

XXVI CONGRESO NACIONAL DE GEOQUÍMICA



ACTAS INAGEQ Volumen 22

**Morelia, Michoacán
19 al 23 de septiembre 2016.**



XXVI
Congreso Nacional de Geoquímica

19-23 septiembre 2016

Antiguo Palacio Federal – INAH

Morelia, Michoacán



Instituto Nacional de Geoquímica A.C.



Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

Facultad de Ingeniería Química



Universidad Nacional Autónoma de México *Escuela*

Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia

Instituto de Geofísica, Morelia



Instituto Nacional de Antropología e Historia

Delegación Morelia



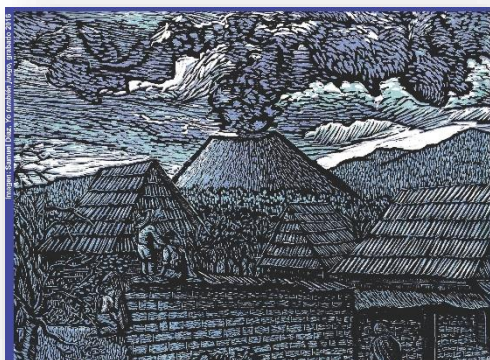
Sociedad Mexicana de Mineralogía

Instituto Nacional de Geoquímica Mesa Directiva 2014-2016

Presidente: Dr. Kinardo Flores Castro (UAEH)
Secretario: Dr. Thomas Kretzschmar (CICESE)
Tesorero: Dr. Surendra P. Verma (IER-UNAM)

Edición de la Memoria

María del Sol Hernández-Bernal
Pedro Corona-Chávez
Jasinto Robles-Camacho
Giovanni Sosa-Ceballos



Créditos

El grabado que enmarca esta edición de las memorias, así como todo el congreso, pertenece al artista Samuel Díaz, titulado *Yo también juego*, 2016.

La formación de la revista es responsabilidad de los editores y el contenido de los resúmenes y artículos de sus respectivos autores.

Forma de citar el documento

Hernández-Bernal M. S, Corona-Chávez P., Robles-Camacho J., Sosa-Ceballos G., Editores. 2016. Programa y Resúmenes del XXVI Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ, Vol. 22, 357 p.

Comité organizador

Pedro Corona Chávez

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
pcoronachavez@gmail.com

María del Carmen Chávez Parga, Gabriel Martínez Herrera

Facultad de Ingeniería Química Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
carmen_pchavez@yahoo.com

Jasinto Robles Camacho

Instituto Nacional de Antropología e Historia Delegación Michoacán
jasinto_robles@inah.gob.mx

María del Sol Hernández Bernal

Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia
Universidad Nacional Autónoma de México
msol_hernandez@enesmorelia.unam.mx

Giovanni Sosa Ceballos, José Luis Macías Vázquez

Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia
gsosaceballos@gmail.com, jlmv63@gmail.com

Alfredo Victoria Morales

Sociedad Mexicana de Mineralogía, Facultad de Ingeniería,
Universidad Nacional Autónoma de México
victoriamorales52@gmail.com

Presentación

El Congreso Nacional de Geoquímica es un evento anual que ha organizado de manera ininterrumpida el Instituto Nacional de Geoquímica A.C. y hoy se presenta la oportunidad para que la sociedad académica michoacana y de occidente se acerque a tan importante evento.

En este caso, la realización del XXVI CNG-2016 del 19 al 23 de septiembre, representa un advenimiento en Morelia y significa un claro ejemplo de colaboración y concordia interinstitucional, en cuanto ha sido organizado por la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y la Facultad de Ingeniería Química), la Universidad Nacional Autónoma de México Campus Morelia (Escuela Nacional de Estudios Superiores, Instituto de Geofísica), el Instituto Nacional de Antropología e Historia, Delegación Michoacán y la Sociedad Mexicana de Mineralogía.

La geoquímica es la ciencia que estudia el origen y distribución de los elementos químicos en la Tierra. Es una ciencia joven que se ha identificado como una “especialización” post-licenciatura y ha adquirido una gran relevancia por la diversificación y aplicación “natural” que se relaciona con la generación del conocimiento de la migración de los elementos químicos en la naturaleza y sus implicaciones científicas.

Las ciencias o “geociencias” inherentes a la geoquímica hoy, no solo se distinguen por definir una estructura metodológica que incluye diversas áreas del conocimiento científico como la geología, la química, la física, la matemática y la ingeniería, también se han integrado áreas del conocimiento, como la biología y la medicina, que se han incorporado en estudios que por sus propios objetivos y fines de estudio, implican una relación interdisciplinaria, en cuanto observan y analizan los procesos antiguos, recientes y futuros de los sistemas de agua, suelo y aire y sus implicaciones con impacto directo con la vida, incluyendo por supuesto la del ser humano, ya sea dentro y fuera de una sociedad, urbana o rural, en un microambiente o en una cuenca ambiental.

La convocatoria del XXVI CNG-2016 se emitió desde marzo del presente año a través de las redes sociales y ha sido difundida esencialmente por correo electrónico y su página web: www.geoquimica.umich.mx. Así mismo, siempre contó con un fuerte apoyo de la INAGEQ, particularmente del Dr. Kinardo Flores Castro, quien de manera atenta dio siempre eco a las ideas y propuestas del Comité Organizador.

Aunque desde el inicio se registraron vía internet más de 200 personas, se llegó al resultado final de recibir 94 contribuciones científicas. En este número de contribuciones vale la pena señalar que 53 contribuciones serán presentadas por estudiantes de posgrado y licenciatura. Es decir, más del 50% representan resultados de investigación de algún programa de docencia y que serán presentados por jóvenes científicos en ciernes. Este dato en 2016 puede ser significativo ya sea para considerar la capacidad de convocatoria de las actividades de la INAGEQ, así como para comprender la tendencia de interés y atención a foros nacionales de discusión por parte de los investigadores en México, claro en el área de geoquímica.

Para regresar a la crónica del XXVI CNG, vale la pena señalar que, al número de las contribuciones recibidas, también se agregan tres conferencias magistrales que serán impartidas por investigadores de amplio prestigio nacional: Francisco Abraham Paz Moreno, Surendra Pal Verma y Guadalupe Villaseñor Cabral. Por otro lado, parte de la propuesta de las actividades que se proponen a través de la sede de Geoquímica del Occidente se refiere a: Las exposiciones: “Minerales tipo de México”, preparada por Alfredo Victoria Morales y Oscar Irazaba de la Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología, UNAM y “El Oro o la Vida, Patrimonio biocultural y Megaminería: un reto múltiple”, preparada por Paul Hersh del Instituto Nacional de Antropología e Historia.

Los cursos: “*Uso de técnicas microanalíticas por LA-ICPMS: teoría y ejemplos de aplicación*”, impartido por Juan Pablo Bernal y Luigi Solari (Centro Geociencias, UNAM, Querétaro); “*Geoquímica ambiental y especiación química*” impartido por Nadia Valentina Martínez Villegas del IPICYT, San Luis Potosí y Anne Hansen del IMTA-Cuernavaca, Morelos; el “*Curso teórico - práctico de difracción de rayos X*”, impartido por Màrius Ramírez Cardona del Laboratorio de Geoquímica, UAEH y Martín Adelaido Hernández Landaverde del CINVESTAV-Querétaro; “*Fluorescencia de rayos X*”, impartido por Rufino Lozano Santacruz y Juan Julio Morales Contreras del Instituto de Geología e Instituto de Geofísica, UNAM y el curso de “*Petrología magmática, y diagramas de fase (rhyolite-melt)*” impartido por Giovanni Sosa Ceballos del Instituto de Geofísica UNAM, Campus Morelia.

Las excursiones: “Teremendo: vulcanismo freatomagmático en la región de Morelia” guiada por Diana Cinthia Soria Caballero y colaboradores y “Volcán Parícutin (1943) y vulcanismo monogenético de la Meseta Purépecha” guiada por Pedro Corona Chávez, así como la disponibilidad de guiar rutas turísticas: “Misiones y pueblos mágicos de la región purépecha” y “visitas guiadas en Morelia monumental” por parte de la Secretaría de Turismo, Gobierno de Michoacán y el H. Ayuntamiento de Morelia.

Agradecemos profundamente a la Secretaría Auxiliar de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, a la Secretaría de Turismo del H. Ayuntamiento de Morelia y al campus Morelia de la UNAM por el apoyo logístico; a las firmas participantes: Alta Tecnología en Laboratorios, Perkin-Elmer, JEOL, Distribuidora Química Helsam, Geología y Exploración del Sur, CeMIEGeo y @MineralesMX.

Un especial agradecimiento al Instituto Nacional de Antropología e Historia, delegación Morelia, por albergar al congreso y dar las facilidades necesarias para la realización de este programa dentro de un hermoso recinto histórico propio de la calidez moreliana.

¡SEAN TODOS BIENVENIDOS!

COMITÉ ORGANIZADOR

Exposiciones

“Minerales tipo de México”

Preparada por Alfredo Victoria Morales y Oscar Irazaba
Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología, UNAM

“El Oro o la Vida, Patrimonio biocultural y Megaminería: un reto múltiple.”

Preparada por Paul Hersh
Instituto Nacional de Antropología e Historia

Conferencias Magistrales

EL CAMPO VOLCÁNICO CUATERNARIO DE EL PINACATE: RESERVA DE LA BIÓSFERA (1993) Y PATRIMONIO NATURAL DE LA HUMANIDAD (UNESCO-2014)

Francisco Abraham Paz Moreno (Universidad de Sonora)

GEOQUIMIOMETRÍA DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Surendra Pal Verma (Instituto de Energías Renovables – UNAM)

HISTORIA E IMPORTANCIA DE LAS SULFOSALES EN MÉXICO

Mará Guadalupe Villaseñor Cabral (Instituto de Geología – UNAM)

Cursos

USO DE TÉCNICAS MICROANALÍTICAS POR LA-ICPMS: TEORÍA Y EJEMPLOS DE APLICACIÓN

Juan Pablo Bernal y Luigi Solari (Centro Geociencias, UNAM, Querétaro)

GEOQUÍMICA AMBIENTAL Y ESPECIACIÓN QUÍMICA

Nadia Valentina Martínez Villegas (IPICYT, San Luis Potosí)

CURSO TEÓRICO -PRÁCTICO DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

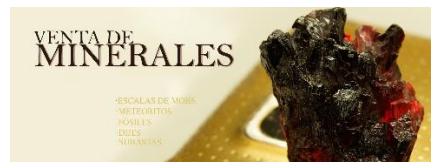
Màrius Ramírez Cardona (Laboratorio de Geoquímica, UAEH) Martín Adelaido Hernández Landaverde (CINVESTAV-Querétaro)

FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Rufino Lozano Santacruz y Juan Julio Morales Contreras Instituto de Geología e Instituto de Geofísica, UNAM

PETROLOGÍA MAGMÁTICA, Y DIAGRAMAS DE FASE (RHYOLITE-MELT)

Giovanni Sosa Ceballos Instituto de Geofísica UNAM



[@MineralesMX](#)

Programa General y Contribuciones

| Día | lunes 19 | martes 20 | miércoles 21 | jueves 22 | viernes 23 | sábado 24 |
|-------------|----------|-----------|--------------|---|-------------------------------|-----------|
| Horario | Cursos | | | Sesiones Técnicas | | |
| 8:00-8:15 | | | | Registro | | |
| 8:15-8:30 | | | | Inauguración y cocktail de bienvenida | Conferencia magistral | |
| 8:30-8:45 | | | | | | |
| 8:45-9:00 | | | | | | |
| 9:00-9:15 | | | | | | |
| 9:15-9:30 | | | | | | |
| 9:30-9:45 | | | | Conferencia magistral | | |
| 9:45-10:00 | | | | | | |
| 10:00-10:15 | | | | | | |
| 10:15-10:30 | | | | | | |
| 10:30-10:45 | | | | | | |
| 10:45-11:00 | | | | | | |
| 11:00-11:15 | | | | | | |
| 11:15-11:30 | | | | | | |
| 11:30-11:45 | | | | | | |
| 11:45-12:00 | | | | | | |
| 12:00-12:15 | | | | | | |
| 12:15-12:30 | | | | | | |
| 12:30-12:45 | | | | | | |
| 12:45-13:00 | | | | | | |
| 13:00-13:15 | | | | | | |
| 13:15-13:30 | | | | | | |
| 13:30-13:45 | | | | | | |
| 13:45-14:00 | | | | | | |
| 14:00-14:15 | | | | | | |
| 14:15-14:30 | | | | | | |
| 14:30-14:45 | | | | | | |
| 14:45-15:00 | | | | | | |
| 15:00-15:15 | | | | | | |
| 15:15-15:30 | | | | | | |
| 15:30-15:45 | | | | | | |
| 15:45-16:00 | | | | | | |
| 16:00-16:15 | | | | | | |
| 16:15-16:30 | | | | | | |
| 16:30-16:45 | | | | | | |
| 16:45-17:00 | | | | | Conferencia magistral | |
| 17:00-17:15 | | | | | | |
| 17:15-17:30 | | | | | | |
| 17:30-17:45 | | | | | | |
| 17:45-18:00 | | | | | | |
| 18:00-18:15 | | | | Inauguración exposiciones Palacio Federal, INAH Rompehielos | | |
| 18:15-18:30 | | | | | Asamblea | |
| 18:30-18:45 | | | | | | |
| 18:45-19:00 | | | | | | |
| 19:00-19:15 | | | | | | |
| 19:15-19:30 | | | | | Brindis clausura y premiación | |
| 19:30-19:45 | | | | | | |
| 19:45-20:00 | | | | | | |

Exposición 1 "Minerales tipo de México"
 Preparada por Alfredo Victoria Morales y Oscar Irazaba (Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología, UNAM)
 Exposición "El Oro o la Vida, Patrimonio biocultural y Megaminería: un reto múltiple"
 Preparada por Paul Hersh (Instituto Nacional de Antropología e Historia)

| Clave | | |
|----------|--------------------------------------|------------|
| Sesión | Nombre | # trabajos |
| CMQ1 | Cosmoquímica | 7 |
| EXP-YM-1 | Exploración y Yacimientos Minerales | 8 |
| GC-GI-1 | Geocronología y Geoquímica Isotópica | 5 |
| GQMA-1 | Geoquímica Ambiental | 13 |
| GQM-E-1 | Geoquímica Estadística | 4 |
| GQM-GT-1 | Geoquímica y Geotermia | 6 |
| GQM-PC-1 | Geoquímica y Patrimonio Cultural | 6 |
| GQyE-1 | Geoquímica y Educación | 1 |
| HGQM1 | Hidrogenoquímica | 5 |
| QA-1 | Química Analítica (Stands) | 3 |
| M1 | Magistral | 3 |
| MA-1 | Mineralogía Aplicada | 6 |
| MG-1 | Mineralogía General | 8 |
| PM-1 | Petrología Magmática | 10 |
| PS-1 | Petrología Sedimentaria | 3 |
| VULC-1 | Vulcanología | 7 |

