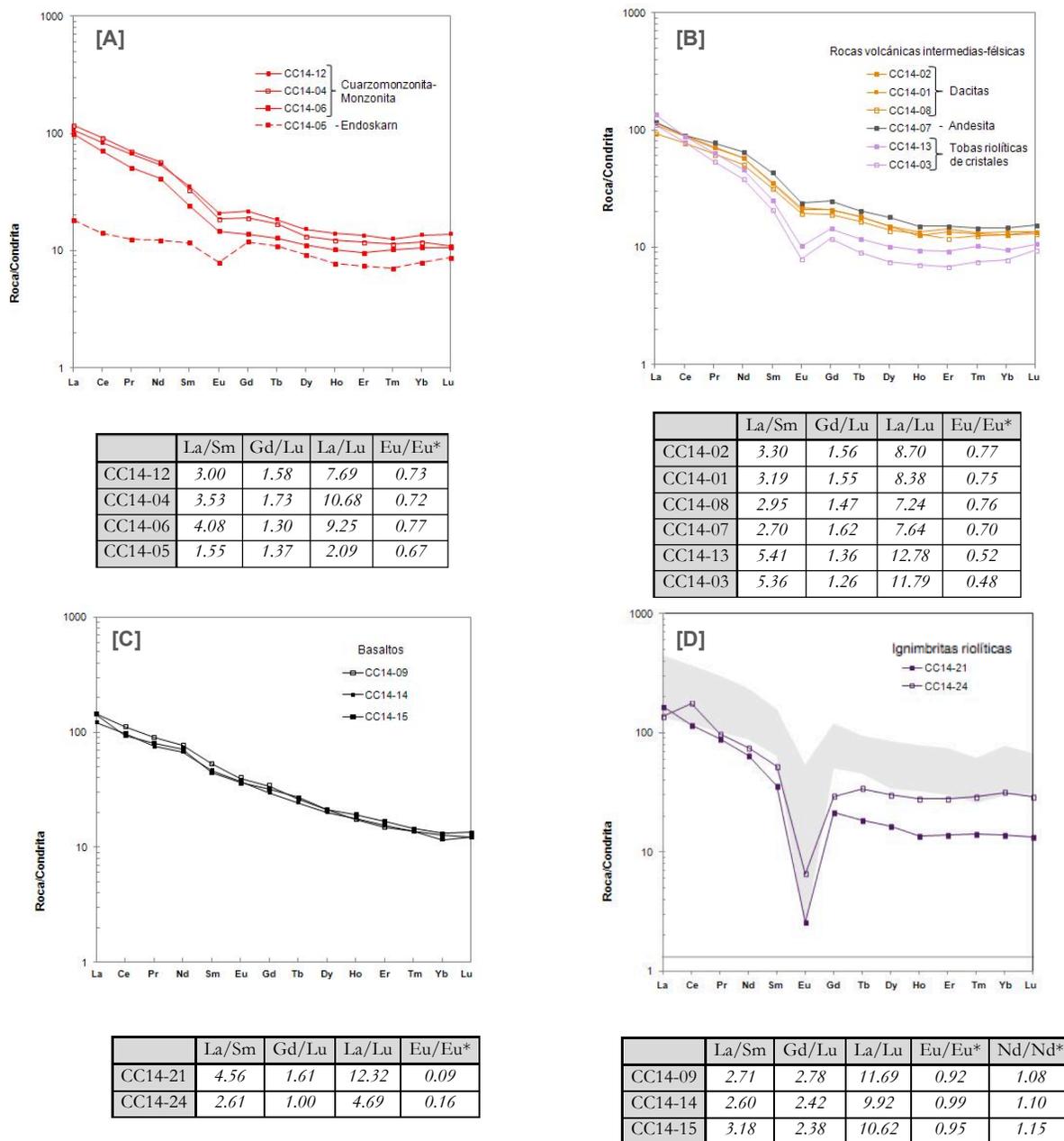
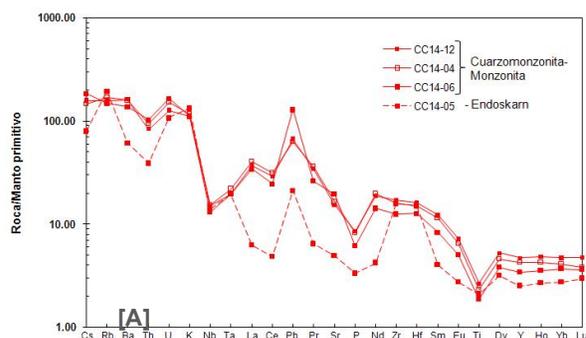
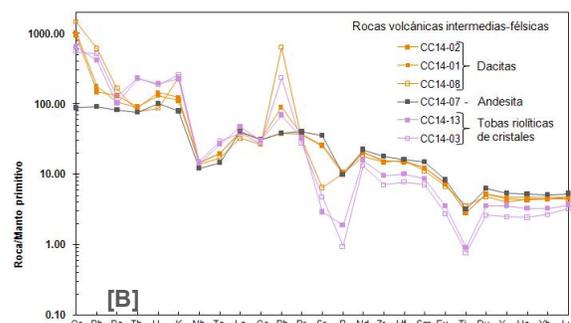


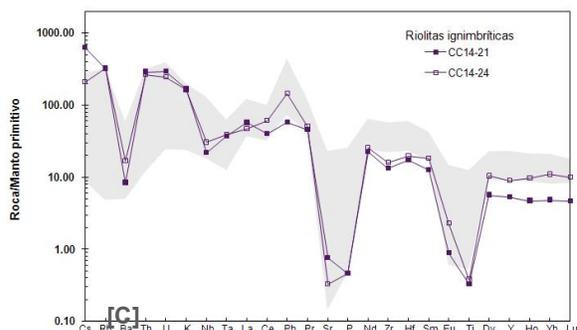
Figura 6. Diagramas de Tierras Raras normalizadas contra condrita tipo C1, las tablas muestran la anomalía negativa en Eu y positiva en Nd así como la pendiente del espectro de LREE y HREE. [A] Cuarzomonzonita y endoskarn. [B] Rocas volcánicas intermedias-félsicas. [C] Ignimbritas riolíticas, en color gris se muestra el rango del espectro de las ignimbritas hipercalinas de la región de Hermosillo, Sonora, tomadas de Vidal-Solano *et al.*, (2005). [D] Rocas basálticas.



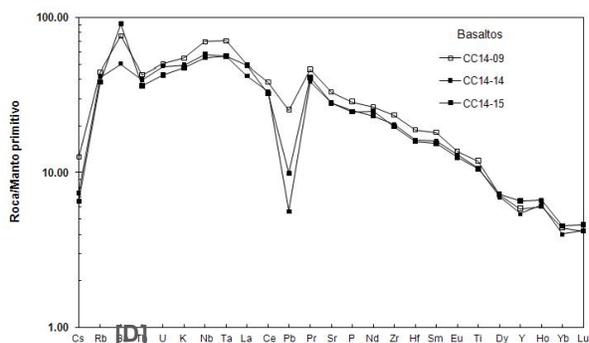
	Pb/Pb*	Nb/Nb*	Ta/Ta*
CC14-12	2.10	0.16	0.14
CC14-04	1.87	0.15	0.14
CC14-06	5.08	0.13	0.12
CC14-05	3.75	0.43	0.36



	Pb/Pb*	Nb/Nb*	Ta/Ta*
CC14-02	1.12	0.14	0.13
CC14-01	2.70	0.15	0.13
CC14-08	21.74	0.16	0.13
CC14-07	1.07	0.14	0.11
CC14-13	2.18	0.07	0.08
CC14-03	8.50	0.08	0.09



	Pb/Pb*	Nb/Nb*	Ta/Ta*
CC14-21	1.36	0.09	0.09
CC14-24	2.61	0.12	0.09



	Pb/Pb*	Ba/Ba*	Nb/Nb*	Ta/Ta*
CC14-09	0.60	1.64	0.94	0.69
CC14-14	0.16	1.17	0.96	0.64
CC14-15	0.27	2.31	0.88	0.65

Figura 7. Diagrama de Sun y McDonough (1989) normalizado a manto primitivo. Las tablas muestran las anomalías presentes en cada grupo litológico. [A] Cuerpo hipabisal cuarzomonzonítico comparado con endoskarn. [B] Rocas volcánicas intermedias-félsicas. [C] Ignimbritas riolíticas con tendencia hiperalcalina comparadas con ignimbritas hiperalcalinas de Hermosillo, Sonora (Vidal-Solano *et al.*, 2005) [D] Rocas basálticas.

CONCLUSIONES

Las rocas de naturaleza calco-alkalina corresponden a un ambiente formacional orogénico de tipo Margen Continental Activo (Figuras 6A-B y 7A-B) evidenciado por las anomalías y forma de su espectro, este carácter se refleja en una asociación mineralógica hidroxilada y una sobresaturación en sílice con la presencia de cuarzo modal y normativo; la presencia de anomalías en P y Pb indica una adición de sedimentos derivados de la placa subductada. Las ignimbritas riolíticas hiperalcalinas corresponden a un ambiente formacional anorogénico de tipo distensivo, con la marcada anomalía negativa en Eu característica de estas rocas, producida por el fraccionamiento de la plagioclasa. Los basaltos cuaternarios anorogénicos muestran un espectro en forma de joroba típico de ambientes intraplaca (Figura 7D), así como una anomalía negativa en Pb debida a una fuente de tipo MORB. El diagrama de Wood (1980) (Figura 8) muestra que los basaltos tienen una afinidad alcalina intraplaca, próxima al límite con E-MORB y toleitas intraplaca; el resto de las rocas presentan una afinidad calco-alkalina de margen continental activo. Esto es falso para las ignimbritas riolíticas hiperalcalinas debido a la evolución, asimilación y contaminación por la corteza calco-alkalina.

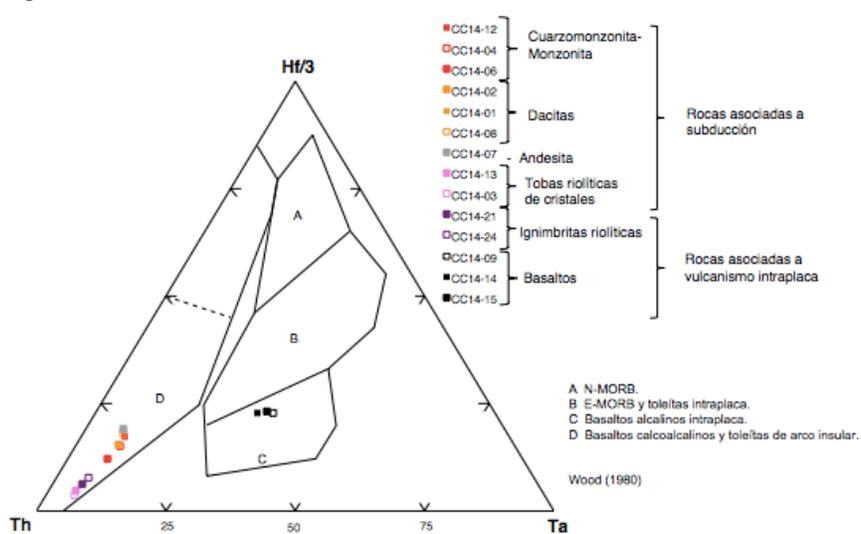


Figura 8. Diagrama de discriminación $[Th-Ta-Hf/3]$ de ambientes tectónicos para basaltos, según Wood (1980).

El área de estudio manifiesta el cambio de régimen tectónico de tipo Margen Continental Activo, representada por el cuerpo hipabisal cuarzomonzonítico y las rocas volcánicas intermedio-félsicas de naturaleza calco-alkalina, a un régimen distensivo representado por ignimbritas riolíticas hiperalcalinas y un volcanismo de tipo intraplaca-continental evidenciado por los basaltos de naturaleza alcalina-transicional.

REFERENCIAS

- Corella-Santa Cruz, C.R. Junio 2015. Geología del prospecto minero San Agustín, Durango, México: Caracterización del magmatismo cenozoico y su implicación geodinámica. Universidad de Sonora, Licenciatura, Depto. de Geología UNISON, 88 pp.
- Coombs, D.S. 1963. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxene as illustrated on the Diopside-olivine-silica diagram. *Mineralogical Society of America, Special Paper 1*, 227-250.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523 – 548.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Macdonald R. 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique* 38, 498-516.

- Middlemost, E.A.K. 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37, 215–224.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321-355.
- Miyashiro, A., Shido, F. 1975. Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *American Journal of Science* 275, 265-277.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Sun, S.S., McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication* 42, 313-345.
- Vidal-Solano J., Paz-Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant A., Cochemé, J.J. 2005. Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, Mexico): Geodynamic implications. *Comptes Rendus (Geoscience)* 337, 1421-1430.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.

[PE12]

**ORIGEN Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA EN LA SIERRA SANTA CATARINA Y
EL CAMPO MILPA ALTA, CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

**Darío Torres-Sánchez¹, Surendra P. Verma², Fernando Velasco-Tapia³, K.S.V. Subramanyam⁴,
Chakravadhanula Manikyamba⁴ y Pedro Rodríguez-Saavedra³**

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra - Posgrado, Ex – Hacienda de Guadalupe,
Carretera Linares-Cerro Prieto km. 8, Linares, N.L. 67700*

E-mail: dario.torressn@uanl.edu.mx

² *Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Privada Xochicalco s/n, Temixco, Mor. 62580.*

³ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. 67700*

⁴ *Geochemistry Division, CSIR-National Geophysical Research Institute, Uppal Road, Hyderabad-500007, India*

INTRODUCCIÓN

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es una de las provincias geológicas principales en el país, la cual se conforma de diversas estructuras del Mioceno al Reciente que se distribuyen en un área de 1000 km de longitud y con 50-300 km de ancho. El CVM se compone de ~8000 estructuras volcánicas, que incluyen estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, domos y calderas.

De acuerdo a la Tectónica de Placas, su origen inicialmente se relacionó a la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la de Norteamérica (e.g., Ferrari *et al.*, 2012). Sin embargo, diversas características geológicas, geofísicas y geoquímicas complican este modelo simple y han motivado un debate en relación a la génesis de los magmas. Esta problemática incluye: (a) los volcanes se encuentran orientados con un ángulo de 15-20° con respecto a la Trincheras Mesoamericana, (b) la falta de una zona Wadati-Benioff bien definida, y (c) la coexistencia en tiempo y espacio de magmas alcalinos y calco-alcalinos a lo largo de la provincia. Como consecuencia, se han propuesto hipótesis alternativas o complementarias, incluyendo modelos que involucran una pluma de manto (e.g., Márquez *et al.*, 1999) o una condición extensional (e.g., Verma, 2002). Adicionalmente, algunos autores han demostrado el papel relevante de la corteza continental en la generación de rocas félsicas por la fusión parcial, procesos de asimilación-cristalización fraccionada y/o mezcla de magmas (e.g., Velasco-Tapia *et al.*, 2013).

Por otro lado, la parte central del CVM (Figura 1) ha sido un área de importancia significativa para estudiar el origen y la evolución del vulcanismo mexicano, ya que incluye: (a) estrato-volcanes andesíticos-dacíticos (Nevado de Toluca, < 2.6 Ma; Iztaccíhuatl, < 2.0 Ma; Popocatepetl, < 0.73 Ma; and Tlaloc-Telapón, ~31 ka), (b) una sierra volcánica del Plioceno-Pleistoceno con orientación NNW-SSE (Sierra de las Cruces, 3.5 – 0.5 Ma), constituida por flujos de lava porfírica de composición dacítica y (c) un campo volcánico cuaternario de orientación E-W (Sierra de Chichinautzin, SCh, <40 ka) que incluye conos monogenéticos, volcanes escudo y domos. Sin embargo, existen varias localidades en esta región para las que la información petrográfica, química e isotópica es limitada o inexistente. Este es el caso de la denominada Sierra de Santa Catarina (SSC; Figura 2), un alineamiento E-NE de conos volcánicos del Cuaternario y sus flujos de lava asociados, localizada al SE de la cuenca de México (Lugo-Hubp *et al.*, 1994). Por otra parte, hacia el sur, entre la SSC y la SCh, ocurren un gran número de afloramientos volcánicos (flujos de <7.5 m de longitud y ~1-2 m de espesor), los cuales se han designado en este trabajo como Campo Milpa Alta (CMA; Figura 2).

OBJETIVO

A fin de contribuir a una mayor comprensión sobre el vulcanismo en la parte central del CVM, se ha iniciado el desarrollo de una investigación, cuyo objetivo general es el proponer un modelo de origen y evolución magmática para la SSC y el CMA, así como establecer su relación con el vulcanismo de zonas colindantes. De forma

particular, en este trabajo, se reporta un análisis preliminar para la SSC y el CMA, basado en información generada y en reportes previos de Wallace y Carmichael (1999), Velasco-Tapia y Verma (2013), Arce *et al.* (2015) y Guilbaud *et al.* (2015).

GEOLOGÍA

La SSC está constituida por una serie de conos que se alinean a través de ~10 km en dirección E-W (Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecon, Mazatepec, Tecuatzi, Santa Catarina o Guadalupe, La Caldera; Lugo-Hubp *et al.*, 1994), mostrando alturas relativas que alcanzan entre 60 y 300 m. La mayor parte de las estructuras son conos de escoria con pendientes de 30-40°, formadas de fragmentos angulosos de color negro a café, que pueden alcanzar hasta 20 cm de diámetro (Figura 3a).

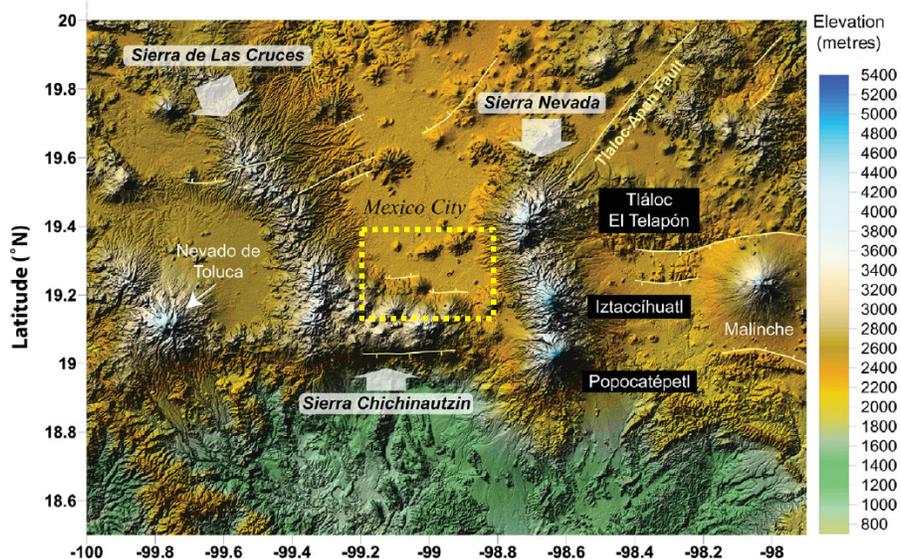


Figura 1. Modelo de elevación para la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (Cadaux *et al.*, 2011). La localización de la Sierra de Santa Catarina y del Campo Milpa Alta se indica por medio de un rectángulo.

Algunos conos presentan flujos de lava, que son cubiertos parcial o totalmente por depósitos piroclásticos (espesor de hasta ~10 m). El cono Santa Catarina es el de mayor altitud (~2750 msnm), mostrando un cráter central de 350 m de diámetro. El Tecuatzi es un domo de lava con laderas empinadas o casi verticales (> 40°), con algunos derrames de lava asociados. La Caldera es una estructura tipo *maar* con doble cráter (altura relativa ~200 m), que es rodeada por los derrames de lava del volcán Santa Catarina y formada principalmente por tobas de pómez (Arce *et al.*, 2015). La geomorfología de las estructuras de la SSC ha variado fuertemente en las últimas décadas, como resultado de la explotación intensiva del material volcánico. De acuerdo a datos geomorfológicos y litológicos, Lugo-Hubp *et al.* (1994) sugirieron que la SSC se formó durante un periodo breve en el Pleistoceno Tardío (quizás < 20 ka). Su origen probablemente estuvo ligado a los sistemas de fallas que se reportan para la región, los cuales son de tipo normal con orientación preferencial E-W (Campos-Enríquez *et al.*, 2015; Figura 2). Durante el presente trabajo de campo, se levantaron 26 muestras en la SSC (Figura 2).

Por otra parte, el CMA se caracteriza por una serie de conos de ceniza dispersos, con extensos flujos de lava asociados (Figura 3b). El volcán Teuhtli (TE; altura relativa ~300 m) muestra un flujo de ~3.5 km de longitud, cuyo frente alcanza ~3 m de altura. El volcán Ocusacayo (OC; altura relativa ~70 m) presenta flujos de ~7.5 km de longitud. Además, sobre la falla Xochimilco (FXO) se distribuyen una serie de conos que dieron lugar a los denominados flujos de lava dacítica Xicomulco (XI). En este trabajo, se han colectado 12 muestras de afloramientos dentro del CMA (Figura 2).

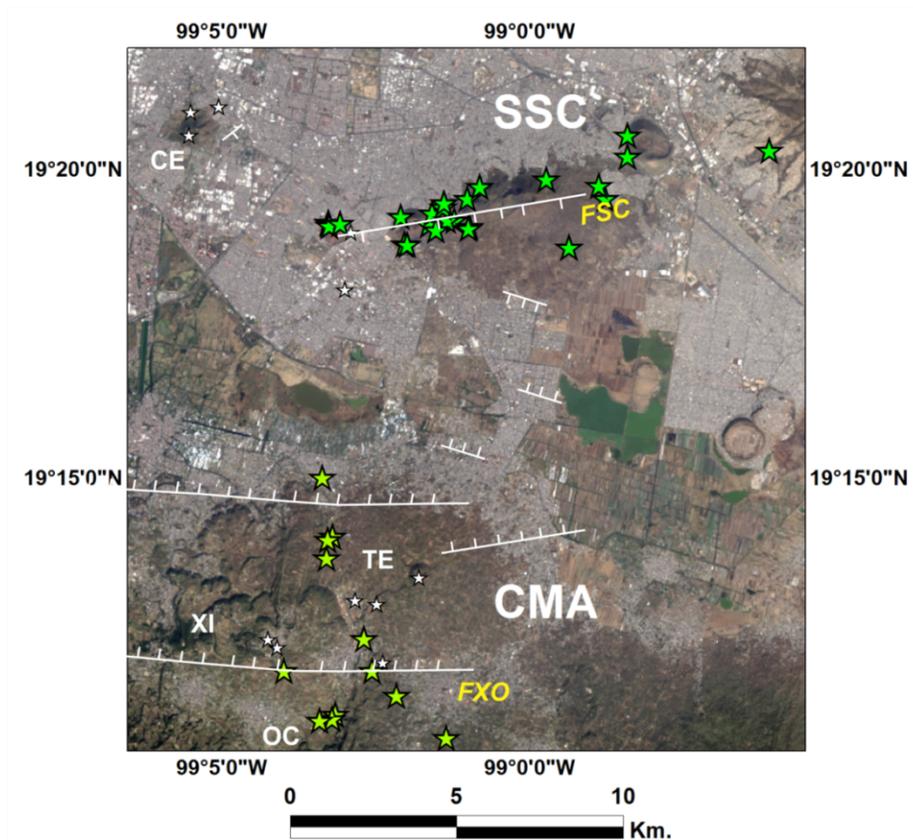


Figura 2. Modelo de elevación para la Sierra de Santa Catarina (SSC) y del Campo Milpa Alta (CMA). Conos: CE = Cerro de la Estrella, TE = volcán Teuhtli, OC = volcán Ocusacayo, XI = sistema Xicomulco. Las líneas blancas indican los principales sistemas de falla normal (Campos-Enríquez *et al.*, 2015): FXO = Falla Xochimilco, FSC = Falla Santa Catarina. Las estrellas verdes corresponden al muestreo efectuado durante este trabajo, mientras que las blancas indican muestras reportadas por Wallace y Carmichael (1999), Velasco-Tapia y Verma (2013), Arce *et al.* (2015) y Guilbaud *et al.* (2015).

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

De forma general, las rocas de la SSC (Figura 4a) se caracterizan por mostrar una textura porfídica, con presencia de vesículas, que incluye fenocristales subhedrales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino, sin evidencia de disequilibrio o alteración. Este arreglo se encuentra inmerso en una matriz vítrea, sin alguna orientación preferencial. Aunque las rocas del CMA (Fig. 4b) muestran un arreglo de minerales similar al observado en SSC (aunque con menor cantidad de olivino), sus texturas son de tipo porfídica a traquítica fluidal, no presentan vesículas y la matriz es tipo microlítica de vidrio y plagioclasa.

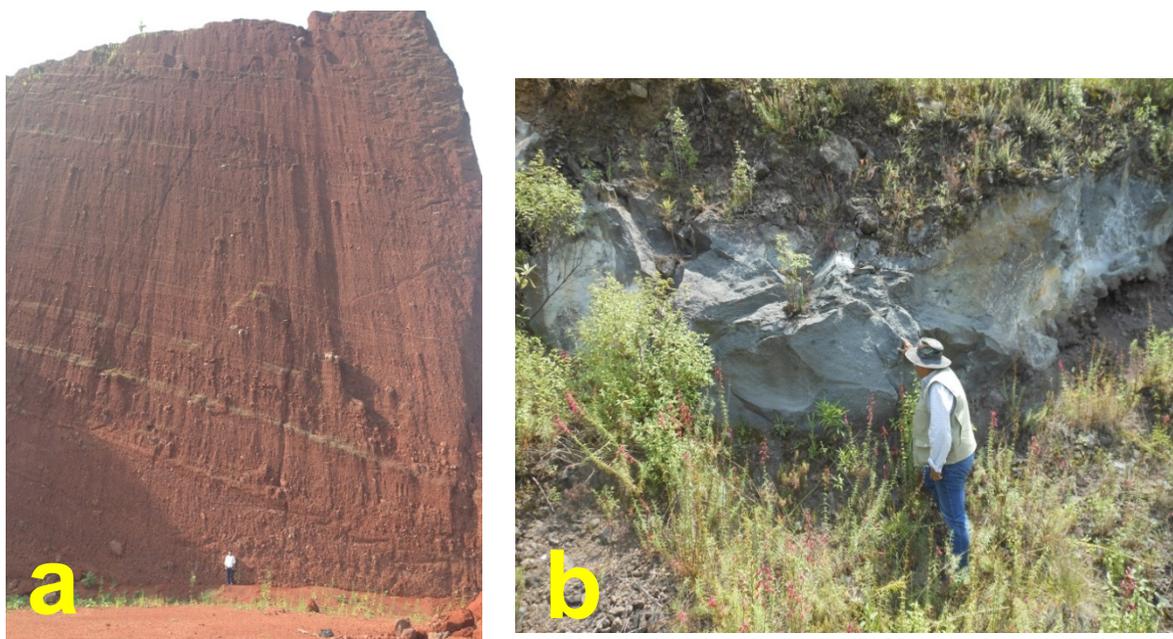


Figura 3. (a) Afloramiento en el cono Yuhualixqui, Sierra Santa Catarina ($19^{\circ}19'94''\text{N}$, $99^{\circ}03'16''\text{W}$), consistente de una secuencia de escoria (~20 m) con intercalación de flujos de lava delgados; (b) Afloramiento de flujo de lava andesítica asociado al volcán Teuhtli, Campo Milpa Alta ($19^{\circ}14'61''\text{N}$, $99^{\circ}03'22''\text{W}$).

La composición en elementos mayores y traza para 14 muestras de la SSC fue determinada, respectivamente, por fluorescencia de rayos-x (XRF) y espectrometría de masas acoplada inductivamente a plasma (ICP-MS), en el Instituto Nacional de Geofísica (Hyderabad, India). La calidad de los datos fue evaluada por medio de tres materiales de referencia geoquímica (basalto BHVO-1, microgabro PM-S y dolerita WS-E), que fueron analizados como muestras desconocidas de forma simultánea a las rocas de este trabajo.

De acuerdo al diagrama TAS (Figura 5a), las muestras de SSC se clasifican como traqui-andesita basáltica (BTA), mientras que las de CMA y el Cerro de la Estrella son andesita basáltica (BA) y andesita (A). Las rocas se caracterizan además por patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Figura 5b), enriquecidos en elementos ligeros (alcanzando 150x en La), con un descenso suave hacia pesados y sin anomalías evidentes. Los diagramas multi-elemento, normalizados a manto primordial (Figura 5c), se caracterizan por un enriquecimiento en incompatibles (alcanzando como máximo ~100x), así como pequeñas anomalías negativas en Nb-Ta, P y Ti. Sin embargo, estas anomalías no son tan marcadas como las observadas en magmas asociados a arco (por ejemplo, Arco Volcánico Centroamericano, CAVA). Finalmente, la aplicación de un diagrama de discriminación tectónica, basado en funciones estadísticas del logaritmo de relaciones de elementos mayores (Figura 5d; Verma y Verma, 2013), ha revelado una afinidad de las rocas de SSC a un ambiente de rift continental.

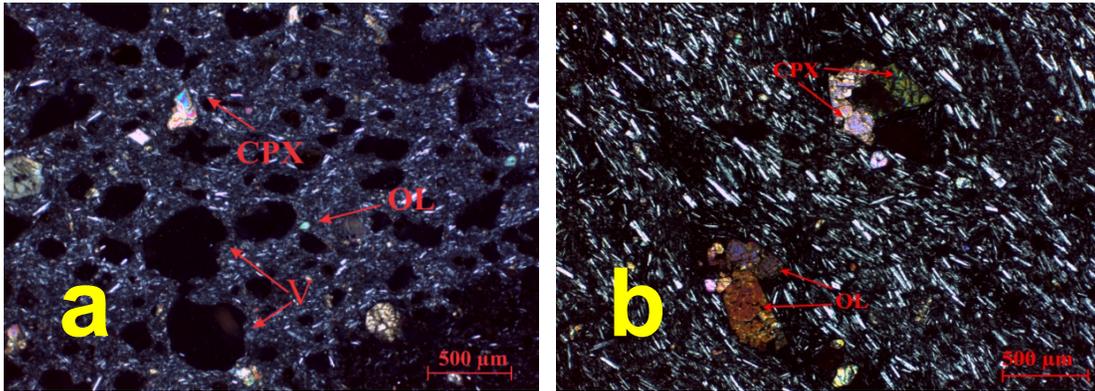


Figura 4. Microfotografías (luz polarizada; objetivo 2.5x) de muestras representativas para la SSC y el CMA (a) Muestra SSC-52, Cono Xaltepec; (b) Muestra MA-06, Flujo de lava dacítica Xicomulco. (CPX: clinopiroxeno; OL: olivino; V: vesículas).