Total de contribuciones 95

Programa por Sesiones Técnicas

| Día | jueves 22 | | viernes 23 | | sábado 24 |
|-------------|---|---------------|--|----------|---|
| | Salón 1 | Salón 2 | Salón 1 | Salón 2 | Excursiones |
| 8:00-8:15 | Registro | | | | Excursión 1 Volcán Parícutin (1943) y vulcanismo monogenético de la Meseta Purépecha Pedro Corona Chávez |
| 8:15-8:30 | | | | | |
| 8:30-8:45 | | | | | |
| 8:45-9:00 | | | | | |
| 9:00-9:15 | Inauguración y cocktail de bienvenida | | Conferencia magistral Surendra Pal Verma | | |
| 9:15-9:30 | | | | | |
| 9:30-9:45 | | | | | |
| 9:45-10:00 | | | | | |
| 10:00-10:15 | Conferencia magistral Francisco Abraham Paz Moreno | | GQM-E-1 | EXP-YM-1 | |
| 10:15-10:30 | | | GQM-E-2 | EXP-YM-2 | |
| 10:30-10:45 | | | GQM-E-3 | EXP-YM-3 | |
| 10:45-11:00 | HGQM1 | GQM-GT-1 | GQM-E-4 | EXP-YM-4 | |
| 11:00-11:15 | HGQM2 | GQM-GT-2 | Receso | | |
| 11:15-11:30 | HGQM3 | GQM-GT-3 | | | |
| 11:30-11:45 | HGQM4 | QA-3-CemieGeo | GC-GI-1 | EXP-YM-5 | |
| 11:45-12:00 | HGQM5 | | GC-GI-2 | EXP-YM-6 | |
| 12:00-12:15 | Receso | | CMQ1 | EXP-YM-7 | |
| 12:15-12:30 | QA-1- PerkinElmer | GQM-GT-4 | CMQ2 | MG-1 | |
| 12:30-12:45 | | GQM-GT-5 | CMQ3 | MG-2 | |
| 12:45-13:00 | | GQM-GT-6 | Carteles, galletas y café | | |
| 13:00-13:15 | GQM-E-1 | PS-1 | CMQ4 | MG-3 | |
| 13:15-13:30 | GQMA-1 | PS-2 | CMQ5 | MG-4 | |
| 13:30-13:45 | Receso | | CMQ6 | MG-5 | |
| 13:45-14:00 | GQMA-2 | PM-1 | QA-2-JEOL | VULC-1 | |
| 14:00-14:15 | GQMA-3 | PM-2 | | VULC-2 | |
| 14:15-14:30 | GQMA-4 | PM-3 | | VULC-3 | |
| 14:30-14:45 | Comida | | | | |
| 14:45-15:00 | | | | | |
| 15:00-15:15 | | | | | |
| 15:15-15:30 | | | | | |
| 15:30-15:45 | | | | | |
| 15:45-16:00 | | | | | |
| 16:00-16:15 | GQMA-5 | PM-4 | Conferencia magistral Guadalupe Villaseñor Cabral | | |
| 16:15-16:30 | GQMA-6 | PM-5 | | | |
| 16:30-16:45 | GQMA-7 | PM-6 | | | |
| 16:45-17:00 | Carteles, galletas y café | | MA-1 | VULC-4 | |
| 17:00-17:15 | | | MA-2 | VULC-5 | |
| 17:15-17:30 | GQMA-8 | GQM-PC-1 | MA-3 | VULC-6 | |
| 17:30-17:45 | GQMA-9 | GQM-PC-2 | MA-4 | VULC-7 | |
| 17:45-18:00 | GQMA-10 | GQM-PC-3 | Asamblea SMM | | |
| 18:00-18:15 | GQMA-11 | GQM-PC-4 | | | |
| 18:15-18:30 | | GQM-PC-5 | | | |
| 18:30-18:45 | Asamblea INAGEQ | | Brindis clausura y premiación | | |
| 18:45-19:00 | | | | | |
| 19:00-19:15 | | | | | |
| 19:15-19:30 | | | | | |
| 19:30-19:45 | | | | | Excursión 2 Vulcanismo monogenético y freatomagmático en la región de Morelia Diana Cinthia Soria Caballero |
| 19:45-20:00 | | | | | |

Índice

| | |
|---|-----------|
| SECCIÓN A | 22 |
| Resúmenes cortos..... | 22 |
| COSMOQUÍMICA | 23 |
| El Papel del Carbono en la Formación Cristaloquímica de Condros Porfídicos | 24 |
| Ariadna Quintana Leal, Antígona Segura, Mikhail Ostrooumov, Karina Cervantes | 24 |
| La brecha de impacto del Cráter de Ries del Instituto de Geología: Caracterización por medio de métodos espectroscópicos no destructivos..... | 25 |
| Luis Alberto Acacio Orgen, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz, José Luis Ruvalcaba Sil | 25 |
| Descripción y caracterización de una meteorita metálica de la localidad de Real de Catorce, S.L.P., México | 26 |
| Karina López García, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz y José Luis Ruvalcaba Sil | 26 |
| La meteorita metálica Tequisquiapan IAB compleja, patrimonio del Museo de Geología | 27 |
| Karina E. Cervantes de la Cruz, Guadalupe Cordero Tercero, Antígona Segura Peralta, Elizabeth Hernández Álvarez, Ofelia Morton Bermea Ofelia, Caballero Julio y Eduardo Gómez. | 27 |
| Petrología y cronología de gases nobles del meteorito El Pozo..... | 28 |
| Pedro Corona-Chávez, María del Sol Hernández-Bernal, Margarita Reyes Salas, Pietro Vignola, Luigi Folco | 28 |
| Determinación de la composición química de las fases minerales que constituyen dos muestras de la palasita Seymchan mediante microscopía electrónica de barrido..... | 29 |
| Teodoro Hernández Nieto, Alfredo Victoria Morales, Adela Margarita Reyes Salas ³ , Sonia Blanca Ángeles García ³ | 29 |
| EXPLORACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES | 30 |
| Caracterización de un yacimiento de diatomita de Loma Larga, Acatlán, Hidalgo, México. Evaluación de sus potenciales aplicaciones. | 31 |
| Juan Hernández Ávila, Eleazar Salinas Rodríguez, Eduardo Cerecedo Sáenz, Alberto Arenas Flores, Ma. Isabel Reyes Valderrama, Isauro Rivera Landero. | 31 |
| GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA | 32 |
| Geocronología Rb-Sr con la utilización de micro-perforaciones en fases minerales controladas en rocas del Complejo Xolapa | 33 |
| Luis Sámano-López, Sergio Adrián Salgado-Souto, Oscar Talavera-Mendoza | 33 |
| Origen geográfico y movilidad residencial de los caballos en una localidad del Centro Occidente de México durante el Rancho Labreano: evidencias por ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y $\delta^{18}O$ | 34 |
| Alejandro H. Marín-Leyva, Peter Schaaf, Gabriela Solís-Pichardo, Teodoro Hernández-Treviño, María Luisa García-Zepeda, Javier Ponce-Saavedra, Joaquín Arroyo-Cabrales, María Teresa Alberdi..... | 34 |
| Petrological and geochronological investigations on the intrusions related Cu-Au deposits of Santa María de La Paz (San Luis Potosí, México)..... | 35 |
| Pascal Sieck, Hendrik Wilke, Rubén López-Doncel, Siegfried Siegesmund and Klaus Wemmer..... | 35 |

| | |
|--|-----------|
| Microanálisis de U-Pb en titanitas y su papel como geocronómetro en comparación con circones | 36 |
| Juan Carlos Mesino Hernández, Carlos Ortega Obregón, Luigi Solari, Consuelo Macias-Romo..... | 36 |
| Geochronological and geochemical investigations on the Au- and Cu-skarn and intrusives Cobriza (San Luis Potosi, Mexico) | 37 |
| Wilke, H., Sieck, P., López-Doncel R., Siegesmund, S., K. Wemmer | 37 |
| GEOQUÍMICA AMBIENTAL | 38 |
| Geoquímica y distribución del antimonio en jales del Distrito Minero de Zimapán, Hidalgo | 39 |
| Alexia Molina Garduño, María Aurora Armienta, Guadalupe Villaseñor | 39 |
| Caracterización de los minerales secundarios de Fe(III) en residuos minero-metalúrgicos..... | 40 |
| Ingrid Nayeli Escobar Quiroz, Mario Villalobos Peñalosa, Francisco Martín Romero y Teresa Pi Puig..... | 40 |
| Características geoquímicas de las manifestaciones geotermales a lo largo de las fallas San Juan de los Planes y El Sargento, Baja California Sur, México | 41 |
| Jobst Wurl, Pablo Hernández-Morales, Bodo Weber, Leopoldo Gutiérrez Caminero | 41 |
| Interacción arsénico-sustrato en suelos de una fundición abandonada | 42 |
| Luis Gerardo Hernández Bárcenas, María Esther Salazar Amador, Christian Yamir Cordero Vázquez, Nadia Valentina Martínez Villegas | 42 |
| Fraccionación de arsénico en suelo contaminados mediante extracción química secuencial | 43 |
| María Esther Salazar Amador, Luis Gerardo Hernández Bárcenas, María Catalina Alfaro-de la Torre, Nadia Martínez-Villegas. | 43 |
| Movilidad del Talio en fase acuosa en muestras de jales mineros, residuos metalúrgicos, y suelos contaminados, e inferencias sobre sus asociaciones mineralógicas | 44 |
| Mismel Ruiz, Yusniel Cruz, Mario Villalobos, Francisco Martín Romero, Nadia..... | 44 |
| Martínez-Villegas y Diana Meza | 44 |
| Movilidad de talio en suelos contaminados por residuos mineros y metalúrgicos del noroeste y centro-norte de México | 45 |
| Yusniel Cruz, Mario Villalobos, Francisco Martín Romero, Diana María Meza, Elizabeth Hernández..... | 45 |
| Mineralogía y geoquímica del antiguo residuo minero en Distrito San Felipe, Sonora: Posible impacto al medio ambiente y salud humana | 46 |
| Ana Yessi Ayala-Ramírez, Rafael del Rio-Salas, Francisco Molina-Freaner, Teresa Pi-Puig, Lucas Ochoa-Landín, Francisco Martin-Romero, José Martínez-Rodríguez | 46 |
| Fuentes de Cu y Co (fluviales, pluviales y de aguas residuales) de la zona costera de la ciudad de Veracruz. | 47 |
| Noemí Duarte Aguilar, Salvador Ramírez Hernández y Guillermo Horta-Puga | 47 |
| Relación entre contenido total de metales traza y el tamaño de partícula en sedimentos estuarinos del río Jamapa, Veracruz | 48 |
| Alejandro Córdova, Guillermo Horta-Puga | 48 |
| GEOQUÍMICA Y GEOTERMIA..... | 49 |

| | |
|--|-----------|
| Formación de oncolitos en geiseres del Tatio, Antofagasta Chile mediante XRD, tomografía computarizada y compuestos orgánicos | 50 |
| Enrique Iñiguez, Vladimir Mendoza-Lavaniegos, Juan Ignacio Sánchez Avila, Thomas Kretzschmar | 50 |
| Distribución y significado de alteración argílica avanzada circundando un domo riolítico, límite estatal Chihuahua-Sinaloa | 51 |
| José Francisco Valencia Cabrera, Ramón Mérida Montiel..... | 51 |
| Presencia de actividad microbiana en las fumarolas del volcán Lastarria, Antofagasta, Chile | 52 |
| Juan I. Sánchez Avila, Enrique Iñiguez, Thomas G. Kretzschmar..... | 52 |
| Procesos de interacción agua/roca en salar de Aguas Calientes IV, Antofagasta, Chile..... | 53 |
| Thomas G. Kretzschmar, Juan Ignacio Sánchez Ávila y Enrique Iñiguez | 53 |
| GEOQUÍMICA Y PATRIMONIO CULTURAL..... | 54 |
| Caracterización geoquímica y procesos de alteración del Edificio B "Altar de cráneos", Zona Arqueológica Templo Mayor, Cd. de México | 55 |
| G. Mora-Navarro, R. López-Doncel, A. Aguillón-Robles, M. E. García-Arreola, M. Espinosa-Pesqueira | 55 |
| Expansión hídrica e hígrica en tobas volcánicas usadas en la construcción de inmuebles coloniales y modernos de México. Importancia del contenido de minerales arcillosos | 56 |
| R. López-Doncel, W. Wedekind, R. Dohrmann, S. Siegesmund | 56 |
| Metodología para el estudio in situ de lítica Mesoamericana mediante técnicas espectroscópicas no destructivas | 57 |
| Mayra D. Manrique Ortega, Alejandro Mitrani Viggiano, Jaqueline R.D. Cañetas Ortega, José Luis Ruvalcaba Sil | 57 |
| Jasinto Robles-Camacho, Marco Antonio Meneses-Nava | 58 |
| Petrographical analysis, whole rock chemistry and mineralogical composition of volcanic rocks in the pyramids of Plazuelas in Guanajuato, Mexico..... | 59 |
| Christopher Pötzl, Rubén López-Doncel, Wanja Wedekind, Siegfried Siegesmund | 59 |
| HIDROGEOQUÍMICA | 60 |
| Uso de la regresión en isotopos estables del agua de lluvia del altiplano zacatecano | 61 |
| Adán García-Martínez, Julián González Trinidad; Hugo Enrique Junez Ferreira; Dagoberto Chávez | 61 |
| Carlos..... | 61 |
| Anomalías geoquímicas de sílice, arsénico y fluoruros en la región hidrológica NE del Valle de Celaya, México..... | 62 |
| Blanca Sofía Amézaga-Campos, Alberto Arias-Paz, Marco Antonio Rubio-Ramos, Ruth Esther Villanueva-Estrada..... | 62 |
| El uso de la relación cloruro-bromuro como trazador de recarga incidental con agua residual en el acuífero costero del Valle de Maneadero, B.C..... | 63 |
| C. Gilabert-Alarcón, S.O. Salgado-Méndez, L.W Daesslé-Heuser, T. Kretzschmar..... | 63 |
| Calidad del agua en arroyos de importancia ecológica en el estado de Michoacán | 64 |

| | |
|---|-----------|
| Ruth Alfaro-Cuevas-Villanueva, Maricela Hernández-García, Nancy Alvarado-Gómez, Ileri Suazo-Ortuño, Rosenda Aguilar-Aguilar | 64 |
| MINERALOGÍA APLICADA | 65 |
| Análisis Sedimentológico-Petrográfico en Playas de Bahías de Huatulco, Oaxaca y sus Implicaciones Ecológicas y Ambientales..... | 66 |
| Andros Daniel Cruz Salmerón, Mayumy Amparo Cabrera Ramírez y Arturo Carranza Edwards..... | 66 |
| Estudio petrográfico de pavimentos de concreto: Para la identificación de minerales reactivos con los álcali-sílice. | 67 |
| Brandon Gutiérrez Montiel, Cynthia Melissa Flores Enríquez | 67 |
| MINERALOGÍA GENERAL..... | 68 |
| Clasificación moderna de las sulfosales y descripción de las sulfosales identificadas en el Distrito Minero de Zimapán, Hidalgo. | 69 |
| Guadalupe Villaseñor Cabral, Alfredo Victoria Morales, Cesar Alejo Jiménez, Marco Antonio Rubio-Ramos | 69 |
| Mineralogía y litofacies de los depósitos hidrotermales superficiales del sistema geotérmico de San Agustín del Maíz, Michoacán, México..... | 70 |
| Emmanuel Olvera García, Mikhail Ostrooumov y Víctor Hugo Garduño Monroy | 70 |
| Geoquímica y Tipomorfismo de Amazonita | 71 |
| Mikhail Ostrooumov | 71 |
| Vanadio nativo V, nuevo mineral en el volcán Colima (México) | 72 |
| Mikhail Ostrooumov, Yuri Taran..... | 72 |
| Ópalos mexicanos: nuevos datos cristalquímicos | 73 |
| Mikhail Ostrooumov | 73 |
| Caracterización mineralógica de caolines (DRX y SEM) del área de Huayacocotla, Veracruz. | 74 |
| Yezmín Ivón Hernández Pérez, Teresa Pi Puig | 74 |
| Mineralogía ambiental en los monumentos históricos: caso de estudio de El Acueducto de Morelia-Michoacán- México | 75 |
| Bicera Nfundiko Christian, Mikhail Ostrooumov | 75 |
| Caracterización mediante microtomografía de rayos x de minerales de alteración hidrotermal (sistema de fallas activas Morelia-Acambay, zona geotérmica del lago de Cuitzeo)..... | 76 |
| Luis Olmos Navarrete | 76 |
| PETROLOGÍA MAGMÁTICA | 77 |
| El Campo Volcánico El Pinacate, Sonora México: Reserva de La Biósfera (DOF-1993) y Patrimonio Natural de la Humanidad (UNESCO-2014) | 78 |
| Francisco Abraham Paz-Moreno | 78 |