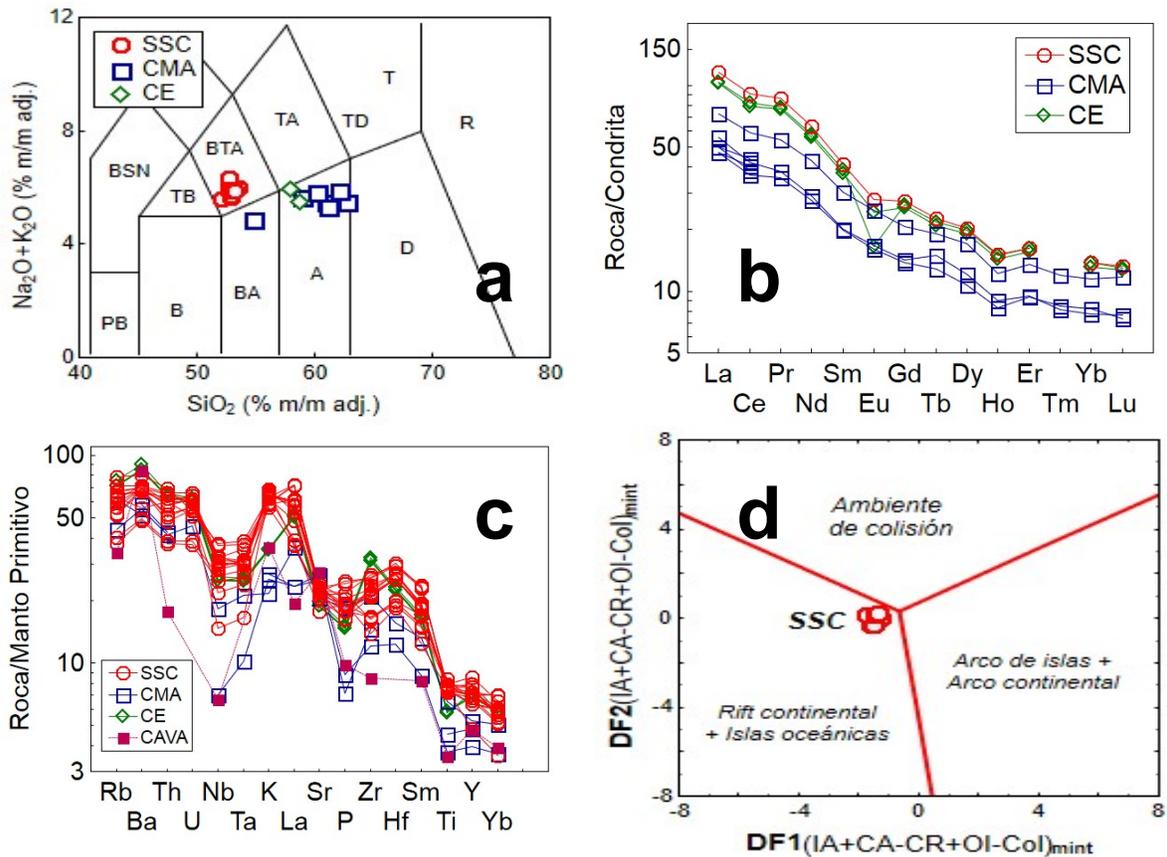


Figura 5. Diagramas para las rocas de SSC, CMA y CE: (a) Álcalis totales-sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986); (b) Lantánidos normalizados a condrita (Rollinson, 1993). (c) Multi-elementos normalizados a manto primordial (Sun y McDonough, 1989); (d) Discriminación tectónica, basados en el logaritmo de relaciones de elementos mayores (Verma y Verma, 2013).

CONCLUSIONES

Los resultados generados en el presente estudio indican que: (a) la Sierra Santa Catarina está constituida por una serie de conos de escoria y flujos asociados, en los que domina una composición de traqui-andesita basáltica, con una composición altamente enriquecida en elementos incompatibles y una afinidad a ambiente extensional; y (b) el Campo Milpa Alta está conformado por flujos de lava de composición andesita basáltica a andesita con enriquecimiento en elementos incompatibles.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha contado con financiamiento por parte del proyecto DGAPA-PAPIIT RN104813 - UNAM y del Programa del Fortalecimiento de la Calidad en Instituciones Educativas – UANL.

REFERENCIAS

- Arce, J.L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N. 2015. Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 123-143.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H. 2011. Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geology Magazine* 148, 492-506.
- Campos-Enriquez, J.O., Lermo-Samaniego J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacán, M., Ramón-Márquez, V.M. 2015. The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 315-335.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149.
- Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Bárbara-Pingarró, L.A., Ortiz, A. 2015. Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacontenco, Sierra Chichinautzin), Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 77, 1-16.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J. 1994. Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 11, 43-52.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P. 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology* 27, 51-54.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication*, 313-345.
- Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín-Guerra, S.G., Quintanilla-Garza, J., Rangel-Álvarez, O.M. 2013. Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de Las Cruces volcanic range. Mexican Volcanic Belt. *Journal of Iberian Geology* 39, 147-166.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. 2013. Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin Volcanic Field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Science* 22, 32-60.
- Verma, S.P. 2002. Absence of Cocos plate subduction-related mafic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth? *Geology* 30, 1095-1098.

- Verma, S.P., Verma, S.K. 2013. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 931-995.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 291-314.

SESIÓN VULCANOLOGÍA / 15.10.2015

[VU01]

GEOCHEMICAL AND PETROGRAPHICAL CHARACTERIZATION OF THE UPPER PLEISTOCENE LLANO TUFF, LOS HUMEROS CALDERA, MÉXICO

Edgar Rojas Ortega¹, Pablo Dávila Harris², Gerardo Carrasco Núñez³ & Sanjeet Kumar Verma²

¹ Posgrado en Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí 78216, Mexico
E-mail: edgar.rojas@ipicyt.edu.mx

² División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí 78216, Mexico

³ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, 76230 Querétaro, Mexico

Los Humeros caldera is situated in the Eastern part of the Mexican Volcanic Belt (MVB), Mexico. At the south of this large caldera there is a sub-circular structure known as El Xalapazco crater (2.1 x 1.4 km in diameter). Several researchers have studied this volcanic region in the past recent years focused on broader eruption units and episodes (Ferriz & Mahood, 1984; 1987; Carrasco-Núñez & Branney, 2005; Davila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014; Carrasco-Núñez *et al.*, 2012; Norini *et al.*, 2015, amongst others). However, the origin of the El Xalapazco crater, remains a matter of debate, between a hydrovolcanic origin (although with no related phreatomagmatic deposits), or a small explosion-related collapse or only a discrete magma-withdrawal collapse structure.

Sourrounding the crater it is possible to observe a lobular geomorphological feature, identifiable in a digital elevation model and satellite images, this feature seems to be related to the Llano tuff exposures, and subsequently, to the El Xalapazco structure. The Llano tuff is a non-welded pyroclastic deposit, red to brown, up to 14 m thick, composed of lapilli clasts ranging from coarse lapilli to blocks, with high lithic and pumice content and also vitreous and spatter fragments.

Although detailed stratigraphic studies have been done in the Llano deposits (work in progress), in this work, the aim is to characterize the geochemical and petrographical characteristics of the magmas that generated the eruption and relate them to the genesis of the eruptive events. In order to fulfill this objective, sixteen rock samples were analyzed by X-Ray Fluorescence and ICP-MS for whole-rock chemistry of major and trace elements respectively; and twenty thin sections were done for petrographical studies to decipher the mineral assemblage. Juvenile and lithic clasts from the Llano tuff are intermediate in composition (trachydacite-andesite). The mineral assemblage of the juvenile phase of the Llano tuff is dominated by plagioclase (andesine-oligoclase), pyroxenes (diopside, augite), amphiboles (hornblende) and magnetite. Lithic clasts contain mostly feldspar (sanidine), clinopyroxenes (aegerine, augite), and amphibole.

Selected binary variation diagrams (SiO_2 vs TiO_2 ; SiO_2 vs Al_2O_3 ; SiO_2 vs MgO ; SiO_2 vs Na_2O ; SiO_2 vs K_2O) indicate a field separation between the juveniles and the vitric fragments, despite the similar overall composition of both fragments. Diagrams of selected trace elements (Nb vs. Zr and Sr vs. SiO_2) show a separation of two members: first an upper, low-Sr, high-Nb corresponding to vitreous fragments and, a second high-Sr, low-Nb, low-Zr from the juvenile and spatter clasts. Besides, spider diagrams shows depletion in less incompatible elements and enriched in most incompatible elements.

In order to see the plate tectonic setting of the samples, we applied new multi-dimensional discrimination diagrams of intermediated rocks that are based on immobile trace elements (Verma & Verma, 2013), and the

result showed a collision setting with estimate probability percent of 59%. Nevertheless, the intention of this work is to propose or discuss the tectonic setting of Los Humeros caldera and El Xalapazco crater.

Preliminary results show that the trachydacite to andesite eruption that formed the Llano tuff had textural and chemical variations, although so far no chemical zonation has been detected. However, trace element geochemistry data shows clustering between high and low Sr-Nb, probably due to the presence of two different magma batches involved in the eruption, which produced variation in explosivity and overall conduit conditions, reflecting at the same time changes in juvenile clasts included within the tuff (pumice, spatter and vitreous clasts). So far, no phreatomagmatic evidence has been observed within the deposits or the juvenile clasts of the upper Pleistocene Llano Tuff, in fact, most of the evidence show that the structure was formed because progressive decompression of magma that leads a collapse that produces explosivity.

SESIÓN ESTADÍSTICA II / 16.10.2015

[ES02]

GENERACIÓN DE NUEVOS VALORES CRÍTICOS PARA PRUEBAS ESTADÍSTICAS MULTIVARIADAS Y DESARROLLO E IMPLEMENTACIÓN DE UNA NUEVA HERRAMIENTA ESTADÍSTICA COMPUTACIONAL

Mauricio Rosales-Rivera¹, Lorena Díaz-González² y Surendra P. Verma³

¹ Posgrado en Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Básicas Y Aplicadas, Universidad Autónoma de Estado de Morelos, Cuernavaca, Morelos 62209, México

E-mail: rorm@uaem.mx

² Centro de Investigación en Ciencias, Universidad Autónoma de Estado de Morelos, Cuernavaca, Morelos 62209, México

E-mail: ldg@uaem.mx

³ Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, México

E-mail: spv@ier.unam.mx

En este trabajo se presentan los argumentos para incorporar técnicas multivariadas en las investigaciones. Sin embargo, para ello es necesario generar nuevos valores críticos más precisos y exactos e incorporarlos en una herramienta computacional. Se presenta un ejemplo de aplicación con el fin de ilustrar el procedimiento multivariado.

INTRODUCCIÓN

El análisis estadístico multivariado se compone de una colección de herramientas que nos permiten estudiar el comportamiento de tres o más variables al mismo tiempo. En la práctica, los conjuntos de datos multivariados son comunes, aunque no siempre se analizan como tales. La aplicación de técnicas univariadas a datos multivariados no se considera válida ni se justifica, dada la disponibilidad de técnicas multivariadas y del poder de cómputo de bajo costo para llevarlas a cabo. Además, el análisis multivariado provee un mejor entendimiento del objeto de estudio, obteniendo información que los métodos estadísticos univariados y bivariados son incapaces de conseguir (Rencher, 2012). Sin embargo, hay que entender el comportamiento univariado y bivariado si queremos comprender mejor el multivariado (Verma, 2005). Calibrar mejor los equipos analíticos también sería una tarea previa al análisis multivariado (Verma, 2012). Así mismo, comprender las limitaciones de datos composicionales y llevar a cabo las transformaciones necesarias es de suma importancia antes de aplicar las técnicas multivariadas (Aitchison, 1986; Egozcue *et al.*, 2003; Verma, 2015).

El interés en el análisis multivariado se ha extendido a muchos otros campos de la investigación, tales como educación, química, física, geología, ingeniería, derecho, negocios, literatura, religión, radiodifusión pública, medicina, minería, lingüística, biología, psicología, entre otros (Rencher, 2012).

En el tratamiento estadístico multivariado destacan dos aspectos esenciales: (i) por un lado, se encuentra el análisis de normalidad, el cual es un estudio cualitativo, dado que únicamente indica si la muestra es o no normal; y por otro lado (ii) se tiene el análisis de datos discordantes en una muestra multivariada, el cual es un estudio cuantitativo, dado que permite identificar y en su caso, separar las observaciones discordantes. Así mismo, Kanji (1993) presenta una compilación de pruebas estadísticas de significancia y de discordancia disponibles para

conjuntos de datos multivariados. En la Tabla 1 se muestran algunos de los estadísticos multivariados, el año en el que fueron propuestos y el número de citas obtenidas a la fecha (12 de junio de 2015), donde han sido utilizadas.

Tabla 1. Pruebas estadísticas multivariadas

Prueba	Año en que fue propuesta	Citas a la fecha	Comentarios
<u>Wilks</u>	<u>1963</u>	<u>212</u>	Identifica valores discordantes en la muestra
<u>Mardia's Skewness / Kurtosis</u>	<u>1970, 1973 y 1974</u>	<u>2174</u>	Prueba la normalidad de la muestra
Henze - Zirkler	1990	211	
Royston	1983	192	
Szekely - Rizzo	2002	147	
Shapiro y Wilks	2009	47	

Algunos autores, tales como Doornik y Kansen (2008) y Gnanadesikan (2011) han utilizado los estadísticos de Wilks, skewness y kurtosis con los valores críticos reportados en la literatura, empíricos o aproximados.

El objetivo principal de este trabajo es actualizar los valores críticos de las pruebas multivariadas presentadas en la Tabla 1. Adicionalmente, se propone el desarrollo de una nueva herramienta de cómputo para aplicar estas pruebas multivariadas, incluyendo transformaciones *log-ratio* para el tratamiento y análisis de datos composicionales en Geociencias, particularmente en el área de Ambiente y Energía (Aitchison, 1986; Egozcue *et al.*, 2003; Verma, 2015). Finalmente, se señala que este programa será disponible en forma gratuita a través de un servidor web.

RESULTADOS PRELIMINARES

En la Tabla 2 se muestran algunos valores críticos de la prueba de discordancia multivariada de Wilks reportados en la literatura para tamaños de muestra $n = 10(10)30(5)50$ y variables $k = 2(1)5$.

Tabla 2. Valores críticos de la prueba multivariada de Wilks (1963)

n	k = 2		k = 3		k = 4		k = 5	
	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%
10	6.32	6.97	7.01	7.47	7.5	7.79	7.82	7.98
20	9.13	10.67	10.49	11.91	11.63	12.93	12.62	13.81
30	10.58	12.54	12.24	14.14	13.67	15.51	14.95	16.73
35	11.1	13.2	12.85	14.92	14.37	16.4	15.75	17.73
40	11.53	13.74	13.36	15.56	14.96	17.13	16.41	18.55
45	11.9	14.2	13.8	16.1	15.46	17.74	16.97	19.24
50	12.23	14.6	14.18	16.56	15.89	18.27	17.45	19.83

A continuación, se presentan valores críticos preliminares de la prueba multivariada de Wilks para $n = 10(1)20$ y variables $k = 2(1)5$, simulados en el presente trabajo. Las Tablas 3 y 4 presentan los valores críticos y su incertidumbre total respectivamente.

Tabla 3. Valores críticos preliminares de la prueba multivariada de Wilks.

n	k = 2		k = 3		k = 4		k = 5	
	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%
10	6.222925	6.90830	6.946161	7.428904	7.462815	7.769481	7.807325	7.971120
11	6.609442	7.42180	7.434747	8.050486	8.059899	8.495683	8.515478	8.793818
12	6.952445	7.88162	7.866315	8.60768	8.588193	9.151731	9.143173	9.543486
13	7.259460	8.29384	8.251063	9.10982	9.058234	9.74487	9.702936	10.225624
14	7.53713	8.66823	8.596427	9.56464	9.480492	10.28367	10.205576	10.848070
15	7.78983	9.00856	8.90915	9.97774	9.861440	10.77452	10.659265	11.41659
16	8.02097	9.32050	9.19324	10.35474	10.207470	11.22344	11.07203	11.93897
17	8.23403	9.60722	9.45359	10.70122	10.52391	11.63689	11.448528	12.41911
18	8.43123	9.87279	9.69343	11.02013	10.81396	12.01740	11.79422	12.86287
19	8.61433	10.11799	9.91427	11.31519	11.08164	12.36918	12.11298	13.27469
20	8.78571	10.34665	10.11987	11.58968	11.32931	12.69565	12.40782	13.657801

Para la implementación de la prueba de Wilks (Wilks, 1963), por ejemplo, consideremos los valores presentados en la Tabla 5 (ejemplo tomado y modificado de Rencher, 2012).

Tabla 4. Errores de simulación de los valores críticos preliminares de la prueba multivariada de Wilks.

n	k = 2		k = 3		k = 4		k = 5	
	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%	95.0%	99.0%
10	0.000317	0.00047	0.000243	0.000295	0.000147	0.000171	0.000091	0.000088
11	0.000345	0.00055	0.000275	0.000386	0.000182	0.000279	0.000131	0.000164
12	0.000363	0.00060	0.000357	0.00051	0.000266	0.000348	0.000193	0.000244
13	0.000436	0.00070	0.000364	0.00057	0.000296	0.00045	0.000237	0.000345
14	0.00048	0.00082	0.000383	0.00061	0.000347	0.00055	0.000286	0.000406
15	0.00052	0.00090	0.00049	0.00075	0.000391	0.00064	0.000353	0.00053
16	0.00056	0.00092	0.00048	0.00080	0.000385	0.00075	0.00041	0.00060
17	0.00055	0.00098	0.00049	0.00080	0.00047	0.00077	0.000379	0.00066
18	0.00056	0.00109	0.00054	0.00095	0.00048	0.00088	0.00046	0.00073
19	0.00054	0.00122	0.00055	0.00104	0.00046	0.00089	0.00045	0.00071
20	0.00059	0.00123	0.00061	0.00113	0.00059	0.00105	0.00056	0.00088

Tabla 5. Longitud de huesos (*Ramus bone length*) de 20 niños en cuatro edades diferentes.

Individuos	Edad (años)			
	8 (y1)	8.5 (y2)	9 (y3)	9.5 (y4)
1	47.8	48.8	49	49.7
2	46.4	47.3	47.7	48.4
3	46.3	46.8	47.8	48.5
4	45.1	45.3	46.1	47.2
5	47.6	48.5	48.9	49.3
6	52.5	53.2	53.3	53.7
7	51.2	53.0	54.3	54.5
8	49.8	50.0	50.3	52.7
9	48.1	50.8	52.3	55.4
10	45.0	47.0	47.3	48.3
11	51.2	51.4	51.6	51.9
12	48.5	49.2	53.0	55.5
13	52.1	52.8	53.7	55.0
14	48.2	48.9	49.3	49.8
15	49.6	50.4	51.2	51.8
16	50.7	51.7	52.7	53.3
17	47.2	47.7	48.4	49.5
18	53.3	54.6	55.1	55.3
19	46.2	47.5	48.1	48.4
20	46.3	47.6	51.3	51.8

Se calcula el estadístico de Wilks D_i^2 definido como $D_i^2 = (y_i - \bar{y})'S^{-1}(y_i - \bar{y})$, para cada vector observación donde y_i son las variables en cuatro dimensiones (cm) y S^{-1} es la inversa de la matriz de covarianza. Estos resultados se muestran en la Tabla 6. Se puede apreciar que los valores D_9^2 , D_{12}^2 y D_{20}^2 (en negrillas) podrían ser posibles valores discordantes en el espacio multidimensional.

Tabla 6. Valores calculados de Wilks (D_i^2) considerando los valores de la Tabla 5.

Observación	D_i^2	Observación	D_i^2
1	0.758931	11	2.839302
2	1.297351	12	10.579518
3	1.754242	13	2.579715
4	3.860850	14	0.662526
5	0.877649	15	0.332479
6	2.822157	16	0.846232
7	4.057329	17	1.114196
8	8.110586	18	4.410403
9	11.951197	19	2.124910
10	5.846196	20	10.174232

Para este ejemplo, se considera un nivel de confianza del 95% para la evaluación. Para la muestra de tamaño $n = 20$ y $k = 4$ variables (Tabla 5), el valor crítico correspondiente sería $CV_{95} = 11.32931 \pm 0.00105$ (Tablas 3 y 4) en lugar del valor crítico 11.63 (Tabla 2; Wilks, 1963).

Para este caso, el valor de $D_9^2 = 11.951197$ es mayor al valor crítico 11.32931, por lo que se considera como valor discordante y todo ese renglón se eliminaría, quedando la muestra depurada para $n = 19$ y $k = 4$. Aquí radica la importancia de la calidad (precisión y exactitud) de valores críticos. En el caso de que el valor de D_9^2 fuera más pequeño; suponemos un valor de $D_9^2 = 11.6$. El valor crítico de la literatura (11.63; Wilks, 1963) lo señalaría como una observación concordante que pertenece a la muestra estadística. Sin embargo, el valor crítico nuevo simulado en el presente trabajo (11.32931 ± 0.00105) lo identificaría como un dato multivariable discordante.

Finalmente, a pesar de que se ha tenido un progreso significativo de este proyecto, falta todavía tiempo y esfuerzo para poder concretarlo satisfactoriamente.

Este trabajo está siendo llevado a cabo gracias a la beca otorgada por CONACYT en el periodo 2014-2018, donde el mayor procesamiento y trabajo de cómputo está siendo llevado a cabo. Así mismo, se contó con el apoyo de proyecto RN104813.

REFERENCIAS

- Aitchison, J. 1986. The statistical analysis of compositional data. London, UK, Chapman and Hall, 416 p.
- Barnett V., Lewis T. 1994. Outliers in statistical data. John Wiley & Sons: Chichester, 584 p.
- Doornik, J. A., Hansen, H. 2008. An omnibus test for univariate and multivariate normality. *Oxford Bulletin of Economics and Statistics* 70, 1, 927-939.
- Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G., Barceló-Vidal, C. 2003. Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology* 35, 3, 279-300.
- Gnanadesikan, R. 2011. Methods for statistical data analysis of multivariate observations (Vol. 321). John Wiley & Sons. 309p.
- Henze, N., Zirkler, B. 1990. A class of invariant consistent tests for multivariate normality. *Communications in Statistics-Theory and Methods* 19, 10, 3595-3617.
- Kanji, G.K. 1993. 100 Statistical Tests. (SAGE Publications: London), 216 p.
- Mardia, K.V. 1970. Measures of multivariate skewness and kurtosis with applications. *Biometrika* 57, 519-530.
- Mardia, K.V. 1974. Applications of some Measures of Multivariate Skewness and Kurtosis for Testing Normality and Robustness Studies, *Sankhya*, 36, 115-128.
- Mardia, K.V. 1975. Assessment of multinormality and the robustness of Hotelling's T test. *Applied Statistics* 24, 163-171.
- Rencher, A.C., Christensen, W.F. 2012. Methods of multivariate analysis. John Wiley & Sons (Third edition), 708 p.
- Royston, J.P. 1983. Some techniques for assessing multivariate normality based on the Shapiro-Wilk test. *Applied Statistics* 121-133.
- Székely, G.J., Rizzo, M.L. 2005. A new test for multivariate normality. *Journal of Multivariate Analysis* 93, 1, 58-80.
- Verma, S.P. 2005. Estadística básica para el manejo de datos experimentales: aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría). (UNAM: México, D.F.), 186 p.
- Verma, S.P. 2012. Geochemometrics. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 1, 276-298.
- Verma, S. P. 2015. Monte Carlo comparison of conventional ternary diagrams with new log-ratio bivariate diagrams and an example of tectonic discrimination. *Geochemical Journal* 49, 4, 393-412.
- Villasenor Alva, J.A., Estrada, E.G. 2009. A generalization of Shapiro-Wilk's test for multivariate normality. *Communications in Statistics—Theory and Methods* 38, 1870-1883.
- Wilks, S.S. 1963. Multivariate statistical outliers. *Sankhya* 25, 406-427.

SESIÓN BIOGEOQUÍMICA / 16.10.2015

[BG01]

ANÁLISIS GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL PEDERNAL DE HUEPAC

Elizabeth Chacón B.¹, Augusto A. Rodríguez-Díaz², Ricardo Rodríguez-Ramírez¹, Patricia Girón³,
Edith Cienfuegos³, Pedro Morales-Puente³

¹Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), Exhacienda de Guadalupe, Carretera Cerro Prieto Km 8, Linares, Nuevo León 67700 México
E-mail: baicala2012@gmail.com

² Instituto de Geofísica, Circuito de la Investigación Científica, UNAM, México D.F. 04510 México

³ Instituto de Geología, Circuito de la Investigación Científica, UNAM, México D. F. 04510 México

El pedernal es una roca sedimentaria no porosa de SiO₂ que generalmente tiene una textura de grano fino (sílice amorfo y/o cuarzo microcristalino presumiblemente derivado de la recristalización de sílice amorfo). Los pedernales tienen una amplia distribución en el registro sedimentario y se distribuyen espacial y temporalmente bajo diversas condiciones ambientales. Una variedad de sílice es el sílice opalino, que puede derivar de la precipitación de cenizas volcánicas, de la precipitación de manantiales hidrotermales y mucho más comúnmente a partir de microorganismos protistas como diatomeas, radiolarios y silicoflagelados. Los pedernales pueden encontrarse en forma de estratos o en nódulos y lentes en secuencias diversas. En general, el pedernal en nódulos es mucho más frecuente en secuencias fanerozoicas, mientras que el estratificado es característico de formaciones precámbricas. Entre los pedernales, aquéllos asociados a estromatolitos tienen una gran relevancia paleontológica porque generalmente preservan los microorganismos constructores de estromatolitos. El pedernal que reemplaza ciertas zonas de carbonatos microbianos generalmente preserva información detallada de la estructura tridimensional de diversos microfósiles, por lo que representa una gran ventaja para la interpretación paleoambiental. Sin embargo, no siempre es fácil determinar el origen del pedernal, por lo que además del análisis petrográfico, el análisis o la caracterización geoquímica es de gran utilidad para investigar el origen del pedernal. De hecho hay trabajos que pueden ayudar a revelar la compleja historia diagenética del origen del pedernal (Böstrom *et al.*, 1983; Adachi *et al.*, 1986; Yamamoto, 1987; Murray, 1992; Jun *et al.*, 2000) que son de gran ayuda en la discriminación de pedernales, especialmente para aquéllos casos en los que existe un probable origen abiótico paralelamente con cierta de sílice de origen biológico. Tal es el caso del pedernal cretácico de la localidad de Huepac.

El área de estudio comprende la secuencia vulcanosedimentaria de la Formación Tarahumara que tiene una edad Cretácica (70 Ma) y corresponde a un ambiente somero de origen continental, según los estudios previos (Chacón, 2002), aunque siempre la fuente de sílice ha permanecido como una pregunta abierta. En esta localidad se han observado que algunos estromatolitos domales han sido reemplazados de forma muy puntual por pedernal sinsedimentario con una gran variedad de microfósiles, especialmente diatomeas y cianobacterias preservados en 3ª dimensión por silicificación. La formación Tarahumara está compuesta de una sucesión heterogénea de rocas incluyendo derrames andesíticos, brechas volcánicas, tufas, areniscas y calizas, muchas de ellas son estromatolitos entre los cuales alternan en horizontes con pedernal negro (Figura 1). Estudios recientes sobre la composición química de muestras de pedernales también sugieren un origen abiótico para el pedernal de Huepac (Rodríguez-Ramírez, 2011). Este trabajo presenta una caracterización más detallada del pedernal de Huepac asociado a los

estromatolitos cretácicos, incluyendo los sus valores de isótopos estables de carbono y oxígeno así como sus implicaciones paleoambientales.

La metodología llevada a cabo en este trabajo incluye el análisis petrográfico de más de 40 láminas delgadas bajo luz polarizada y luz normal utilizando un Microscopio Olympus Olympus BH-2. Adicionalmente las láminas petrográficas de muestras seleccionadas se examinaron utilizando un SEM-Hitachi 4700-II con condiciones de operación de voltaje de 5-15 kV y con una corriente de 20nA y un rayo de 1 μm de diámetro. Otro grupo de muestras representativas de pedernal se analizó para determinar los isótopos estables de carbono y oxígeno siguiendo los protocolos estándares del laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM publicados en trabajos previos.

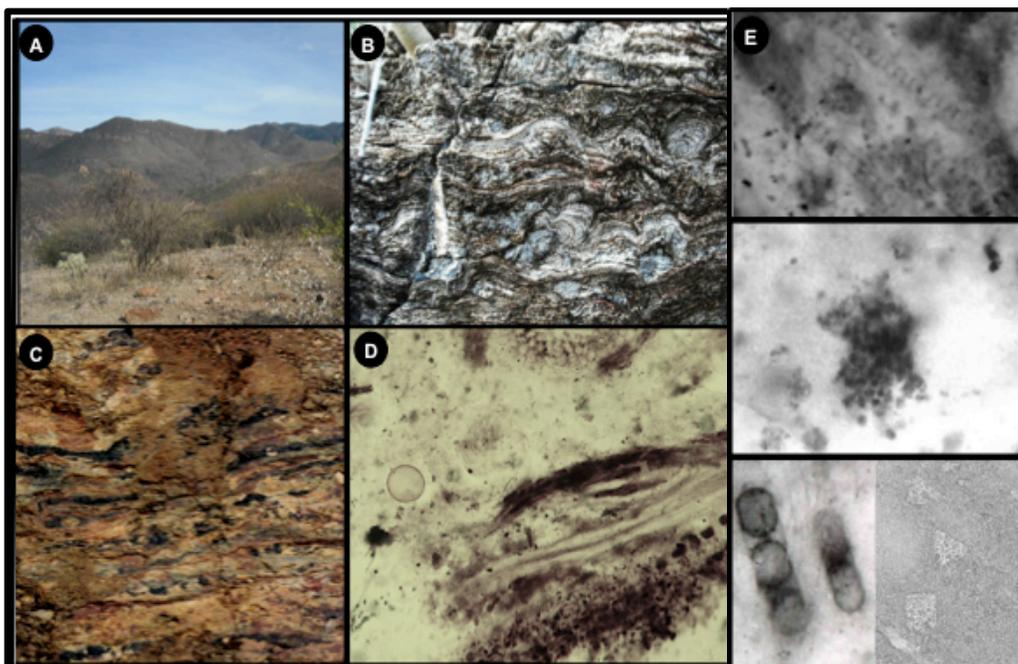


Figura 1. (A) Localidad de Huepac. (B) Estromatolitos domales y (C) el pedernal asociado. (D-E) Diferentes tipos de microfósiles preservados en el pedernal de Huepac.

Los resultados del análisis de éste pedernal indican que en Huepac hay dos tipos de pedernal: hay horizontes de pedernal estratificado y otro tipo de pedernal asociado a los estromatolitos domales que ocurre en forma de nódulos que es lateralmente discontinuo estratos en por lo menos dos estratos. El pedernal estratificado tiene un grosor promedio que varía de 65 cm a más de 1 m, a diferencia de pedernal nodular que ocurre puntualmente en la calizas estromatolíticas y que varía en diámetro entre unos cuantos centímetros hasta cerca de 10 cm. Los lentes de pedernal son irregulares y en láminas petrográficamente exhiben texturas finas caracterizada por peloides y materia orgánica particulada que forma agregados esféricos frecuentemente asociada a calcedonia fibrosa. En lámina delgada el pedernal presenta una coloración variable que varía de oscura y negra a café, café claro, ámbar y hasta tonalidades amarillas y texturas que varían entre una matriz criptocristalina hasta pedernal altamente alterado con texturas muy heterogéneas entre las que destacan parches heterogéneos de materia orgánica; las áreas más fosilíferas se correlacionan con la presencia de materia orgánica y calcedonia.

En este análisis preliminar se han seguido algunos de los criterios delineados por Peng *et al.* (2000) para la caracterización geoquímica. El pedernal de Huepac exhibe un amplio rango de contenido de SiO₂, que varían desde 12.78 hasta 93 (Tabla I). En general, los pedernales analizados ostentan bajos contenidos de TiO₂ (0 hasta 0.04), Al₂O₃ (de 0.27 a 2.66), Na₂O (de 0.01 a 0.25), y P₂O₅ (de 0 a 0.26).

Tabla 1. Composición química (%wt.) de estromatolitos silicificados y su pedernal asociado de la localidad de la Formación Tarahumara. LOI: Loss on ignition.

Muestra	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁺	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
R23-1	pedernal	70.01	0.04	1.16	0.33	0.09	0.15	16.19	0.03	0.32	0.06	12.40	100.78
R23	pedernal	66.80	0.03	2.26	1.06	0.11	0.32	15.81	0.06	0.33	0.07	13.79	100.63
R24	pedernal	73.54	0.03	1.65	1.08	0.13	4.61	7.75	0.00	0.14	0.09	11.43	100.44
R25	pedernal	93.55	0.00	1.13	1.28	0.02	0.55	2.19	0.03	0.03	0.00	2.61	101.38
R26	pedernal	93.13	0.00	1.12	1.24	0.02	0.64	2.52	0.03	0.04	0.00	2.03	100.78
R50A	pedernal	75.84	0.01	0.27	1.40	0.20	4.13	8.19	0.01	0.07	0.03	10.70	100.86
R50B	pedernal	82.81	0.02	0.63	0.95	0.13	1.91	6.72	0.03	0.12	0.02	7.20	100.54
R25A	Pedernal fosilífero	32.29	0.04	1.26	1.90	0.21	12.56	20.38	0.03	0.39	0.26	30.60	99.91
R25B	Pedernal fosilífero	37.12	0.03	1.41	1.83	0.27	11.42	17.43	0.01	0.19	0.20	28.90	98.80
R3	Estromatolito silicificado (CaCO ₃)	15.30	0.04	2.34	0.63	0.08	6.97	38.47	0.25	0.37	0.03	36.21	100.68
R8	Estromatolito silicificado (CaCO ₃)	17.86	0.07	2.64	1.10	0.06	16.25	24.44	0.24	0.45	0.06	37.49	100.64
R10	Estromatolito silicificado (CaCO ₃)	12.78	0.03	1.78	0.80	0.08	17.35	27.71	0.03	0.04	0.03	39.61	100.23
WSC22 ^(a)	Metachert	88.98	0.06	1.63	3.15	0.54	1.23	1.25	0.67	0.48	0.37	0.78	99.14
WSC32 ^(a)	Metachert	92.78	0.04	1.78	2.65	0.42	0.87	0.34	0.42	0.24	0.23	0.54	100.31
WSC20 ^(a)	Metachert	90.34	0.08	1.72	2.98	0.45	1.10	1.34	0.56	0.49	0.26	0.63	99.95
BTC10 ^(a)	Metachert	91.67	0.05	1.73	2.84	0.46	0.98	0.67	0.48	0.39	0.23	0.63	100.13
BTC15 ^(a)	Metachert	85.78	0.10	1.48	3.47	0.59	1.78	1.89	1.23	0.89	0.44	0.82	98.47
BTC21 ^(a)	Metachert	93.67	0.03	1.82	2.52	0.41	0.62	0.47	0.06	0.04	0.24	0.34	100.22
Jasperite ^(b)	Jasperita	92.20	0.00	0.13	4.00	0.29	0.02	1.80	0.03	0.07	0.02	-	98.56
Tokoro ^(c)	Pedernal	93.67	0.08	1.77	2.52	0.41	0.62	0.47	0.06	0.04	0.44	-	100.08
DSDP Leg 32 ^(d)	Pedernal	94.08	0.05	0.52	2.53	0.43	0.33	0.35	0.51	0.28	0.15	-	99.23
Monterrey Fm1 ^(e)	Cuarzo del pedernal	95.60	0.07	0.54	0.46	-	0.88	1.32	0.91	0.15	0.11	-	100.04
Monterrey Fm2 ^(e)	Cuarzo del pedernal	99.40	0.03	0.04	-	-	-	0.18	0.31	0.03	0.03	-	100.02

La deficiencia relativa en TiO₂ y Al₂O₃ son importantes indicadores de pedernales hidrotermales, ya que reflejan que el sílice deriva de aguas submarinas hidrotermales. En la Tabla 1 también se enlistan la composición química de pedernales de otras localidades para comparación: pedernales hidrotermales de la localidad de terreno Franciscano en California, U. S. A. , la localidad de Shimanto en Japón (Yamamoto, 1987) , DSDP Leg 32 (Deep Sea Drilling Program) (Adachi *et al.*, 1986) y la Cuenca Danchi del noroeste de Guangxi, China (Zhou Yongzhang, 1990). Adicionalmente, el contenido de MnO (0.02 hasta 0.27 en el pedernal fosilífero de Huepac) es inversamente proporcional al contenido de sílice y por tanto, es obvio que su contenido sea mayor en los carbonatos estromatolíticos. Bostrom *et al.*, (1983) estableció que los pedernales de origen hidrotermal están obviamente enriquecidos en Si, Fe, Mn pero que están especialmente empobrecidos en Al, Ti, K, y Na. Estas características geoquímicas también ocurren o se cumplen en el pedernal de Huepac. Al mismo tiempo las proporciones Fe/ Ti, Al/ (Al + Fe + Mn) (Fe + Mn)/Ti son útiles para distinguir pedernales hidrotermales de depósitos marinos considerando el hecho de que los sedimentos marinos de origen hidrotermal contienen

concentraciones altas de Fe y Mn, lo cual contrasta con los valores de Fe y Mn en sedimentos normales no hidrotermales. Por otra parte también se analizaron los isótopos de algunos pedernales de Huepac, tanto del pedernal con un gran contenido en materia orgánica como de pedernales no fosilíferos (Tabla 2).

Tabla 2. Composición isotópica de pedernales de la Formación Tarahumara.

No. Muestra	Composición	Color y Textura	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{std}}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{std}}$
R-450	SiO ₂	Negro no fosilífero	0.40	0.016	-5.39	0.012
R-350	SiO ₂	Negro no fosilífero	0.70	0.019	-5.01	0.032
R-200	SiO ₂	Negro	0.14	0.010	-5.44	0.020
R-140	SiO ₂	Negro lustroso	0.39	0.021	-5.27	0.023
		Muy negro	0.39	0.010	-5.27	0.021
R-estrom1	CaCO ₃	Café laminado	-0.59	0.041	-7.49	0.040
R-estrom2	CaCO ₃	Café laminado	-0.51	0.014	-3.69	0.021

La intrusión de sílice en los laminación estromatolítica aunque puede haber reemplazado la microfábrica original reemplazando al carbonato en algunos puntos. Los valores y el análisis cuantitativo de estos caracteres geoquímicos muestran que dichos elementos se suplieron no dentro de la solución hidrotermal sino en la fracción detrítica derivada de rocas volcánicas (Murray, 1994). Además de microfósiles de cianobacterias el pedernal muestra la preservación de espículas y de diatomeas embebidas en una matriz de cuarzo microcristalino. El examen por SEM reveló relictos de carbonato como roca huésped además de un rico contenido en arcillas en forma de placas pequeñas tabulares de Si, Al, Mg y $\pm\text{Fe}$, por lo que pueden interpretarse como esmectitas.

Los análisis geoquímicos de este trabajo son congruentes con los demás estudios previos de cartografía, petrografía y biosedimentológicos que sugieren un origen no biológico para el pedernal de Huepac, aunque si hay cierta influencia biogénica y algunos valores isotópicos se sobrelapan.

REFERENCIAS

- Adachi, M., Yamamoto, K., Sugisaki, R. 1986. Hydrothermal Chert and Associated and Siliceous Rocks from the Northern Pacific: Their Geological Significance as Indication of Ocean Ridge Activity. *Sedimentary Geology* 47, 125-148.
- Böstrom, K. 1983. Genesis of ferromanganese deposits-diagnostic criteria for recent and old deposits. En: Rona, P.A. *et al.* (eds), Hydrothermal processes at seafloor spreading centers: New York, Plenum Press, p. 473-483.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H.A., Villanueva, R.E., Lozano-Santa Cruz, R. 2005b. Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 174, 97-113.
- Chacón et al., 2002. 70 Ma nonmarine diatoms from northern Mexico. *Geology* 185, 279-281.
- Haas, J.L. Jr. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal systems at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66, 940-946.
- Jach, R., Dudek, T. 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krá na unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology* 224, 136-152.
- Jun, P., Haisheng, Y., Wenjie, X. 2000. Geochemical Criteria of the Upper Sinian Cherts Hydrothermal Origin on the Southeast Continental Margin of the Yangtze Plate. *Chinese Journal of Geochemistry* 19, 217-226.
- Murray, R.W., Jones, D.L., Buchholtz ten Brink, M.R. 1992. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology* 20, 271-274.
- Peng, J., Haisheng, Y., Wenjie, X. 2000. Geochemical criteria of the Upper Sinian cherts of hydrothermal origin on the southeast continental margin on the Yangtze plate. *Chinese Journal of Geochemistry* 19(3), 217-226.

- Rodríguez-Ramírez, R. 2011. Estromatolitos de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior en Sonora, México., Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL., 124 pp.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions, in Ribbe, P.H. (ed.) Fluid Inclusion. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy* 12, 644 p.
- Yamamoto, K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks In the Franciscan and Shimanto terranes. *Sedimentary Geology* 52, 65-108.

SESIÓN GEOQUÍMICA AMBIENTAL / 16.10.2015

[GA01]

FRACCIONAMIENTO GEOQUÍMICO DEL PLOMO EN SEDIMENTOS BIOGÉNICOS CARBONATADOS DEL SISTEMA ARRECIFAL VERACRUZANO

Guillermo Horta-Puga

UBIPRO, FES Iztacala, UNAM

E-mail: horta@unam.mx

Los arrecifes de coral son un ambiente de depósito sedimentario biogénico, donde predominan los materiales bioclásticos carbonatados. Sin embargo, a pesar de la importancia de estas geoestructuras marinas, hasta la fecha no se han estudiado apropiadamente los niveles ambientales de elementos traza que están asociados a las diferentes fracciones geoquímicas sedimentarias, así como tampoco su origen. Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue determinar el fraccionamiento geoquímico del Pb, en los sedimentos bioclásticos superficiales (≤ 10 cm) recolectados en la zona SW de la planicie arrecifal (< 1.5 m), de 15 arrecifes pertenecientes al Sistema Arrecifal Veracruzano (SAV), ubicado frente al Puerto de Veracruz, en el Golfo de México, y que está fuertemente influenciado por la descarga fluvial del río Jamapa. Adicionalmente se determinó la distribución espacial de los niveles de Pb asociados a las fracciones intercambiable, materia orgánica, carbonatos y mineral, y su relación con las fuentes potenciales locales de este elemento. Para determinar la concentración de Pb asociada a las fracciones sedimentarias se usó la técnica de extracción química secuencial, y la concentración se obtuvo por espectrofotometría de absorción atómica, siguiendo todos los estándares de calidad analítica. Las concentraciones promedio de Pb asociadas a las diferentes fracciones, en orden, fueron: carbonatos ($57.0 \pm 13.6 \mu\text{g g}^{-1}$) > mineral ($17.5 \pm 5.4 \mu\text{g g}^{-1}$) > intercambiable ($3.8 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$) > materia orgánica ($2.0 \pm 0.9 \mu\text{g g}^{-1}$). Los sitios influenciados por la descarga fluvial, fueron los que presentaron las concentraciones más altas de Pb en la fracción mineral. El concentración de Pb en la fracción biodisponible (intercambiable + materia orgánica + carbonatos) fue de 21.9-85.6 $\mu\text{g g}^{-1}$, lo que indica que el SAV es un área con problemas moderados de contaminación, cuando se compara estos registros con los reportes previos para la misma área. Tal como se esperaba, la fracción de carbonatos presentó la concentración de Pb más alta, correspondiente al 70% del contenido sedimentario total. Así, dado que los sedimentos bioclásticos carbonatados son un componente importante de la estructura arrecifal, por lo tanto, a estos se les considera el repositorio más importante de Pb en los ambientes de depósito sedimentario biogénico, lo cual debe ser tomado en cuenta al hacer los cálculos biogeoquímicos de los flujos y el destino de éste elemento en el medio oceánico.

[GA02]

SÍNTESIS Y MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE ARSENIATOS DE CALCIO

Luis Gerardo Hernández Bárcenas¹, Nadia Martínez Villegas¹, Francisco Castillo² y Miguel Ávalos Borja³

¹IPICYT, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí, División de Geociencias Aplicadas, S.L.P.
E-mail: luis.bernandez@ipicyt.edu.mx

²Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), México, D.F.

³Centro de Nanociencias y Nanotecnología-UNAM, Ensenada, B.C., México. Actualmente en IPICYT, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, División de Materiales Avanzados, San Luis Potosí, S.L.P.

El arsénico es un contaminante mayoritario en flujos residuales de una gran variedad de procesos industriales, mineros y metalúrgicos. Un método común de remoción de arsénico en fase acuosa es a través de precipitación utilizando cal (Bothe Jr. y Brown, 1999; Robins, 1981; Swash y Monhemius, 1995). Los precipitados típicos derivados de esta técnica de estabilización comprenden un rango de arseniatos de calcio con diversas estequiometrías, grados de hidratación y estabilidad o solubilidad, los cuales son dispuestos en suelos sin un claro entendimiento de su impacto en el ambiente (Castillo *et al.*, 2014). La literatura indica el escaso conocimiento de los tipos de arseniatos de calcio presentes en el ambiente en la actualidad después de ser dispuestos en el suelo y de su solubilidad a largo plazo. En este estudio, se sintetizaron arseniatos de calcio a condiciones encontradas en suelos impactados y agua contaminada (superior a los 158 mg/L de arsénico disuelto) (Martínez-Villegas *et al.*, 2013) para ayudar a identificar a los arseniatos de calcio que podrían precipitar/prevalecer en tales condiciones.

Los arseniatos de calcio sintéticos fueron precipitados mezclando una solución de $\text{Na}_2\text{HAsO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 100 mM con suspensiones de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ 125 mM a relaciones molares Ca/As 1.25 y pH 7.0. Se prepararon un total de 6 reactores y se almacenaron a temperatura ambiente por 500 horas. Las concentraciones de arsénico, calcio y pH fueron medidos a lo largo del tiempo. Dichos precipitados sintéticos fueron identificados por análisis de difracción de rayos X. Posteriormente, su precipitación fue modelada usando modelación hidrogeoquímica con PHREEQC.

Las concentraciones de arsénico y calcio decrecieron a 35.5 y 37 mM, respectivamente, mientras que el pH permaneció constante a lo largo del tiempo. El equilibrio fue alcanzado a las 16 horas. Precipitados blancos, aciculares fueron observados en las primeras horas del experimento. Guerinita ($\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$), haidingerita ($\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) y farmacolita ($\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) fueron identificados por análisis de rayos X. Dichas fases corresponden a arseniatos monoprotonados de calcio con una relación Ca/As = 1.0 ($\text{CaHAsO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) y arseniatos diprotonados de calcio con una relación Ca/As = 1.25 [$\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$] con distinto grado de hidratación. En el caso de $\text{CaHAsO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ con $n = 1$ para haidingerita y $n = 2$ para farmacolita. Para $\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ con $n = 9$ para guerinita. Las fases minerales identificadas en este trabajo concuerdan con las fases identificadas por Castillo *et al.* (2014), quien identificó guerinita, haidingerita y farmacolita en muestras de sedimentos contaminados con arseniatos de calcio (Martínez-Villegas *et al.*, 2013). Tal resultado representa la validación de este trabajo con respecto a su aplicación en ambientes reales de contaminación de arsénico y cuya información resulta de importancia para el entendimiento de los sistemas ambientales impactados por la presencia de dicho contaminante al mismo tiempo que evidencia que los arseniatos probables a precipitar en el ambiente son del tipo Ca/As = 1.0 o 1.25.

La precipitación de guerinita y haidingerita fue reproducida exitosamente con PHREEQC en tres reactores solo después de ajustar el producto de solubilidad de guerinita de $K_{sp} = 10^{-7.49}$ a $K_{sp} = 10^{-9.15}$ en la base de datos. Las

inconsistencias entre los resultados de difracción de rayos X y los resultados de la modelación hidrogeoquímica encontrados en este estudio durante la precipitación de arseniatos de calcio requiere la atención para revisión de los productos de solubilidad de arseniatos de calcio reportados en la literatura. Productos de solubilidad apropiados para reacciones de solubilidad y precipitación en el ambiente son de primordial importancia para un mejor entendimiento de procesos físicos y químicos que controlan el transporte de arsénico en suelos impactados con arseniatos de calcio.

REFERENCIAS

- Bothe Jr., J.V., Brown, P.W. 1999. The stabilities of calcium arsenates at $23\pm 1^\circ\text{C}$. *Journal of Hazardous Materials* 69, 197–207.
- Castillo, F., Avalos-Borja, M., Razo-Flores, E., Villalobos, M., Jamieson, H.E., Martínez-Villegas, N. 2014. Identification of diagenetic calcium arsenates using synchrotron-based micro X-ray diffraction. Presented at the 5th International Congress on Arsenic in the Environment.
- Martínez-Villegas, N., Briones-Gallardo, R., Ramos-Leal, J.A., Avalos-Borja, M., Castañón-Sandoval, A.D., Razo-Flores, E., Villalobos, M. 2013. Arsenic mobility controlled by solid calcium arsenates: A case study in Mexico showcasing a potentially widespread environmental problem. *Environmental Pollution* 176, 114–122.
- Robins, R.G. 1981. The solubility of metal arsenates. *Metallurgical and Materials Transactions B* 12, 103–109.
- Swash, P.M., Monhemius, A.J., 1995. Synthesis, characterisation and solubility testing of solids in the Ca-Fe-AsO₄ system. Sudbury '95 - Mining and the Environment, CANMET, p. 17-28.

[GA03]

**COMPUESTOS DE PREOCUPACIÓN EMERGENTE EN UN TRATAMIENTO CONVENCIONAL
PARA AGUAS RESIDUALES ACOPLADO A UN SISTEMA DE HUMEDALES**

**Ramón Humberto Preciado Monjardin¹, Iván Aviña Lamarque¹, Melissa Valdez Carrillo¹, Leif Abrell² y
Concepción Carreón Diazconti¹**

¹*Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California*
E-mail: ramon.preciado@uabc.edu.mx

²*Arizona Laboratory for Emerging Contaminants, Universidad de Arizona*

INTRODUCCIÓN

Una de las muchas inquietudes del mundo en el siglo XXI es la presencia generalizada en el ambiente de un gran número de compuestos orgánicos sintéticos, los que han sido creados para propósitos tan diversos como la producción y preservación de alimentos, numerosos procesos en la industria manufacturera, el cuidado personal, los servicios veterinarios y la atención a la salud humana (Lapworth, 2012). Estos químicos se producen en grandes cantidades y han sido reportados como potenciales disruptores endocrinos, además de que suelen ser persistentes y bioacumulables (Caliman y Gavrilescu, 2009). En la literatura internacional estos productos son conocidos como micro-contaminantes (Lapworth *et al.*, 2012) o como contaminantes emergentes (CE), entre otros. Se trata de un vasto grupo de químicos de distintas clases recientemente identificados o previamente no reconocidos como contaminantes (Agüera *et al.*, 2013), por lo que no han sido incluidos en programas de monitoreo ni en las listas de compuestos regulados (Maruya *et al.*, 2014). Recientemente estos CE han cobrado mayor importancia debido a la tendencia generalizada de reutilizar las aguas residuales tratadas (Bolong *et al.*, 2009)

Por otro lado, en las regiones semiáridas del mundo el recurso de mayor impacto para la auto-sustentabilidad es el agua, cuya calidad y disponibilidad están bajo constante amenaza debido a los cambios en la dinámica del ciclo hidrológico, la sobreexplotación de los acuíferos y la liberación al ambiente de compuestos de origen antropogénico. En los últimos años, los organismos Mexicanos a cargo de la administración del agua, las instituciones educativas y la industria, han empezado a enfocar sus esfuerzos en el reuso de aguas residuales tratadas. Sin embargo, esta actividad presenta serios desafíos con respecto a la calidad del agua y la sustentabilidad ambiental.

Los fármacos y las hormonas han sido específicamente diseñados para persistir ante los procesos biológicos y/o para transformarse en compuestos asimismo persistentes. Como la mayoría de ellos no son completamente asimilados por el organismo, pueden llegar al ambiente, específicamente a los cuerpos de agua, a través de la liberación de agua residual tratada mediante procesos que solo alcanzan a eliminarlos parcialmente (Li, 2013). Por otro lado, procesos degradadores como la fotólisis, directa o indirecta (alta radiación solar), exacerban la peligrosidad de algunos medicamentos a través de sus productos de transformación (Li *et al.*, 2011). Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es el de determinar los efectos de un tratamiento convencional de aguas residuales en conjunto con un sistema de humedales en la remoción de fármacos y hormonas en una zona semiárida. Debido a complicaciones analíticas y a restricciones en el tiempo, solo cuatro compuestos serán presentados en este documento. Los fármacos seleccionados son dos compuestos de alto consumo en la ciudad de Mexicali (Diclofenaco e Ibuprofeno), una hormona sintética (17 α -etinil estradiol) y un fármaco para el control del colesterol (gemfibrozil). Para nuestros propósitos, estos productos son denominados compuestos de preocupación emergente (CPE) ya que en México no existe una legislación que los clasifique como contaminantes y se encuentran fuera de los parámetros de control de calidad del agua (NOM-127-SSA1-1994).

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El valle de Mexicali es una zona agrícola ubicada en el semiárido noroeste Mexicano, en donde la máxima temperatura alcanza los 50°C mientras que la mínima puede ser menor a los 0°C. La precipitación promedio anual apenas llega a 60 mm mientras que la evaporación potencial es de 2500 mm anuales. Para el abastecimiento de agua, esta zona depende de un acuífero seriamente sobreexplotado y de las asignaciones del flujo del río Colorado, las que a su vez están ligadas a las condiciones climáticas (Ramírez-Hernández *et al.*, 2006). Luego entonces, se trata de una región altamente presionada por sus limitados recursos hídricos.

La Planta de Tratamiento de Aguas Residuales (PTAR) “Las Arenitas”, fue construida en 2007, trata 880 L/s de aguas residuales de Mexicali y su objetivo es el de contribuir a mejorar la calidad del agua liberada hacia el ambiente a través de los ríos Nuevo y Hardy, los que colectan y remueven superficialmente el agua de diversas fuentes de Mexicali. La planta fue diseñada y certificada para descargar su efluente a un dren, el cual después se convierte en el Río Hardy, para luego unirse al Río Colorado, el que a su vez desemboca en el Golfo de California. Recientemente se construyó un sistema de humedales con el fin de dar tratamiento secundario al efluente de la PTAR Las Arenitas. Dicho sistema fue colocado adyacente a la PTAR y está conformado por tres lagunas que en conjunto abarcan 98 ha. Carece de vegetación acuática y/o flotante aunque cuentan con alrededor de 10 ha de tule sembrado en las orillas, el que coexiste con abundantes especies, tales como mezquite tornillo, palo fierro, ocotillo, sauce, álamo, gobernadora y cachanilla. La fauna que se puede encontrar en la zona varía con relación a los ciclos migratorios. Aves como el palmoteador de Yuma, la perlitita del desierto, el águila cola roja, el pato tepalcate y otras, son avistadas con frecuencia. Además de aves migratorias también se pueden encontrar especies de fauna propias de la región como serpientes cascabel, coyotes, zorros, perritos de la pradera, escarabajos de cementerio, mosquitos y pulgas de agua. Estas características del humedal ofrecen un gran atractivo para los observadores de aves (Carrera, 2014).

MÉTODOS Y HERRAMIENTAS

Colección de muestras

Las muestras se colectaron por duplicado en envases de vidrio ámbar de 1-L en (1) el influente de la PTAR, (2) al finalizar el tratamiento primario, después del proceso de cloración, punto que a la vez funciona como la entrada al humedal, y (3) en el efluente del humedal, el cual también pasa por el proceso de cloración. La colección se realizó con apoyo de un muestreador de brazo extensible de elaboración propia ya que no se encontró en el mercado uno que cumpliera con nuestras especificaciones. El envase con el blanco de control, agua ultra pura calidad LC, fue abierto a la entrada del humedal por la misma persona que tomó las muestras de agua, utilizando el mismo par de guantes y posicionado en el mismo punto. Todas las muestras se conservaron evitando la luz solar y a una temperatura de 4 C° o menor hasta su análisis. Los parámetros fisicoquímicos de la muestra se midieron *in situ* y consistieron en temperatura, pH, sólidos disueltos totales, conductividad y oxígeno disuelto (Tabla 1).

Tabla 1. Parámetros fisicoquímicos de las muestras de la PTAR “Las arenitas” tomadas en Mayo de 2015.

Punto de muestreo	T (°C)	pH	STD (mg/L)	CE (mS)	OD (mg/L)
Influente	27	7.2	1500	2.13	0.5
Cloración	24	8.25	1500	2.07	1.03
Efluente	25	8.06	1500	2.17	1.13

T: temperatura, STD: sólidos totales disueltos, CE: conductividad eléctrica, OD: oxígeno disuelto

Preparación de las muestras

La preparación de las muestras se realizó siguiendo el protocolo de filtración y extracción WRF4269–Julio 2009 que se utiliza en el Arizona Laboratory for Emerging Contaminants (ALEC) de la Universidad de Arizona, lugar en el que se llevó a cabo la cuantificación de los fármacos.

Las muestras pasaron por una primera filtración para eliminar toda impureza que pudiera interferir con las mediciones o con la calidad del proceso, a través de un filtro de fibra de vidrio con una porosidad de 1 μm y 9 cm de diámetro. La filtración se llevó a cabo en varias etapas de 20 ml c/u, con el fin de evitar pérdidas en caso de oclusión. Estas muestras presentaron abundantes sólidos suspendidos por lo que fueron sometidas a doble o hasta triple filtrado. Al final de este proceso, se les agregó 0.50 gr de EDTA y 50 μl de una mezcla de trazadores isotópicos.

Acto seguido, las muestras se sometieron al proceso de extracción en fase sólida (EFS) mediante un equipo manifold acoplado a una bomba de succión y a una trampa para residuos. Esta operación se dividió en ambientación del sistema y elución de las muestras. Para la ambientación del sistema, a las muestras se les suministraron 5 ml de MeOH, 5 ml de MTBE y 5 ml de agua, y se dejaron reposar en los cartuchos para EFS durante 5 minutos. Una vez acondicionadas, se les añadieron 3 ml de cada uno de los siguientes compuestos: MeOH, MTBE, 5% NH_4OH en MeOH y ACTN. Las mezclas se dejaron reposar por otros 5 minutos y se procedió a coleccionar la elución en un tubo vial. El proceso completo tomó alrededor de 20 hrs. La reducción final de volumen se realizó con un equipo Turbovap a una temperatura de 45 $^{\circ}\text{C}$ durante 90 minutos

Análisis de las muestras

La investigación se realizó con un equipo UPLC-MSMS con un analizador de tiempo de vuelo y modo de triple cuádrupolo. Se seleccionó este método por ser el más reportado para el análisis de CPE en aguas ambientales y residuales (Agüera et al. 2013). La fase móvil consistió en 2 mM NH_4OAC en una solución de MeOH 5% y 2 mM NH_4OAC en MeOH 100%. Las temperaturas de trabajo fueron de 10 $^{\circ}\text{C}$ en el automuestreador y de 30 $^{\circ}\text{C}$ dentro de la columna. Cada muestra fue inyectada tres veces dentro del sistema para ser analizada en un lapso de 14 minutos. Cada 9 muestras el sistema aplicaba una auto calibración. Para este estudio se utilizaron tres herramientas softwares. 1) AnalystTF, con el que se elaboró el método de análisis incorporando de la literatura las energías de colisión, los iones fragmento y el tipo de carga, y se calcularon las cargas mono isotópicas para cada compuesto de interés. También se usó en la preparación de los lotes que contenían 39 muestras y 1 blanco. 2) Multipeak 2.0, para la obtención de resultados mediante la revisión de los cromatogramas obtenidos. Se eliminaron aquellos que presentaron un pico con una intensidad menor a 10, o picos de ruido mayores a 1/3 del pico principal. También sirvió para probar la conveniencia del método al usar diferentes energías de colisión para comprobar que los iones fragmento y los tiempos de retención de cada compuesto fueran los indicados. 3) Multiquad, para revisar los cromatogramas y modificar los límites de detección de cada muestra.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Primeramente, es importante mencionar que las aguas colectadas en el efluente del humedal no representan a las aguas del influente de la planta, ya que el tiempo de residencia en tratamiento primario es de 9 días, mientras que en el humedal es de 12 (Carrera, 2014). También es sabido que las aguas residuales no son homogéneas y que el tipo y concentración de los compuestos que pueden estar contenidos en estas varían dependiendo de los usos y costumbres temporales de una región. Por lo tanto, los resultados discutidos a continuación tienen carácter preliminar y serán corroborados con 2 futuras campañas de muestreo durante los periodos de Agosto y Diciembre.

En la Tabla 1 se observa que, para esta etapa de muestreo, la concentración de oxígeno disuelto se mantiene muy por debajo de lo esperado en aguas superficiales tratadas en humedales. Estas aguas se conservan altamente anóxicas a lo largo del proceso, lo que parece indicar que mantienen una alta carga orgánica. Aún más, estas aguas presentaron dificultades durante el filtrado debido a la abundancia de sólidos suspendidos.

En la Tabla 2 se observa que las concentraciones de analgésicos disminuyen considerablemente mediante la combinación de procesos. Sin embargo, solo el ibuprofeno parece responder favorablemente al tratamiento primario, mientras que el diclofenaco presenta una mayor remoción ante los procesos relacionados con el humedal. Por otro lado, el 17 α -etinil estradiol arrojó algunos resultados con concentraciones por debajo de la sensibilidad del equipo, pero también mostró un asombroso incremento de concentración al final del tratamiento combinado. Este hecho puede deberse a un pico en la concentración de esta hormona en el influente correspondiente. Dado que el humedal es un punto de encuentro de especies animales, entre ellas las aves migratorias, otra hipótesis plantea el parentesco de este compuesto con la hormona estradiol, la que está asociada con los ciclos reproductivos de algunos seres vivos.

Finalmente, el compuesto gemfibrozil mostró una respuesta nula al tratamiento de las aguas residuales y a la fitorremediación del humedal. Sin embargo, esto podría explicarse con las diferencias de concentración (posibles picos) en los influentes correspondientes, los que han sido enmascarados por los tiempos de retención. En todos los casos se observa que las aguas liberadas al ambiente después del tratamiento combinado contienen fármacos y hormonas, aunque sea en muy bajas concentraciones.

Tabla 2. Concentración de fármacos y hormonas en influentes y efluentes del sistema PTAR-humedal Las Arenitas

Punto de muestreo	Ibuprofeno	Diclofenaco	17α-etinil estradiol mg/L (s)	Gemfibrozil
Influente	0.99133 (0.07559)	0.384 (0.03207)	0.001 (0)	0.06766 (0.01159)
Cloración	0.591 (0.1106)	0.341 (0.00608)	dld (0)	0.076 (0.0329)
Efluente	0.53533 (0.20805)	0.104 (0.02920)	0.035 (0.00057)	0.09067 (0.00723)

(s) variación estándar; (dld) debajo del límite de detección

REFERENCIAS

- Agüera, A., Martínez Bueno, M.J., Fernández-Alba, A.R. 2013. New trends in the analytical determination of emerging contaminants and their transformation products in environmental waters. *Environmental Science and Pollution Research International* 20, 3496–515.
- Bolong, N., Ismail, A. F., Salim, M. R., Matsuura, T. 2009. A review of the effects of emerging contaminants in wastewater and options for their removal. *Desalination* 239, 229-246.
- Caliman, F.A., Gavrilescu, M. 2009. Pharmaceuticals, personal care products and endocrine disrupting agents in the environment—a review. *CLEAN—Soil, Air, Water* 37, 277-303.
- Carrera E. 2014. De la modelación hidrodinámica a la mejora del desempeño hidráulico del humedal artificial Las Arenitas. Tesis de Maestría en Ingeniería, Programa MyDCI, Instituto de Ingenierías, Universidad Autónoma de Baja California.
- Lapworth, D.J. *et al.* 2012. Emerging organic contaminants in groundwater: A review of sources, fate and occurrence. *Environmental Pollution* 163, 287–303.
- Li, X., Zheng, W., Kelly, W.R. 2013. Occurrence and removal of pharmaceutical and hormone contaminants in rural wastewater treatment lagoons. *Science of the Total Environment* 445, 22-28.
- Li, Z. *et al.* 2011. Transformation of the antiepileptic drug oxcarbazepine upon different water disinfection processes. *Water Research* 45, 1587–1596.
- Maruya, K. *et al.* 2014. Refocusing Mussel Watch on contaminants of emerging concern (CECs): the California pilot study (2009-10). *Marine Pollution Bulletin* 81, 334–339.

Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA-1-1994. Salud ambiental, Agua para uso y consumo humano - Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización.

Ramírez-Hernández, J., Roman-Calleros, J., Reyes-López, J.A. y Lázaro-Mancilla, O. 2006. El escenario del agua en el valle de Mexicali. En: Ramírez-Hernández, J. (Ed.), Una visión de la problemática ambiental de Mexicali y su valle. Universidad Autónoma de Baja California, Mexicali, Baja California, 202 p.