| | |
|--|-----------|
| El magmatismo en los diapiros salinos de la Formación Minas Viejas (Jurásico Medio), Cuenca de la Popa, Noreste de México | 79 |
| Fernando Velasco-Tapia, Ana Patricia De la Cerda-Delgado, Roberto Carlos Gómez-Torres, Rosa Esthela Lozoya-Briones, José Eduardo Rodríguez-Rodríguez, Esther María Cruz-Gámez, Uwe Jenchen, Pedro Rodríguez-Saavedra, Juan Alonso Ramírez-Fernández..... | |
| | 79 |
| Isótopos de Sr-Nd-Pb de la secuencia volcánica en la región de Tetelcingo, Guerrero, México | 80 |
| Gabriel Valdez Moreno, Rosalva Pérez Gutiérrez, Joel Ramírez Espinosa, Martín Guerrero Suastegui, José Luis Farfán Panamá, Gonzalo López Martínez | |
| | 80 |
| Petrología y Geoquímica de la actividad tardo-magmática de la Caldera de La Primavera, Jalisco: domos Tajo y Colli..... | 81 |
| Fidel Gómez Alvarez, Pedro Corona Chávez, José Luis Macías Vázquez | |
| | 81 |
| Espectroscopia Raman para la caracterización de inclusiones solidas en los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala..... | 82 |
| Guillermo Arturo Ortiz Joya..... | |
| | 82 |
| Geoquímica y petrología de productos volcánicos en la caldera de La Primavera. Avances sobre la génesis de magmatismo post-caldera | 83 |
| Giovanni Sosa-Ceballos, José Luis Macías Vázquez | |
| | 83 |
| Magmas riolíticos del volcán Guangoche (Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán) producidos por recalentamiento de un “mush” cristalino | 84 |
| Elizabeth Rangel-Granados, José Luis Arce, José Luis Macías | |
| | 84 |
| Geoquímica, petrografía y evolución de la Caldera Volcánica de Acoculco, norte de Puebla, México..... | 85 |
| Gabriela Reyes Agustin, José Luis Macías, Giovanni Sosa Ceballos, Guillermo Cisneros Máximo, Silvestre Cardona Melchor, Denis Ramón Avellán Lopez, Juan Manuel Sánchez Núñez | |
| | 85 |
| Influencia de la morfoestructura en las variaciones geoquímicas del vulcanismo en la Fosa Tectónica del Bajo Balsas..... | 86 |
| Daniel Alberto Gómez Calderón, Pedro Corona Chávez, Miguel Morales Gámez, Jesús Daniel Salgado Delgado, Sergio Ignacio Escárcega Estrada | |
| | 86 |
| Texturas de magmas híbridos en granitoides: ejemplos del Batolito El Faro-Maruata, Michoacán. | 87 |
| Lizbeth Solís-Oseguera, María del Sol Hernández-Bernal, Pedro Corona-Chávez. | |
| | 87 |
| Modelos AFC: ¿son una herramienta petrogenética sensible a los procesos magmáticos? | 88 |
| Mario Emmanuel Boijseauneau-López | |
| | 88 |
| PETROLOGÍA SEDIMENTARIA..... | 89 |
| Geoquímica de elementos mayores y trazas en los clastos volcánicos de la unidad basal de la Formación Puerto Blanco, NW de Sonora, México. | 90 |
| Arturo Joaquín Barrón-Díaz, Francisco Abraham Paz-Moreno, Rufino Lozano-SantaCruz, Saúl Herrera-Urbina | |
| | 90 |
| La geoquímica orgánica en apoyo de la paleontología, la reconstrucción paleoambiental y correlaciones estratigráficas | 91 |

| | |
|--|-------------|
| Jorge Santiago, Kinardo Flores-Castro, Rogelio Monreal | 91 |
| Geoquímica de los sedimentos con icnofósiles de la cuenca Sandía, Nuevo León, México | 92 |
| Guillermo Vera-Vera, Priyadarsi D. Roy, José Luis Sanchez-Zavala, Luz Valeria Martínez- Núñez | 92 |
| VULCANOLOGÍA | 93 |
| El Graben de Bledos, un graben caldera en el Campo Volcánico de San Luis Potosí | 94 |
| Torres-Hernández J.R., Luis Manuel Alva Valdivia, Cecilia Irene Caballero Miranda, José Antonio González Rangel | 94 |
| Estratigrafía y geoquímica preliminar de la Caldera de Reforma, BCS | 95 |
| Laura García-Sánchez, José Luis Macías, Susana Osorio-Ocampo, Giovanni Sosa-Ceballos | 95 |
| Erupciones plinianas asociadas a la actividad post-caldera de la Primavera, Jalisco | 96 |
| Delphine Roselyne Nathalie Sourisseau José Luis Macías, Denis R. Avellan , Juan Pablo Bernal Uruchurtu , Giovanni Sosa Ceballos | 96 |
| Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en la Cuenca de México | 97 |
| Diana Marlene Cruz-Fuentes, José Luis Arce..... | 97 |
| Revisión de los estudios vulcanológicos de Los Azufres..... | 98 |
| José Luis Macías, José Luis Arce, Felipe García-Tenorio, Víctor Hugo Garduño-Monroy, Renato Castro- Govea, Paul W. Layer, G. Saucedo, H. Pérez-Esquivias, Adrián Jiménez-Haro, Gabriel Valdés..... | 98 |
| Estratigrafía y geocronología del pozo profundo Mixhuca-1, Cuenca de México | 99 |
| Fernando de Jesús Jiménez Domínguez, José Luis Arce, Pedro Rafael Soto Navarro | 99 |
| Cartografía y geoquímica de la caldera El Aguajito en Baja California Sur | 100 |
| Susana Osorio-Ocampo, José Luis Macías, Laura Garcia-Sanchez, Giovanni Sosa Ceballos, Antonio Pola-Villaseñor, Felipe García-Tenorio | 100 |
| SECCIÓN B Trabajos en extenso | 101 |
| COSMOQUÍMICA | 102 |
| Método alternativo para la identificación rápida de meteoritas a partir del análisis no destructivo de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil SANDRA | 1033 |
| Miguel Ángel Montoya Pérez, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz, José Luis Ruvalcaba Sil | 103 |
| EXPLORACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES | 111 |
| Características petrológicas y geoquímicas de los intrusivos relacionados a la mineralización del yacimiento tipo IOCG en la Zona Minera de Las Minas, Estado de Veracruz. | 112 |
| C. G. Dorantes Castro, Eduardo González Partida, Antoni Camprubi, Carles Canet, Luis Eduardo González Ruiz, J. E. Rodríguez Galeotte, J. Castro Mora | 112 |
| Edad de la mineralización por el método U-Pb, del yacimiento de Montaña de Manganeso S. L. P.: Hacia la definición de una época metalogénica para el MnO_x Epitermal en México. | 122 |
| Andrea Hernández Cervantes, Eduardo González Partida, A Escobedo Espíritu, Áurea Rodríguez-Díaz, Antoni Camprubi, Carles Canet, Luis Eduardo González Ruiz, Erick Díaz Carreño, Mari Carmen Romero Rojas | 122 |

| | |
|---|------------|
| Distrito Minero de Talamantes Chih.: Primeras observaciones hacia la Caracterización de un manganeso epidermal terciario | 129 |
| Eduardo González Partida, Áurea Rodríguez-Díaz, Antoni Camprubi, Carles Canet, Luis Eduardo González Ruiz, Erick Díaz Carreño, Daniel Brito, Mari Carmen Romero Rojas | |
| | 129 |
| Tipologías de yacimientos de manganeso en México: Primeras observaciones sobre su distribución. | 137 |
| Eduardo González Partida, Áurea Rodríguez-Díaz, Luis Eduardo González Ruiz, Erick Díaz Carreño, Andrea Hernández Cervantes, Mari Carmen Romero Rojas | |
| | 137 |
| Parámetros geoquímicos clásicos en el estudio del carbón en el municipio de Escobedo, Coahuila | 143 |
| Rosario Peralta-Salazar, Noé Piedad-Sánchez, Antonio Hernández- Godoy, José Luis Cadena-Zamudio, Eduardo González-Partida, Fabiola González Carrillo, José Luis Muñoz García, A. Patricia Rodríguez Monreal | |
| | 143 |
| Geología y Geoquímica de la Cuenca Carbonífera de la Zona de San Javier - Tecoripa, Sonora (México) | 150 |
| Kinardo Flores, Rogelio Monreal, Aurora Rodríguez, Jesús Martín Torres, Màrius Ramírez, Carlos Esquivel, José Luis Muñoz | |
| | 150 |
| Análisis geoquímico de los mantos de carbón antracítico de San Javier y Tecoripa, Sonora, México | 153 |
| Nadia Lizbeth Vite-Hernández, Kinardo Flores-Castro, Aurora Rodríguez-Monreal, Rogelio Monreal-Saavedra, José Luis Muñoz-García, Màrius Ramírez-Cardona | |
| | 153 |
| GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA | 162 |
| Interpretación de los isotopos estables del agua (δD y $\delta^{18}O$) en pozos productores y manantiales en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México | 163 |
| Sandra Núñez-Hernández, Aída López-Hernández, Marco Martínez-Cinco, Daniele L. Pinti, María Clara Castro, Orfan Shouakar-Stash..... | |
| | 163 |
| GEOQUÍMICA AMBIENTAL | 168 |
| Experimentos de lixiviación en columnas para la evaluación de procesos redox en jales mineros de Xichú, Guanajuato | 169 |
| Melisa Ramos-Vargas, Alejandro Carrillo-Chávez | |
| | 169 |
| Remoción de Cobalto en solución por la biomasa del hongo Paecilomyces sp | 177 |
| Nancy C. Pacheco Castillo, María de Guadalupe Moctezuma Zárate; Juan F. Cárdenas González; Víctor Manuel Martínez Juárez; Adriana Rodríguez Pérez e Ismael Acosta Rodríguez..... | |
| | 177 |
| Efecto de la concentración, pH y velocidad de flujo en la remoción de Mn²⁺ en agua sintética utilizando clinoptilolita | 183 |
| Patricia Candelaria Montiel García y Patricia Ibinarriaga Montiel | |
| | 183 |
| Calidad del Agua Superficial en la Parte Sur del Distrito Minero El Triunfo-San Antonio, B.C.S., México | 191 |
| Jobst Wurl, Lía Mendez-Rodriguez, Baudilio Acosta-Vargas, Ernesto Ramos Velázquez..... | |
| | 191 |
| GEOQUÍMICA ESTADÍSTICA..... | 200 |
| Geoquimiometría del Cinturón Volcánico Mexicano | 201 |
| Surendra P. Verma | |
| | 201 |

| | |
|---|------------|
| Univariate Data Analysis system 2.0: nueva herramienta estadística computacional y su aplicación a la base de datos del material de referencia geoquímica BHVO-1 para la calibración de equipos | 208 |
| Mauricio Rosales-Rivera, Surendra P. Verma y Lorena Díaz-González..... | 208 |
| Nuevos diagramas y software para clasificación de rocas ígneas alteradas tipo alto-magnesio | 214 |
| M. Abdelaly Rivera-Gómez, Surendra P. Verma, Lorena Díaz-González, Alfredo Quiroz-Ruiz | 214 |
| Obtención de Parámetros Estadísticos de Materiales de Referencia Geoquímica útiles en la Calibración Geoquimométrica de Equipos Analíticos | 220 |
| Alejandra Amezcua-Valdez, Surendra P. Verma, Mauricio Rosales-Rivera | 220 |
| Nuevo programa para discriminar sedimentos siliciclásticos de márgenes activo y pasivo | 226 |
| Lorena Díaz-González, M. Abdelaly Rivera-Gómez, Surendra P. Verma, John S. Armstrong-Altrin | 226 |
| GEOQUÍMICA Y GEOTERMIA..... | 232 |
| Potencial Energético del NE de México a partir de la evolución térmica de las cuencas de Sabinas-Chihuahua..... | 233 |
| Eduardo González Partida, Luis Eduardo González Ruiz, J. Pironon, Mari Carmen Romero Rojas, A. González Betancourt | 233 |
| La Geología en la Geotermia: Reflexiones y análisis de cómo explorar este recurso energético | 243 |
| Eduardo González Partida, Luis Eduardo González Ruiz | 243 |
| GEOQUÍMICA Y PATRIMONIO CULTURAL..... | 249 |
| Aplicación de fluorescencia y difracción de rayos-X de manera simultánea para la identificación de minerales en artefactos de piedra verde de contexto arqueológico | 250 |
| Valentina Aguilar-Melo, José Luis Ruvalcaba | 250 |
| GEOQUÍMICA Y EDUCACIÓN | 253 |
| La enseñanza de la Química, desde el nivel básico hasta el nivel superior y su relación con las Geociencias. María del Sol Hernández-Bernal..... | 254 |
| HIDROGEOQUÍMICA | 264 |
| Efecto del riego con agua residual tratada en sistema de riego y suelo agrícola: Caso de estudio valle de Maneadero, Ensenada B.C., México | 265 |
| Salgado-Méndez, S.O., Gilabert-Alarcón C., Daesslé, L.W., Mendoza-Espinosa, L.G. | 226 |
| MINERALOGÍA APLICADA | 271 |
| El papel de los minerales fosfatados en la concentración de radionúclidos de uranio (²³⁸U) y torio (²³²Th) en sedimentos fuente de agua potable: el caso de la red municipal de Zimapán, Hidalgo, México | 272 |
| José Luis Cadena, Julián Núñez, Fidel Pérez, Marius Ramírez, Alberto Arenas y Noé Piedad | 272 |
| Potencial Zeta aplicado al proceso de flotación de un mineral de fluorita | 281 |
| Héctor Gutiérrez F., Jorge Ornelas T. y Guadalupe Contreras O. | 281 |
| Miguel Márquez M., Jorge Ornelas T. y Guadalupe Contreras O. | 287 |

| | |
|--|------------|
| Construcción de un Horno de Pared Móvil para determinar las presiones de coquizado de los carbones... | 301 |
| José Luis Muñoz García, Aurora Patricia Rodríguez Monreal, Edith Madaí Colunga Urbina Nancy, Verónica Pérez Aguilar ² | 3011 |
| EXCURSIONES | 309 |

SECCIÓN A

Resúmenes cortos

COSMOQUÍMICA

El Papel del Carbono en la Formación Cristaloquímica de Condros Porfídicos

Ariadna Quintana Leal¹, Antígona Segura², Mikhail Ostroomov³, Karina Cervantes⁴

¹Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, MGyPT.

²Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias Nucleares.

³Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, INICIT.