[GA04]

EVALUACIÓN DE LAS CONDICIONES DE OPERACIÓN DE LA REGENERACIÓN DE CLINOPTILOLITA UTILIZADA EN LA REMOCIÓN DE MN DE AGUA SINTÉTICA

**Patricia Candelaria Montiel-García, Enrique Cruz-Chávez
y Evodio Pedro Castañeda-Ovando**

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Cd. Universitaria, Carretera Pachuca-Tulancingo, Km 4.5, Col. Carboneras, 42184 Mineral de la Reforma, Hidalgo

E-mail: pmontiel@uaeh.edu.mx

INTRODUCCIÓN

Por décadas se han publicado diferentes metodologías relacionadas con el control de la concentración de Mn soluble en los procesos de tratamiento de aguas, aunque muchos se han modificado ante la necesidad de evaluar los métodos de control. Por otro lado, por su eficiencia en la remoción de bajas concentraciones de manganeso, y su relativa simplicidad para automatizar las operaciones a pequeña escala, el proceso de intercambio iónico se emplea en el tratamiento de Mn en aguas (Weber, 1972). Los intercambiadores iónicos, por definición, son materiales sólidos insolubles, los cuales transportan cationes o aniones intercambiables. Estos iones pueden ser intercambiados por una cantidad equivalente estequiométricamente de otros del mismo signo cuando el ion intercambiado está en contacto con una solución electrolítica. Muchos minerales naturales de intercambio iónico son aluminosilicatos con propiedades de intercambio catiónico. Un representativo característico de este grupo de materiales es la zeolita (Breck, 1974).

El retículo de una zeolita consiste de tetraedros de SiO_4 y AlO_4 , los cuales tienen sus átomos de oxígeno en común. Sin embargo, el aluminio es trivalente, el retículo lleva una carga eléctrica negativa (una carga elemental por átomo de aluminio), la que es balanceada por cationes alcali o alcalinotérreos, los cuales no ocupan posiciones fijas, pero son libres para moverse en los canales del retículo del esqueleto. Estos iones actúan como contraiones y pueden ser remplazados por otros cationes. En los huecos de la estructura se introducen moléculas de agua sin participar en la cohesión de la red; se trata del agua zeolítica, y por eso las zeolitas forman espuma al calentarse. A esta propiedad se debe su nombre: piedra que hierve, del griego *zeo* (hierve), y *lithos* (piedra), (Bosch y Schifter, 1988).

Existen más de 30 especies de zeolitas en la naturaleza. Sin embargo, la mordenita, clinoptilolita, ferrierita, chabazita, erionita, filipsita y analcima se encuentran en cantidades suficientes para ser consideradas como recursos minerales viables (Zamzow y Murphy, 1992). Las zeolitas más comunes en depósitos sedimentarios son analcima, clinoptilolita, heulandita, laumontita y filipsita. En cuanto a las más comerciales son la ferrierita, mordenita, natrolita y wairakita, la diferencia en cada especie depende de la proporción de Si:Al (Ilangovan, 1993). El equilibrio de intercambio iónico puede estar caracterizado por la isoterma de intercambio iónico. Esta isoterma es una representación gráfica, donde se presenta el equilibrio de la concentración del ion intercambiado en la solución respecto a la concentración de equilibrio correspondiente del mismo ion en la zeolita a temperatura y concentración constantes (Helfferich, 1962).

La capacidad de un intercambiador es usualmente expresada como capacidad total (capacidad teórica) o capacidad de operación (capacidad de trazo); la total es una medida de la cantidad total de iones, los cuales teóricamente pueden ser intercambiables (números de grupos ionizables) por unidad de masa o por unidad de volumen del intercambiador (por ejemplo, meq/L; eq/L; meq/g). Por su parte, la capacidad de operación es una medida de la capacidad útil del intercambiador por iones intercambiables de una solución fluyendo a través de una cama fija de partículas del intercambiador bajo condiciones específicas. La capacidad de operación de un intercambiador depende de la cantidad de flujo a través de la columna, espesor de la misma, coeficiente de

selectividad, tamaño del ion intercambiable, cantidad de regenerante usado, composición y concentración de los solutos alimentados, temperatura, y calidad deseada del efluente (Benefield *et al.*, 1982).

Los sistemas de intercambio iónico pueden ser operados, principalmente por dos técnicas: (a) *Técnica en lote* – una cantidad conocida de un intercambiador entra en contacto con una solución de concentración y volumen conocidos. El intercambio tiene lugar en un recipiente cerrado. La agitación se suministra por movimientos o vibraciones, y la proporción de intercambio será determinada por la adsorción por el intercambiador iónico, o el incremento en concentración en la solución; (b) *Técnica en columna* – una solución se pasa a través de un lecho del intercambiador iónico, donde su composición se cambia por proceso iónico. La composición del efluente, y su cambio con el tiempo depende de las propiedades del intercambiador iónico (forma iónica, capacidad, etc), de la composición de la alimentación, y de las condiciones de operación (cantidad de flujo, temperatura, etc), (Helfferrich, 1962).

Se llama *Regeneración* al proceso mediante el cual se restablece o mejora un sistema que fue degenerado. En la regeneración se desplazan los iones intercambiados durante la corrida de servicio y retornan al intercambiador a la capacidad de intercambio inicial o a cualquier otro nivel deseado, dependiendo de la cantidad de regenerante usado.

La eficiencia de regeneración se define como la cantidad de los equivalentes totales de iones removidos del intercambiador a los equivalentes totales de iones en el volumen del regenerante (Benefield *et al.*, 1982). Las sustancias más comúnmente utilizadas como regenerantes son NaCl, CaCl₂, CaO y NaOH, (Weber, 1972). Se estiman que el 50-60% del costo del intercambio iónico está asociado con el costo de regeneración (Linne y Semmens, 1985).

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zeolita (tipo clinoptilolita) utilizada para este estudio procede de los depósitos localizados en el municipio de Etlá en Oaxaca, México, entre los 17° 20' y los 16° 50' latitud norte y 96° 50' longitud oeste (Figura 1).

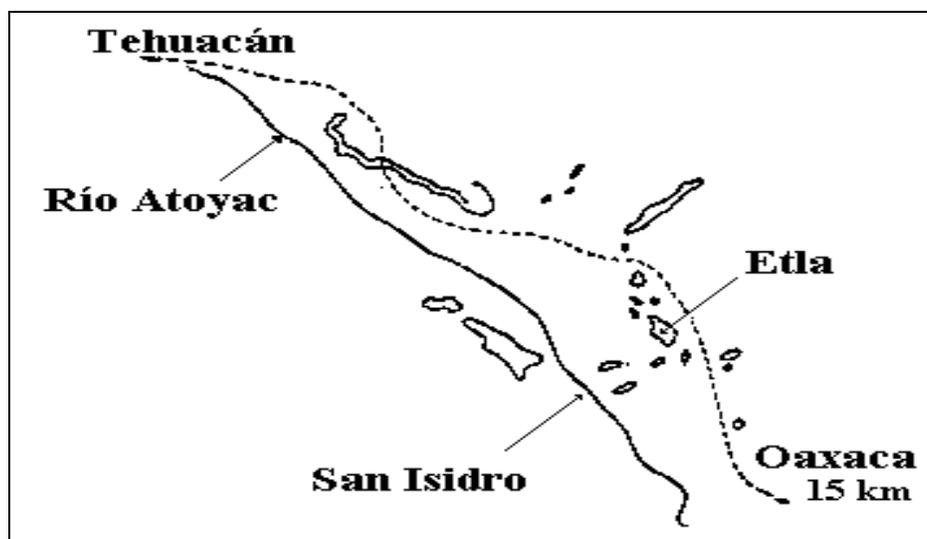


Figura 1. Muestras de zeolitas en la zona de Etlá, Oaxaca.

De Pablo Galán (1986) informó de grandes depósitos de zeolita al sureste de México (Oaxaca), que son resultado de la transformación de vidrio volcánico en zeolita; señaló que la zeolita natural tipo clinoptilolita es la que se encuentra en mayor abundancia a elevaciones sobre el nivel del mar, de 1500 hasta 1540 msnm, con una composición química conformada por:



MÉTODO

Preparación y acondicionamiento

La zeolita utilizada en el presente estudio tiene las propiedades físicas que se reportan en la Tabla 1 (Pavón, 1995).

Tabla 1. Propiedades físicas de la zeolita

Propiedad	Valor
Peso específico	2.2 g/cm ³
Espacio intersticial	67.48 %
Área superficial	20 m/g ²

La zeolita se molió y tamizó en malla 16, correspondiente a un tamaño de abertura de 1.18 mm (ASTM), dimensión adecuada para remover cationes (Chávez *et al.*, 1994); después de esta operación el material se lavó con agua destilada para eliminar polvos, posteriormente se procedió a secarlo a temperatura ambiente. La zeolita se sometió a un proceso de acondicionamiento con la finalidad de tener un material homoiónico, con una solución de NaCl 1N (58.49 gr/L) durante cuatro días a temperatura ambiente, con reemplazo diario de esta solución en una relación 1:2 (un kg de zeolita en dos litros de solución de NaCl 1N). Posteriormente se lavó varias veces con agua destilada; al agua de lavado se le determinó el ion cloruro con solución de nitrato de plata 0.01N con el fin de tener una prueba indicativa de inclusión de Cl⁻. Finalmente, se procedió a lavar con agua desionizada y se puso a secar a temperatura ambiente (Montiel *et al.*, 1994).

Estudios de Difracción de Rayos X

Se molió la zeolita en mortero de ágata y se pasó por malla 200, que corresponde a un tamaño de abertura 0.075 mm (ASTM), para su estudio mediante difracción de rayos X, por el método de polvos, utilizándose un difractómetro Philips, modelo X-Pert con ánodo de Cu.

Remoción de Mn de agua sintética

La remoción de Mn²⁺ de agua sintética se realizó en una columna de acrílico de 58.9 cm de largo y 4.4 cm de diámetro interno, con 639 g de zeolita y altura del lecho de 48 cm; en la parte inferior se colocó un lecho de perlas de vidrio de 2 cm para propiciar un flujo homogéneo (Figura 2).

La solución de Mn²⁺ se preparó a partir de la sal de MnCl₂·4H₂O para que no precipitara al menos durante dos semanas (Barrer y Townsend, 1976) en concentración (Co) de 0.01N (274.65 mg/L de Mn²⁺). El ion de Mn²⁺ presente en agua de abastecimiento, generalmente se muestra en forma de sulfatos; como el reactivo químico de Mn en forma de sulfatos es difícil de disolver en agua destilada, se utilizó la sal de cloruro, la cual es más soluble y estable (Zamzow y Murphy, 1992).

La solución se bombeó a través de la columna mediante una bomba peristáltica marca Cole Parmer, EUA, de flujo variable, regulada manualmente hasta obtener el flujo requerido en la columna en mL/min. Este régimen, nos sirve de base para el cálculo del volumen del lecho/hora, el cual se conoce como Bv/h, y se calcula de la siguiente manera:

$$V = \pi r^2 h$$

Dónde: V = Volumen del lecho
 $\pi = 3.1416$
 $r^2 =$ radio de la columna al cuadrado, y
 $h =$ altura del lecho

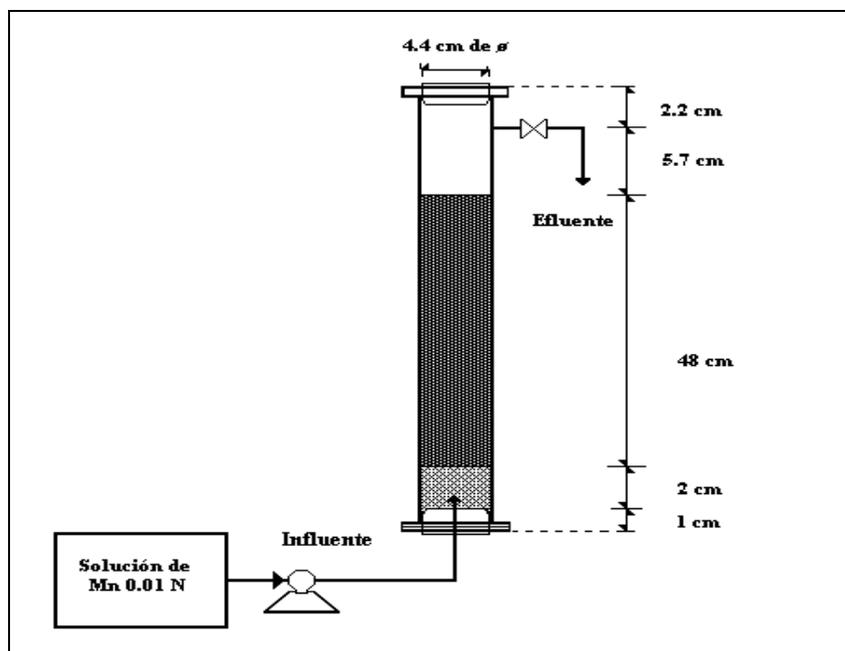


Figura 2. Diagrama de la columna experimental para la remoción de Mn^{2+} .

Sustituyendo los valores de la columna en estudio, se obtiene el volumen del lecho por hora, y como los regímenes de flujo se tienen en mL./min se hace la conversión para obtener el Bv/hora, unidad de volumen específica para este tipo de estudios. Las condiciones de alimentación de esta columna consistieron de un régimen de flujo de fueron de 4.47 mL./min y un volumen de lecho (Bv/h) de 0.36.

Los efluentes de la columna se acidificaron para analizar la concentración (C_e) del Mn^{2+} por espectrofotometría de absorción atómica (APHA, 1989), en un espectrofotómetro de absorción atómica, marca Perkin Elmer, modelo 1100 B, equipado con quemador de bajo nivel y deflector de flujo, con flama de aire-acetileno. Se generó una curva de calibración estándar para el análisis, usando estándares de 1000 mg/L de Mn y Na en 2% de HNO_3 , *PE Pure, Atomic Spectroscopy Standards*. Cabe mencionar que también se tomaron muestras de zeolitas, las cuales fueron disueltas con ácidos por digestión en un horno de microondas marca CEM Inovator in Microwave Technology MDS-200. Las condiciones de operación del horno se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Condiciones de operación del horno de microondas

Parámetros	Valores
Poder*, en porcentaje	100
Presión, en lb/plg ²	90
Tiempo, en min	30
Tiempo a presión, en min	15
Potencia del extractor, en watts	100
Número de vasos	12
Peso de muestra, en g	0.1 - 0.3
Ácidos utilizados	6 ml HNO_3 + 3 ml HCl + 2 ml HF

El estudio se detuvo hasta que la concentración de Mn^{2+} en el efluente (C_e) fue igual a la concentración de alimentación (C_o).

Estudio de regeneración

Finalizado el intercambio de la columna saturada con solución de Mn^{2+} la columna se colocó en un sistema de retrolavado con agua desionizada para eliminar el exceso de solución y la zeolita de esta columna se secó a temperatura ambiente.

Efecto de la concentración del regenerante en estudio en lote

Para la realización de esta prueba se tomó zeolita de la columna saturada con Mn^{2+} . El experimento se realizó en frascos de polietileno de 125 mL a los que se les agregó un peso de 12.5 g de zeolita y 50 mL de solución de NaCl 1, 2 y 4N a temperatura ambiente (20°C) (Montiel, 2001). Después de agitar durante 24 horas, se muestrearon los sobrenadantes a diferentes tiempos, acidificándolos para el análisis de Mn^{2+} por absorción atómica. Se muestreó zeolita al inicio y al final del experimento para el análisis por absorción atómica, con el fin de determinar la concentración óptima del regenerante.

Estudio de regeneración en función de la velocidad de flujo

El estudio de regeneración en columna se realizó utilizando columnas de acrílico de 30 cm de largo y 2.2 cm de diámetro interno, con un lecho de 4 cm de perlas de vidrio en la base para propiciar un flujo homogéneo y 150.52 g de zeolita, figura 3.

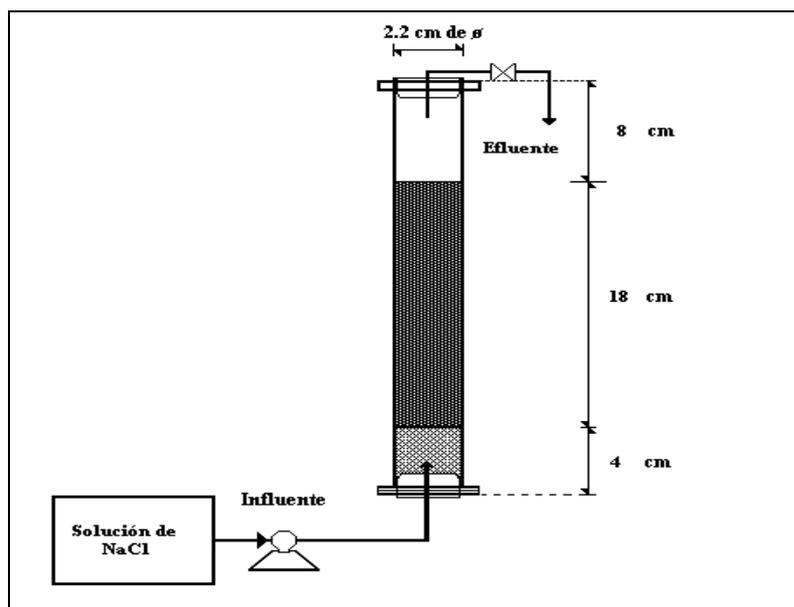


Fig. 3. Diagrama de la columna experimental del estudio de regeneración

Se empacaron otras dos columnas con zeolita de la columna saturada con Mn^{2+} , alimentas con solución regenerante de NaCl 4N, las velocidades de flujo fueron de 4 Bv/h (273.68 mL), 6 Bv/h (410.52 mL/h) y 8 Bv/h (547.36 mL/h), durante un ciclo de 12 horas. El muestreo de los efluentes de las columnas se realizó en la primera hora cada 15 min, y después cada hora; éstos se acidificaron para el análisis de Mn^{2+} por absorción atómica, también se muestreó la zeolita a las 2, 6 y 12 horas, para su análisis.

RESULTADOS

Capacidad de Intercambio

Tomando como base el contenido de aluminio y el peso molecular de la zeolita, la capacidad de intercambio teórica puede determinarse al considerar que cada átomo de aluminio crea un sitio de intercambio (Semmens y Martin, 1988).

$$\text{CIT} = (\text{Al eq/mol})(1\text{mol/peso molecular})(1000 \text{ meq/eq})$$

De este modo, con el peso molecular de la zeolita y tomando en cuenta que existen 7.7 átomos de aluminio, la capacidad de intercambio teórica es:

$$\text{CIT} = 2.53 \text{ meq/g}$$

Difracción de Rayos X

La caracterización de la zeolita acondicionada mediante difracción de rayos X, confirma que es una zeolita del tipo clinoptilolita, y que en su estructura tiene una inclusión de 100% de halita (NaCl), lo cual puede observarse en el difractograma de la Figura 4.

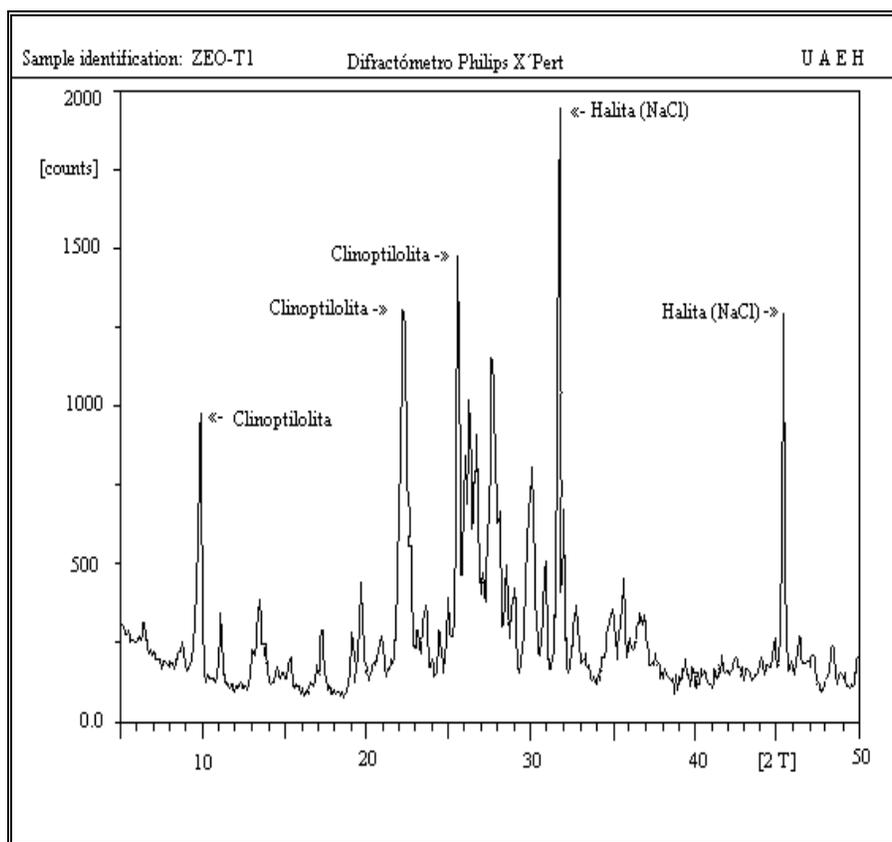


Figura 4. Difractograma de la zeolita acondicionada

La zeolita inicialmente para este estudio tenía la siguiente concentración de Mn y Na en mg/g (Tabla 3).

Tabla 3. Concentración inicial de Mn y Na en la zeolita

Elemento	Concentración (mg/g)
Mn	0.008
Na	29.94

Estudio en columna

La columna con un régimen de flujo de $Bv = 0.36$ obtuvo una capacidad de operación de 0.33 meq/mL y la cantidad de Mn^{2+} removido fue de 5.31 mg Mn^{2+} /g de zeolita.

*Estudios de regeneración***Efecto de la concentración del regenerante en pruebas en lote**

En esta prueba se estudió los efectos de la concentración del regenerante (NaCl 1, 2 y 4N) en la remoción de Mn^{2+} utilizando zeolita de la columna saturada de este elemento. Los resultados de la regeneración de la zeolita, utilizada en la remoción de Mn^{2+} se presentan en la Tabla 4.

Tabla 4. Variación de la concentración de Mn^{2+} en mg/L, regeneración en lote

Tiempo en hrs.	NaCl 1 N	NaCl 2 N	NaCl 4 N
0.16	130	144	114
0.5	231	243	292
1.0	414	385	368
1.5	491	534	546
2.5	805	940	830
3.5	883	954	992
5.5	1253	1369	1282
24	2471	2649	2710

La mayor cantidad de Mn^{2+} (2710 mg/L) liberado de la zeolita se obtuvo en 24 horas en la concentración del regenerante 4N, mostrando que entre mayor sea la concentración del regenerante, mayor será la cantidad de Mn^{2+} liberado de la zeolita. En la Tabla 5 se muestran los resultados del análisis de la zeolita al inicio de este estudio (cero horas) y al final del estudio (24 horas), observándose la variación de la concentración de Mn^{2+} (mg/g de zeolita), así como el porcentaje de metal liberado.

Tabla 5. Variación de la concentración de Mn^{2+} en mg/g de zeolita y porcentaje regeneración en lote

Elemento	Tiempo 0 horas	NaCl 1N	NaCl 2N	NaCl 4N
Mn^{2+}	18.19	9.13 (50%)	7.47 (59%)	6.28 (65%)

El porcentaje más alto de Mn^{2+} liberado por la zeolita (65%) se obtuvo en la solución de regeneración de NaCl 4 N, lo cual se confirma con la etapa anterior.

Estudio de la regeneración en función de la velocidad de flujo

Los resultados de la variación de la concentración de Mn^{2+} , en mg/L, con solución de regeneración de NaCl 4N a diferentes regímenes de flujo (4, 6 y 8 Bv/h), se observan en la Figura 5.

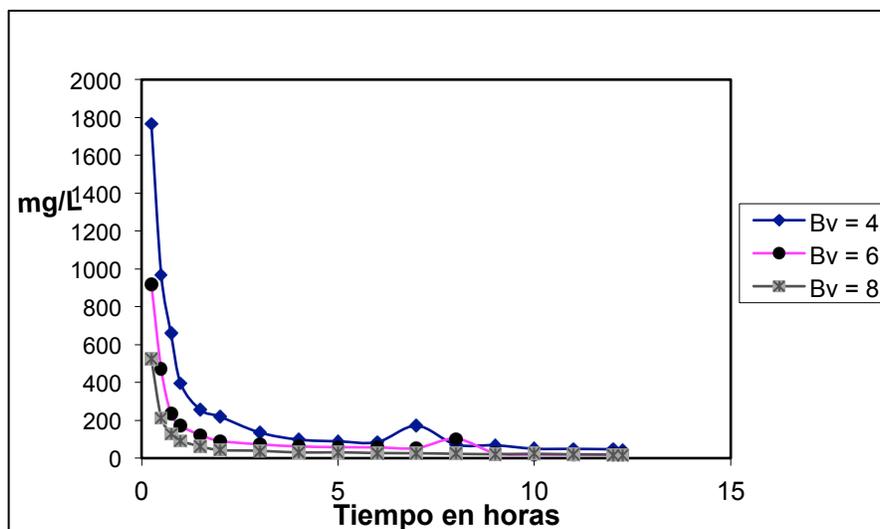


Figura 5. Efecto del régimen de flujo en la regeneración de la zeolita saturada de Mn^{2+} .

Como se puede observar para la regeneración de la zeolita saturada con solución de Mn^{2+} 0.01 N, el régimen de flujo adecuado es de 4 Bv con una concentración de la solución regenerante de 4N; observándose que entre más bajo es el régimen de flujo, más tiempo permanece la solución regenerante en el lecho de zeolita, liberando ésta mayor cantidad de metal. También se tomaron muestras de zeolita de la columna a las 2, 6 y 12 horas para determinar la variación de la concentración de Mn^{2+} en mg/g de zeolita a los diferentes regímenes de flujo (4, 6 y 8 Bv). Los resultados de la digestión en horno de microondas de la zeolita tomada de las columnas de regeneración en mg de Mn^{2+} /g de zeolita, se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6. Variación de la concentración de Mn^{2+} en mg/g de zeolita, regeneración en columna

	4 Bv	6 Bv	8 Bv
Tiempo en hrs.	NaCl 4 N	NaCl 4 N	NaCl 4 N
2	9.14	13.75	13.53
6	6.57	12.50	11.68
12	4.79	9.97	10.49

Como se puede observar en un tiempo de 12 horas, con un régimen de flujo de 4 Bv de la solución de regeneración, se obtuvieron 4.79 mg de Mn^{2+} /g de zeolita, lo cual indica que son las mejores condiciones para la regeneración de la zeolita saturada con solución de Mn^{2+} 0.01N por ser éste el valor más bajo comparado con los otros dos regímenes de flujo (6 y 8 Bv), donde los contenidos de mg de Mn^{2+} /g de zeolita variaron entre 9.97 y 10.49.

CONCLUSIONES

La caracterización por difracción de rayos X, de la zeolita acondicionada, confirmó que es una zeolita tipo clinoptilolita con inclusión de un 100% de Halita (NaCl). El estudio de regeneración de la zeolita saturada de Mn^{2+} en pruebas de lote se efectuó para observar el efecto de la concentración del regenerante en la liberación del metal de la zeolita; encontrándose que la concentración adecuada es de NaCl 4N en un tiempo de 24 horas, ya que entre mayor es la concentración del regenerante, mayor será la cantidad del metal liberado de la zeolita.

En el estudio de regeneración en columna, en función de la velocidad de flujo, la velocidad óptima del regenerante fue de 4 Bv/h con una concentración de NaCl 4N, obteniéndose 1765 mg/L de Mn^{2+} liberados de la

zeolita, esto en razón de que mientras más bajo es el régimen de flujo, más tiempo permanece la solución regenerante en el lecho de zeolita, liberando ésta mayor cantidad de metal.

Con base en los resultados del estudio, puede concluirse que el comportamiento de aluminosilicatos naturales, como la zeolita tipo clinoptilolita es útil para remover iones divalentes como el Mn^{2+} en aguas sintéticas, por lo que se recomienda que se lleven a cabo estudios de este tipo en aguas específicas (de abastecimiento para consumo humano, de pozos, etc.) para tomar en cuenta factores como el efecto de sólidos suspendidos y el oxígeno disuelto en el agua por tratar, así como factores económicos y operativos.

REFERENCIAS

- Chávez, A., Illangovan, K., De Pablo-Galan, L., Noyola, A. 1993. Remoción de Metales Pesados y Nitrógeno Amoniacal con Zeolita Natural. *IX Congreso Internacional de AIDIS y de América del Caribe. SMISAAC, México, D.F.*, p. 169-173.
- Linne, S., Semmens, M. 1985. Studies on the Ammonium Removal and Filtration performance and Regeneration of Clinoptilolite. *Proceedings of the 39th. Industrial Waste Conference, Ann Arbor, MI*, p. 39, 757).
- APHA-AWWA-WPFC 1989. *Standards Methods for Examination of Water and Wastewater* (17° edition ed.). Washington, D. C.: American Public. Health Association.
- Barrer, R., Townsend, R. 1976. Transition Metal Ion Exchange in Zeolite. *J. Chem. Soc. Faraday, Trans. 72*, 661-663.
- Benefield, D., Judkins, J. Jr. , Weand, B. 1982. *Process Chemistry for Water and Wastewater Treatment*. USA: Prentice-Hall Inc.
- Bosch, B., Schifter, I. 1997. *La zeolita, una piedra que hierve* (Segunda ed.). México, D.F. Fondo de Cultura Económica.
- Breck, W.D. 1974. *Zeolite Molecular Sieve: Structure Chemistry and Use*. New York, USA: Wiley Interscience Publication.
- Helfferich, F. 1962. *Ion Exchange* (1a edition ed.). New York: McGraw-Hil.
- Ilangovan, K. 1993. Heavy Metal Removal by Zeolites. *Primer Minisimposio sobre Remoción de Contaminantes de Agua y Suelos*. Cd. de México: Instituto de Ingeniería, y Fac. de Química, UNAM. .
- Montiel, P. 2001. *Remoción de Mn^{2+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} en agua sintética utilizando zeolita natural, tipo Clinoptilolita*. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Montiel, P., Ilangovan, K., Briones, R. 1994. Evaluación de la capacidad de la selectividad de intercambio iónico en el tratamiento de hierro y manganeso en agua utilizando zeolita natural. *XXIV Congreso Interamericano de Ingeniería Sanitaria y Ambiental "Ingeniería Ambiental para el Desarrollo Sustentable*. Buenos Aires, Argentina: ADIS.
- Pablo-Galán de, L. 1986. Geochemical Trends in the Alteration of Miocene Vitric Tuffs to Economic Zeolite Deposits, Oaxaca, Mexico. *Applied Geochemistry* 1, 273-285.
- Pavón, T. 1995. *Influencia de la temperatura en la remoción de metales pesados por el proceso de intercambio iónico utilizando zeolita-clinoptilolita*. Tesis de Maestría, UNAM, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, México.
- Semmens, M., Martin, W. 1995. The Influence of Pretreatment on the Capacity and Selectivity of Clinoptilolite for Metal Ion. *Water Res.* 22, 537-542.
- Weber, J. 1972. *Physicochemical Processes for Water Quality Control*. New York: Wiley-Interscience.
- Zamzow, M., Murphy, J. 1992. Removal of Metal Cations from Water using Zeolites. *Separation Science and Technology* 27, 1969-1984.

[GA05]

**Geoquímica del Mercurio en Ambientes Geotérmicos:
Caso de la Zona de Acozulco, Puebla-Hidalgo**

**Guillermo López-Flores¹, Carles Canet-Miquel², Ofelia Morton-Bermea², Pablo Higuera-Higuera³,
Berenice Hernández-Cruz⁴ y Augusto Rodríguez-Díaz⁴**

¹*Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*

E-mail: guillermolopezflores@hotmail.com

²*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*

E-mail: ccanet@geofisica.unam.mx; omorton@geofisica.unam.mx

³*Universidad de Castilla-La Mancha, Instituto de Geología Aplicada & Departamento de Ingeniería Geológica y Minería (España)*

E-mail: Pablo.Higuera@uclm.es,

⁴*Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México*

E-mail: GHernandezCr@iingen.unam.mx; geaard@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Tulancingo-Acozulco cuenta con una altura promedio de 800 m con respecto al terreno circundante y se encuentra conformado por una serie de derrames de lava, domos y depósitos piroclásticos cubriendo un basamento cretácico sedimentario (lutitas y calizas), fuertemente plegado y metamorfizado, perteneciente a la Sierra Madre Oriental (SMO). Los depósitos volcánicos forman parte de la historia evolutiva de dos importantes calderas sobrepuestas: (a) Tulancingo con un diámetro de 32 km y una edad de 3.0 Ma; y la más reciente (b) Acozulco, con 18 km de diámetro y un intervalo de actividad que duro de 1.7 a 0.24 Ma (López-Hernández, 2009). La historia geológica de la zona es compleja y su configuración reciente está fuertemente influenciada por el vulcanismo en su mayoría calci-alcalino que ha variado en composición, estilo y distribución durante 2.76 Ma, desde el Plioceno hasta el Pleistoceno. La orientación y el emplazamiento del vulcanismo dentro del sector oriente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), ha estado sujeto a la presencia de fallas profundas de carácter regional provocadas por un régimen de esfuerzos distensivo. A través de estudios geológicos, fisiográficos y la aplicación de métodos geofísicos se han vislumbrado varios lineamientos, entre ellos dos sistemas de fallas de gran envergadura que atraviesan el complejo caldérico: Apan-Piedras Encimadas con rumbo NE-SW y Tulancingo-Taxco con rumbo NW-SE.