⁴Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias.

arianchaa@gmail.com

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es determinar la participación del carbono en la formación cristaloquímica de los condros porfídicos. Debido a que los condros porfídicos representan el 80% de la población de los condros, y así determinar las condiciones físicas, petrológicas y cristaloquímicas del proceso de su formación, aportando importantes datos al estudio de los procesos que formaron el sistema solar. En el sistema de clasificación los condros pobres en silicatos de FeO pero ricos en MgO se designan como Tipo I. Dichos condros representan el 0.95% de los condros de las condritas tipo CO, CV, CR y CM los cuales fueron probablemente los más abundantes en el material de acreción del cual se formó la Tierra. Los condros presentes en las condritas carbonosas exhiben dos texturas; Porfídica, tienen grandes cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz vítrea de grano fino y la no porfídica, aquellos con criptocristales, condros radiales de piroxeno/olivino y los condros barrados de olivino. El trabajo experimental simuló la formación de condros porfídicos ricos en Mg, mediante la fusión de granos de olivino forsterítico, anortita y grafito con un alto grado de pureza en condiciones de presión ambiente (0 atm), utilizando un láser de CO₂ con una irradiación en un rango entre 18 y 25 W que emite en el infrarrojo a una longitud de onda de 10.6 μm. Posteriormente se aplicaron cuatro técnicas analíticas a las masas fundidas obtenidas, como Petrografía, Espectroscopia Raman, Espectroscopia Infrarroja y MEB. Los materiales usados para la mezcla y fundición, se seleccionaron de acuerdo a la proporción mineralógica de condros porfídicos naturales y a la proporción C/Si en el disco protoplanetario de nuestro sistema solar. Primordialmente el carbono, el cual es un componente principal de las condritas carbonosas y se encuentra en forma de grafito desordenado en los espacios intersticiales entre condros. Así como el olivino rico en Mg (Forsterita), esta fase mineral silicatada es la primera en condensar a partir del enfriamiento del gas en la nebulosa solar. Se espera que los resultados de las técnicas analíticas permitan cuantificar la participación del carbono en la composición cristaloquímica y petrogenética de los condros porfídicos ricos en Mg.

La brecha de impacto del Cráter de Ries del Instituto de Geología: Caracterización por medio de métodos espectroscópicos no destructivos.

Luis Alberto Acacio Orgen¹, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz¹, José Luis Ruvalcaba Sil³

¹Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, C.P. 04510.

²Instituto de Ciencias Nucleares, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, C.P. 04510.

³Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, C.P. 04510.

luisaca19@ciencias.unam.mx

RESUMEN

El objetivo de éste trabajo es caracterizar, describir y clasificar por métodos espectroscópicos no destructivos, una brecha de impacto (suevita) de la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología de la UNAM.

La muestra proviene de la localidad de Nördlingen, al sureste de Alemania, del cráter Ries.

La suevita es una brecha de impacto polimictica de matriz de grano fino, que contiene líticos y clastos minerales con diferentes estados de metamorfismo de choque, incluyendo partículas fundidas cogenéticas que se encuentran en estado vítreo o cristalino. Por sus características texturales éste ejemplar lo clasificamos como una suevita central. Los fragmentos de rocas y minerales que presenta la muestra son de tipo ígneo: granito, granodiorita, tonalita, esfena, monzonita y kersantita, así como de origen metamórfico como lo son múltiples tipos de gneisses.

Cada uno de éstos fragmentos son caracterizados por medio de análisis de fluorescencia de rayos X, espectroscopia IR y Raman del Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y la Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC) los cuales se comparan con datos publicados.

Se agradece a los proyectos: PAPIIT IA105515, CONACYT LANCIC LN 232619, LN 260779 y LN271614 y al Taller de Mineralogía y Petrología.

Descripción y caracterización de una meteorita metálica de la localidad de Real de Catorce, S.L.P., México

Karina López García¹, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz¹ y José Luis Ruvalcaba Sil³

¹Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad de México, C.P. 04510.

²Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM, Ciudad de México, C.P. 04510.

³Instituto de Física, UNAM, Ciudad de México, C.P. 04510.

loga.karina@ciencias.unam.mx

RESUMEN

El ejemplar en estudio fue encontrado cerca de Real de Catorce, S.L.P., por lo que se infiere una relación con la meteorita Catorce, perteneciente a la lluvia de meteoritas de Descubridora, clasificadas como octaedritas medias (Om) con un ancho de banda de 1.05 ± 0.15 mm. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es caracterizar la muestra para comprobar si pertenece a la misma lluvia de meteoritas. Para esto se realizó una descripción general y se midió el ancho de banda de la kamacita. Se calculó el grado de alteración de los minerales metálicos. Se realizaron mapeos elementales con análisis EDS tanto en una zona pulida como en una intemperizada y se identificaron los minerales en la zona intemperizada con espectroscopia Raman.

La muestra es una masa de 52 g en forma de yunque de color gris-rojizo en las zonas intemperizadas y metálico en las pulidas, con dimensiones $3.722 \times 3.417 \times 2.876 \pm 0.01$ cm. El ancho de banda de la kamacita es en promedio de 1.93 ± 0.01 mm, correspondiente a una octaedrita gruesa (Og). Presenta un grado de fracturamiento A/B y un grado de intemperismo W2, ya que aproximadamente el 30% de su superficie está intemperizada.

En los mapeos elementales se observa una gran distribución de Fe y O tanto en la zona pulida como en la intemperizada en donde, con los espectros obtenidos con Raman, se identificaron óxidos e hidróxidos como goethita, hematita, lepidocrocita y magnetita. Además, en la intemperizada se observan áreas con una distribución significativa de C y Ca, que al inspeccionarlas con un microscopio estereográfico se encontraron minerales de color blanquecino que podría indicar presencia de carbonatos.

Como el ancho de banda del ejemplar difiere completamente con el reportado para Catorce, se puede concluir que no están emparentadas lo cual se ratificará cuando se obtenga la composición geoquímica exacta.

Se agradece a los proyectos: PAPIIT IA105515, CONACYT LANCIC LN232619, LN260779 y LN271614 y al Taller de Mineralogía y Petrología.

La meteorita metálica Tequisquiapan IAB compleja, patrimonio del Museo de Geología

Karina E. Cervantes de la Cruz^{1,2}, Guadalupe Cordero Tercero³, Antígona Segura Peralta², Elizabeth Hernández Álvarez³, Ofelia Morton Bermea Ofelia³, Caballero Julio⁴ y Eduardo Gómez.

¹Departamento de Física, Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510.

²Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510.

³Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510.

⁴Museo de Geología, Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510.

karina-cervantes@ciencias.unam.mx

RESUMEN

La meteorita metálica Tequisquiapan se encontró cerca de las minas de ópalo de la Trinidad, Tequisquiapan, Querétaro. Las coordenadas aproximadas del hallazgo son latitud 20° 30' N y longitud 99° 58' W.

El espécimen fue encontrado por el profesor Roberto González, quien tropezó con la meteorita y cuando recogió el material se dio cuenta de su densidad extraordinaria, por lo que decidió guardar el ejemplar. Posteriormente regaló la meteorita a la profesora Elvia Muñíz. En enero de 2013, ella tomó un curso impartido por el Ing. Julio Caballero del Museo de Geología. El curso inspiró a la profesora Elvia a donar la muestra al museo de Geología de la UNAM. Su deseo fue que el material se exhibiera de forma permanente al pueblo de México.

La meteorita Tequisquiapan se encuentra actualmente en exhibición en el Museo de Geología, consta de una masa principal de 2311.9 g y una sección pulida de 3.8 g.

Los métodos utilizados fue mineragrafía para el estudio de la textura de la sección pulida, análisis de química mineral por medio de EPMA. Se utilizaron 0.4 g de limadura para realizar los estudios por ICP-MS.

La medición de los cristales de kamacita (Km) indican un ancho de banda promedio de 0.77 ± 0.15 mm. Los campos de plessita y taenita representan el 33% del área del material. En cuanto los minerales accesorios se encuentran la schreibersita en hábitos irregulares y en rhabditas, y carburos.

El contenido de níquel en Km es de 7.1 % y de Co de 0.69%, de acuerdo a los resultados de EPMA. La proporción de Ge/Ga= 2.6, lo cual coloca a la muestra dentro del grupo IAB complejo.

El nombre de la meteorita fue registrado al Meteoritical Bulletin como Tequisquiapan.

Petrología y cronología de gases nobles del meteorito El Pozo

Pedro Corona-Chávez¹, María del Sol Hernández-Bernal², Margarita Reyes Salas³, Pietro Vignola⁴, Luigi Folco⁵

¹Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, México.

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

³Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México.

⁴Italian National Research Council Institute for the Dynamics of Environmental Processes IDPA RM, Italy.

⁵Università degli Studi di Pisa, Department of Earth Sciences, Italy.

pcoronachavez@gmail.com

RESUMEN

Se presentan los resultados del análisis petrológico que incluye el análisis de imagen y química de fase, así como la medición de las propiedades físicas, magnéticas y de gases nobles del meteorito L5 El Pozo. El análisis petrológico confirma que es un meteorito condritico de tipo L5, caracterizado por tener una estructura relativamente intensa de intemperismo café claro/oscura. El meteorito muestra una ligera estructura de metamorfismo de tipo S2, aunque también es posible observar algunas vetillas de fundido producidas por deformación de impacto. El promedio del valor de la susceptibilidad magnética másica de baja frecuencias es $\chi = 58158.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Con base en cálculos termodinámicos se obtuvieron temperaturas de equilibrio que varían entre 915 and 1015 °C. La temporalidad o cronología obtenida por medio del análisis de los gases nobles muestra que los valores de $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (0.97) son relativamente más altos que el valor solar. Trabajos previos reportan edades de muestra total (WR) de K–Ar de $3103 \pm 16 \text{ Ma}$, así como una exposición mínima de rayos cósmicos [CRE] de 2 Ma. Por otro lado, considerando los contenidos de Ne cosmogénico se sugiere que el volumen original de la condrita L5 de El Pozo correspondería a 3.5 kg con una masa inicial de 9 a 10 kg.

Determinación de la composición química de las fases minerales que constituyen dos muestras de la palasita Seymchan mediante microscopía electrónica de barrido.

Teodoro Hernández Nieto¹, Alfredo Victoria Morales², Adela Margarita Reyes Salas³, Sonia Blanca Ángeles García³

¹Estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica, Facultad de Ingeniería UNAM.

²Facultad de Ingeniería UNAM.

³Instituto de Geología UNAM.

teodoroht@hotmail.com

RESUMEN

La palasita Seymchan se encontró en el río Hekandue cerca de Seymchan en el distrito de Magadan, Rusia, localidad a la que debe su nombre. El hallazgo fue en junio de 1967. El peso aproximado del material recuperado es de aproximadamente 380 kg. Cuando se encontraron los primeros ejemplares, por las características que se observaban, se pensó que se trataba de un meteorito 100% metálico; sin embargo al hacerse otros estudios se dieron cuenta que contenía cristales de silicatos hacia el centro del cuerpo, por lo que corresponde con una litosiderita: Cabe resaltar que las palasitas corresponden aproximadamente al 1.5% de los meteoritos caídos sobre la superficie terrestre, lo cual los vuelve relativamente más valiosos y muy interesantes al ser estudiados, ya que los minerales encontrados tienen una firma única. Su rareza hace que sean muy buscados entre los investigadores de la meteorítica y los coleccionistas de las piedras del cielo.

Con objeto de certificar dos muestras de la palasita Seymchan se realizó un análisis de energía dispersiva de rayos X, en un microscopio electrónico de barrido, a puntos seleccionados en dos muestras obtenidas de esta piedra. Las muestras corresponden a unas placas de hasta dos milímetros de espesor, la primera con un peso de 14.9 y la segunda de 16 gramos, formadas por un mosaico de islas y continentes de cristales subredondeados a redondeados (Textura de bahías o *embayed*) que varían de grano fino a grano grueso, de un material de lustre vítreo, color amarillo en partes diáfano, incluidos en una matriz formado por minerales de lustre metálico color blanco grisáceo.

Los puntos de la fase metálica presentan una composición alta en hierro Fe 93.47 % y baja en níquel Ni 6.00 %, con trazas de cobalto Co 0.50 % sin presencia de oxígeno, más parecida a la constitución de una Kamacita. También se obtuvieron análisis de una fase formada por hierro Fe 63.53 % y azufre S 36.47 % que debe corresponder con una Troilita. El mineral de color amarillo tiene una composición de MgO 47.83 %, SiO₂ 34.78 %, FeO 17.39 % que corresponde con una Forsterita.

Los resultados obtenidos en los análisis químicos y las características texturales observadas permiten caracterizar a este material como una palasita.

EXPLORACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES

Caracterización de un yacimiento de diatomita de Loma Larga, Acatlán, Hidalgo, México. Evaluación de sus potenciales aplicaciones.

Juan Hernández Ávila, Eleazar Salinas Rodríguez, Eduardo Cerecedo Sáenz, Alberto Arenas Flores, Ma. Isabel Reyes Valderrama, Isauro Rivera Landero.

Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo km 4.5, Mineral de la Reforma, Hidalgo. C.P. 42184.

salinasr@uaeh.edu.mx

RESUMEN

El presente trabajo muestra la caracterización diatomitas de un yacimiento en Loma Larga, municipio de Acatlán, Hgo. La caracterización se llevó a cabo usando diferentes técnicas de análisis instrumentales como difracción de rayos X, espectrofotometría de absorción atómica, espectrofotometría de emisión atómica de plasma por acoplamiento inductivo y microscopía electrónica de barrido. Las fases minerales presentes en las muestras de este mineral son: cuarzo, berlinita, ortoclasa, andesita, feldespato potásico y albita; así mismo la composición química obtenida es: 76 % de SiO₂, 11.63 % de Al₂O₃, 1.95 % de FeO, 1.79 % de MgO, 2.4 % de K₂O, 0.61 % de Na₂O, 0.85 % de CaO y 0.50 % de TiO₂. Por otro lado, algunas muestras de esta diatomita se calcinaron y se encontró en un análisis posterior el incremento de un 5.5 % de sílice en tanto que para la calcinación de la diatomita usando fundente el incremento fue del 6%. Así mismo se determinó el tamaño de poro para estas muestras, tanto en la natural como en la calcinada, encontrándose un aumento en el tamaño de poro de 1.5 µm a 7 µm para la muestra calcinada. De acuerdo a los resultados obtenidos, es posible proponer el uso de este material en procesos de filtración debido al tamaño de poro obtenido, así mismo puede ser usado como adsorbente e intercambiador iónico para la disminución del contenido de arsénico en efluentes contaminados con este elemento.

GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Geocronología Rb-Sr con la utilización de micro-perforaciones en fases minerales controladas en rocas del Complejo Xolapa

Luis Sámano-López¹, Sergio Adrián Salgado-Souto¹, Oscar Talavera-Mendoza¹

¹U.A. Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex-Hacienda San Juan Bautista s/n, Taxco el Viejo, Guerrero 40323, México.

luissamano1508@gmail.com

RESUMEN

Aunque el avance tecnológico y metodológico en la geocronología ha tenido un gran repunte en los últimos años, la datación de rocas poli-metamórficas continúa siendo un gran reto, principalmente cuando se requiere determinar con precisión la edad de un evento en complejos poli-metamórficos. En geocronología, la metodología comúnmente empleada para el análisis de muestras requiere de la separación física de las fases minerales que componen la roca. Esta metodología normalmente es inexacta, sobre todo cuando existen las mismas fases minerales formadas en eventos metamórficos distintos dentro de la misma roca, lo cual puede generar edades poco precisas y con carencia de significado geológico.

En este estudio se utilizó un micro taladro (Microdrill/LEICA-GZ6), en fases minerales de muscovita y feldespato potásico (FK) del metagranito El Salitre; así como biotita, apatito y plagioclasa del metagranito Las Piñas. Esta metodología es muy útil para el estudio de rocas metamórficas, ya que no solo permite extraer material de forma puntual de aquellos minerales que se encuentren en la paragénesis, sino de aquellos que pertenecen únicamente a las paragénesis del evento metamórfico de interés. De esta forma se realizaron aproximadamente 100 micro-perforaciones en diferentes cristales de la misma fase mineral hasta obtener una cantidad ~20 mg para el análisis isotópico para cada alícuota. Las determinaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se efectuaron por separado, en un cuadrupolo y en un TIMS, respectivamente en los laboratorios de la Universidad de Arizona. Para evaluar la pertinencia de esta metodología, se utilizaron rocas de los metagranitos El Salitre y Las Piñas del Terreno Xolapa, ya que estos han registrado un solo evento de metamorfismo el cual ha sido datado con anterioridad.