El sistema geotérmico de Acozulco se encuentra dentro del complejo caldérico Tulancingo-Acozulco, considerado uno de los más grandes de la FVTM junto con Amealco, La Primavera, Los Azufres, Los Humeros y Huichapan. A diferencia de otros campos geotérmicos en México, el sistema hidrotermal del complejo presenta muy pocas manifestaciones superficiales debido a su poca permeabilidad, sin embargo existen evidencias fehacientes de su actividad debido a la presencia de extensas zonas de alteración y evidencias de una posible explosión hidrotermal hace 1200 años (Peláez-Pavón, 2014).

El mercurio (Hg) no está presente en todos los sistemas geotérmicos (Kagel, 2007), sin embargo es inobjetable que existe una estrecha relación entre este tipo de entornos geológicos y las grandes concentraciones de Hg (Barnes, 1987). Esto se debe a que contenidos significativos de Hg en forma de cinabrio, metacinabrio o mercurio elemental se han encontrado en sistemas geotérmicos como Sulphur Bank System y Amedee Hot Spring en EUA; Rotowaka y Waiotapu en Nueva Zelanda; Uzon Caldera y Apapel Hot Springs en Rusia y el Monte Amiata en Italia, entre otros. Muchos de estos depósitos de Hg se encuentran en la superficie alrededor de fumarolas en sistemas geotérmicos dominados por vapor, manantiales termales y zonas sobre acuíferos calientes. Los halos alrededor de estas manifestaciones termales pueden alcanzar cientos de veces la concentración de fondo y decenas de ppm de Hg dentro de zonas con alteración argílica (ácida sulfatada) y silícica (sinter silícico).

El mercurio (Hg) se ha convertido en un elemento de gran interés académico, ya que es utilizado como una herramienta geoquímica en la exploración de yacimientos minerales, sistemas geotérmicos y rasgos estructurales. Por otra parte, su naturaleza tóxica ha despertado el interés y la preocupación social, por lo que ha motivado la realización de investigaciones para entender su comportamiento en los distintos compartimientos ambientales y en el cuerpo humano. A pesar de su importancia en estos rubros, en particular, son pocos los estudios que existen sobre el mercurio en sistemas geotérmicos de México. Actualmente se desconoce la concentración y distribución del Hg en Acocolco, por lo que existe un importante campo por desarrollar en este tema.

METODOLOGÍA

Los minerales rojizos en la superficie de algunos afloramientos alterados, marco el primer indicio de la presencia de minerales de Hg en la zona. Para averiguar la presencia y las concentraciones de Hg en los diferentes tipos de alteración dentro de la caldera, fue necesario analizar 102 muestras previamente recolectadas en 69 puntos compuestos principalmente de lavas dacíticas, tobas y brechas alteradas. Las muestras fueron analizadas mediante petrografía macroscópica, microscopio electrónico y geoquímica (absorción atómica y espectrometría de masas).

Así mismo, para identificar hidrotermalismo se midieron las concentraciones de Hg en el aire siguiendo el protocolo de Higuera, con un equipo Lumex RA-915, un espectrómetro de absorción atómica portable capaz de medir las concentraciones de mercurio en tiempo real.

Análisis de Hg por absorción atómica

Las muestras recolectadas fueron analizadas en el DMA-80 (Direct Mercury Analyzer), equipo que forma parte de las instalaciones del laboratorio de Espectrometría de Plasma (ICP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Para su análisis, cada una de las muestras fue triturada cuidadosamente con ayuda de un mortero de ágata hasta obtenerse un fino polvo (malla 200). Este procedimiento se llevó a cabo bajo estrictas medidas de higiene, evitando así la posible contaminación de las muestras.

Análisis de Hg por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

Las muestras con elevadas concentraciones de mercurio (AC-05 y AC-17) fueron analizadas con un Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) dentro del laboratorio ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM. Fue necesario predigerir cada una de las muestras.

Análisis de Hg por microscopio electrónico

Con la finalidad de identificar las fases minerales de Hg en el campo geotérmico, fueron analizadas 6 muestras con el microscopio electrónico de barrido marca JEOLTM modelo JXA-8900R, dentro de las instalaciones del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), Instituto de Geofísica, UNAM. Las muestras se escogieron con base en características que pudieran evidenciar la presencia de fases minerales, tales como la tonalidad o las concentraciones previamente detectadas de mercurio.

La preparación de las muestras consistió en triturarlas para obtener fragmentos con el tamaño y consistencia adecuada para colocarla en el portamuestras. Posteriormente las muestras fueron recubiertas con carbón con ayuda de un spray para facilitar la interacción entre los electrones y su superficie.

RESULTADOS

Las concentraciones más altas de mercurio gaseoso durante el trayecto, antes de llegar a la zona de manifestaciones, variaron de 10-130 ng/m³ y se localizaron dentro y en las inmediaciones de las zonas urbanas, específicamente en las localidades Junco Pedernales y Chignahuapan. Las concentraciones de mercurio en el aire mostraron un comportamiento muy variable a través de todo el recorrido, sin embargo las concentraciones más altas se inclinaron por las zonas cercanas a las manifestaciones superficiales. Se identificó una población de fondo cuya moda es de 12.5 ng/m³, así mismo se consideró el valor de 25 ng/m³ y 56 ng/m³ como umbrales a partir de los cuales las concentraciones se consideran anómalas.

Los datos obtenidos (Tabla 1) fueron tratados estadísticamente con la finalidad de encontrar las concentraciones más representativas para cada tipo de alteración en la superficie, además de inferir algunos aspectos generales concernientes a tales concentraciones. Por otra parte, se buscó agrupar cualitativamente las diferentes concentraciones de Hg a través de una serie de umbrales obtenidos con el método de Jenks, buscando discernir y separar espacialmente los datos de mayor concentración, y por lo tanto anómalos, de aquellos que forman parte de la concentración de fondo (Figura 2).

DISCUSIÓN

Los análisis de las diferentes muestras dentro de la zona de estudio revelan importantes concentraciones de Hg en concentraciones traza y como minerales diseminados, las cuales se ubican principalmente dentro de los sectores SE y N considerando los diferentes umbrales obtenidos a partir del método de Jenks. Las concentraciones traza de mercurio, las cuales varían de 0.03 a 184.12 ppm, son ligeramente similares a las presentes en materiales sólidos y suelos dentro de otros campos geotérmicos, sobrepasando claramente el valor de fondo para dicho elemento. Tales concentraciones muestran un comportamiento muy errático, ya que presentan un amplio rango de variaciones en cualquier tipo de alteración y escala. Es posible que este comportamiento se deba a la gran movilidad que tiene el elemento ante una amplia gama de factores y procesos que controlan su concentración, como la humedad, el contenido de materia orgánica, la erosión y la temperatura, entre otros. Sin embargo los datos atípicos a nivel regional representan sitios especialmente interesantes para este estudio, ya que pueden indicar donde se encuentran las principales fuentes hidrotermales de emisión del mercurio. Tales anomalías de Hg coinciden espacialmente con las grandes anomalías de nitrógeno (N) detectadas anteriormente por Canet *et al.* (2010), las cuales presentan una relación evidente con las manifestaciones activas de Alcaparrosa y los Azufres asociadas a los principales conductos que conectan el sistema hidrotermal con la superficie dentro de la caldera.

Así mismo, las elevadas concentraciones de Hg en el aire detectadas mediante el equipo Lumex RA-915, señalan que aún existe una importante fuente de mercurio gaseoso dentro de la zona. Dicha fuente se asocia directamente con las manifestaciones activas, ya que se registraron los valores más altos alrededor de ellas. Así mismo, no se descarta que otras descargas gaseosas como mofetas e inclusive las provenientes de los manantiales de Chignahupan, Quetzalapa, Jicolapa, Agua Agria y el Rincón, puedan emitir importantes concentraciones de mercurio gaseoso a la atmósfera que promuevan la precipitación de cinabrio actualmente. Además, la presencia de Hg gaseoso abundante en cualquiera de sus formas puede conducirnos a la premisa de que un elevado porcentaje de cinabrio precipita a partir de las descargas gaseosas y no a partir del de la solución acuosa. La identificación de las especies de mercurio gaseoso ayudaría a revelar el medio de transporte del mercurio en los últimos metros de la secuencia volcánica.

Las concentraciones más grandes de Hg (AC-10, AC-17, AC-38, AC-22, AC-24, AC-91) se localizan dentro de la alteración silícica, comparable con el mercurio que precipita en zonas cercanas a la superficie (sistemas mineralizados epitermales, sistemas hidrotermales fósiles), particularmente dentro del sinter silícico alrededor de los manantiales calientes. Así mismo las alteraciones tipo ácido-sulfatado, que también suelen contener grandes concentraciones de mercurio, muestran concentraciones de 0.11 a 13.08 ppm. (18 muestras). Estas concentraciones son significativamente más bajas en comparación con la alteración silícica, pero podría asumirse la presencia de concentraciones más altas, considerando que el valor atípico de 13.08 proviene de un conjunto de muestras con concentraciones igualmente elevadas.

Tabla 1. Tipos de alteración hidrotermal y concentraciones de mercurio de las 102 muestras recolectadas.

#	Muestra	Tipo de Alteración	Hg (mg/kg)
1	AC-01	Silícica	0.52
2	AC-02	Ácida-sulfatada (alunita)	3.49
3	AC-04	Argílica	0.07
4	AC-05	Silícica	13.23
5	AC-06	Argílica avanzada	0.18
6	AC-07	Ácida-sulfatada (alunita)	0.94
7	AC-08	Ácida-sulfatada (alunita)	0.11
8	AC-09	Argílica	0.35
9	AC-10 (a)	Silícica	71.45
10	AC-10 (b)	Silícica	184.12
11	AC-11	Ácida-sulfatada (alunita)	0.84
12	AC-12	Silícica	0.60
13	AC-13	Ácida-sulfatada (alunita)	13.08
14	AC-15	Argílica	0.30
15	AC-16	Silícica	1.79
16	AC-17	Silícica	40.98
17	AC-17 (a)	Silícica	39.07
18	AC-17 (b)	Silícica	15.04
19	AC-17 (c)	Silícica	5.11
20	AC-17 (e)	Silícica	50.44
21	AC-17 (f)	Silícica	68.70
22	AC-17 (g)	Silícica	129.05
23	AC-17 (h)	Silícica	4.39
24	AC-17 (i)	Silícica	12.49
25	AC-17 (k)	Silícica	12.75
26	AC-17 (m)	Silícica	5.11
27	AC-18 (a)	Silícica	1.87
28	AC-18 (c)	Silícica	6.15
29	AC-18 (e)	Silícica	10.52
30	AC-19	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.31
31	AC-20 (a)	Silícica	5.89
32	AC-20 (b)	Silícica	13.81
33	AC-21 (a)	Argílica avanzada	2.48
34	AC-21 (b)	Argílica avanzada	1.15
35	AC-21 (c)	Argílica avanzada	0.19
36	AC-22	Silícica	64.34
37	AC-23 (a)	Silícica	3.68
38	AC-23 (b)	Silícica	8.35
39	AC-23 (c)	Silícica	1.18
40	AC-23 (d)	Silícica	5.44
41	AC-24 (b)	Silícica	12.25
42	AC-24 (c)	Silícica	24.02
43	AC-25 (a)	Argílica avanzada	0.07
44	AC-25 (b)	Argílica avanzada	0.20
45	AC-25 (c)	Argílica avanzada	4.53
46	AC-26 (a)	Silícica-Argílica	10.39
47	AC-26 (b)	Silícica-Argílica	7.78
48	AC-27 (a)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.43
49	AC-27 (b)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.80
50	AC-27 (c)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.39
51	AC-28	Ácida-sulfatada (alunita)	4.32

#	Muestra	Tipo de Alteración	Hg (mg/kg)
52	AC-29 (b)	Silícica	1.55
53	AC-29 (c)	Silícica	2.45
54	AC-30	Argílica avanzada	1.67
55	AC-31	Silícica	2.22
56	AC-32 (a)	Argílica avanzada	0.03
57	AC-33 (a)	Silícica	0.18
58	AC-33 (b)	Silícica	18.17
59	AC-34 (a)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.19
60	AC-34 (b)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.33
61	AC-35	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.17
62	AC-36	Ácida-sulfatada (jarosita)	1.76
63	AC-37	Buddingtonita	0.78
64	AC-38	Silícica	88.13
65	AC-41 (a)	Argílica avanzada	0.17
66	AC-41 (b)	Argílica avanzada	0.57
67	AC-43	Silícica	0.15
68	AC-44	Silícica	0.79
69	AC-45	NA	2.27
70	AC-46	Silícica	0.16
71	AC-47	Silícica	0.22
72	AC-48	Silícica	0.05
73	AC-49	Silícica	0.12
74	AC-50	Silícica	17.76
75	AC-51	Buddingtonita	1.28
76	AC-52	Silícica	20.88
77	AC-53	Alteración débil	0.03
78	AC-54 (a)	Alteración débil	0.12
79	AC-54 (b)	Alteración débil	0.05
80	AC-55	Argílica	0.06
81	ACOC-04	Argílica avanzada	0.59
82	ACOC-05	Silícica	0.19
83	AC-56 (a)	Argílica	0.11
84	AC-56 (b)	Argílica	1.61
85	AC-57	Silícica	1.39
86	AC-58	Alteración débil	0.06
87	AC-59	Alteración débil	0.20
88	AC-60	Silícica	0.28
89	AC-61	Silícica	0.66
90	AC-62	Buddingtonita	8.83
91	AC-63	Buddingtonita	6.72
92	AC-64	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.65
93	AC-79	Argílica avanzada	0.59
94	AC-81	Argílica	0.16
95	AC-86 (a)	Ácida-sulfatada (jarosita)	1.34
96	AC-86 (b)	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.16
97	AC-87	Ácida-sulfatada (jarosita)	0.43
98	AC-88	Alteración débil	0.59
99	AC-90	Argílica avanzada	2.21
100	AC-91	Silícica	46.85
101	AC-92	NA	0.53
102	AC-94	NA	0.64

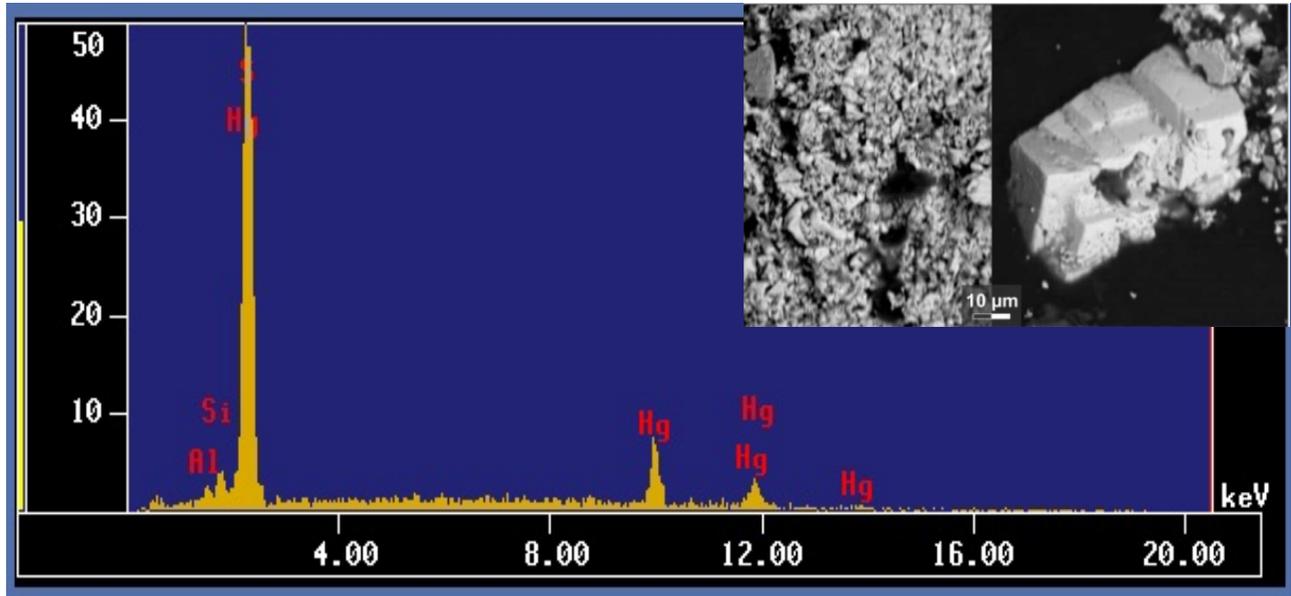


Figura 1. Imagen de SEM-BSE y análisis EDS de un cristal de cinabrio, muestra AC-05.

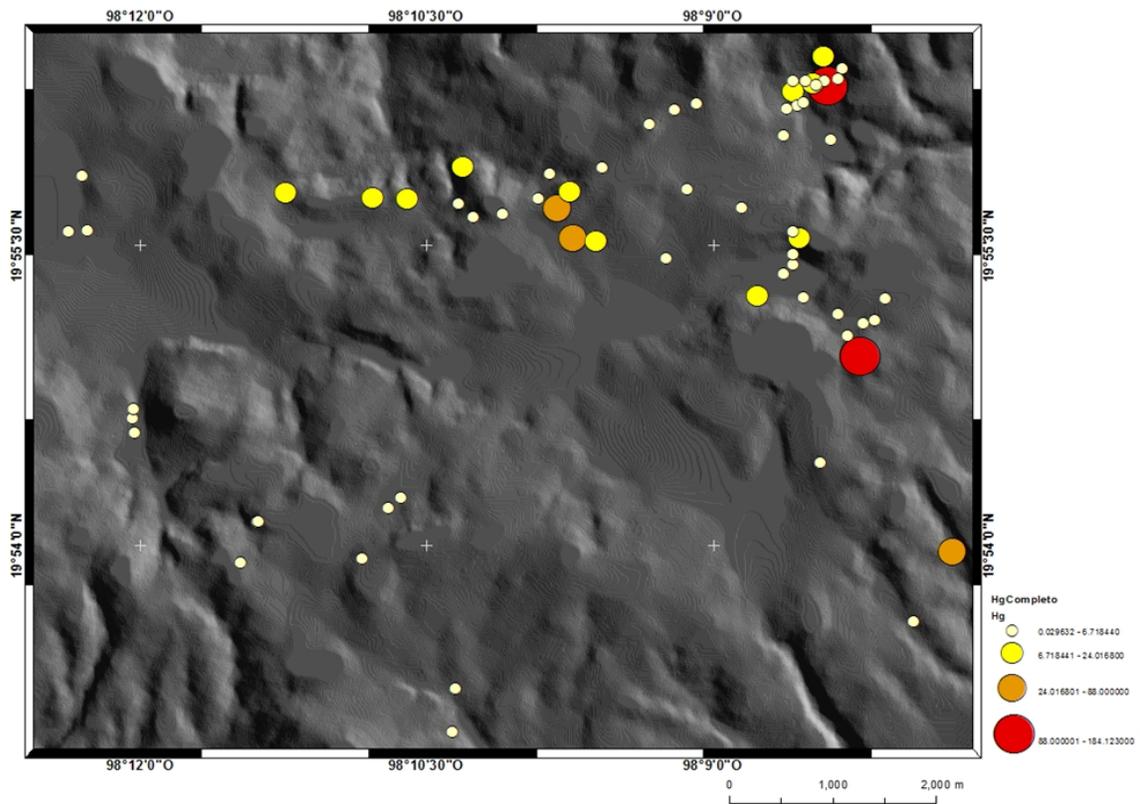


Figura 2. Diferentes grados de concentración de acuerdo a los umbrales obtenidos con el método de Jenks.

En algunos estados aledaños al complejo caldérico de Acoculco como Querétaro, San Luis Potosí, Zacatecas e Hidalgo se han identificado importantes depósitos hidrotermales de cinabrio. Sin embargo, concentraciones similares de mercurio no han sido reportadas para la caldera de los Humeros, la cual comparte muchas características genéticas y magmáticas con la caldera de Acoculco, al encontrarse a escasos 60 km de distancia. Algunos depósitos y anomalías en la región se encuentran sobre o dentro de formaciones jurásico-cretácicas compuestas por calizas y lutitas enriquecidas en materia orgánica pertenecientes a la provincia geológica de pliegues y fallas. Especialmente dentro de los suelos de Querétaro, sobre las formaciones Tamaulipas y Soyatal, las cuales pertenecen al basamento de Acoculco, se han reportado importantes anomalías de mercurio (Scharek et al., 2009). Así mismo, dentro del mismo estado, se han explotado yacimientos de mercurio alojados en vetas de la formación el Doctor, también perteneciente al conjunto de formaciones que componen la provincia geológica ya mencionada. El origen de dichos depósitos y anomalías de mercurio no son el objetivo del presente trabajo, sin embargo enfatizan un importante antecedente entre las concentraciones de mercurio y los grandes contenidos de materia orgánica que pertenecen a esta provincia, retomando la afinidad que existen entre el Hg y C y la implicación que tiene este último en algunos depósitos de mercurio alrededor del mundo. Por lo tanto, asumiendo que la litología del basamento enriquecido en materia orgánica influye apreciablemente en la composición química de los fluidos, sería factible proponer al basamento como la fuente principal de mercurio. Dicha idea puede apoyarse en las anomalías de NH₃ reportadas en la región, ya que se plantea que su origen proviene principalmente de la descomposición térmica de los grandes contenidos de materia orgánica alojada dentro del basamento (Canet *et al.*, 2014), específicamente en la formación Guzmantla-Maltrata (Godefroy, 2011).

Sin embargo, debe considerarse la posibilidad de que el mercurio provenga directamente de la composición magmática que dio origen al vulcanismo dentro de la región. Magmas de composición basáltica y de origen mantélico han sido veces señalados por algunos autores como las fuentes directas de mercurio en algunos depósitos en el mundo. Por lo tanto, el magma basáltico de origen mantélico que según Verma (2001) dio lugar al vulcanismo ácido responsable de la formación de las calderas, podría ser la fuente principal de mercurio dentro de la zona.

CONCLUSIÓN

Las concentraciones de mercurio muestran una clara anomalía positiva dentro de la caldera de Acoculco, sin embargo dichas anomalías son comunes en sistemas geotérmicos, ya que han sido utilizadas inclusive como guías de exploración. Las grandes concentraciones de Hg mineral y gaseoso se asocian principalmente a las manifestaciones activas de Alcaparrosa y los Azufres, sin embargo un conjunto de muestras de roca alterada con elevadas concentraciones podrían indicar la presencia de paleomanifestaciones en el centro de la zona de estudio. Las concentraciones más altas se alojan en la alteración silícica, aunque también existe la posibilidad de encontrar grandes concentraciones en la alteración argílica avanzada, considerando la literatura y algunos valores atípicos dentro de dicho tipo de alteración. La fuente del mercurio podría tener su origen tanto en el basamento como en el magma de origen primario mantélico, por lo tanto se aconseja llevar a cabo un estudio de isótopos de mercurio para cuantificar la contribución de cada uno.

REFERENCIAS

- Canet, C., Arana, L., Gonzales-Partida, E., Prol-Ledesma, R., Franco, S., Villanueva-Estrada, R., Camprubí, A., Ramírez, G., López-Hernández, A. 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration* 105, 1-10
- Canet, C., Hernandez-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez-Pavón, B., Villanueva-Estrada, R., Alfonso, P., Gonzales-Partida, E., Salinas, S. 2014. Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for Acoculco geothermal zone, Eastern México. *Geothermics* 55, 154-165
- Díaz, J.C. 2013. Evaluación de los suministros de mercurio primario y secundario en México. Comisión para la Cooperación Internacional de América del Norte, p. 7

- Godefroy, M. 2011. Silicatos de amonio como guías de prospección geotérmica: caso del campo de Acoculco, Estado de Puebla, México. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F.
- Kagel, A., Bates, D., & Gawell, K. 2007. A guide to geothermal energy and the environment, geothermal energy association. Pennsylvania Avenue SE, Washington, DC, p. 35.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., Gonzales-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J. 2009. Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acoculco Caldera complex central México: Exploratory studies. *Geothermics* 38, 279-293.
- López-Hernández, A., 2009, Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México. Tesis doctoral, Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro, Qro.
- Peláez-Pavón, B. 2014. Análisis físico-geográfico de la caldera de Acoculco, Puebla. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, D.F.
- Scharek, P., Bartha, A., Bertalan, É. 2012. Determination of total Hg contents of soils and sediments in the Geological and Geophysical Institute of Hungary (MFGI). En: Environmental influences of mercury ore processing: Case studies selected at Slovenian, Mexican, Hungarian Group Meeting in Idrija in July 2012, p. 75
- Verma, S. P. 2001. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* 43, 31-51.

[GA06]

TRATAMIENTO DE JALES MINEROS DE PACHUCA Y REAL DEL MONTE

Jennyfer Ariadna Chávez Cervantes¹ y Faustino Juárez Sánchez²

¹ *Estudiante de Facultad de Ingeniería, UNAM. Circuito Escolar Ciudad Universitaria, México D.F. CP. 04510*

² *Instituto de Geofísica, UNAM. Circuito Exterior Ciudad Universitaria, México D.F. CP. 04510*

E-mail: tino@geofisica.unam.mx

INTRODUCCIÓN

Los jales mineros son todos aquellos residuos que se producen después del tratamiento mineral de una explotación minera, todos estos residuos son apilados dependiendo de la topografía del lugar, que es generalmente en las afueras de la unidad minera. La explotación minera en el estado de Hidalgo fue una actividad que se realizó por más de 500 años, por diferentes compañías las cuales generaron millones de toneladas de jales que fueron depositados en toda la ciudad; con el paso del tiempo se realizaron construcciones sobre ellos representando problemas para la salud, una de las problemáticas es que el agua de la lluvia produce lixiviación en estos jales y por consecuencia formando lluvia ácida.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA ZONA

Para entender la composición de estos jales es necesario hacer un estudio geológico y así comparar los resultados obtenidos con las rocas existentes, las rocas que predominan en la zona de la sierra de Pachuca son de origen ígneo terciario, tanto intrusivas como extrusivas.

Rocas extrusivas:

- Diabasas: Ocupan una muy reducida extensión en la región y se pueden observar una extensión que va de Mineral el Chico a la Aurora.
- Dacitas: Estas rocas solo se encuentran en la parte norte de Pachuca, de la Peña de el Zumate hasta los Órganos de Actopan.
- Riolitas: Se encuentran en las zonas más altas del relieve y los minerales que se pueden encontrar en ésta roca son pirita, magnetita, zirconio y apatita.
- Andesitas: Constituyen a dos tercios de la sierra de Pachuca, es de color verde y estructura porfírica.
- Basaltos: Comprenden desde Omitlán, el lecho del río del Carmen y baños termales; presentan tonos azulados debido a los feldespatos que contienen.
- Brechas y tobas volcánicas: Se encuentran generalmente en el borde o en la parte alta, se observan en la carretera que va de El Chico hasta Pachuca.

Rocas intrusivas:

- Granitos: Localizados alrededor de la mina de El Zapote y en la mina Bonanza, se presentan hornblenda y biotita
- Dioritas: Se localizan del río Pachuca y en los alrededores, atravesaron a las calizas formando criaderos mineros cupríferos o argentíferos
- Grano-dioritas: Se presentan metamorfoseando a las calizas en los alrededores de San José del Oro y Encarnación

¿En qué afectan al medio ambiente estos jales? Estos depósitos que por urbanización quedaron debajo de las construcciones, provocan una alteración del suelo ya que contienen sustancias químicas que no se encontraban originalmente en el sitio, afectando su equilibrio, generando contaminación .

HIPÓTESIS

Dada la geología y geoquímica del lugar se tienen elementos pertenecientes a los lantánidos en los jales provenientes de la industria minera de este Estado, si se encuentra un método adecuado para su extracción, se tendrá un incentivo económico mas para el reaprovechamiento de esta acumulación de jales.

OBJETIVOS

Determinar y cuantificar la presencia de La por método de ICP en los jales estudiados. Comparar por método teórico y experimental la presencia de lantano.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Análisis granulométrico

Homogeneizar la muestra de los jales y por cuartetos obtener una muestra de 1 kg. Extraer de la muestra 400 gramos para realizar un análisis granulométrico (cabe resaltar que el análisis se llevará a cabo en una muestra húmeda para su fácil separación ya que es un conglomerado). Colocar la secuencia de raíz de dos por cada tamiz correspondiente al tamaño de la partícula más grande en la muestra hasta colocar el tamiz más pequeño de partícula finalizando con el pan. Introducir los 400 gr del jal en el primer tamiz, agregar agua en el tamiz hasta que nada de material quede retenido en el tamiz. El material retenido necesita ser pasado por papel filtro para quitarle humedad y posteriormente en una mufla (cuidando de no quemar la muestra), pesar los gramos de la muestra ya seca. Repetir el procedimiento para los demás tamices y realizar una gráfica del porciento retenido en función del tamaño de la partícula

Análisis Químico

Con lo obtenido en el análisis granulométrico, moler de 5 a 10 g de lo obtenido en cada malla. Pesar 0.1 g de cada muestra para iniciar su digestión con HF para eliminar los silicatos encontrados en cada muestra, utilizar vasos de precipitado con base de teflón para calentar. Después de la reacción con HF, se procede a agregar 5 mL de ácido nítrico 1:1 y se colocan los vasos en la parrilla hasta que se seque por completo, para disolver los cristales formados, se disuelven con agua tipo 1 y aforar en un matraz de 100 mL. Analizar Lantano mediante ICP.

Elutriador

Identificar las mallas donde se rezagó mayor contenido de partículas metálicas y partículas de mineral metálico (a simple vista). Pesar fracciones de 20 g de la muestra y depositarlos en el embudo del elutriador, hacer pasar un flujo de 10% de agua para que se separen por tamaño de partícula, geometría y densidad hasta obtener 100 g de muestra mediante este método de separación. Secar las muestras del elutriador y posteriormente realizar un análisis a microscopio para determinar su separación. Realizar el análisis microscópico por cada muestra retenido en los tubos del elutriador. Realizar la prueba al 10%, 20%,40% y 60% de flujo de agua

RESULTADOS

Tabla 1. Análisis granulométrico en húmedo.

Malla	Tamaño (μm)	Peso (g)	%ret
12	1410	3.8	1.34
20	840	2.7	0.95
30	595	4.8	1.70
50	300	47.6	16.88
60	180	40.2	14.25
100	150	69.7	24.71
120	90	16.3	5.78
	74	29.7	10.53
325	45	25.8	9.14
400	38	3	1.06
	PAN	38.4	13.62

Tabla 2. Curva de calibración de análisis por ICP

Estándar (ppm)	Intensidad
0	1824
0.50	1910
1.50	2036
3.00	2214
6.00	2766
12.00	3593

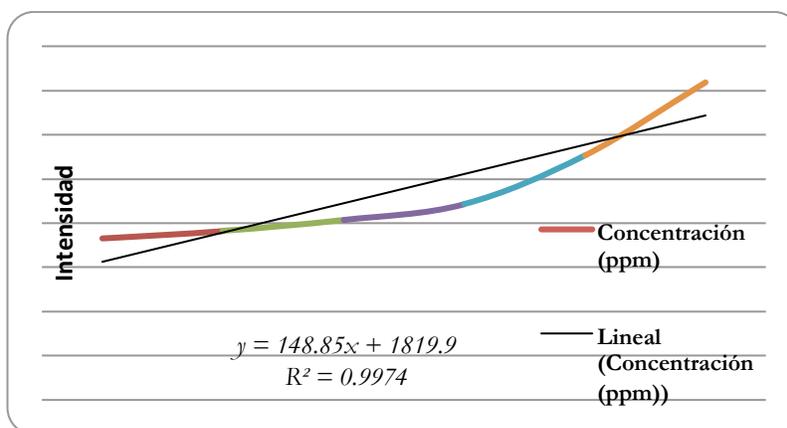


Figura 1. Curva de calibración de ICP para análisis de La.

Para calcular la concentración de Lantano de forma teórica se utiliza la ecuación:

$$\frac{\text{Intensidad} - 1819.9}{148.85} = \text{Concentración [ppm]}$$

Tabla 3. Resultados de análisis ICP

Tamaño de partícula de la muestra (µm)	Intensidad	Con curva (ppm)	Teórica (ppm)
1410	1834	0.1	0.07
840	1809	<L.D.	-0.11
596	1812	<L.D.	-0.09
500	1789	<L.D.	-0.25
297	1772	<L.D.	-0.38
180	1829	0.06	0.03
150	1805	<L.D.	-0.14
90	1764	<L.D.	-0.43
38	1860	0.27	0.25

Tabla 4. Resultados de análisis con el elutriador

%	T1 (g)	T2 (g)	T3 (g)	T4 (g)
10	17.2	0.03	0.5	0
20	15	0.7	0.5	1
40	5.1	7.8	2.8	1.2
60	0.9	3	11.3	1

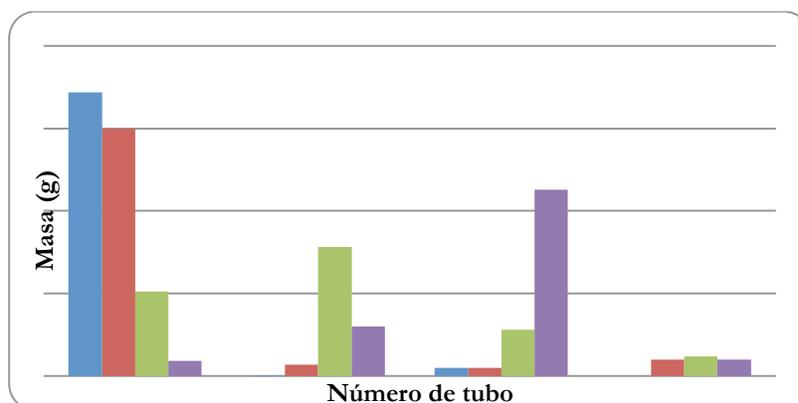


Figura 2. Cantidad de material separado por cada tubo con respecto al porcentaje de flujo. La primera columna (de color azul) corresponde al 10 % de flujo, el 20% a la segunda columna (color rojo), la tercera columna (color verde) al 40% y finalmente la cuarta columna (color morado) al 60%.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran que la presencia de lantano, se encuentra solo en determinadas fracciones del jale, las concentraciones pueden ser beneficiadas mediante procesos gravimétricos que son económicos y simples de emplear, en esta primera etapa del estudio se cumplió el objetivo y nos lleva a plantear un cambio en la forma de estudiar los jales ya que mediante los protocolos establecidos en la Norma Mexicana, no es posible identificar este tipo de elementos.

REFERENCIAS

- Cotton, A.F., Wilkinson, G. 1988. *Advanced Inorganic Chemistry*. Wiley, New York, 1455 p.
- Juárez, F. 2014. *Apuntes para el Laboratorio de Beneficio de Minerales*. Depto. Ing. Met. Facultad de Química, UNAM, México, D.F.
- Moreno, R., Monroy, R.G., Castañeda, E.P. 2009. Evaluación geoquímica de residuos mineros (jales o colas) de mialización de tipo epitermal, Hidalgo, México. *Revista Geológica de América Central* 41, 79-98

[GA07]

CARACTERIZACIÓN DE RESIDUOS MINERO-METALÚRGICOS PARA SU RECICLAJE-REUSO Y MITIGACIÓN DE SU IMPACTO GEOQUÍMICO AMBIENTAL

**Luis Antonio Silva Guajardo¹, Fernando García Garza, Santiago Camacho Lopez¹,
María de Jesús Soria Aguilar² y Francisco Raúl Carrillo Pedroza²**

¹*Altos Hornos de Mexico, S.A.B, Prolongación Juárez s/n, col la Loma, Monclova, Coahuila, 25700, México*
E-mail: lasilvag-abmsa@hotmail.com

²*Facultad de Metalurgia, Universidad Autónoma de Coahuila, Carr. 57 Km. 5, Monclova, Coahuila, 25710, México*

RESUMEN

La actividad industrial minera y metalúrgica en un mundo de intercambio cada vez más globalizado, comienza a preocuparse por el tratamiento a dar a los residuos que produce. Cada vez las condiciones de radicación industrial se vuelven más sensibles a las condiciones ambientales que las industrias deben cumplir. Por otro lado, la colocación de sus productos en el mercado externo, y aún en el interno, demandará normas ambientales cada vez más estrictas en el ciclo de vida de sus productos. En este sentido, el presente trabajo muestra un análisis preliminar de los residuos generados por la industria minera y metalúrgica de la región centro y norte de Coahuila, desde el punto de vista de su potencial impacto al medio ambiente, evaluando algunas características físicas y químicas. De tal manera que el conocimiento de dichas características permita revalorar la importancia de una adecuada gestión de los residuos industriales.

INTRODUCCIÓN

El manejo inadecuado y la disposición de estos residuos, ha generado problemas de tipo ambiental en todo el mundo. Entre los cuales, por su importancia se pueden mencionar los siguientes: la generación de drenaje ácido de roca (DAR) acompañado de la lixiviación de metales (LM) y metaloides; la dispersión eólica asociada al tamaño de partícula, siendo el mineral muy fino fácilmente transportado por el viento, siempre y cuando el depósito no alcance una cierta consolidación o el jal sea removido de su depósito original; y la contaminación visual que se aprecia en las zonas que en la actualidad han sido urbanizadas, dando un aspecto deprimente debido a la ausencia de medidas de restauración de estos depósitos.

Generalmente los residuos mineros y metalúrgicos se acumulan o disponen a cielo abierto, terrenos y cuerpos de agua (ríos y arroyos). Aquí la influencia sobre el medio ambiente se da principalmente por la contaminación y reducción de los servicios ecológicos en recursos básicos como el suelo, el subsuelo y el agua, ocasionando la pérdida o disminución de las funciones ecológicas. Funciones ecológicas son los procesos ecosistémicos básicos que garantizan la continuidad en el tiempo de los servicios ecológicos que los recursos naturales como el suelo, agua, biodiversidad y atmósfera proveen y que determinan la calidad de la vida humana. En particular algunas de las funciones ecológicas de interés para el mantenimiento de las condiciones de equilibrio de los ecosistemas urbanos son la capacidad de absorber dióxido de carbono, la capacidad de fijar energía solar en forma de energía química y transformarla en alimentos, la descomposición de la materia orgánica, el reciclaje de los nutrientes, el control del balance de poblaciones de animales y plantas, la absorción, retención y distribución de los flujos pluviales y la posibilidad del desarrollo de los ciclos biogeoquímicos e hidrológicos.

Por lo tanto, la inadecuada gestión (tratamiento, reciclaje, reuso o confinamiento) de los residuos industriales, mineros y metalúrgicos, puede influir negativamente sobre los ciclos biogeoquímicos y la biodiversidad, afectando la sustentabilidad ecológica. Esta afectación puede ser evaluada por medio de dos propiedades que relacionan la degradación de los ciclos y la biodiversidad con la pérdida de las funciones

ecológicas: la estabilidad del ecosistema urbano y rural, y la reversibilidad de los cambios producidos por la gestión de los residuos.

La estabilidad es la capacidad del ecosistema de mantener su estructura y funciones frente a una perturbación, por ejemplo la contaminación. La reversibilidad se entiende en este contexto como la vuelta de un ecosistema a las condiciones previas a la intervención en tiempos generacionales (Begon et al 1987). Algunos de los efectos producidos por la actividad humana pueden ser reversibles en tiempos ecológicos que en general se miden en decenas a cientos de años. Entonces, la posibilidad de que las futuras generaciones puedan atender sus propias necesidades está íntimamente relacionada con la pérdida de la estabilidad de los ecosistemas urbanos.

En este contexto, el conocimiento de las características físicas y químicas de los subproductos y residuos generados por los procesos debe ser tratado con la profundidad requerida, analizando el problema no solo desde el punto de vista económico, sino también bajo una perspectiva ambiental más amplia. Es preciso intensificar actividades de investigación en varios aspectos de la geoquímica ambiental, entre los que se encuentran la comprensión de los ciclos biogeoquímicos de los elementos y la evaluación del impacto humano en tales sistemas, mediante la identificación y medida de las fuentes, para la aplicación de medidas correctivas y de mitigación específicas para cada caso, con el objetivo de reducir el impacto ambiental que provocan los procesos mineros y metalúrgicos.

METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

Se tomaron muestras de residuos y subproductos de diferentes fuentes generadoras, las cuales fueron caracterizadas mediante diversas técnicas que permitieran conocer su composición química. Entre estas técnicas de emplearon espectroscopia de absorción atómica (AA) y de fluorescencia de rayos X (FRX), técnicas gravimétricas, difracción de rayos-X (DRX) y Microscopía electrónica de barrido (MEB).

ANÁLISIS DE RESULTADOS

A continuación se hace un análisis preliminar de los residuos y subproductos generados por la industria minera y metalúrgica. La Figura 1 muestra, tres de los residuos colectados para este estudio, representando tres grupos, clasificados como ceniza y polvos (obtenidos de diferentes sistemas de colección de polvos de procesos industriales), y jales (provenientes de los procesos de beneficio minero). Del análisis de estos resultados, en este trabajo se hace especialmente énfasis en cuatro componentes principales de acuerdo tanto a la presencia que existe en estos residuos como en su impacto geoquímico ambiental y de salud.

De acuerdo a los contenidos y observaciones de la Figura 1, se determinaron las siguientes consideraciones: El tamaño de partícula observado en estos residuos es muy pequeño, menor a las 50 micras. Como lo muestra la Figura 2, algunos de los residuos presentan incluso tamaños por debajo de las 10 micras.

El principal problema de los residuos dispuestos al aire libre es su tamaño de partícula tan pequeño como los observados en la Figura 2. Bajo condiciones de sequedad en el ambiente, y los vientos periódicos que pueden estar presente en las regiones o zonas de acumulación de estos residuos, hacen que puedan ser transportados en el ambiente. En este caso, por ejemplo, el polvo de sílice, compuesto que es en algunos casos muy elevado en algunos residuos analizados (Figura 2) es tan ligero que se mantienen en el aire y puede recorrer grandes distancias afectando a poblaciones que en principio no deberían ser de riesgo (Higuera y Oyarzun, 2005) de contraer enfermedades pulmonares como silicosis, insuficiencia respiratoria permanente debido a la sílice. En el caso del carbón, también contenido en varios de los residuos como se puede observar en la Figura 2, es conocido su impacto negativo en la salud, particularmente en los pulmones, dada su fijación al sistema respiratorio, provocando principalmente cuadros asmáticos.

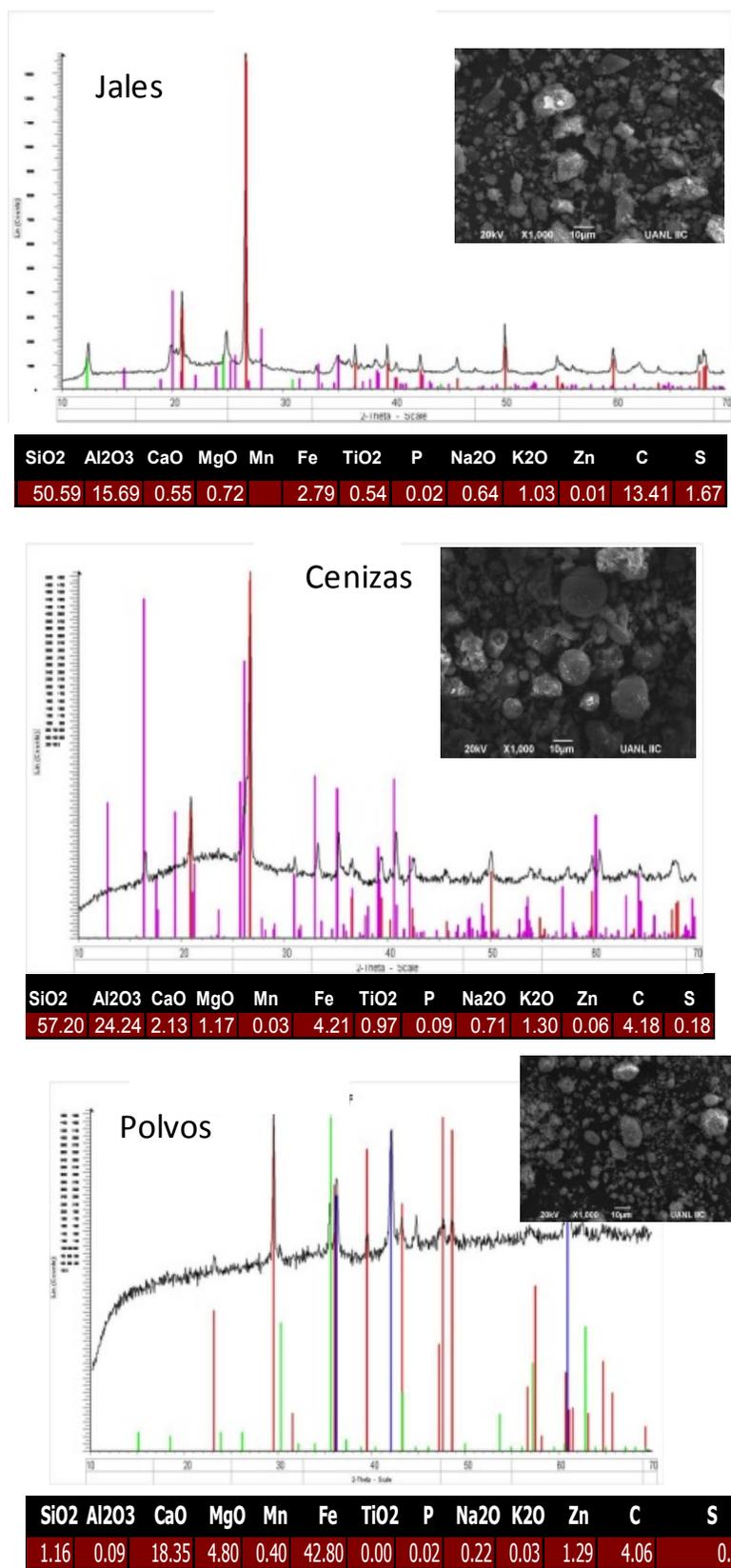


Figura 1. Caracterización de algunas muestras de residuos minero-metalúrgicos.

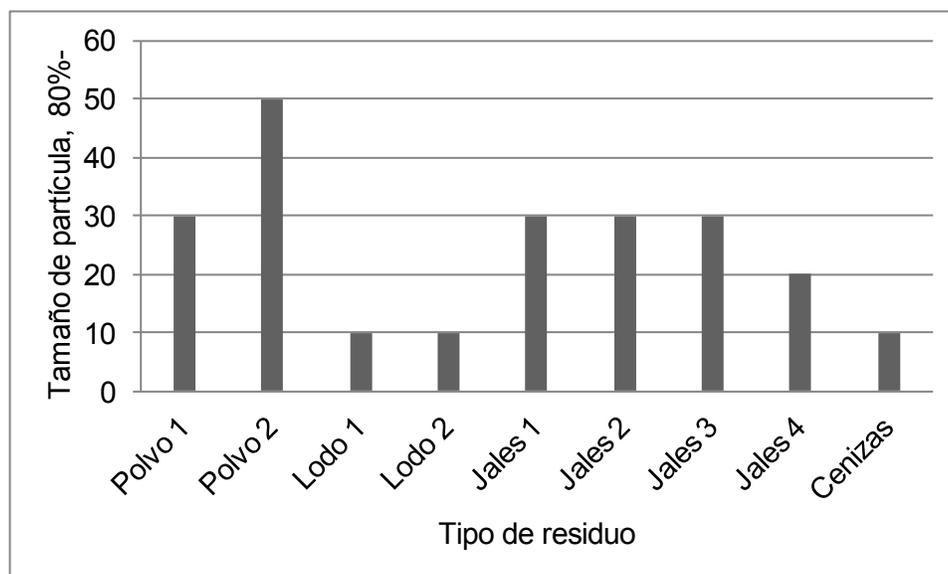


Figura 2. Tamaño de partícula (80% menor a) de las muestras de residuos analizadas.

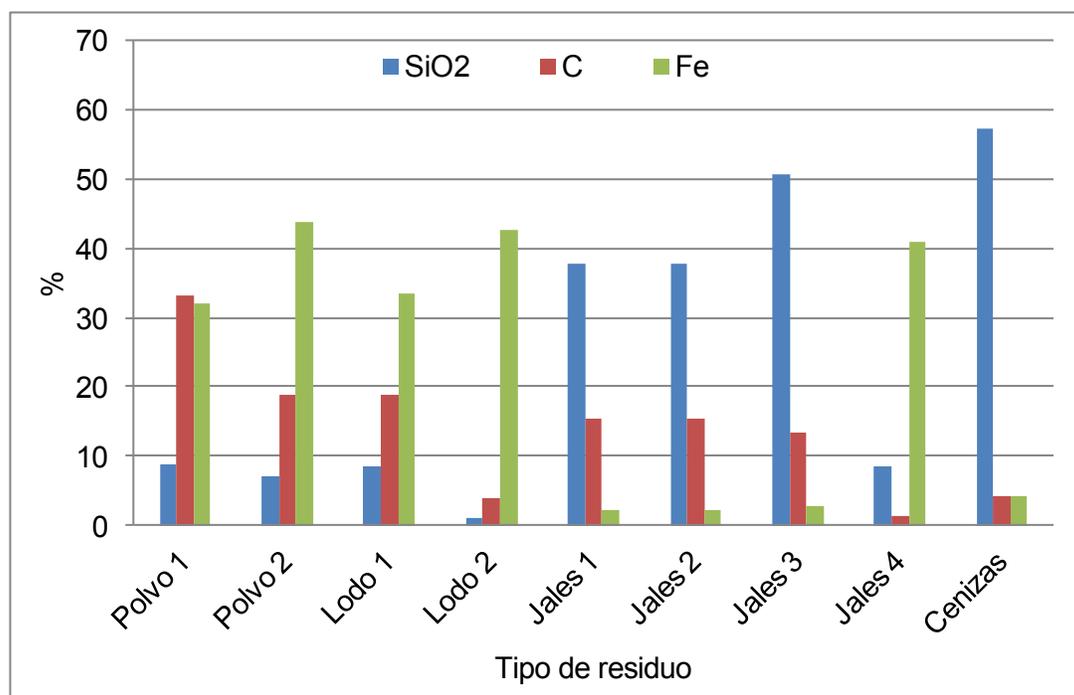


Figura 3. Contenido de los principales compuestos y elementos de los residuos analizadas.

Finalmente, la Figura 2 también muestra algunos residuos con alto contenido de hierro. El hierro es uno de los elementos más versátiles en cuanto a formación de diversos compuestos, por sus estados de oxidación. Esto le permite combinarse con el medio ambiente para generar diferentes formas, compuestos, complejos orgánicos, etc. Muchos de ellos altamente solubles en el agua. Particularmente, sus estados de oxidación y las reacciones redox que puede desarrollar con diferentes elementos y metales pesados, algunos de ellos nocivos, hacen que el control del hierro en los ecosistemas sea de particular importancia. EN general, el hierro actúa como oxidante o reductos, generando grados de oxidación en algunos elementos que pueden transformarse de inocuos

a nocivos, o viceversa, tales como el arsénico. También afecta las transformaciones que puedan tener la materia orgánica y las bacterias existentes en los suelos. Aunque en muchos aspectos, el hierro es vital para los ecosistemas, la alta concentración de este elemento en zonas particulares, tales como los depósitos de acumulación de residuos, puede ocasionar lixiviados y contaminación de suelos, migrando y contaminando mantos acuíferos y ecosistemas circundantes.

CONCLUSIONES

La caracterización química, física y mineralógica de los residuos permite conocer y valorar el potencial y posibilidades de su reciclaje o reuso, así como comprender el impacto geoambiental específico que puede tener estos residuos si no son adecuadamente tratados o dispuestos. Su impacto ambiental debe ser considerado como una prioridad, en el sentido de que los residuos sean tratados teniendo en cuenta la sustentabilidad ecológica. A partir de esta conciencia, valorar las alternativas tecnológicas que permitan la mitigación o disminución de sus efectos al medio ambiente.

AGRADECIMIENTOS

Proyecto apoyado por el Programa de Estímulos a la Investigación, Desarrollo Tecnológico e Innovación del CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGIA CONACYT. A la coordinación de Vinculación y Gestión Tecnológica de Altos Hornos de México S.A.B. de C.V. a cargo del Mtro. Luis Antonio Silva Guajardo, por su gran compromiso y aportación a la Investigación y el Desarrollo Tecnológico.

REFERENCIAS

- Allen, A. 1996. Material de apoyo para el curso de Ecología Urbana, Unidad 3: Paradigmas ambientales: Sustentabilidad ecológica. Modelos e indicadores. Documento del Instituto del Conurbano, Universidad Nacional de General Sarmiento (mimeo).
- Begon, M., Harper, J.L. y Townsend, C.R. 1987. Ecología: Individuos, poblaciones y comunidades. Ediciones Omega, Barcelona.
- Hardoy, J.E., Mitlin, D., Satterthwaite, D. 1992. Environmental Problems in Third World Cities, Earthcan Publications, Londres.
- Karlsson, S. 1997. Man and material flows. Towards sustainable materials management. The Baltic University Programme. Uppsala University.
- Maclaren, V.W. 1996. Urban sustainability reporting. *Journal of the American Planning Association* 62, 184-202.
- Pearce, D. 1993. Blueprint 3: Measuring sustainable development. En: Allen, A. (1996). Material de apoyo para el curso de Ecología Urbana, Unidad 3: Paradigmas ambientales: Sustentabilidad ecológica. Modelos e indicadores. Documento del Instituto del Conurbano, Universidad Nacional de General Sarmiento (mimeo).

SESIÓN GEOQUÍMICA MARINA / 16.10.2015

[GM01]

GEOQUÍMICA DE DOS NÚCLEOS DE SEDIMENTOS DE MAR PROFUNDO EN EL SUROESTE DEL GOLFO DE MÉXICO

Mayla Alhelí Ramos Vázquez y María Tomasa Leticia Rosales Hoz

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

E-mail: red132526black@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

La importancia de estudiar núcleos de sedimento del Golfo de México es que a través de los cambios texturales y químicos presentes a lo largo del núcleo, es posible observar y diferenciar los diferentes procesos o transiciones de épocas que ocurren a lo largo del tiempo (Goudeau *et al.*, 2013). La geoquímica de los sedimentos puede reflejar la influencia de las descargas continentales, los efectos antrópicos o los cambios geológicos asociados a los periodos interglaciares. El estudio geoquímico de núcleos de sedimento permite contar con un archivo histórico del aporte y pérdida de ciertos elementos (Marsaglia *et al.*, 2009); entre estos los metales, cuya concentración en el sistema permite conocer la calidad ambiental de los sedimentos y suministra una línea base de concentración de metales que se puede asociar a una época que antecede a las concentraciones derivadas de actividades humanas.

El estudio de metales en sedimentos permite evaluar la procedencia (Goudeau *et al.*, 2013), contaminación (Yang *et al.*, 2014) y cambios en las condiciones climáticas (Sundararajam y Srinivasolu, 2010) en un área determinada de estudio, además de indicar procesos físicos y químicos que se llevan a cabo a lo largo de la columna de agua (Lick, 2009). Dentro de los estudios realizados usando metales en sedimentos existen trabajos que han permitido establecer el origen de las fuentes de contaminación incluso sobre periodos de decenas o cientos de años (Páez-Osuna y Osuna-López, 1987; Ruiz-Fernández *et al.*, 2004) así como los efectos de los metales en organismos y comunidades (Páez-Osuna 2005); o el efecto del desarrollo industrial en el ambiente (Rosales Hoz y Carranza Edwards, 2005).

El contenido de metales se ve influenciado por aportes naturales y antrópicos (Arcega-Cabrera *et al.*, 2010). Dado el amplio uso que tienen los metales en diversas ramas de la industria en la zona costera del Golfo de México, como son las actividades de extracción y refinación de petróleo, la producción y uso de plaguicidas entre otras.

ANTECEDENTES

El Golfo de México es un sistema ambiental de los más diversos, en él suceden una serie de procesos físicos, químicos y biológicos donde se almacena energía del sistema océano-atmósfera. Estructuralmente como área de depositación el Golfo de México se divide en siete provincias geológicas (Antoine 1972), los procesos que determinan la distribución y transporte de sedimento están vinculados con corrientes y descargas fluviales. Debido a la amplia investigación de hidrocarburos que se ha hecho en el Golfo de México, existe un amplio número de trabajos sobre todo en la parte norte. Entre los trabajos publicados en la zona costera y marina del Golfo de México adyacente al área del presente estudio se pueden mencionar los siguientes:

- (1) Estudio de los efectos ambientales en la abundancia del zooplancton (Vera-Mendoza y Salas de León, 2012).
- (2) Estudio de metales pesados en sedimentos del estuario Coatzacoalcos con el propósito de conocer el impacto de la industrialización a través de las descargas del río (Rosales Hoz y Carranza Edwards, 2003).

- (3) Estudio del efecto del aumento de descargas de contaminantes relacionadas al desarrollo urbano e industrial y sus consecuencias a la vida acuática marina (Ruiz Fernández *et al.*, 2012).
- (4) Estudio de procedencia de sedimentos en la plataforma continental al suroeste del Golfo de México a partir del estudio mineralógico y geoquímico (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015)

HIPÓTESIS

Las descargas del río Coatzacoalcos han influido en la composición geoquímica de las muestras estudiadas reflejando concentraciones elevadas de metales en la parte superior del núcleo de sedimento. La variación de textura y geoquímica a lo largo de los núcleos estudiados permiten inferir los procesos que han afectado esta área.

OBJETIVO GENERAL

Evaluar por medio del uso de parámetros geoquímicos: (1) los procesos que han afectado el área a través del tiempo y (2) la influencia de las descargas continentales por medio del uso de metales traza, en dos núcleos de sedimento localizados en el talud al suroeste del Golfo de México.

OBJETIVOS PARTICULARES

- (1) Analizar los parámetros granulométricos y con ello conocer la dinámica que presenta el área
- (2) Cuantificar el contenido de materia orgánica la cual nos da información de la productividad del sistema y asociación con metales.
- (3) Determinación del contenido de carbonatos, para conocer la componente biogénica del sedimento y el efecto dilutor en los sedimentos terrígenos.
- (4) Evaluar la composición de elementos mayores (%) (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , P_2O_5) lo que permitirá inferir el tipo de sedimentos terrígenos presentes.
- (5) Evaluar la concentración de elementos traza (Cu, Ni, Cr, Pb, V y Zn), analizar la evolución de su concentración en función del tiempo.

ÁREA DE ESTUDIO

Los núcleos estudiados (42 y 44) se localizan aproximadamente a 95 Km al noroeste del Golfo de México (Figura 1). En la Tabla 1 se proporciona de manera detallada las características a las cuales se colectaron los núcleos analizados en la planicie abisal localizada frente a la desembocadura del río Coatzacoalcos.

Tabla 1. Localización de los núcleos 42 y 44

	42	44
Latitud	18.98	18.97
Longitud	94.67	94.73
Prof. (m)	845	864
Distancia de la costa (km)	95.42	95.19

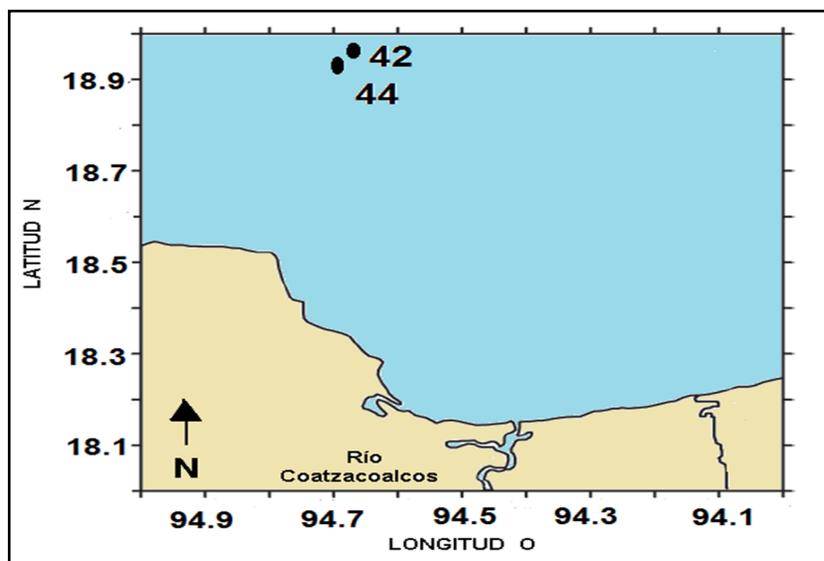


Figura 1. Ubicación de los puntos de muestreo en el Golfo de México. Modificado de Vera-Mendoza (2003)

GEOLOGÍA DEL SUELO

La cuenca a la cual pertenece el río Coatzacoalcos presenta tipos de roca pertenecientes a ambientes de depósito fluvial y eólico. En la zona continental adyacente al área de estudio se encuentran rocas sedimentarias marinas del mioceno y cuaternario (calizas), rocas clásticas (areniscas y limonita) y rocas ígneas volcánicas del cuaternario (basaltos). (CONAGUA, 2015)

MATERIAL Y MÉTODOS

Las muestras se colectaron por medio del buque oceanográfico Justo Sierra, usando un nucleador de gravedad, permitiendo la colecta de núcleos con longitudes de hasta 6m. Las mismas se mantuvieron en refrigeración a 4°C hasta su análisis. En el laboratorio cada núcleo fue cortado cada 2cm los primeros 30cm, posterior a ello los cortes fueron cada 30cm. Antes de secar y moler las muestras se obtuvo su granulometría por medio de un analizador de partículas con láser (Laboratorio de sedimentología del ICMYL), obteniéndose las fracciones presentes y parámetros texturales como $Mz(\phi)$, $\sigma_1(\phi)$, Sk_1 , K_G . Posteriormente se cuantificó la materia orgánica presente a través de una reacción de oxidación propuesta por Walkley-Black (1947) y Okuda (1964), teniendo una exactitud de 98.2%. La determinación de carbonatos se llevo a cabo mediante una reacción de neutralización utilizando hidróxido de sodio (Hesse, 1971), con una exactitud de 97.6%. Para la cuantificación de elementos mayores (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , P_2O_5) utilizamos la técnica de fluorescencia de rayos X, la exactitud del método fue evaluada con el estándar MESS-3 obteniéndose $100 \pm 2\%$ para todos los óxidos excepto Al_2O_3 con $97.17 \pm 4\%$. Finalmente las concentraciones de los elementos traza fueron medidas por absorción atómica, utilizando el estándar certificado MESS-3 para medir la exactitud, el % de recobro es el siguiente Cu 102%, Ni 100%, Pb 103.2%, Cr 100%, V 103.5% y Zn 97%. Presentando los siguientes coeficientes de variación Cu 2%, Ni 2%, Pb 5%, Cr 3%, V 4% y Zn 2%.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El núcleo 42 se encuentra más alejado de la costa y presenta una longitud de 502 cm. Las fracciones predominantes en el núcleo son limos que se encuentran en un intervalo de 46.52-61.5% con un promedio de $51.68 \pm 3.60\%$, los valores más altos se presentan en los primeros 30 cm; las arcillas están un intervalo de 24.74-53.41% con una media de $47.88 \pm 6.23\%$; las arenas se encuentran de 0.04 a 14.3% con un promedio de $0.99 \pm 3.06\%$, el tamaño de grano nos esta indicando que el ambiente en donde se llevó a cabo la depositación era bajo. La concentración de materia orgánica se encuentra entre 0.42-1.51% con un promedio de $0.70 \pm 0.26\%$ los valores

más altos se presentan en la parte de los primeros 30 cm lo que sugiere la asociación a las descargas continentales más recientes. El contenido de carbonatos tiene valores de 9.52-22.03% con un promedio de $16.79 \pm 2.6\%$ después de los 30 cm las concentraciones son mayores al promedio, lo cual podría relacionarse con aportes terrígenos en la parte superficial del núcleo esperándose un efecto de dilución en los para los metales por efecto de la concentración de carbonatos. El silicio se encuentra en un intervalo de 44.24-53.46% con un promedio de 46.54 ± 1.87 . El aluminio se encuentra en un intervalo de 12.57-14.55% con un promedio de 13.87 ± 0.49 , los perfiles de aluminio y silicio presentan la misma tendencia de disminuir hacia el fondo y al realizar la regresión lineal esta presenta una $R=0.92$ con un nivel de significancia $>95\%$, con esto podríamos sugerir la presencia de aluminosilicatos. El sodio presenta valores entre 1.82-3.63% con un promedio de $2.41 \pm 0.39\%$, los valores más altos se encuentran en los primeros 30 cm. El magnesio presente esta de 2-2.75% con un promedio de $2.52 \pm 0.15\%$ las concentraciones se mantienen a lo largo del núcleo a excepción del centímetro 18 en donde se localiza en valor más bajo. El fósforo presenta valores de 0.13-0.17% con un promedio de $0.15\% \pm 0.01$, los valores en el perfil se incrementa hacia profundidades mayores, relacionándolo con las altas concentraciones de calcio esto podría sugerir la presencia del mineral apatita. El potasio se encuentra en un intervalo de 1.28-2.55% con un promedio de $1.94 \pm 0.33\%$, los valores más altos se encuentran en los primeros 30 cm al realizar la regresión lineal de potasio y aluminio se obtuvo una $R=0.72$ y un nivel de significancia $>95\%$, la posible presencia del mineral ortoclasa podría explicar dicha relación. El calcio tiene valores en un intervalo de 6.76-12.1% con un promedio de 9.78 ± 1.3 , gran parte de esta concentración se debe a la presencia de carbonato de calcio. El titanio tiene intervalos de 0.57-0.68% con un promedio de $0.61 \pm 0.03\%$. Para el manganeso los valores van de 0.05-0.08% y su promedio es $0.06 \pm 0.01\%$, el valor más alto se encuentra en la superficie (2cm). Finalmente para el hierro los valores presentan el siguiente intervalo 4.73-5.47% con un promedio de $5.17 \pm 0.19\%$. El comportamiento de los metales traza por ejemplo el cobre tiene valores que va de 7.08-37.33% y un promedio de $27.64 \pm 8.33\%$, la cantidad de cobre presente en el núcleo disminuye cuando aumenta la profundidad, al realizar el factor de enriquecimiento utilizando la corteza continental superior (Taylor and McLennan, 2010) se encuentra enriquecido ligeramente desde la superficie hasta el centímetro 359 con valores que van de 1.74-1.07. El níquel presenta un intervalo de 29.55-51.17% con un promedio de $38.86 \pm 5.53\%$, el enriquecimiento que presenta se encuentra en los primeros 5 centímetros y en los centímetros 299 y 329; los valores observados van de 1.01-1.17. Por otro lado el plomo varia de 10.10-15.31% con un promedio de $12.34 \pm 1.55\%$, no presenta enriquecimiento. El cromo presenta un intervalo de 34.45-97.73% y su promedio es de $55.64 \pm 14.42\%$, y se encuentra enriquecido en los centímetros 5 y 299; los valores son 1.12 y 1.18 respectivamente. Por último tenemos al vanadio con un intervalo de 23.56-75.39% y un promedio de $51.15 \pm 10.3\%$ pero no muestra enriquecimiento. Hay una correlación entre vanadio y cromo así como níquel y cromo con un nivel de significancia $>95\%$ lo que podría sugerir la misma fuente para estos elementos.