Los datos isotópicos permitieron determinar dos edades a través del uso la isócrona: una de 58.9 ± 1.5 Ma (El Salitre) y la otra de 36.4 ± 7.1 Ma (Las Piñas). Las edades obtenidas indican que la metodología es altamente confiable y exacta, dado que las edades obtenidas en este trabajo son muy similares a las obtenidas por otros autores en trabajos previos.

Origen geográfico y movilidad residencial de los caballos en una localidad del Centro Occidente de México durante el Rancholabreano: evidencias por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Alejandro H. Marín-Leyva¹, Peter Schaaf¹, Gabriela Solís-Pichardo², Teodoro Hernández-Treviño¹, María Luisa García-Zepeda³, Javier Ponce-Saavedra⁴, Joaquín Arroyo-Cabrales⁵, María Teresa Alberdi⁶

¹Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica S/N, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, México.

²Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Depto. de Geoquímica, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica S/N, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, México.

³Laboratorio de Paleontología, Facultad de Biología, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Edif. R 2°. Piso. Ciudad Universitaria, C.P. 58030, Morelia, Michoacán, México.

⁴Laboratorio de Entomología "Biol. Sócrates Cisneros Paz", Facultad de Biología, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Edif. B4 2°. Piso. Ciudad Universitaria. C.P. 58060, Morelia, Michoacán, México.

⁵Laboratorio de Arqueozoología "M. en C. Ticul Álvarez Solórzano", Subdirección de laboratorio y Apoyo Académico, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Moneda #16, Col. Centro, C.P. 06060, Ciudad de México, México.

⁶Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2, C.P. 28006, Madrid, España.

alexmanleyva@gmail.com

RESUMEN

Los estudios de paleomovilidad se han revolucionado con el uso de las relaciones de isótopos radiogénicos de Estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y de isótopos estables de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$). En el presente trabajo se analizaron las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el esmalte de tres especies de caballos (*E. cedralensis*, *E. conversidens* y *E. mexicanus*) de una localidad del centro occidente de México (La Piedad-Santa Ana, Michoacán - Guanajuato) del Rancholabreano, con el objetivo de establecer el origen geográfico de las poblaciones y conocer si presentaban movilidad residencial. Los resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugieren que el posible origen geográfico de los caballos de La Piedad-Santa Ana es el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, Campo Geotérmico Los Azufres y Campo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro. Los valores similares de $\delta^{18}\text{O}$ entre las especies corroboran éstos hechos. Se detecta que individuos de una misma especie manifestaban diferente comportamiento de movilidad residencial y el taxón con mayor capacidad de desplazamiento en esta área era *E. cedralensis* seguido de *E. mexicanus* y *E. conversidens*. Se demuestra que los caballos fósiles pueden tener un origen geográfico regional similar, pero diferente capacidad de movilidad residencial, por lo que para hacer inferencias paleoambientales con base en équidos se recomienda conocer si son animales que tienen firmas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares a las del yacimiento, ya que posiblemente algunos individuos en algún momento de su vida podrían haber habitado otras áreas geográficas.

Petrological and geochronological investigations on the intrusions related Cu-Au deposits of Santa María de La Paz (San Luis Potosí, México)

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

¹Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica

²Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

³Geoscience Centre Göttingen, University of Göttingen

pascal.sieck@ipicyt.edu.mx

ABSTRACT

The Cu-Au deposits of the Santa María de La Paz mining district are located in the northern part of the Mexican state of San Luis Potosí. Samples of the different intrusions and the related skarn deposits were taken below ground and analyzed concerning petrological and chemical composition as well as crystallization and cooling age to reconstruct the geodynamical intrusion and skarn alteration of the area.

The skarn is developed at the transition from the intrusive rocks of the Sierra del Fraile to the mid-Cretaceous marine sediments. The outer rims 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. In addition, both skarns contain pyrite, chalcopyrite, bornite, and arsenopyrite.

According to geochemical composition, the skarns can be considered as Cu-Zn-Au-Fe skarns. These skarn types are typical for subduction zones related to oceanic crusts. The U-Pb dating of the intrusive bodies indicates an emplacement event at the post-Laramide magmatic event at 36.5 Ma (LA-SF-ICP-MS, zircon single grain analyses) for the main intrusion. The intrusions show a small variation in composition and belong to a high K-rich calc-alkaline and per- to meta-aluminous magmatic sequence. The geochemical signature of the granitoids indicates that magmas were derived from a complex process, which included the mantle partial melting 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. These processes of the derivation of the intrusive rocks are completed on to a rapid cooling within 1.5 Ma determined by a K-Ar biotite dating age at 35.0 Ma for the main intrusion.

Microanálisis de U-Pb en titanitas y su papel como geocronómetro en comparación con circones

Juan Carlos Mesino Hernández¹, Carlos Ortega Obregón², Luigi Solari², Consuelo Macias-Romo³

¹Unidad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero; Taxco el Viejo, Gro.

²Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Qro.

³Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán CDMX.

juan.m.h_22@hotmail.com

RESUMEN

Los análisis geocronológicos de U-Pb en la fase mineral circón, especialmente por ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS), se han convertido en una de las técnicas más utilizadas debido a la alta precisión y resolución espacial que ofrece el método. Como fase mineral, el circón tiene una temperatura de cierre muy alta (~ 800 °C) para este sistema isotópico, por lo que puede resistir condiciones de metamorfismo de muy alto grado (p. ej., facies de granulitas) o a condiciones cercanas al punto de fusión. Sin embargo, la geocronología U-Pb en otras fases minerales como rutilo, apatito, monacita y titanita (esfena) puede aportar información valiosa de la evolución térmica de las rocas que los contienen debido a que tienen una temperatura de cierre menor para este sistema isotópico. En este trabajo se presenta la metodología desarrollada para análisis U-Pb en titanita, haciendo uso de la técnica LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos de la UNAM. La metodología propuesta es similar a la empleada en circones, utilizando adicionalmente esquemas de reducción de datos para la corrección de Pb común como VizualAge_UcomPbine, que funciona dentro del programa lolite, un software para cálculo de edades y relaciones isotópicas. Solo algunos parámetros de ablación se modificaron (p. ej., tamaño de haz).

Con fines comparativos, se obtuvieron edades U-Pb en circones y titanitas de muestras pertenecientes a distintas regiones geológicas y de edades diferentes (p. ej., Complejo Xolapa, Complejo Chuacús, Complejo Anortosítico del Bloque Maya, Granito Cozahuico, Provincia Yavapai en Sonora). Los resultados obtenidos son, en general, congruentes con el contexto geológico documentado de cada zona.

Geochronological and geochemical investigations on the Au- and Cu-skarn and intrusives Cobriza (San Luis Potosi, Mexico)

Wilke, H., Sieck, P., López-Doncel R., Siegesmund, S., K. Wemmer

hendrik.wilke@me.com

RESUMEN

The Cu-Au-deposit Cobriza is one of two major mining systems in the La Paz district east of the city in the Mexican state Matehualla San Luis Potosi. For reconstruction of the geodynamical history of the intrusion the intrusion and the related skarn deposit were analyzed concerning petrological and chemical composition as well as crystallization and cooling age.

The skarn deposit was formed after the emplacement of the intrusive rocks in the southern Sierra del Fraile into the mid-cretaceous marine sediments. Hydrothermal fluids affected the intrusive as well as the surrounding rocks with metasomatic processes. These rocks can be divided into two different types, the exoskarn consisting prograde andradites and hedenbergites and the endoskarn with a quartz, altered plagioclase, K-feldspar and low Mg hedenbergite content. In addition, both skarns contain pyrite, chalcopyrite, and bornite. Due to 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 relictic zircons in the endoskarn give an age of 35.3 ± 0.3 Ma and the origin of a metasomatic changed intrusive rock.

The U-Pb dating of the intrusive zircons indicates a postlaramide emplacement at 35.7 ± 0.3 Ma (LA-SF-ICP-MS, zircon single grain analyses). These 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 throughout fractional crystallization. These processes of the derivation of the intrusive rocks are completed by a rapid cooling within 1.5 Ma determined by a K-Ar biotite dating age 34.06 ± 0.59 Ma.

GEOQUÍMICA AMBIENTAL

Geoquímica y distribución del antimonio en jales del Distrito Minero de Zimapán, Hidalgo

Alexia Molina Garduño¹, María Aurora Armienta², Guadalupe Villaseñor³

¹ Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 04510, México, D.F.

² Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 04510, México, D.F.

³ Instituto de Geología, UNAM, 04510, Ciudad de México, México

aixela_p3@hotmail.com

RESUMEN

El distrito minero de Zimapán posee una compleja mineralización de sulfuros, siendo la esfalerita (ZnS), galena (PbS), pirita (FeS₂), pirrotita (Fe_{1-x}S), calcopirita (CuFeS₂) y arsenopirita (FeAsS) los más abundantes. Así mismo, la abundancia de diversas sulfosales, principalmente la boulangerita (Pb₅Sb₄S₁₁) y jamesonita (Pb₄FeSb₆S₁₄) es notable en este yacimiento. El desarrollo de la minería en Zimapán comenzó en 1632 y ha sido una de las actividades económicas más importantes del área. Sin embargo, la extensa extracción minera ha generado problemas ambientales tales como contaminación de suelos y cuerpos de agua.

El antimonio es un metaloide que se encuentra en la naturaleza, sin embargo, las actividades mineras han generado un mayor aporte de este elemento al medio ambiente. En México existen pocos estudios sobre el contenido, comportamiento y procesos que controlan su movilidad. La OMS tiene un valor de referencia de 20 µg/L en agua, mientras que en la NOM-127-SSA1 agua para uso y consumo humano, el antimonio no se encuentra normado.

El objetivo de este trabajo es evaluar la disponibilidad del Sb en las principales fracciones sólidas de los jales mediante una serie de extracciones secuenciales selectivas y así estimar su movilidad en el ambiente. La caracterización de las muestras se realizó por FRX y DRX. La concentración del Sb en cada fracción se determinó mediante absorción atómica por generación de hidruros. Así mismo, se realizaron mapeos elementales por microsonda electrónica para evaluar la distribución del Sb en las muestras sólidas.

Caracterización de los minerales secundarios de Fe(III) en residuos minero-metalúrgicos

Ingrid Nayeli Escobar Quiroz¹, Mario Villalobos Peñalosa², Francisco Martín Romero² y Teresa Pi Puig³

¹Posgrado Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX

²Laboratorio de Geoquímica Ambiental, Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX

³Laboratorio de Difracción de Rayos X, Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX

chiprecart@yahoo.com.mx

RESUMEN

Los minerales secundarios de hierro que se forman en jales mineros y suelos contaminados con éstos provienen de la gradual oxidación de la pirita y su consecuente generación de acidez y del oxianión sulfato. Estos minerales incluyen sales solubles, fases cristalinas y sólidos poco cristalinos. Los sólidos formados tienen la capacidad de inmovilizar elementos potencialmente tóxicos (EPTs) que acompañan al Fe presente originalmente en los jales, a través de diversos mecanismos geoquímicos, como incorporación en sus estructuras y/o reacciones de adsorción en superficie. La secuencia de estabilidad termodinámica que se ha observado de los diferentes minerales depende fuertemente del pH del medio, pero la persistencia o lixiviación de los iones sulfato solubles en el medio pueden jugar papeles importantes en las regiones de estabilidad de estos minerales.

Es necesario estudiar los mecanismos de formación y estabilidad de los minerales secundarios de Fe, en función de las diferentes variables geoquímicas, así como su reactividad en la retención de EPTs para determinar su movilidad y transporte en el ambiente, para poder diseñar métodos eficientes de remediación de estos contaminantes.

El objetivo principal de esta investigación es la identificación, caracterización y cuantificación de los minerales secundarios de Fe(III) en diferentes ambientes minero-metalúrgicos de México, para posteriormente determinar su composición de EPTs, así como su reactividad adicional frente a los mismos (absorción/adsorción). Muestras altamente variables de residuos minero-metalúrgicos provenientes de Guerrero, Sonora y San Luis Potosí se caracterizaron química y mineralógicamente por las técnicas complementarias de Difracción de Rayos X (DRX) y Espectroscopia de Absorción de Rayos X (XAS). Esta última técnica requiere rayos X de muy alta intensidad desde una fuente de sincrotrón. Contando con el número suficiente de estándares de minerales de Fe, fue posible determinar la composición de las muestras por combinaciones lineales de sus espectros de XAS.

Las muestras estudiadas presentaron valores de pH entre 3.06 y 6.29, y aunque la identificación se ajusta de forma general a la secuencia mineral esperada en función del pH, también se detectaron minerales secundarios a valores de pH fuera de su intervalo de estabilidad habitual, posiblemente por efectos cinéticos y de remoción (lixiviación) variable de sulfatos. En general, los análisis por XAS, a diferencia de la DRX, nos permiten identificar los minerales de Fe(III) sin importar su grado de cristalinidad; y con ambas técnicas se pueden caracterizar mineralógicamente todas las fases secundarias de Fe(III) y establecer sus intervalos de estabilidad con el pH.

Características geoquímicas de las manifestaciones geotermales a lo largo de las fallas San Juan de los Planes y El Sargento, Baja California Sur, México

Jobst Wurl¹, Pablo Hernández-Morales¹, Bodo Weber², Leopoldo Gutiérrez Caminero²

¹Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, Baja California Sur

²Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California

jwurl@uabcs.mx

RESUMEN

Las manifestaciones termales en el centro del Bloque de Los Cabos y a lo largo de las fallas San Juan de Los Planes y El Sargento fueron estudiadas para reconocer sus características e interpretar su status hidrogeoquímico. Catorce muestras de diferentes manifestaciones hidrotermales fueron tomadas en otoño del 2012 y analizadas en el laboratorio de hidroquímica del CICESE en Ensenada. Además, se tomó en cuenta los análisis de agua, tomadas en los mismos sitios entre 2003 y 2010, documentados en tres reportes técnicos. En la parte central del Bloque de Los Cabos existen manantiales termales de baja mineralización con dominio de los aniones Cl y HCO₃⁻; Na⁺ representa el catión principal. Mientras las temperaturas máximas en superficie no sobrepasan los 45 °C, se calculó mediante diferentes geotermómetros una temperatura del reservorio termal profundo en un rango de 80 °C a 120 °C. Una anomalía geotermal superficial más caliente se encuentra al margen este de la cuenca de Los Planes (Baja California Sur) en una zona de la playa llamada “Ensenada Rincón el Agua Caliente” al norte del poblado El Sargento. En abril 2016 se registró en una profundidad de 70 cm una temperatura del agua de 82 grados centígrados. La composición química es muy parecida a la descrita para los sistemas hidrotermales en la parte central y norte de la península de Baja California; se trata de un origen de agua del mar calentado donde se enriquecieron los elementos Si, I, B, Ba, Sr, Li, Pb, As y Cs y geotermómetros (Na, K) indican una temperatura del reservorio cerca de 160 °C. Existen varios pozos y norias con aguas termales, que se ubican en los poblados El Sargento y La Ventana y, siguiendo en dirección sur-sur-oeste, a lo largo de las fallas El Sargento y San Juan de Los Planes; estas fallas continúan hasta el centro del Bloque de Los Cabos. Estas manifestaciones termales, observadas a lo largo de ambas fallas, representan mezclas entre ambos miembros extremos. Debido a su relación entre boro y cloruro, se puede distinguir entre tres diferentes grupos de aguas termales.

Interacción arsénico-sustrato en suelos de una fundición abandonada

Luis Gerardo Hernández Bárcenas¹, María Esther Salazar Amador², Christian Yamir Cordero Vázquez¹,
Nadia Valentina Martínez Villegas¹

¹División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.,
Camino a la Presa San José No. 2055, Col. Lomas 4a Sec. 78216, San Luis Potosí, SLP, México.

²Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Av. Dr. Manuel Nava No.6 - Zona
Universitaria, C.P. 78210, San Luis Potosí, S.L.P., México.

luis.hernandez@ipicyt.edu.mx

RESUMEN

En el municipio de Matehuala, San Luis Potosí se han reportado concentraciones elevadas de arsénico en suelos impactados por residuos metalúrgicos. En esta investigación, se llevó a cabo la caracterización de suelos localizados en un predio abandonado de fundición con el objetivo de conocer su mineralogía y los procesos de la fraccionación del arsénico. Por medio de difracción de rayos X (DRX), se realizaron extracciones químicas secuenciales de una muestra superficial (1S) y dos muestras profundas (1P y 16P). Las fases de las extracciones químicas estudiadas fueron: soluble, intercambiable, extraíble, óxidos de hierro y manganeso, orgánica y residual. Adicionalmente, se llevaron a cabo observaciones por microscopía electrónica de barrido (MEB-EDX). Como resultado de las etapas en la EQS, se obtuvo una fase líquida, la cual, se analizó para medir concentración de arsénico en solución por espectrometría de emisión óptica (ICP-OES), mientras que la fase sólida se analizó por DRX y MEB. Los resultados de DRX previo a la EQS, muestran evidencian la presencia común de calcita, yeso y cuarzo en las muestras de suelo, mientras que la presencia de yeso se identificó sólo en las muestras 1S y 1P. Aunque se esperaba la detección de arcillas de filosilicatos, en ninguna de las muestras se logró identificar la presencia de algún otro mineral. En lo que se refiere a las observaciones por MEB, se determinó la presencia de minerales de arsénico con morfologías características de minerales de arseniatos metálicos, de calcio, hierro y/o plomo. Cabe mencionar que dichos minerales se observaban depositados sobre las superficies del suelo y, frecuentemente, interaccionando con yeso. Los resultados de la fraccionación de arsénico mostraron una alta solubilidad de arsénico en la fase soluble que indica la disolución de arseniatos secundarios altamente solubles y/o la disolución de arsénico co-precipitado con yeso. Si bien se logró la extracción de arsénico de las fracciones intermedias, una cantidad importante de arsénico permaneció en la fase residual muy probablemente debido a la presencia de arseniatos secundarios más refractarios y/o de mucha más baja solubilidad. Los difractogramas de la fase sólida de cada una de las etapas de la EQS confirman la evolución de las muestras como resultado de los procesos de extracción selectiva o EQS. Por medio de espectroscopia de energía dispersiva (EDS) se identificaron partículas predominantes de yeso, cuarzo, arseniatos de calcio, arseniatos de plomo, arseniatos de hierro, aluminosilicatos. La mayoría de ellas en cúmulos, agregados formados heterogéneamente por partículas de menor tamaño y de composición química distinta. Dicha interacción se atribuye a mecanismos de solubilidad-precipitación, donde las partículas que contienen al arsénico (arseniatos de plomo, hierro, calcio o mezcla de ellos) se encuentran depositadas sobre la superficie de partículas de mayor tamaño (yeso, cuarzo, aluminosilicatos).

Fraccionación de arsénico en suelo contaminados mediante extracción química secuencial

María Esther Salazar Amador¹, Luis Gerardo Hernández Bárcenas², María Catalina Alfaro-de la Torre¹,
Nadia Martínez-Villegas².

¹Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), Facultad de Ciencias Químicas, San Luis Potosí, S. L. P.

²Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), División de Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, S.L.P.

sam.21836@gmail.com

RESUMEN

En Matehuala, S.L.P, existe una fundidora de metal inactiva en donde existe acumulación de escorias, desechos y residuos que contienen compuestos de arsénico como arseniatos de calcio, los cuales, mediante procesos de disolución-precipitación, han contaminado el acuífero Matehuala-Cerrito Blanco adyacente a la exfundidora. Estudios recientes por técnicas espectrofotométricas de difracción de rayos (DRX) y microscopía electrónica de barrido (MEB), indican la presencia de farmacolita ($\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $K_{ps}=10^{-4.68}$), haidingerita ($\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $K_{ps}=10^{-4.79}$) y guerinita ($\text{CaH}(\text{AsO}_4)_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, $K_{ps}=10^{-30.69}$), además de arseniatos de cobre y hierro, como clinoclasa ($\text{Cu}_3\text{AsO}_4(\text{OH})_3$, $K_{ps}=10^{10.10}$) y bukovskyita ($\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, $K_{ps}=10^{-30.63}$). Sugiriendo la presencia de arsénico en distintos minerales y fracciones geoquímicas del suelo, se ha propuesto la realización de extracciones químicas secuenciales en muestras de suelo contaminado. El protocolo de extracción que se aplicó consta de seis fracciones: 1) soluble, para el arsénico presente en minerales solubles en agua como el yeso; 2) intercambiable, para el arsénico adsorbido en las arcillas mediante intercambio iónico; 3) extraíble, para el arsénico unido a los carbonatos; 4)oxi-hidróxidos de hierro y aluminio, el arsénico puede encontrarse adsorbido específicamente en estos; 5)materia orgánica y sulfuros, mediante oxidación y 6)residual, para el arsénico presente en los silicatos, a través de digestión ácida.

En los resultados de cuantitativos de arsénico, se ha observado concentraciones de arsénico en la fracción soluble (9.91-6,311.30 mg/kg As), intercambiable (85.85-10,837.77 mg/kg As), extraíble (46.91-6,799mg/kg As), oxi-hidróxidos (12.04-5651.88 mg/kg As), materia orgánica-sulfuros (2.97-983.31 mg/kg As) y residual (256.64-19853.20 mg/kg As), explicando la alta movilización en las tres primeras fracciones geoquímicas. Estos resultados son consistentes con la alta contaminación de arsénico observada en el acuífero de la zona de estudio. No obstante, contrasta con la mayoría de los estudios reportados en la literatura donde el arsénico se encuentra poco soluble al encontrarse adsorbido en los oxihidróxidos y debido a que nuestras muestras presentan una cantidad importante de yesos es fácilmente soluble en agua.

La fracción residual presenta mayor concentración de arsénico, considerando que en esta fracción se digieren minerales de arsénico secundarios y/o refractarios de baja solubilidad como la guerinita($K_{ps}=10^{-30.69}$) y bukovskyita($K_{ps}=10^{-30.63}$). Se continua con el estudio y análisis de cada una de las fracciones, esperando identificar especies y mecanismos participantes en la retención y/o movilidad de arsénico, con ello se espera abrir puertas al desarrollo de técnicas de remediación adecuadas a la zona de estudio.

Movilidad del Talio en fase acuosa en muestras de jales mineros, residuos metalúrgicos, y suelos contaminados, e inferencias sobre sus asociaciones mineralógicas

Mismel Ruiz^{1,3}, Yusniel Cruz^{2,3}, Mario Villalobos³, Francisco Martín Romero³, Nadia Martínez-Villegas⁴ y Diana Meza⁵

¹Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

²Posgrado Ciencias de la Tierra. UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

³Laboratorio de Geoquímica Ambiental. Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

⁴Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, División de Geociencias, 78216, SLP, México.

⁵Departamento de Geología. División de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Sonora, 83000, Hermosillo. Sonora. México.

mismelus11@gmail.com

RESUMEN

El Talio es un metal pesado altamente tóxico y móvil, cuyos límites permisibles son los más bajos de todos los elementos inorgánicos regulados. Se encuentra en diferentes ambientes de forma natural, pero las actividades antrópicas como la minería, la metalurgia y los diferentes procesos industriales pueden aumentar su concentración en suelos, aguas superficiales y subterráneas. Su detección y extracción representan un reto analítico importante debido a sus concentraciones extremadamente bajas, e interferencias por parte de otros elementos traza en mayores concentraciones. Debido a estas dificultades, existen muchas lagunas en el conocimiento de la geoquímica ambiental del Talio. En el presente trabajo se determinó la movilidad acuosa del talio de muestras de suelos de la mina y del poblado La Colorada, y suelos y jales mineros de la presa de jales El Tecolote, todos dentro del estado Sonora. Además, se analizaron muestras de suelos y residuos metalúrgicos en la Zona industrial en el municipio de San Luis Potosí en el estado del mismo nombre, través de su extracción con agua meteórica a pH 5.6. Las concentraciones extraídas se determinaron por Espectrometría de Masas con plasma acoplado inductivamente como fuente de ionización (ICP-MS). Sobre estas mismas muestras, además, se evaluó la capacidad de extracción de Tl por una sal de potasio y se diseñó el método específico de extracción, optimizando el tiempo de extracción para los diferentes tipos de muestras. El uso del ion potasio como extractante está basado en el hecho de que el Talio puede entrar en las posiciones del potasio en aluminosilicatos y jarositas, por sus tamaños iónicos similares e igual carga. El Talio extraído por este método fue determinado por Voltametría de Redisolución Anódica (ASV). Además, se determinó el contenido total de Talio en las muestras a través de una digestión con una mezcla de ácidos fuertes y concentrados (HNO₃, HCl, HF). Los resultados muestran concentraciones de Talio extraído considerablemente mayores que en agua, aunque aún en bajas concentraciones para todos los sistemas, excepto en los residuos metalúrgicos de San Luis Potosí, donde se rebasa considerablemente la norma mexicana para este tipo de residuos. Se presentarán las concentraciones de Tl encontradas en los diferentes sitios investigados, los problemas analíticos encontrados, e inferencias sobre su especiación geoquímica.

Movilidad de talio en suelos contaminados por residuos mineros y metalúrgicos del noroeste y centro-norte de México

Yusniel Cruz¹, Mario Villalobos², Francisco Martín Romero², Diana María Meza³, Elizabeth Hernández⁴

¹Posgrado Ciencias de la Tierra. UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

²Laboratorio de Geoquímica Ambiental. Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

³Departamento de Geología. División de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Sonora, 83000, Hermosillo, Sonora, México.

⁴Laboratorio de ICP-MS. Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX.

yusesmcolchas@gmail.com

RESUMEN

El talio (Tl) es un metal post-transicional sumamente tóxico. Se encuentra en el ambiente, tanto por fuentes naturales, como debido a actividades antropogénicas, entre las cuales se encuentra la minería. La toxicidad y movilidad del Tl dependen de la especie química en que se presenta. Estudios de fraccionamiento son requeridos para el análisis de la movilidad y biodisponibilidad de este metal en suelos y para inferir su especiación. Sin embargo, su extracción y cuantificación en matrices complejas para determinar su comportamiento geoquímico constituyen un reto analítico, debido a sus bajas concentraciones en muestras ambientales e interferencias por parte de otros elementos traza en mayores concentraciones. Esto ha impedido su estudio geoquímico generalizado, y existen muchas lagunas en el conocimiento de su ocurrencia y comportamiento geoquímico. Por lo tanto, en este trabajo se estudió el fraccionamiento de talio en residuos minero-metalúrgicos y suelos contaminados por éstos de dos zonas mineras del norte y centro de México: la ciudad de San Luis Potosí (SLP) y La Colorada, Sonora. Las concentraciones extraídas se determinaron por Espectrometría de Masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

Se eligió una modificación del método de extracción secuencial propuesto por la (European) Community Bureau of Reference (BCR, en francés) que divide, mediante etapas definidas operacionalmente, la cantidad de metal asociada a carbonatos (fracción 1), hidróxidos de hierro y manganeso “amorfos” (microcristalinos) (fracción 2), materia orgánica y sulfuros (fracción 3) y por último como fracción residual la cantidad asociada a minerales primarios y otros minerales secundarios refractarios. Se agregó un paso intermedio después del segundo para determinar el Tl asociado a hidróxidos de Fe y Mn cristalinos.

La mayoría de los suelos y residuos de SLP mostraron elevados niveles de talio en las fases no residuales y una fuerte correlación entre el manganeso y talio lixiviado en todas las etapas, sugiriendo una fuerte asociación de talio a óxidos de manganeso y un estado de oxidación de Tl (III). Por el contrario, en los suelos de “La Colorada” la mayor parte del talio se concentraba en la fase residual, indicando que este elemento permanece unido a minerales primarios muy refractarios.

Se presentarán las inferencias con respecto a la especiación del Tl en las diferentes fracciones obtenidas.

Mineralogía y geoquímica del antiguo residuo minero en Distrito San Felipe, Sonora: Posible impacto al medio ambiente y salud humana

Ana Yessi Ayala-Ramírez¹, Rafael del Rio-Salas¹, Francisco Molina-Freaner², Teresa Pi-Puig³, Lucas Ochoa-Landín⁴, Francisco Martín-Romero⁵, José Martínez-Rodríguez²

¹Instituto de Geología, UNAM, Estación Regional del Noroeste, Colosio y Madrid, Col. Los Arcos, Hermosillo, Sonora, 83000, México.

²Departamento de Ecología Funcional y Aplicada, Instituto de Ecología UNAM, Apartado Postal 1354, Hermosillo, Sonora C.P. 83000 México.

³Facultad de Química, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad México, México 04510, México.

⁴Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Blvd. Rosales y L.D. Colosio, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

⁵Instituto de Geología, Cd. Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México.

ayalar@geologia.unam.mx

RESUMEN

Los jales generados por la minería antigua del distrito minero de San Felipe de Jesús, en el centro-oriente de Sonora, se caracterizan por ser de pequeñas dimensiones (200 x 300 m²) y están localizados al sur del Poblado San Felipe de Jesús. En el presente trabajo se determinan las concentraciones totales de los elementos potencialmente tóxicos (Pb, As, Zn, Cu y Cr) en muestras de jal y sales eflorescentes, con el fin de identificar los niveles de contaminación por actividad minera en suelos circundantes, utilizando el índice de geoacumulación (I_{geo}) y factor de enriquecimiento (FE). Las muestras utilizadas consisten de jal, sales eflorescentes y suelos naturales no impactados en la región. Se realizó la caracterización geoquímica de las muestras por medio de las técnicas como Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Difracción de Rayos X (DRX). Los resultados preliminares indican concentraciones totales relativamente altas para jales si se comparan con otros jales en México. Los valores promedio para jales son Pb=7,875.19 mgkg⁻¹, Zn=48,790.96 mgkg⁻¹, As=7,898.79 mgkg⁻¹. Los promedios de concentraciones en sales eflorescentes son Pb=5,640.47 mgkg⁻¹, Zn=104,028.64 mg.kg⁻¹ y As=5,379.94 mg.kg⁻¹. En muestras de suelo no impactados los valores promedios son Pb=232.34 mgkg⁻¹, Zn=430.54 mgkg⁻¹ y As=27.05 mgkg⁻¹. La mineralogía predominante en los jales consiste de sulfatos metálicos hidratados, hidroxisulfatos de Fe, oxihidróxidos, carbonatos, silicatos y sulfuros. En las muestras de sales eflorescentes predominan sulfatos y en menor medida hidroxisulfatos de Fe y Al. Las concentraciones solubles de los residuos mineros exceden los límites máximos permisibles por la NOM-157 para As, así como para Cd y Pb. La región centro-oriente de Sonora se caracteriza por tener condiciones semi-áridas, lo que implica que pueda existir transporte por viento de estos residuos hacia el medio ambiente, generando un impacto negativo a los suelos agrícolas de los alrededores y eventualmente a la salud humana.