El núcleo 44 está más cercano a la costa, presenta una longitud de 477 cm. El contenido de arenas está comprendido en 0.02-14.66% con un promedio de 1.76 ± 3.63 le siguen los limos que se encuentran en un intervalo de 46.26-61.57% con un promedio de $52.43 \pm 4.81\%$, los valores más altos se presentan en profundidades posteriores a los 30cm; las arcillas presentan un intervalo de 26.13-60.36% con una media de 46.94 ± 7.06 ; los parámetros granulométricos indican que el ambiente de depositación en el núcleo 44 presentaba una mayor dinámica en relación al núcleo 42. La concentración de materia orgánica se encuentra entre 0.43-1.83% con un promedio de $0.70 \pm 0.27\%$ los valores más altos se presentan en la parte de los primeros 30 cm estos valores también sugieren la asociación a descargas continentales más recientes. El contenido de carbonatos tiene valores de 14.08-18.43% con un promedio de $16.66 \pm 2.1\%$ después de los 30 cm las concentraciones son mayores al promedio, esto podría relacionarse con aportes terrígenos y se esperaría un efecto de dilución en el perfiles de los metales. El silicio se encuentra en un intervalo de 46.06-50.62% con un promedio de 47.93 ± 1.43 . El aluminio se encuentra en un intervalo de 13.86-15.24% con un promedio de 14.52 ± 0.43 , realizando una regresión lineal se obtuvo una $R=0.86$ con un nivel de significancia $>95\%$, con esto se sugiere la presencia de aluminosilicatos. El sodio presenta valores entre 2.27-3.38% con un promedio de $2.79 \pm 0.26\%$, se realizó una regresión lineal con aluminio obteniendo un $R=0.51$ con un nivel de significancia $>95\%$ indicando presencia de albíta en mayor proporción comparado con el núcleo 42. El magnesio presente esta de 2.51-3.14% con un promedio de $2.71 \pm 0.14\%$ en el centímetro 269 se localiza en valor más alto. El fósforo presenta valores de 0.13-0.18% con un

promedio de 0.15% \pm 0.02, los valores del centímetro 100-300 se encuentran arriba del promedio. El potasio se encuentra en un intervalo de 1.44-2.28% con un promedio de 1.95 \pm 0.23%. El calcio tiene valores en un intervalo de 8.29-12.48% con un promedio de 9.81 \pm 1.17, gran parte de esta concentración se debe a la presencia de carbonato de calcio. El titanio tiene intervalos de 0.57-0.67% con un promedio de 0.61 \pm 0.03%. Para el manganeso los valores van de 0.03-0.06% y su promedio es 0.04 \pm 0.01%, se realizó una regresión lineal entre el titanio y manganeso obteniendo una R=0.67 y nivel de significancia >95%, la presencia de los líticos volcánicos que pudiesen provenir de los Tuxtlas es mayor. Finalmente para el hierro los valores presentan el siguiente intervalo 4.94-5.70% con un promedio de 5.20 \pm 0.19%. El comportamiento del cobre va de 10.78-24.23% y un promedio de 17.22 \pm 4.53%, al realizar el factor de enriquecimiento utilizando la corteza continental superior como referencia (Taylor and McLennan, 2010) no se presenta enriquecimiento. El níquel presenta un intervalo de 21.84-33.54% con un promedio de 27.67 \pm 3.03%, también no presenta enriquecimiento. Sin embargo el plomo varía de 9.68-17.14% con un promedio de 12.91 \pm 1.96%, presenta un enriquecimiento en el centímetro 2 con un valor de 1.01. El cromo presenta un intervalo de 28.81-92.30% y su promedio es de 57.11 \pm 13.38%, y se encuentra enriquecido en los centímetros 12 y 359 con valores de 1.11 y 1.09. Por último tenemos al vanadio con un intervalo de 31.30-69.16% y un promedio de 52.77 \pm 10.27% pero no muestra enriquecimiento.

CONCLUSIONES

El cambio en los parámetros geoquímicos (parámetros texturales, materia orgánica, carbonatos y elementos mayores) a lo largo de los núcleos nos muestra dos épocas distintas, marcadas por un evento de gran magnitud en el tiempo localizado a partir del centímetro 89. La influencia de las descargas continentales se observa en la parte superficial con un ligero enriquecimiento debido a que representa lo más reciente relacionado con la industrialización del área adyacente a nuestro estudio.

AGRADECIMIENTOS

Gracias al Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, a las personas que ayudaron al desarrollo de este trabajo, en especial al Dr. Arturo Carranza Edwards por su asesoría y conocimiento brindado en geología. Al M. en C. Eduardo Morales de la Garza y Ricardo Martínez Domínguez por el apoyo en la medición granulométrica de las muestras y de manera especial a Q.F.B. Susana Santiago Martínez por su asesoría técnica.

REFERENCIAS

- Arcega-Cabrera F.; Castillo-Blum S.E., Armienta, M.A. 2010. Tetraethyl lead release from sediments in a mine-impacted tropical river. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental* 2, 119-127.
- Armstrong-Altrin J.S., Machain-Castillo M.L., Rosales-Hoz L., Carranza-Edwards A., Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández, A.C. 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research* 95, 15-26.
- Goudeau M.L., Gravel A.L., Bernasconi S.M., de Lange G.J. 2013. Provenance of surface sediments along the southeastern Adriatic coast off Italy: An overview. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 134, 45-56.
- Lick, W. 2009. Sediments and Contaminant Transport in Surface Waters. CRC Press, USA.
- Rosales Hoz L., Carranza Edwards, A. 2005. Estudio Geoquímico de Metales en el Estuario del Río Coatzacoalcos. En: A.V. Botello, J. Rendon-von Osten, G. Gold-Bouchot, C. Agraz-Hernández (Eds). Golfo de México Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnostico y Tendencias, 2da Edición. Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de México, Instituto Nacional de Ecología 696, p. 389-406.
- Ruiz-Fernández A.C., Sanchez-Cabeza J.A., Alonso-Hernández C., Martínez Herrera V., Pérez-Bernal L.H., Preda M., Hillaire-Mercel C., Gastaud J., Quejido-Cabezas A.J. 2012. Effects of land use change and sediment mobilization on coastal contamination (Coatzacoalcos River, Mexico). *Continental Shelf Research* 37, 57-65.
- Sundararajan M., Srinivasalu S. 2010. Geochemistry of core sediments from Gulf of Mannar, India. *International Journal of Environmental Research* 4, 861-876.
- Vera-Mendoza R.R., Salas-de-León D.A. 2014. Effect of environmental factors on zooplankton abundance and distribution in river discharge influence areas in the southern Gulf of Mexico. En: Amezcua, F., Bellgraph, B.

- (Eds.), Fisheries Management of Mexican and Central American Estuarines. Estuarines of the World, Springer, Dordrecht, Heidelberg, New York, London, pp. 93-112.
- Yang Y., Liu Z., Chen F., Wu S. Zhang L., Kang M., Li J. 2014. Assessment of trace element contamination in sediment cores from the Pearl River and estuary, South China: geochemical and multivariate analysis approaches. *Environmental Monitoring and Assessment* 186, 8089-8107.
- Zavala-Hidalgo J., Morey S.L., O'Brien J.J., 2003. Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research* 108, 1-19.

SESIÓN GEOTECTÓNICA / 16.10.2015

[GT01]

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN DE LA SALIENTE DE MONTERREY DEL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO

Gabriel Chávez Cabello¹, Elisa Fítz Díaz², Miguel de la Garza Grimaldo¹, César Francisco Ramírez Peña¹, José Jorge Aranda Gómez³ y Jesús Alberto Torres Ramos¹

¹ *Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Ex – Hacienda de Guadalupe, Carretera Linares – Cerro Prieto km. 8, Linares 67700 N.L.
E-mail: gabchave2001@yahoo.com.mx*

² *Instituto de Geología, UNAM, México, D.F.*

³ *Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro, Qro.*

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) está expuesto casi de manera continua entre los estados de Oaxaca y Chihuahua en el oriente de México, alcanzando una longitud cercana a los 2000 km. El rumbo del cinturón es NW-SE a lo largo de casi toda su extensión. El CPCM consiste de pliegues y cabalgaduras desarrolladas en estratos del Mesozoico al Paleógeno inferior compuestos de alternancias de carbonatos, lutitas y areniscas. La cadena plegada muestra al menos dos recesos (Torreón y Matehuala) y una saliente mayor a la altura de Monterrey; en este último rasgo el rumbo del CPCM cambia a una orientación E-W formando un pliegue oroclinal. La geometría de las estructuras está controlada ampliamente por la distribución espacial de elementos paleogeográficos y horizontes de despegue; la cinemática de la deformación está dominada por un transporte tectónico dirigido hacia el NE y Norte a lo largo del cinturón. El estilo estructural es de cobertura, aunque estructuras de alto ángulo que corresponden a fallas normales antiguas reactivadas, han sido reconocidas en diferentes localidades cortando a estructuras de cobertura representadas por pliegues y cabalgaduras. Recientemente, la edad de la deformación del CPCM en el sector central ha sido bien determinada empleando Ar-Ar en Illita generada durante deslizamiento paralelo a la capa en flancos de pliegues chevrón. Los resultados publicados sugieren pulsos episódicos de deformación entre 95-84, 80-65 y 60-40 Ma. Cada uno de estos pulsos afecta progresivamente a unidades de rocas expuestas más hacia el oriente, haciendo honor a la teoría del modelo de cuña crítica. Los efectos de acortamientos subsecuentes están bien acentuados por la presencia de pliegues replegados en el extremo oeste del cinturón, siendo evidentes a escala mapa. Las nuevas determinaciones de edades se han extendido hacia el norte del cinturón hasta la Saliente de Monterrey, muestrándose pliegues y cabalgaduras del frente tectónico. Las edades fueron establecidas para flancos de pliegues como Los Muertos y San Blas; así como en las cabalgaduras frontales entre Linares y Monterrey y en la cabalgadura de la Sierra de La Catana, donde el sector transversal de Parras se intersecta con la Saliente de Monterrey. Las edades determinadas indican que el desarrollo de pliegues y cabalgaduras fue aproximadamente sincrónico y ocurrió durante el Eoceno inferior. Por otro lado, las causas tectónicas de la deformación en el CPCM han sido ampliamente discutidas aunque aún permanecen enigmáticas. En la parte central de México existe evidencia clara de una colisión acresional entre el Terreno Guerrero y América del Norte. Sin embargo, la extensión del Terreno Guerrero es insuficiente para ser responsable de la deformación en Monterrey y Chihuahua, área norte, o más al sur, como en Puebla y Oaxaca. En cuanto a otras partes de América del Norte, una subducción subhorizontal ha sido invocada como causa para generar el acortamiento del CPCM; sin embargo, para fortalecer ésta hipótesis y su extensión al norte de México aún es necesaria la generación de mayor información de campo y laboratorio.

[GT02]

HIPÓTESIS DE ORIGEN DEL PETRÓLEO Y EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS EN CHIHUAHUA, MÉXICO

Andrés Isaak González-Jacquez, Miguel Franco-Rubio y Angélica Oviedo

Ingeniería en Geociencias, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua, Chihuahua, Chih.

E-mail: andrew.rop93@gmail.com

INTRODUCCIÓN

La Provincia Geológica de Chihuahua de acuerdo a PEP (2010) que textualmente señala: “ubicada en el estado de Chihuahua, se extiende hacia el sur de los Estados Unidos. Es una franja plegada orientada noroeste-sureste de origen laramídico. La columna estratigráfica está formada por rocas del Mesozoico, Paleozoico y Precámbrico, cubiertas en discordancia por rocas volcánicas del Terciario”. En Chihuahua abarca la mayor parte del terreno con rocas sedimentarias de las cuencas sedimentarias de Sabinas, Mar Mexicano, Intermedia y de Chihuahua (Franco-Rubio *et al.*, 2012; Franco-Rubio y Oviedo, en prensa). En la provincia geológica mencionada, se presume la presencia de importantes yacimientos de hidrocarburos, ya que cuenta con grandes formaciones generadoras de aceite y gas, deformadas por la Orogenia Laramide, que promovió la migración de hidrocarburos (Stabler, 2015; Bishop, 2015; Moritz, 2015). En la década 1980-1990 se registraron 39 perforaciones por PEMEX (Anónimo) con el objetivo de encontrar cantidades factibles. Lo anterior, motiva la investigación de zonas favorables a través del mapeo geológico, el estudio tectónico de la región, el mapeo de estructuras geológicas y la determinación de manifestaciones de hidrocarburos en superficie.

Tovar-Rodríguez (1981) menciona que las provincias con posibilidades futuras de hidrocarburos en el Distrito Chihuahua son: (1) El mar Mexicano en el norte de Durango que postula “está comunicado con la Cuenca de Chihuahua a la altura de Camargo, Chih., continuando hacia el noroeste al Estado de Sonora, separado de la mencionada cuenca por la Península de Aldama”, (2) la Plataforma de Coahuila que incluye las porciones sureste de Chihuahua, extremo oeste de Coahuila y noreste de Durango, (3) La Cuenca de Chihuahua que abarca la porción Oriental del Estado de Chihuahua con posible comunicación al sureste con el Golfo de Sabinas y al Suroeste con el Mar Mexicano, a través de la Cuenca Intermedia y (4) la Cuenca de Ojinaga afectada por la tectónica laramídica y que contiene rocas cretácicas discordantes sobre el Paleozoico.

La Cuenca Oceánica Rheic es la principal cuenca generadora que empezó a formarse en el Carbonífero, suturada por la acreción de los dos continentes Laurentia y Gondwana, para formar Pangea. La unión de éstos continentes dio origen a la Sutura Marathon-Ouachita-Apalachiana (Whitaker y Engelder, 2006). El rift intracontinental de Pangea empezó a abrirse casi paralelamente a las cordilleras principales por el rift Iapetano (Thomas, 2011) que separó al continente dando origen a América, África y Eurasia, pero el principal proceso tectónico es por la Placa Farallón (Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011) que dio origen a la Orogenia Laramide.

Las sucesiones sedimentarias del Triásico-Terciario se situaron sobre los depósitos del Paleozoico y fueron plegados de manera perpendicular a la Orogenia Ouachita que se observan en el territorio chihuahuense; existen afloramientos del Cuaternario por el Rift del Rio Grande según Ricketts *et al.* (2014); Karlstrom *et al.* (2014); Prewisch *et al.* (2014); Poyak *et al.* (2014) y Asmerom *et al.* (2014); del Cretácico según Wells y Thomas (2014) y Hoisch *et al.* (2014). Las sucesiones sedimentarias debieron de tener litologías orgánicas y aceites en esquistos que hoy en día se están investigando gracias a la reforma energética y hacendaria.

ANTECEDENTES

Reconocer, describir, organizar y analizar elementos constitutivos de un problema, permite idear estrategias que permiten obtener de forma razonada, una solución lo más acertada posible, de acuerdo con la información asequible. De esta manera, en la búsqueda de hidrocarburos será imprescindible primero, establecer el origen posible del petróleo. Varias hipótesis se manejan en este propósito, a saber:

Teorías Inorgánicas

a. Teoría Abisal Abiógena (Autor anónimo)

Sostiene que el petróleo es de origen inorgánico o mineral. Los científicos rusos son los que más se han preocupado por probar esta hipótesis aunque estas proposiciones no han sido aceptadas en su totalidad.

b. Teoría de origen abisal no biótico (abiótico, abisal, endógeno, inorgánico, mineral, primordial)

Algunos críticos con la teoría más extendida en Occidente – y prácticamente la única conocida por la ciudadanía-, aseguran que el origen fósil de los hidrocarburos nunca ha sido probado. “Esta teoría ni ha sido nunca cuestionada, ni se ha hecho nunca ningún esfuerzo para validarla. Es simplemente tomada como un hecho científico establecido y es bastante obvio que no lo es”, afirma McGowan, quién pregunta a los periodistas Mike Ruppert y Dale Allen Pfeiffer que califican la teoría abiótica sobre el origen del petróleo de “especulación infundada”: “¿Consideran ustedes periodismo honesto y responsable calificar a un cuerpo de investigaciones científicas multi-disciplinarias de 50 años dirigido por cientos de los más celebrados científicos mundiales como “algunas especulaciones”?”.

Teorías Orgánicas

a. Teoría de Engler y Morris (1911) – Orgánica Vegetal y Animal lacustre-marino

Primera etapa: Depósitos de organismos de origen vegetal y animal se acumulan en el fondo de mares internos (lagunas marinas). Las bacterias actúan, descomponiendo los constituyentes carbohidratos en gases y materias solubles en agua y de esta manera son desalojados del depósito. Permanecen los constituyentes de tipo ceras, grasas y otras materias estables, solubles en aceite. *Segunda etapa:* A condiciones de alta presión y temperatura, se desprende CO₂ de los compuestos con grupos carboxílicos y H₂O de los ácidos hidroxílicos y de los alcoholes, dejando un residuo bituminoso. La continuación de exposiciones a calor y presión provoca un craqueo ligero con formación de olefinas (protopetróleo). *Tercera etapa:* Los compuestos no saturados, en presencia de catalizadores naturales, se polimerizan y ciclizan para dar origen a hidrocarburos de tipo nafténico y parafínico. Los aromáticos se forman, presumiblemente, por reacciones de condensación acompañando al craqueo y ciclización o durante la descomposición de las proteínas.

b. Teoría Mineral Extraterrestre

Una versión interesante de este tema es la que publicó Gold *et al.* (1986). Este científico europeo dice que el gas natural (el metano) que suele encontrarse en grandes cantidades en los yacimientos petroleros, se pudo haber generado a partir de los meteoritos que cayeron durante la formación de la Tierra hace millones de años. Los argumentos que presenta están basados en el hecho de que se han encontrado en varios meteoritos más de cuarenta (40) productos químicos semejantes al kerógeno, que se supone es el precursor del petróleo. Y como los últimos descubrimientos de la NASA han probado que las atmósferas de los otros planetas tienen un alto contenido de metano, no es de extrañar que esta teoría esté ganando cada día más adeptos.

c. Teoría Orgánica de Plancton Marino (Anónima)

Factores para su formación: Ausencia de aire; restos de plantas y animales (sobre todo, plancton marino); gran presión de las capas de tierra; altas temperaturas; acción de bacterias. Los restos de animales y plantas, cubiertos por arcilla y tierra durante muchos millones de años sometidos por tanto a grandes presiones y altas temperaturas, junto con la acción de bacterias anaerobias (que viven en ausencia de aire), provocan la formación del petróleo. El hecho de que su origen sea muy diverso, dependiendo de la combinación de los factores anteriormente citados, provoca que su presencia sea también muy variada: líquido, dentro de rocas porosas y entre los huecos de las

pedras; volátil, es decir, un líquido que se vuelve gas al contacto con el aire; semisólido, con textura de ceras. En cualquier caso, el petróleo, de por sí, es un líquido y se encuentra mezclado con gases y con agua.

Podemos concluir que a pesar de las innumerables investigaciones que se han realizado, no existe una teoría infalible que explique sin lugar a dudas el origen del petróleo.

HIPÓTESIS DE TRABAJO

Hipótesis Abisal Biógeno-Bacteriana

Atribuida al geólogo franco-canadiense Steven Scott (1983), resalta el nicho bio-ecológico recientemente descubierto en la dorsales oceánicas, donde el proceso de quimiosíntesis constituye el factor dominante de la cadena alimenticia de flora y fauna, en cuya base predominan mayoritariamente las bacterias en simbiosis con organismos pluricelulares que sobreviven en el estrecho margen que circunda los respiraderos hidrotérmicos que exhalan compuestos ricos en azufre y carbono con temperaturas hasta de 355°C. Dentro del ciclo de vida bacteriana, al morir quedan depositadas en el suelo abisal que gradualmente va recubriéndose de arcillas, de plancton silíceo y eventualmente, de epiclásticos turbidíticos. El engrosamiento de la capa sedimentaria de los fondos oceánicos, mínimo en las dorsales y máximo hacia las márgenes pasivas o activas entre corteza oceánica y continental.

La hipótesis aquí formulada, involucra procesos de tectónica divergente con la acreción de corteza oceánica en las dorsales. Con ello, y previo a la erupción volcánica submarina, el material magmático en proceso de elevación, calienta las aguas que percolan al interior de la corteza basáltica, haciéndola brotar como respiraderos hidrotérmicos en la zona de dorsal. El fluido hidrotérmico surge con temperaturas que van desde los 380°C (Von Damm, 1990), hasta los 464°C (Haase *et al.*, 2007). Las comunidades biológicas de los respiraderos hidrotérmicos, con una densidad de organismos entre 10,000 y 100,000 veces mayor que la existente en los fondos abisales, mantienen enormes cantidades de vida cuya base de la cadena alimenticia está constituida por bacterias quimio-sintéticas (Botos, 1999). Los respiraderos hidrotérmicos exhalan soluciones ricas en minerales compatibles con una gran población de bacterias quimio-autotróficas. Estas bacterias utilizan compuestos de azufre, en particular ácido sulfhídrico (H₂S), para producir material orgánico a través del proceso de la quimiosíntesis. En 1998, Steven D. Scott, geólogo consultor franco-canadiense, sugirió la hipótesis que el petróleo pudiera derivarse de la masa orgánica procedente de las dorsales oceánicas; por lo tanto, dicho petróleo podría encontrarse en zonas de sutura. Chihuahua posee la sutura Ouachita, originada por la colisión entre los paleocontinentes Gondwana y Laurentia. Por definición, la secuencia de margen continental ubicada en la zona de sutura constituye una región de traspaís (hinterland). Esta sutura está documentada desde el estado norteamericano de Alabama, atravesando por Missouri, Oklahoma hasta Texas, Chihuahua y Sonora. Las rocas del antepaís a la sutura Ouachita en Laurentia y Gondwana, son del Paleozoico. La Faja Orogénica Ouachita está siendo documentada en Chihuahua, a raíz del proyecto de investigación auspiciado por SEP_CONACYT No. 167638.

TECTÓNICA DE COMPRESIÓN PÉRMICA EN CHIHUAHUA

El Sistema Ouachita se extiende desde su continuación con el Sistema Apalachiano cerca de la Cuenca Black Warrior en Alabama, detectándose hacia el oeste a través de los estados de Misisipi y Arkansas, cruzando Oklahoma por la esquina sudoccidental para luego continuar por Llano Uplift, bordeando el Rio Bravo y la región del Big Bend en Texas, pasando por el norte de Coahuila, e introduciéndose a Chihuahua donde todavía no está bien definido (Flawn *et al.*, 1961). Si consideramos el origen del Sistema Ouachita desde el Silúrico como resultado de la aproximación de Gondwana a Laurentia con la Cuenca Oceánica Rheic subduciendo entre ambas (Dickinson y Lawton, 2001), la creación del arco volcánico en tiempos del Misisípico y la colisión entre placas continentales en el Pensilvánico para la región meridional de Norteamérica (Flawn *et al.*, 1961), observamos una evolución tectónica en dirección oriente-occidente con emplazamiento en Chihuahua de rocas volcánicas durante el Pérmico (Figuras 1 y 2).



Figura 1. Faja Orogénica Ouachita en su distribución a través de la Placa de Norteamérica, desde Alabama, E.U.A. hasta Sonora, México.

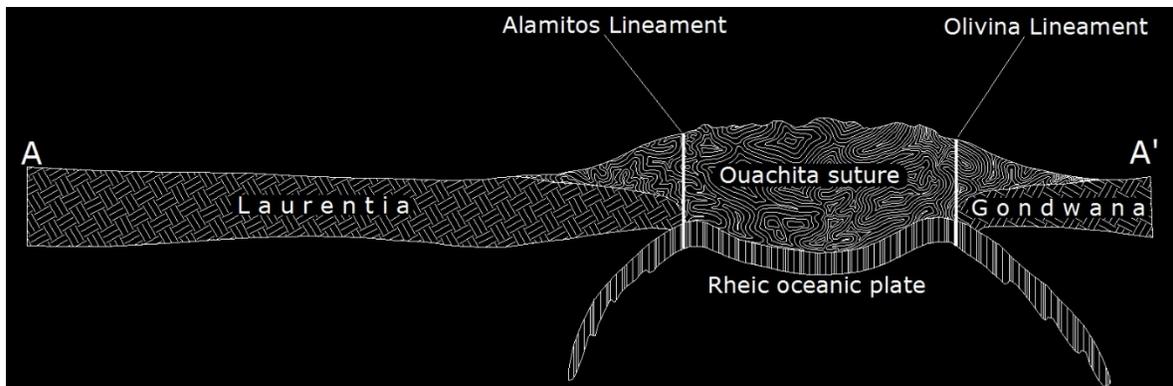


Figura 2. Sección estructural a lo largo de la trayectoria A-A' para la Sutura Ouachita, como resultado de la colisión entre los paleocontinentes Gondwana y Laurentia, a fines del Pérmico.

El estudio en Chihuahua de los sedimentos de margen continental que componen a la Faja Orogénica Ouachita se remonta a los comienzos del siglo pasado, cuando en 1910 se publica en el Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana el trabajo de R.H. Burrows “Geology of Northern Mexico”. La descripción de la Formación Plomosas como originalmente se estableció comprendía desde los estratos mineralizados en la Mina Plomosas, hasta el contacto con la Formación Las Vigas. Posteriormente, las investigaciones realizadas por geólogos de Petróleos Mexicanos se compendian en la publicación de Ramírez y Acevedo (1957), donde identifican a las formaciones Pérmicas “Plomosas” en la región de Placer de Guadalupe (SGM, 2005b) y “Rara” en la Sierra de Aldama, y “Formación Barrancas” del Triásico (Figura 1), en la región de Moris (SGM, 2004) y Pilar de Moris entre los estados de Chihuahua y Sonora.

En 1962 Bridges concluye su disertación doctoral para la Universidad de Texas en Austin “Geology of Mina Plomosas area, Chihuahua, Mexico” en la que describe a la Formación Plomosas y por vez primera detalla las características de rocas volcánicas que posteriormente se fecharon como Pérmicas. Franco-Rubio (2007) define a la unidad basal de la secuencia sedimentaria que aflora en el núcleo del Domo San Carlos, correlacionándola con la Formación Tesnus del Pérmico de Marathon, Tx., en base a similitudes estratigráfico-estructurales y de la misma manera, también correlaciona con la Formación Rara de Aldama a la unidad basal que aflora en el núcleo del Domo Magistral. Poole et al. (2005) prolonga la faja orogénica Ouachita desde Marathon, Tx. hasta Sonora a través de la Falla de Transformación Chihuahua-Sonora, que conecta los afloramientos en Chihuahua con los de margen continental de Sonora (Formación Barrancas), a los que asigna una edad Pérmica (Figura 3).