Fuentes de Cu y Co (fluviales, pluviales y de aguas residuales) de la zona costera de la ciudad de Veracruz

Noemí Duarte Aguilar¹, Salvador Ramírez Hernández² y Guillermo Horta-Puga²

¹IPN, ENCB Zacatenco, Lindavista, CDMX, 07738

²UNAM, FES Iztacala, UBIPRO. Tlalnepantla, Edo. México, 54090.

nduarte1000@hotmail.com

RESUMEN

Entre los contaminantes más estudiados en el ambiente costero se encuentran los metales pesados; estos llegan al mar por procesos naturales y actividades humanas a través de las aguas de escurrimiento, deposición directa, emisiones atmosféricas y por ríos; se ha calculado que estos últimos transportan alrededor del 95 % de los metales. La zona del Puerto de Veracruz se encuentra contaminada por metales pesados, siendo la principal causa la falta de planeación de algunos conductos de desechos humanos e industriales que desembocan directamente o indirectamente en el mar. El objetivo del presente trabajo es determinar si la zona costera de la Ciudad de Veracruz se encuentra contaminada por metales pesados (Co y Cu). Se recolectaron muestras de sedimentos superficiales de un efluente un fluvial (Río Jamapa), 12 de tipo pluvial y una de agua residual a lo largo de la zona costera en época de lluvias (Julio 2014) y estiaje (diciembre 2014). En cada muestra se determinó la proporción de arenas (0.62-2 mm), lodos (<62 μm), así como el contenido total de Co y Cu por GFAAS. Los sedimentos costeros son predominantemente arenosos (<99.92%), y de proporción menor los lodos (<5.98% lluvias y <2.38% secas). Estos valores tienden a aumentar en las muestras de los efluentes más cercanos al puerto. Por otro lado, las concentraciones promedio de Co y Cu tienden a aumentar en época de lluvias ($\text{Co}_{\text{secas}} 7.4 \mu\text{g/g} < \text{Co}_{\text{lluvias}} 11.9 \mu\text{g/g}$; $\text{Cu}_{\text{secas}} 6.3 \mu\text{g/g} > \text{Cu}_{\text{lluvias}} 5.4 \mu\text{g/g}$), excepto en los efluentes cercanos al puerto. La correlación entre la proporción de lodos y la concentración de metales traza fue positiva y en tendencia alta en lluvias ($r_{\text{Co}}=0.117$, $r_{\text{Cu}}=0.845$), en secas es positiva y alta ($r_{\text{Co}}=0.748$, $r_{\text{Cu}}=0.683$), en todos los casos $p<0.05$, excepto $\text{Co}_{\text{lluvias}}$. Finalmente, en la zona del puerto las concentraciones de cobre y cobalto son altas, mientras que las estaciones cercanas al río son altas solo para cobalto. Por lo anterior, se concluye que el Río Jamapa tiene una influencia en los niveles de Co y el puerto tiene influencia en los niveles de Cu lo cual es proporcional a la cantidad de lodos.

Relación entre contenido total de metales traza y el tamaño de partícula en sedimentos estuarinos del río Jamapa, Veracruz

Alejandro Córdova¹, Guillermo Horta-Puga²

¹UNAM, PCMyL. Cd. Universitaria, CDMX, 04510.

²UNAM, FES Iztacala, UBIPRO. Tlalnepantla, Edo. México, 54090.

alexbioizta@gmail.com

RESUMEN

El río Jamapa es la fuente más importante de sedimentos terrígenos, los que aportan metales traza, hacia la zona costera de Veracruz, en el Golfo de México. Considerando que los sedimentos son transportados por la corriente fluvial, la cual al mezclarse con las aguas oceánicas facilita la depositación de los sedimentos en la zona estuarina. El objetivo de este estudio fue determinar la relación que existe entre el tamaño de partícula sedimentaria depositada a lo largo de la zona estuarina del río y la concentración total de metales traza. Utilizando una draga van Veen se recolectaron sedimentos superficiales en 10 estaciones de muestreo en la zona estuarina del Jamapa, desde la desembocadura en dirección río arriba (11 km), tanto en la época de lluvias (junio/2015), como en secas (enero/2016). En todas las muestras se determinó la proporción de arenas (0.62-2 mm) y lodos (limos+arcillas: <math><62 \mu\text{m}</math>), y el contenido total de Co, Cu y Ni por GFAAS. Los sedimentos estuarinos son predominantemente arenosos (>95%), y la proporción de lodos, varía de 3.8% en lluvias a 2.8% en secas. En la época de lluvias se observó una tendencia de aumento en los lodos con dirección a la desembocadura hasta llegar al 23.3%. Las concentraciones promedio de Co y Cu fueron más altas en la época de secas ($\text{Co}_{\text{secas}} 28.8 \mu\text{g/g} > \text{Co}_{\text{lluvias}} 26.0 \mu\text{g/g}$; $\text{Cu}_{\text{secas}} 7.8 \mu\text{g/g} > \text{Cu}_{\text{lluvias}} 7.6 \mu\text{g/g}$), para Ni en lluvias ($\text{Ni}_{\text{lluvias}} 26.3 \mu\text{g/g} > \text{Ni}_{\text{secas}} 15.9 \mu\text{g/g}$); sin embargo, las diferencias no fueron estadísticamente significativas. La correlación entre la proporción de lodos y la concentración de metales traza fue alta y positiva tanto en lluvias ($r_{\text{Co}}=0.894$, $r_{\text{Cu}}=0.728$, $r_{\text{Ni}}=0.942$), como en secas ($r_{\text{Co}}=0.537$, $r_{\text{Cu}}=0.821$, $r_{\text{Ni}}=0.509$), en todos los casos $p<0.05$, excepto Co_{secas} y Ni_{secas} . En lluvias todos los metales mostraron una tendencia al aumento desde río arriba hacia la desembocadura. En la época de secas las concentraciones se mantuvieron similares a lo largo del estuario. Por lo anterior, se concluye que el nivel de metales traza en los sedimentos estuarinos del río Jamapa son claramente dependientes de la presencia de partículas finas (lodos).

GEOQUÍMICA Y GEOTERMIA

Formación de oncolitos en geiseres del Tatio, Antofagasta Chile mediante XRD, tomografía computarizada y compuestos orgánicos

Enrique Iñiguez¹, Vladimir Mendoza-Lavaniegos¹, Juan Ignacio Sánchez Avila¹, Thomas Kretzschmar^{1, 2}

¹Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Rinconada del Pedregal 95, Pedregal Playitas, C.P.22860, Ensenada Baja California, México.

²Departamento de Geología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Transpeninsular Ensenada-Tijuana #318, Zona de Playitas. Ensenada Baja California, México.

iniguez@cicese.mx

RESUMEN

El área geotermal El Tatio, Chile, representa el campo de géiseres más grande del hemisferio sur localizándose en la Cordillera de los Andes, en la región de Atacama. En particular, el área sobresale por la combinación de condiciones ambientales severas que en muchos aspectos pueden considerarse un modelo análogo de un ambiente de Marte. Una de las características que resaltan a los geiseres de esta área son la formación de estructuras sedimentarias esféricas u ovoides de origen orgánico llamados oncolitos, formados por capas concéntricas de carbonato cálcico y sílice amorfa (geyserita) promovidos por la precipitación asistida por microorganismos extremófilos que soportan la alta temperatura y concentraciones elevadas de arsénicos provenientes del fluido (hasta 87 °C, el punto de ebullición a fuentes el Tatio de primavera) y la química (abundancia de arsénico y antimonio), alta oscilación térmica diaria, y la sequedad atmosférica.

Las muestras fueron colectadas el 24 de noviembre del 2014 en la principal cuenca géiser, 22°20'36.54" S, 68°00'41.58" O a 485 m. El estudio detallado de los procesos de formación de oncolitos fue llevado a cabo mediante el uso de las siguientes técnicas de rayos X: microfluorescencia, micro-difracción, tomografía asistida por computadora, en cortes de trasversales a la roca o el estudio de la roca completa en el caso de tomografía. Adicionalmente se estudiaron algunos biomarcadores orgánicos para establecer la relación de la co-precipitación asistida por microorganismos en los geiseres del área de Tatio.

De la interpretación de los estudios de micro-fluorescencia de rayos X, se observó una distribución especial concéntrica alternada entre depósitos de carbonato y geysierita, en función de su afinidad química, por un lado y por el otro, la precipitación inducida por microorganismo en la deposición de carbonatos. En los estudios de difracción de rayos X se determinó la contribución biótica de carbonatos en las muestras. La tomografía de rayos X evidenció el crecimiento radial, segmentado y dirigido del oncolito por microorganismos.

Se concluye que este tipo de formación, puede ser utilizado en estudio de vida en otros planetas que presenten ambientes geotermales, ya que el registro de crecimiento de los microorganismos en estos ambientes puede ser preservado a través de eras geológicas.

Distribución y significado de alteración argílica avanzada circundando un domo riolítico, límite estatal Chihuahua-Sinaloa

José Francisco Valencia Cabrera¹, Ramón Mérida Montiel¹

¹Gerencia de Evaluación Minera, Servicio Geológico Mexicano.

josevalencia@sgm.gob.mx

RESUMEN

Este trabajo presenta un mapa de alteración hidrotermal generado utilizando la técnica de espectrometría de reflectancia a partir de firmas espectrales tomadas con el equipo portable espectroradiómetro PSR 3500 marca Spectral Evolution sobre el terreno y en afloramientos de un domo subvolcánico de composición riolítica envuelto por un halo de alteración hidrotermal de origen hipogénico, domo riolítico aparentemente de edad Terciaria (To-PR) en origen ligado a vulcanismo fisural y estratigráficamente emplazado discordante dentro de las unidades granodiorita batolito de Sinaloa (Kst-Pa), y andesitas-calizas de la Secuencia Vulcanosedimentaria Metamorfizada (JtKa Cz-A).

El área de estudio se localiza en la ranchería San Félix municipio de Guadalupe y Calvo, Chihuahua lugar cercano al límite estatal entre las entidades federativas de Chihuahua y Sinaloa, dentro de las hectáreas que ampara la Asignación Minera San José, zona actualmente en trabajos de exploración y prospección minera por el Servicio Geológico Mexicano (SGM).

Sobre el terreno se identifican cuarzo oqueroso (“vuggy”), alunita ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) e intensa silicificación acompañado por alteración pervasiva impregnando tonalidad blanca rojiza a los afloramientos sobre el terreno. El ensamble y distribución de la mineralogía de alteración hidrotermal se observa relacionada a procesos hidrotermales de mineralización epitermal de alta sulfuración producto de la actividad volcánica hidrotermal del domo riolítico. De esta manera los resultados de la caracterización de firmas espectrales indican mineralogía de alteración hidrotermal hipogénica (alta temperatura) aún con un ensamble mineral alunita+pirofilita+dickita propia de la alteración argílica avanzada planteada en el modelo de mineralización de ambiente epitermal de alta sulfuración. Por otra parte, importante es el alto contenido de pirita (FeS_2) diseminada dentro del halo de alteración argílica avanzada, en el cual los contenidos de Au son detectables en el rango 0.001 ppm Au- 0.050 ppm Au, relativamente bajos y dispersos sobre el terreno. Sin embargo, puntualmente en la zona de alteración cuarzo-sericítica, aparecen contenidos de 0.47% de Cu.

La distribución de afloramientos de domos riolíticos y halos de alteración hidrotermal hipogénica que los circundan se distribuyen local y regional con mayor frecuencia hacia el sector sur, convirtiéndose en guías para identificar áreas para explorar a detalle.

Presencia de actividad microbiana en las fumarolas del volcán Lastarria, Antofagasta, Chile

Juan I. Sánchez Avila¹, Enrique Iñiguez¹, Thomas G. Kretzschmar¹

¹Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica. Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana 3918. Zona Playitas. Ensenada, B.C. 22860. México.

²Departamento de Geología. División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana 3918. Zona Playitas. Ensenada, B.C. 22860. México.

isanchez@cicese.mx

RESUMEN

A través de herramientas de micro-fluorescencia de rayos X y trazadores orgánicos tales como algunos hidrocarburos y diversos lípidos, fue posible demostrar la existencia de actividad microbiana en rocas alteradas por las fumarolas del volcán Lastarria, en Chile. Este estudio posee aún más relevancia, pues las condiciones de altura (5,706 m s.n.m), radiación solar extrema y temperatura ambiental del desierto de Antofagasta, añaden un reto más para el desarrollo de los microorganismos.

El volcán Lastarria es un estratovolcán perteneciente a un complejo volcánico poligenético (CVL). Una de las características más notables del CVL es la presencia de abundantes depósitos de azufre, entre los que destacan la presencia de extensos flujos de azufre de hasta 300 m de longitud, los cuales presentan morfologías tipo pahoehoe. A pesar de que la evolución del CVL, y la geoquímica tanto de sus productos eruptivos y de las emisiones gaseosas es ampliamente conocido las alteraciones hidrotermales y los fluidos del CVL han sido estudiadas únicamente en un trabajo recientemente publicado.

El 21 de noviembre de 2014 se recolectaron muestras de rocas alteradas por las fumarolas y núcleos de azufre en 6 sitios del volcán (25°09'11" S, 68°31'22" E). Las muestras fueron analizadas en las instalaciones del Sistema de Laboratorios Especializados del Centro Mexicano en Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) en Ensenada, México. Se realizaron ensayos de microfluorescencia y también se analizaron trazadores orgánicos por medio de extracción asistida por ultrasonidos seguido de un fraccionamiento de los extractos por extracción en fase sólida y análisis por cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (GC-MS).

La presencia de ciertos compuestos orgánicos tales como ácidos grasos libres (predominando n-C16:0 y n-C18:0) y la abundancia de hidrocarburos ligeros (C12-C24) entre otros compuestos, sugieren una fuente potencial de organismos en las muestras. Los resultados de difracción de rayos X indican que en todas las muestras existe presencia de minerales típicos de las fumarolas tales como sulfatos de aluminio, yeso y azufre elemental. Este último, indicativo de ambientes reductores los cuales son nichos idóneos para organismos extremófilos.

Procesos de interacción agua/roca en salar de Aguas Calientes IV, Antofagasta, Chile

Thomas G. Kretzschmar¹, Juan Ignacio Sánchez Ávila² y Enrique Iñiguez²

¹Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada, División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geología. Carretera Ensenada-Tijuana 3918. Zona Playitas. Ensenada, B.C. 22860. México.

²Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada. Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica. Carretera Ensenada-Tijuana 3918. Zona Playitas. Ensenada, B.C. 22860. México.

tkretzsc@cicese.mx

RESUMEN

El salar de Aguas Calientes IV está ubicado en la región de Antofagasta, Chile, a una altura de 3670 m en la sección del altiplano cerca de la frontera con Argentina. La cuenca hidrológica cubre un área de 656 km² con elevaciones de más de 6700 m (Volcán Llullillaco). El salar cubre un área de 20 km² de los cuales 2 km² están cubiertos por agua. La laguna recibe la mayor aportación de agua de dos manantiales ubicados cerca de la antigua mina de borato (24°58'35" S, 68°37'33" E) con un gasto mayor de 4 L/s para el manantial principal y aproximadamente de 1 L/s del segundo manantial cubriendo una sub-cuenca de aproximadamente 200 km².

Adicionalmente existe una aportación difusa de agua dulce en esta zona y manantiales de menor gasto en la orilla del salar. Otras aportaciones de manantiales a la laguna se encuentran en las coordenadas 24°59'25" S, 68°36'24" E, sin embargo, son de menor importancia. La cantidad de sólidos totales disueltos del salar varían entre 850 mg/L y 340,000 mg/L.

El muestreo de sedimentos, agua de manantial y agua del salar fue realizado entre el 20 y 22 de noviembre de 2014. Adicionalmente se llevaron a cabo dos transectos, uno al norte y el segundo al sur de los manantiales desde el inicio del salar hasta el espejo de agua. Las muestras fueron analizadas en las unidades de análisis de rocas, de fluidos y de isótopos estables del CeMIE-Geo en Ensenada, Baja California. Los sedimentos fueron analizados por XFD, XFR y tomografía computarizada.