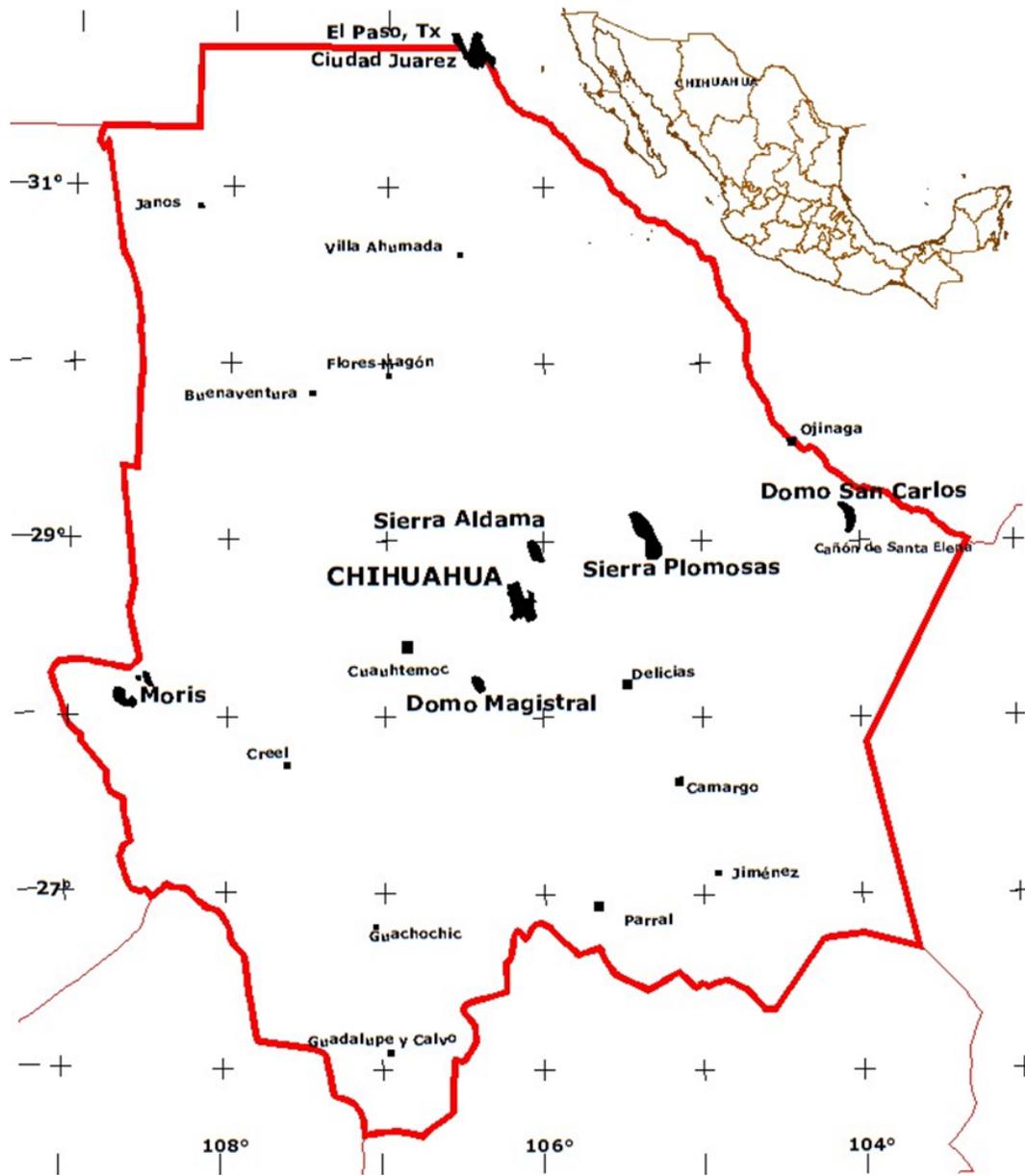


Figura 3. Localización de las regiones donde se ubican los sitios con afloramientos de rocas de margen continental, volcánicas e intrusivas de edad presumiblemente Pérmica en el Estado de Chihuahua.

TECTÓNICA DE EXTENSIÓN JURÁSICA EN CHIHUAHUA

A la par que la apertura final del Océano Atlántico por distensión continental, en México se observa también por distensión el comienzo de grandes cuencas sedimentarias durante el Jurásico entre las que figura la “Cuenca de Chihuahua”. Ésta se define originalmente (DeFord, 1969; Haenggi y Muehlberger, 2005) explicando su iniciación mediante el proceso tectónico de Separación-Oblicua (Pull-Apart). Más adelante, otros autores (Fackler-Adams et al., 1997; Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2002) sugieren el mecanismo tectónico de distensión continental (rift) para describir la extensión y subsidencia de las cuencas McCoy-Bisbee en Arizona y Chihuahua-Sabinas en el norte de México, todas en continuidad sedimentaria. La prolongación de la cadena orogénica Ouachita (Pérmico-

Jurásica) al interior de México con afloramientos en Coahuila, Chihuahua y Sonora, influenciaron la distribución de centros deposicionales en el norte de México, apareciendo las cuencas de Parras, de Mar Mexicano, de Sabinas, Intermedia y de Chihuahua. La exposición de rocas basálticas de edad Jurásico tardío en La Popa y Hatchet Mountains indica extensión cortical (Garrison y McMillan, 1999; Lawton y Harrigan, 1998), lo que sugiere un origen distensivo de la corteza continental para las cuencas que surgieron al final del Período Jurásico en Chihuahua.

Cuenca Sedimentaria Intermedia. La idea del nombre se toma del trabajo publicado por Dickinson and Lawton (2001). La cuenca está enmarcada entre los lineamientos Alamitos (Haenggi, 2002) al norte, Olivina al sur (Franco-Rubio *et al.*, 2012), Cuenca Tornillo al oriente (Dickinson and Lawton, 2001) y probable continuación al occidente (desconocida). Al sur del Lineamiento Alamitos es notorio el predominio de afloramientos con rocas volcánicas de edad Paleógena y de sedimentos aluviales continentales Neógenos y Cuaternarios en la mayor parte de la superficie, dejando afloramientos aislados de rocas sedimentarias marinas. Sedlock *et al.* (1994) considera que esta porción de la República Mexicana constituye un elemento tectónico al que denomina “Terreno Tarahumara” y su origen lo relaciona con la prolongación de la Faja Orogénica Ouachita desde la región de Ojinaga, Chihuahua, hasta la Comarca Lagunera de los estados de Coahuila y Durango. Nuevas consideraciones respecto a la prolongación de la Faja Orogénica Ouachita dentro del Estado de Chihuahua, la sitúan hasta el vecino estado de Sonora (Poole *et al.*, 2005; Franco-Rubio *et al.*, 2012). Ambas propuestas sugieren el emplazamiento de sedimentos epiclásticos de margen continental Permo-Triásicos hacia el sur del Lineamiento Alamitos (Formación Plomosas, *sensus* Dyer y Reyes, 1987). En la región norte de Coahuila, Carpenter (1997) describe una secuencia de rocas metamórficas (facies de esquisto verde) que adscribe a los sedimentos tipo flysch de la zona interior Ouachita, sugiriendo que la fuente de suministro no proviene del cratón de Norte América.

Del subsuelo entre los lineamientos Alamitos y Olivina aún no se reportan datos relativos a la litología que subyace a la secuencia epiclástica (Formación Plomosas) ahora deformada y contorsionada, tipo mélange. Una gran parte de estos sedimentos de margen continental debieron depositarse sobre un fondo de corteza oceánica (Océano Rheic), bajo un régimen de margen pasivo que se convierte en activo por la aproximación de Gondwana hacia Laurentia. No obstante, se sugiere que la litología bajo la secuencia turbidítica que conforma la faja de sutura Ouachita sea de composición básica y ultrabásica, relictos de la Placa Oceánica Rheica (Figura 4).

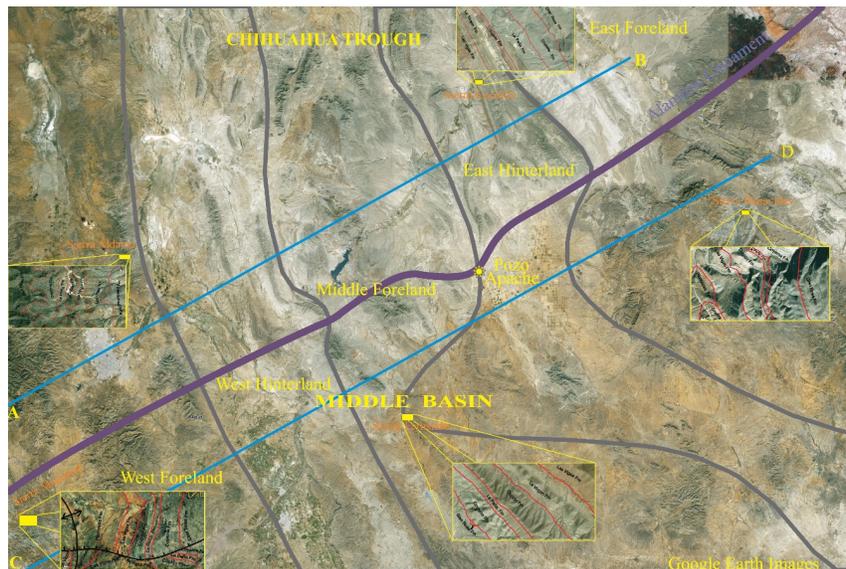


Figura 4.- Imagen satelital tomada de Google-Earth, con la distribución de los elementos de antepaís y de traspáis, correspondientes a la tectónica de distensión continental doble para la región centro-oriental de Chihuahua. En los recuadros insertos se muestran ampliaciones de las unidades estratigráficas que afloran en la región señalada.

Salvo las áreas de corteza oceánica Jurásica, el área de basamento para esta cuenca está constituido por estratos de sutura peneplanizados compuestos por sedimentos turbidíticos de margen continental que dieron elevación a la Cordillera Ouachita en Chihuahua. Este basamento de epiclásticos y basaltos se convierte en el fondo sobre el que se depositaron las formaciones de los sistemas del Jurásico Superior y del Cretácico (Figuras 3 y 4). Llama la atención la gran cantidad de yacimientos minerales hidrotermales con metales preciosos (Au y Ag) y metales básicos (Pb, Zn y Cu) de valor económico que han sido y siguen siendo explotados, ubicados meridionalmente al Lineamiento Alamitos.

La estratigrafía de esta región suroriental del Estado de Chihuahua, al sur del lineamiento, se ha observado a través de los pozos de PEMEX a la facies de margen continental convertida en la mélangé de sutura Ouachita-Marathon-Sonora (Formación Plomosas) como la secuencia basal. Las unidades marinas suprayacentes depositadas bajo un régimen transgresivo en cuencas tipo rift (sensu Lawton y McMillan, 1999) o pull-apart (sensu Haeggi y Muehlberger, 2005), fueron emplazadas desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. La subducción de la Placa Farallón bajo la Placa de Norte América al occidente propició durante el Cretácico Tardío el carácter regresivo de estas cuencas marinas.

Al cierre de las cuencas sedimentarias del Mesozoico en Chihuahua, como resultado de la compresión por subducción de la Placa Farallón bajo de la Placa Norteamericana, la deformación de la secuencia estratigráfica-Jurásico Cretácico se produjo en dos tipos principales de norte a sur del lineamiento- Alamitos (Figura 5)

A lo largo del canal de Chihuahua al norte de lineamiento, una sección estratigráfica de 7,143 m de espesor (Franco-Rubio, 2007) se deforma progresivamente tras la Orogenia Hidalgoana. Evaporitas del Jurásico de Fm La Casita han actuado como superficie de desprendimiento por encima del cual la secuencia se ha doblado (Carciumaru y Ortega, 2008). Las Formaciones La Casita, Navarrete, Las Vigas, La Virgen, Cupido, La Peña, Coyame, Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Río, Buda, Ojinaga Inferior, Ojinaga Superior, San Carlos y El Picacho, están surgiendo fuera en esta sección. Al sur del lineamiento Alamitos en la cuenca intermedia, una secuencia estratigráfica fina con 2,878 m (Franco-Rubio, 2007) ha doblado al menos por encima de dos superficies de separación diferentes. Una de ellas, de evaporitas del Cretácico Inferior de la Formación La Virgen, se observa en Chorreras, Roque y montañas Amargosa (Figura 1). En Sierra Fernando se sugiere un desprendimiento subcutáneo debajo de los estratos del Cretácico, probablemente en esquisto Jurásico o el nivel de evaporitas. Más delgada pero similar secuencia del norte de los estratos del Jurásico-Cretácico se observa al sur del lineamiento Alamitos a lo largo de la Cuenca Intermedia.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Basándonos en la hipótesis de trabajo planteada (Hipótesis Abisal Biógeno-Bacteriana), la cual señala que la materia orgánica depositada sobre la superficie de los fondos oceánicos, a partir de los nichos biógeno-ecológicos de las dorsales, aunado a los procesos de subducción de la corteza oceánica bajo la corteza continental, esa materia orgánica se va acumulando en la base de los prismas de acreción, en el cual los sedimentos y la materia orgánica, con el paso del tiempo van madurando hasta su transformación en petróleo. De ahí, la inferencia generalizada de considerar a las rocas sedimentarias epiclásticas marinas, como rocas generadoras. Lo anterior conlleva a la estimación de una edad para el hidrocarburo, semejante a la edad de corteza oceánica subducida.

De esta manera, la exploración de hidrocarburos deberá dirigirse a las regiones de sutura global y a las márgenes de las regiones de traspaís (hinterland), susceptibles de contener yacimientos petrolíferos. Chihuahua posee ambos elementos tectónicos, como los lineamientos Alamitos y Olivina (Figura 6), los cuales delimitan los depósitos sedimentarios terrígenos de la Sutura Ouachita, además de la doble distensión continental que cruza las cuencas sedimentarias de Chihuahua, Intermedia, Sabinas y Mar Mexicano.

En Chihuahua es sabido de la existencia de hidrocarburos que contaminan las aguas subterráneas de los ejidos, los mancomunales y demás concesiones superficiales privadas. Sin embargo, la secrecía de tales lugares se mantiene, dada la legislación que otorga derechos al estado como único ente legal para la explotación de hidrocarburos en el país. Con la reforma energética, se espera un cambio en el régimen de explotación y usufructo de tal riqueza.

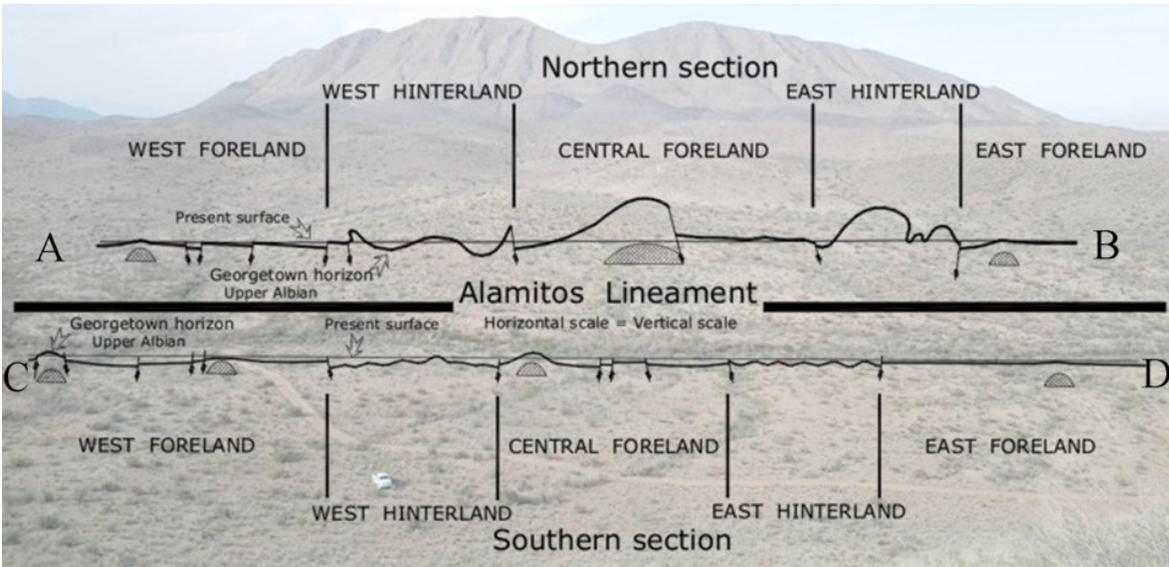


Figura 5. Secciones estructurales a lo largo de las líneas A-B y C-D, para las regiones aledañas septentrional y meridional al Lineamiento Alamos, en la zona centro-oriental de Chihuahua, ubicando las zonas de antepaís y de traspaís correspondientes. La imagen de fondo corresponde a la vista en torno al valle donde aflora la Formación Plomosas Pérmica que aflora meridionalmente al Cerro Carrizalillo, Municipio de Aldama, Chihuahua, México.

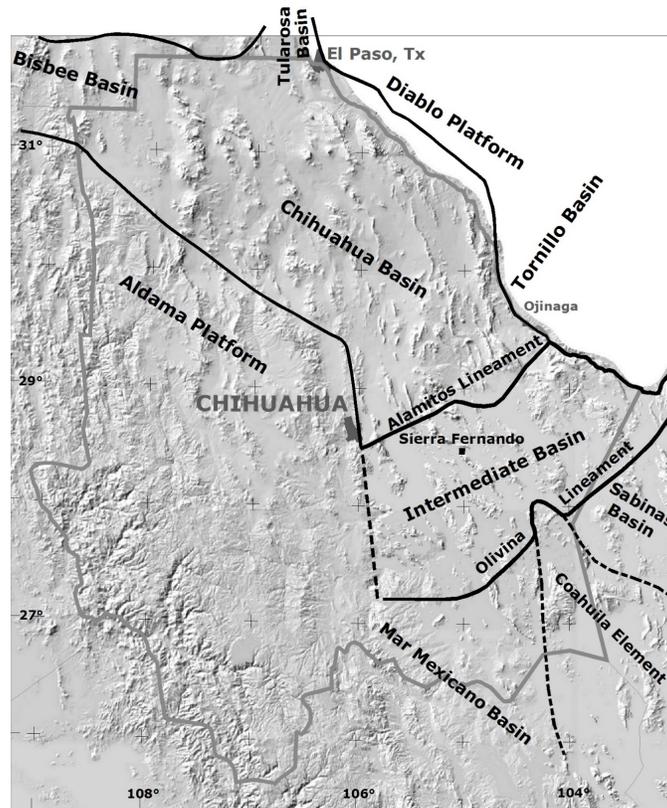


Figura 6. Distribución de las cuencas sedimentarias en el Estado de Chihuahua, de acuerdo al modelo de Distensión Continental Doble propuesto.

REFERENCIAS

- Asmerom, Y., Ricketts, J.W., Karlstrom, K.E., Priewisch, A., Crossey, L.J., Polyak, V.J. 2014. Quaternary extension in the Rio Grande Rift at elevated strain rates recorded in travertine deposits, central New Mexico. *Lithosphere* 6, 3-16.
- Bishop, J.W. 2015. Early-Formed Fractures: Precambrian-Like ‘Molar Tooth’ Mudcracks in Phanerozoic Unconventional Mudstone Reservoirs. In AAPG Annual Convention and Exhibition.
- Botos, S. Copyright © 1999-2015. Privacy statement: <http://www.botos.com/marine/vents01.html>
- Bridges, L.W. 1962. Geology of Mina Plomosas Area, Chihuahua, Mexico. Ph. D. Thesis. University of Texas at Austin. 241 p.
- Burrows, R.H. 1910. Geology of northern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 7, 85-103.
- Camp, Wayne K. 2014. A New Classification for North American Shale Gas Play Evaluation: 2006 Rocky Mountain Natural Gas Geology and Resource Conference.
- Carciumaru, D., Ortega, R. 2008. Geologic structure of the northern margin of the Chihuahua trough: Evidence for controlled deformation during Laramide Orogeny. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 60, 43-69.
- Carpenter, D.L. 1997. Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 109, 1321-1332.
- De Ford, D.K., 1969. Some keys to the geology of northern Chihuahua. En: Córdoba, D.A., Wengerd, S.A., Shomaker, J. (eds.), Guidebook of the border region: New Mexico Geological Society, 20th Field Conference Guidebook, p. 61-65.
- Dickinson, W. R. 2002. The Basin and Range Province as a Composite Extensional Domain. *International Geology Review* 44, 1-38.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1142-1160.
- Dyer, R., Reyes, I. 1987. The geology of Cerro El Carrizalillo, Chihuahua, Mexico, Preliminary Findings: Excursión Geológica, Paleozoico de Chihuahua, Universidad Autónoma de Chihuahua y Sociedad Geológica Mexicana. *Gaceta Geológica* 1, 108-128.
- Engler, R.F., Morris, R.J. 1911. Resource Estimate For The Palisades Coal Property. Technical Report Palisades Coal Property Prepared for Altitude Resources Ltd Page 1 of 60.
- Fackler-Adams, B.N., Busby, C.J., Mattinson, J.M. 1997. Jurassic magmatism and sedimentation in the Palen Mountains, southeastern California: Implications for regional tectonic controls on the Mesozoic continental arc. *Geological Society of America Bulletin* 109, 1464-1484.
- Flawn, P.T. 1961. Rocas Metamórficas En El Armazón Tectónico De La Parte Septentrional De México. *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros* 13, 105-116.
- Franco-Rubio, M. 2007. Geología y Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, México: Definición del Lineamiento Delicias-Mulato: Tesis Doctoral, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 533 p.
- Franco-Rubio, M., Caballero-Miranda, C.I., Alva-Valdivia, L.M., Oviedo, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Reyes, F., Torres-Knight, R., Riggs, N.R., González-León, C., López-Santillán, R. 2012. Permian Magmatic Arc related to the Ouachita Suture Zone in Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 44, 22.
- Garrison, J.M., McMillan, N.J. 1999. Evidence for Jurassic continental rift magmatism in northeast Mexico: Allogenic meta-igneous blocks in El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico. En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* 340, 319-332
- Gold, T., Gordon, B. E., Streett, W., Bilson, E., Patnaik, P. 1986. Experimental study of the reaction of methane with petroleum hydrocarbons in geological conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2411-2418.
- Haase, K. M., Petersen, S., Koschinsky, A., Seifert, R., Devey, C. W., Keir, R., et al. 2007. Young volcanism and related hydrothermal activity at 5 S on the slow spreading southern Mid Atlantic Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8(11).
- Haenggi, W.T. 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 55, 38-94.

- Haenggi, W.T., Muehlberger, 2005. Chihuahua trough – A Jurassic pull-apart basin: in The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives. *Geological Society of America, Special Paper* 393, 619-630.
- Hoisch, T.D., Wells, M.L., Beyene, M.A., Styger, S., Vervoort, J.D. 2014. Jurassic Barrovian metamorphism in a western US Cordilleran metamorphic core complex, Funeral Mountains, California. *Geology* 42, 399-402.
- Karlstrom, L., Lee, C.T., Manga, M. 2014. The role of magmatically driven lithospheric thickening on arc front migration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 2655-2675.
- Lawton, T.F., Harrigan, P.J. 1998. Broken Jug Formation—redefinition of lower part of Bisbee Group, Little Hatched Mountains, Hidalgo County, New Mexico. *New Mexico Geology – Science and Service* 20, 69-77.
- Lawton, T.F., McMillan, N.J. 1999. Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology* 27, 779-782.
- Martínez-Sierra, R., Mariano, T., Aranda García, M., Román, J.R., Sosa-Patrón, A. 2011. Unconventional play potential in Northern Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 61, 775.
- Moritz, A., Hélie, J.F., Pinti, D.L., Larocque, M., Barnetche, D., Retailleau, S., Lefebvre, R., Gélinas, Y. 2015. Methane baseline concentrations and sources in shallow aquifers from the shale gas-prone region of the St. Lawrence Lowlands (Quebec, Canada). *Environmental Science & Technology* 49, 4765-4771.
- Pemex Exploración y Producción (PEP) 2010. Provincias Geológicas de México: Petróleos Mexicanos, Subdirección Técnica de Exploración, Versión 1.0, 18 p.
- Pinet, N., Lavoie, D. 2014. The Offshore Part of the Anticosti Basin: A major gap in the understanding of Early to Middle Paleozoic basins of Eastern Canada in a promising hydrocarbon setting. *Search and Discovery Article #10722*.
- Polyak, V.J., Asmerom, Y., Hill, C.A., Palmer, A.N., Provencio, P.P., Palmer, M.V., Onac, B.P. 2014. Isotopic studies of byproducts of hypogene speleogenesis and their contribution to the geologic evolution of the Western United States. *Hypogene Cave Morphologies* 88-94.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., Madrid, R.J., Amaya Martínez, R. 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model: in The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. *Geological Society of America, Special Paper* 393, 543-596.
- Priewisch, A., Crossey, L.J., Karlstrom, K.E., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Nereson, A., Ricketts, J.W. 2014. U-series geochronology of large-volume Quaternary travertine deposits of the southeastern Colorado Plateau: Evaluating episodicity and tectonic and paleohydrologic controls. *Geosphere* 10, 401-423.
- Ramírez-M., J.C., Acevedo-C., F. 1957. Notas sobre la geología de Chihuahua. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 9, 583-772.
- Ricketts, J.W., Karlstrom, K.E., Priewisch, A., Crossey, L.J., Polyak, V.J., Asmerom, Y. 2014. Quaternary extension in the Rio Grande rift at elevated strain rates recorded in travertine deposits, central New Mexico. *Lithosphere* 6, 3-16.
- Scott, S.D. 1983. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineralogical Magazine* 47, 427-435.
- Scott, S.D., 1998. Modern and ancient volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. Textbook for a Short Course, 260 p.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. 1994. Tectono-stratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- SGM 2004. Carta Geológico-Minera Moris, Chihuahua H12-D88.
- SGM, 2005. Carta Geológico-Minera Placer de Guadalupe, Chihuahua H13-C48.
- Stabler, C. 2015. Mexican Frontier Hydrocarbon Basins. En: AAPG Annual Convention and Exhibition.
- Thomas, W.A. 2011. The Iapetan rifted margin of southern Laurentia. *Geosphere* 7, 97-120.
- Tovar Rodríguez, J.C. 1981. Provincias con posibilidades petroleras en el distrito Chihuahua. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 38
- USGS 2015. <http://energy.usgs.gov/OilGas/AssessmentsData/WorldPetroleumAssessment/WorldGeologicMaps.aspx>.

- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A. 2011. Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México— evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). En: Calmus, T. (Ed.), Panorama de la geología de Sonora, México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM* 118, 201-226.
- Von Damm, K.L. 1990. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 18, 173.
- Wells, M.L., Hoisch, T.D. 2014. The role of mantle delamination in widespread Late Cretaceous extension and magmatism in the Cordilleran orogen, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 120, 515–530.
- Whitaker, A.E., Engelder, T. 2006. Plate-scale stress fields driving the tectonic evolution of the central Ouachita salient, Oklahoma and Arkansas. *Geological Society of America Bulletin* 118, 710-723.

ÍNDICE DE AUTORES

A		E	
Abratis, M.	63	Espinoza Maldonado, I.G.	85
Abrell, L.	132	Esquivel Macías, C.	54, 60
Andaverde Arredondo, J.A.	86	F	
Aranda Gómez, J.J.	168	Fitz Díaz, E.	168
Arellano, Y.	3, 39	Flores Castro, K.	54, 60
Augustsson, C.	63	Franco Rubio, M.	169
Ávalos Borja, M.	130	G	
Ávalos Tapia, D.	48	García Garza, F.	157
Aviña Lamarque, I.	132	Garduño Monroy, V.H.	44
B		Garza Castillo, A.M.	28
Barboza Gudiño, J.R.	63	Girón, P.	124
Barrón Díaz, A.J.	65	González Acevedo, Z.	44
Barth, J.A.C.	34	González Guzmán, R.	72
C		González Jacquez, A.I.	169
Camacho López, S.	157	González León, M.	85, 93
Canet Miquel, C.	146	Grijalva Noriega, J.	85
Cardona Benavides, A.	11	H	
Carrasco Núñez, G.	44, 117	Herguera García, J.C.	72
Carreón Diazconti, C.	23, 132	Hernández, R.	3
Carrillo Pedroza, F.R.	157	Hernández Bárcenas, L.G.	130
Castañeda Ovando, E.P.	137	Hernández Bernal, M.S.	101
Castillo, F.	130	Hernández Cruz, B.	146
Chacón Baca, E.	124	Hernández Morales, P.	11, 18
Chávez Cabello, G.	168	Herrera Urbina, S.	65, 102
Chávez Cervantes, J.A.	153	Higueras Higueras P.	146
Cienfuegos, E.	124	Horta Puga, G.	129
Cisneros de León, A.	72	I	
Corella Santa Cruz, C.R.	102	Iñiguez Pacheco, E.	44
Corona Chávez, P.	101	Iriondo, A.	86
Cruz Chávez, E.	137	Izquierdo Montalvo, G.	44
Cruz Gámez, E.M.	74	J	
D		Jenchen, U.	63, 74, 94
Daesslé, L.W.	34	Juárez Sánchez, F.	153
Dávila Harris, P.	117	K	
De Basabe Argote, J.	44	Kretzschmar, T.	3, 44
De la Garza Grimaldo, M.	168		
De León Gómez, H.	94		
Díaz, R.	39		
Díaz González, L.	119		

L		Ramírez Fernández, J.A.	82
López Doncel, R.	46, 47	Ramírez Montoya, E.	93
López Flores, G.	146	Ramírez Peña, C.F.	168
López Martínez, M.	72	Ramos Ledezma, A.	86, 94
Lozano Santacruz, R.	65	Ramos Vázquez, M.A.	162
M		Ramos Velázquez, E.	11, 18
Macías Vázquez, J.L.	44	Reyes López, J.	23
Madhavaraju, J.	85, 93	Rodríguez Díaz, A.A.	48, 74, 86, 124, 146
Maldonado Leal, M.A.	94	Rodríguez Ramírez, R.	124
Manjarrez Juárez, R.	72	Rodríguez Saavedra, P.	74, 86, 94, 110
Mancilla, O.L.	23	Rojas Ortega, E.	117
Manikyamba, C.	110	Romo Jones, J.M.	44
Martínez Gutiérrez, G.	11	Rosales Hoz, M.T.L.	162
Martínez Paco, M.	86	Rosales Rivera, M.	119
Martínez Villegas, N.	130	S	
Masuch-Oesterreich, D.	94	Sahay, P.	44
Medina Barrera, F.	94	Sánchez Ávila, J.I.	44
Méndez Delgado, S.	94	Santander de la Rosa, J.Y.	54
Monreal, R.	85, 93	Sieck, P.	46, 47
Montiel García, P.C.	137	Siegesmund, S.	46, 47
Morales Puente, P.	124	Saucedo Samaniego, J.C.	85
Morton Bermea, O.	146	Schaaf, P.	101
N		Silva Guajardo, L.A.	157
Navarro de León, I.	94	Solís Pichardo G.	101
O		Soria Aguilar, M.J.	157
Ocampo Díaz, Y.E.	86	Subramanyam, K.S.V.	110
Oviedo, A.	169	T	
Orozco, A.	34	Torres Ramos, J.A.	168
Orozco Garza, A.J.	102	Torres Sánchez, D.	110
P		Torres Sánchez, S.A.	63
Paz Moreno, F.A.	60, 65, 102	Treviño Cázares, A.	94
Pérez Ángeles, C.D.	54	V	
Pola Simuta, C.	94	Valdez Carrillo, M.	132
Preciado Monjardin, R.H.	132	Van Geldern, R.	34
R		Velasco Tapia, F.	74, 86, 110
Rábago Tavares, R.O.	74	Verma, S.K.	117
Ramírez Cardona, M.	54, 60	Verma, M.P.	1
Ramírez Hernández, J.	23	Verma, S.P.	95, 119
		Viera Décida, F.	28
		Villanueva Estrada, R.	44, 48

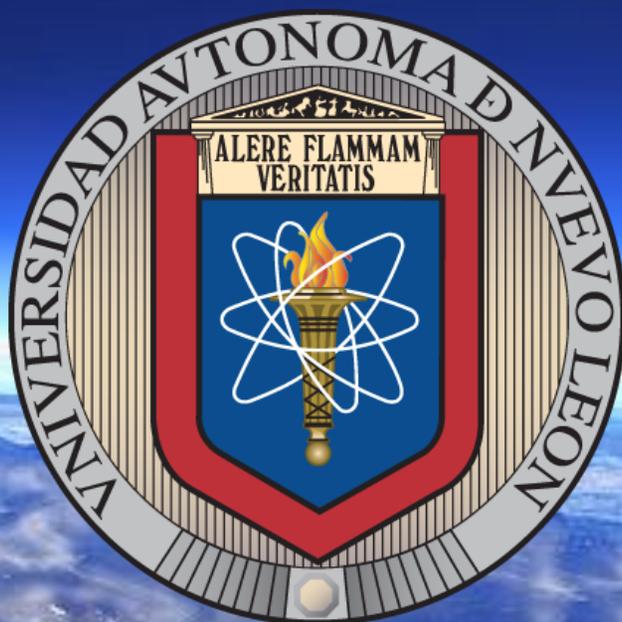
W

Weber, B.	72
Wemmer, K.	47
Wilke, H.	46, 47
Wurl, J.	11, 18

Y

Yutsis, V.	94
------------	----

Esta memoria se terminó de imprimir a los
10 días del mes de Octubre de 2015
Ex – Hacienda de Guadalupe,
Linares, Nuevo León, México



UANL[®]



CONGRESO NACIONAL
DE GEOQUÍMICA 2015