La conductividad eléctrica varió en el transecto I entre 3.3 mS/cm y 10 mS/cm y para el transecto II entre 1.6 mS/cm y 9.05 mS/cm. Un manantial aminando en la orilla de salar mostro la CE más baja con 0.91 mS/cm mientras los manantiales principales mostraron CE de más de 1.8 mS/cm. Para los transectos se encontraron variaciones en los compuestos orgánicos analizados.

GEOQUÍMICA Y PATRIMONIO CULTURAL

Caracterización geoquímica y procesos de alteración del Edificio B "Altar de cráneos", Zona Arqueológica Templo Mayor, Cd. de México

G. Mora-Navarro¹, R. López-Doncel², A. Aguillón-Robles², M. E. García-Arreola², M. Espinosa-Pesqueira³

¹Coordinación Nacional de Conservación del Patrimonio Cultural, INAH

²Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

³Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares

gabrielamoranaavarro@ gmail.com

RESUMEN

La Zona Arqueológica de Templo Mayor, recinto ceremonial de la ciudad mexicana de Tenochtitlan (1325- 1521), se ubica en el actual Centro Histórico de la Ciudad de México. Las excavaciones sistemáticas en esta zona a partir de la década de 1970, han dejado al descubierto paulatinamente los vestigios de las principales estructuras, destruidas y sepultadas tras la conquista española. El Edificio B, ubicado al norte del basamento principal, como el resto de las estructuras del sitio y los inmuebles emplazados en el Centro Histórico de la Ciudad de México, se encuentra expuesto a condiciones ambientales poco favorables para su conservación, que redundan en diferentes grados de alteración de su fachada.

A través del registro termográfico del edificio y de los estudios químico-mineralógicos de los materiales constructivos y de sus eflorescencias (que implicaron el uso de las técnicas de petrografía, FRX, MEB-EDS, ICP-MS, ICP- OES), se logró la caracterización geoquímica y de fases cristalinas de algunas variedades de tobas, andesitas y basaltos que integran las fachadas. A partir del análisis de la información generada se identificaron los principales mecanismos de deterioro de las rocas, entre los que se reconoce una relación directa entre la composición mineral y las condiciones de humedad en ese lugar.

El uso de diagramas binarios con graficado de Si con respecto de otros elementos como los álcalis totales (Na+K), Ca, Ba, Rb y Sr, resultó útil para identificar correspondencia entre relación química, tipo de roca y su susceptibilidad a la alteración. Asimismo, en particular el enriquecimiento de rubidio en las muestras problema se relaciona con su movilidad en condiciones acuosas, con la consecuente argilización de los feldespatos; alteración que incrementa su higroscopicidad y la consecuente disgregación de la matriz de las rocas que los contienen. Por lo antes expuesto, se reconoce que las andesitas presentan coeficientes de alteración mayores que tobas y basaltos como componentes de fachada.

La caracterización precisa de los materiales presentes en los inmuebles, con métodos no invasivos en lo posible, así como el registro detallado de su estado de conservación y las condiciones ambientales *in situ* son fundamentales para la integración de un estudio diagnóstico, mismo que ha de permitir la planeación de la intervención y el diseño de estrategias de conservación del edificio a largo plazo.

Expansión hídrica e higríca en tobas volcánicas usadas en la construcción de inmuebles coloniales y modernos de México. Importancia del contenido de minerales arcillosos

R. López-Doncel¹, W. Wedekind², R. Dohrmann³, S. Siegesmund²

¹Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

²Geoscience Centre of the University of Göttingen, Germany.

³Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) Hannover, Germany.

rlopez@uaslp.mx

RESUMEN

En México las tobas volcánicas son las rocas naturales de construcción más utilizadas tanto en edificios considerados patrimonio colonial de México, como en la arquitectura moderna. Estas rocas al ser empleadas en las fachadas y muy comúnmente como piezas labradas en balcones, ventanas, puertas y monumentos, están expuestas al agua y la humedad, lo que ocasiona expansión mecánica del *corpus*.

Las tobas volcánicas poseen por lo general un importante porcentaje en porosidad debido al escape de gases durante su formación, lo que permite la interacción de agua ya sea líquida o en fase de vapor con la roca, provocando con esto, intercambios iónicos y catiónicos importantes. Los minerales arcillosos son productos secundarios generados por dicha interacción en las tobas y tienen la capacidad de intercambiar cationes, de tal forma que pueden generar expansión que podría ser la causa del “alargamiento” de las rocas. De este modo, la expansión hídrica e higríca (ocasionadas por el contenido de agua y por el aumento de humedad en la roca respectivamente) son dos de los procesos más agresivos que afectan a las rocas utilizadas comúnmente como elementos de construcción.

Sin embargo, en este caso en particular los estudios de CEC, FRX, DRX y petrográfico-mineralógicos permitieron establecer que las causas de la expansión hídrica e higríca en las tobas estudiadas no depende de la presencia de minerales arcillosos, sino que factores como la textura, la fábrica de la roca (dependiente de la composición química-mineralógica) y la distribución del radio de poro, que juegan un papel más importante en este fenómeno.

Metodología para el estudio in situ de lítica Mesoamericana mediante técnicas espectroscópicas no destructivas

Mayra D. Manrique Ortega, Alejandro Mitrani Viggiano, Jaqueline R.D. Cañetas Ortega, José Luis Ruvalcaba Sil

Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México

mayma@fisica.unam.mx

RESUMEN

La identificación y caracterización de minerales ha sido abordada desde distintos puntos de vista dentro del campo de las Ciencias de la Tierra, con uso de técnicas desarrolladas en los campos de la física y la química. Hasta hoy en día los procedimientos empleados para dicho fin son en su mayoría técnicas de carácter destructivo o invasivo. En el contexto cultural, los minerales y rocas de interés arqueológico son aquellos utilizados como materia prima en la elaboración de piezas de uso ritual o religioso, suntuario o de prestigio y de uso cotidiano, cuyo manejo con fines de investigación requiere de una metodología especial aplicable a los bienes clasificados como patrimonio cultural de la nación. En la actualidad, el desarrollo y mejora de técnicas analíticas no destructivas y no invasivas con equipos portátiles han incrementado el número de análisis científicos a este tipo de objetos, pero aún son escasos los estudios detallados sobre la composición y estructura de los materiales con los que se elaboraron muchas de las piezas de lítica que poseen los acervos. Asimismo, tanto la identificación y prospección de yacimientos aprovechados durante la época prehispánica, como una base de datos específica, son algunas de las necesidades más imperantes en este campo para los estudios de procedencia de la materia prima e intercambio. El presente trabajo se enfoca en proponer una metodología no invasiva con equipos portátiles que permita caracterizar e identificar in situ minerales de interés arqueológico, sobre todo de piedras verdes, con un énfasis en el jade, mediante técnicas espectroscópicas. Asimismo, se busca optimizar las bases de datos actuales, tomando en consideración las posibles variables históricas y culturales que pueden ser relevantes en la caracterización de una pieza arqueológica; se propone la implementación de materiales de referencia específicos para este tipo de estudios.

Se agradece el apoyo de los proyectos CONACYT LN 232619, LN 260779 y LN 271614, así como el apoyo parcial de los proyectos PAPIIT UNAM IN110416 y CONACYT CB 239609

Fenómeno de decoloración y oscurecimiento de teselas de mosaico azteca del Templo Mayor (Tenochtitlán)

Jasinto Robles-Camacho¹, Marco Antonio Meneses-Nava²

¹Laboratorio de Arqueometría del Occidente (LARQUEOC). Instituto Nacional de Antropología e Historia, Centro INAH Michoacán

²Centro de Investigaciones en Óptica, A.C., Grupo de Propiedades Ópticas de la Materia (GPOM)

jasinto_robles@inah.gob.mx

RESUMEN

Dentro de los hallazgos arqueológicos de las exploraciones realizadas en el sitio del Templo Mayor (Tenochtitlán) durante la última década, se cuentan mosaicos de teselas individuales de entre 1.8 y 2.4 mm de roca azul-verde, que forman parte de orejeras con evidencias de decoloración en sus bordes y manchas oscuras en el centro de algunas de las piezas. Las observaciones por microscopia de fuerza atómica (AFM) indican que todas las piezas analizadas presentan el mismo arreglo micro cristalino, con formas ovoides a botroidales. Las estructuras presentan aplastamiento y alargamiento parcial por acción mecánica, principalmente en las superficies pulidas. Este efecto reduce los espacios porosos; en contraparte, las porciones no pulidas muestran espacios porosos y por lo tanto mayor susceptibilidad al ingreso de moléculas de agua. Tres de siete piezas analizadas por espectroscopia Raman (RS) muestran una buena señal y el espectro procesado corresponde con el del mineral turquesa - $\text{CuAl}_6[(\text{OH})_2\text{PO}_4]_4$. Algunos efectos de decoloración en ese tipo de estructuras cristalinas son debidos al agua absorbida o al agua cristalina; la concentración cada vez mayor de agua en la estructura cristalina modifica las condiciones de termo-estabilidad del material en general, de tal forma que la turquesa tenderá al blanqueamiento conforme se incrementa la inclusión de agua en la red.

Blanqueamiento de las teselas de turquesa. La decoloración de las teselas de turquesa del mosaico de una orejera del Templo Mayor, se debe a un fenómeno combinado de porosidad de la pieza y la invasión de agua en la red cristalina, ocupando principalmente los espacios hidroxonio $[\text{Cu}(\text{O}_2\text{H})_4]^{2+}$, con el consecuente reacomodo de Cu^{2+} . Este fenómeno se registró a diferentes niveles en las piezas, dependiendo de su susceptibilidad, provocada por la presencia permanente de agua y el pulido de la superficie.

Oscurecimiento de las plaquetas de turquesa. El oscurecimiento de las mini-plaquetas se debe aparentemente a un fenómeno combinado de enriquecimiento de iones de Fe^{3+} en un ambiente acuoso, provocado por actividad bacteriana y su ingreso a las moléculas. La abundancia de hierro en el micro-sistema sería explicada por la presencia de pirrotita, pirita con trazas de cobre (¿espejo?) o algún otro elemento cultural dentro de la ofrenda rico en hierro, el cual debió ser liberado por actividad micro-bacteriana del género *Thiobacillus* (*Thiobacillus caldus* o *ferrooxidans*).

Petrographical analysis, whole rock chemistry and mineralogical composition of volcanic rocks in the pyramids of Plazuelas in Guanajuato, Mexico

Christopher Pötzl¹, Rubén López-Doncel¹, Wanja Wedekind¹, Siegfried Siegesmund¹

¹Geoscience Centre of the Georg August University Göttingen, Germany

²Geological Institute, Autonomous University of San Luis Potosí, Mexico

christopher.poetzl@gmx.de

RESUMEN

The pyramids of Plazuelas are located in the federal state of Guanajuato, in Central Mexico. Built at approximately 450 AD by the Chichimecas, a sophisticated predecessor culture of the Aztecs that populated the adjacent Bajío region, the temple complex was abandoned around 900 AD. After it was buried for several centuries due to sedimentation, it was rediscovered and excavated in 1998.

In the present study seven volcanic rocks used for the construction of the pyramids were analysed in terms of their pore space, water transport and retention properties, as well as their mechanical properties and weathering characteristics. Mineralogical composition and whole rock chemistry were analysed by both optical and geochemical methods (polarized light microscopy, X-ray diffraction and X-ray fluorescence spectroscopy).

Based on the whole rock chemistry the majority of the rocks were classified as tuffs. The analysis of the mineralogical composition led to a differentiation of tuff types based on size of clasts and types of main clasts.

With few exceptions the rocks tend to show higher capillary water absorption, as well as higher thermal and hydric expansion when they provide higher amounts of SiO₂. But at the same time they show higher resistance against salt loading. Since the field survey uncovered substantial types of damage in the used building stones, that are proven to be strongly connected to moisture expansion and salt weathering, the understanding of the influence of the geochemistry on the weathering behavior of these rocks is substantial.

An interesting finding of this study is, that one type of rock with a dacitic composition, that is located between the both groups of extrema, with high and low SiO₂ content, shows the lowest resistance against weathering and damaging processes. Amongst others we address this behavior to a higher amount of zeolites.

HIDROGEOQUÍMICA

Uso de la regresión en isótopos estables del agua de lluvia del altiplano zacatecano

Adán García-Martínez, Julián González Trinidad; Hugo Enrique Junez Ferreira; Dagoberto Chávez
Carlos

Universidad Autónoma de Zacatecas, Maestría en Ingeniería Aplicada con Orientación en Recursos Hidráulicos,
Zacatecas, México

jgonza@uaz.edu.mx

RESUMEN

La ciencia está empleando cada vez más las determinaciones de isótopos para entender la relación precipitación-atmósfera, como fuentes y factores que influyen en el ciclo hidrológico. Los isótopos estables presentes ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) en las precipitaciones se han utilizado como un método de observación para determinar el origen del agua subterránea.

Esta investigación es el inicio del monitoreo del agua de lluvia y su caracterización isotópica para definir la línea meteórica del estado de Zacatecas en la región del altiplano y su aplicación para determinar el origen de la precipitación del agua subterránea de la zona árida de la entidad. El análisis estadístico de los datos de isótopos se hizo a través de la correlación ($n=29$ muestras) y el modelo de regresión lineal ordinaria para las variables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. La línea definida fue $\delta\text{D}=5.6795 \delta^{18}\text{O}- 2.777$ con una $R^2 = 0.9376$. Considerando el coeficiente de correlación se observa que existe una relación lineal significativa entre dichos isótopos. Se concluye que durante el periodo de muestreo los valores de los isótopos $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ variaron para el $\delta^{18}\text{O}$ de -8.843 a -17.788 ‰ y δD de -110.178 a -84.758 ‰ de junio a septiembre del 2014, mientras que para el periodo 2015 $\delta^{18}\text{O}$ varió de -12.561 a -3.028 ‰ y para δD -88.762 a -20.036 ‰ respectivamente.

La línea meteórica de agua (LMWL) para el altiplano zacatecano permitirá definir el comportamiento de las precipitaciones y su efecto en posibles zonas de recarga del agua subterránea.

Anomalías geoquímicas de sílice, arsénico y fluoruros en la región hidrológica NE del Valle de Celaya, México

Blanca Sofía Amézaga-Campos, Alberto Arias-Paz, Marco Antonio Rubio-Ramos, Ruth Esther Villanueva-Estrada

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

sophy1890@gmail.com

RESUMEN

El acuífero Valle de Celaya se ubica en el Graben de Celaya; una zona afectada por un sistema conjugado de fallas: Taxco (N-S) e Ixtla-La Joya (N25°W). La columna litológica tipo en la zona está integrada por basaltos intercalados con tobas ácidas e intermedias en la base, que constituyen el medio fracturado del cual se extraen volúmenes considerables de agua, mientras que, en la parte superior de la columna, y cerca de la superficie, se hallan depósitos lacustres y aluviales con intercalaciones de tobas ácidas.

La recarga media anual registrada es de 286.6 millones de m³ y el volumen de extracción de agua es de 593 millones de m³. En condiciones iniciales el Valle de Celaya estaba conformado por dos acuíferos, uno superior con agua fría y recargado por aguas del Río La Laja; otro profundo con agua termal. La recarga horizontal proviene del NE y la sobreexplotación histórica (mayor demanda hídrica) ha deformado los niveles de la red piezométrica, generando importantes conos de abatimiento. Actualmente los volúmenes importantes de agua se extraen del acuífero profundo proveniente de medio fracturado inferior.

Los análisis hidrogeoquímicos muestran que el tipo del agua subterránea es de mezcla predominantemente bicarbonatada sódico-cálcica con bajo contenido de cloruros.

El uso de la relación cloruro-bromuro como trazador de recarga incidental con agua residual en el acuífero costero del Valle de Maneadero, B.C.

C. Gilabert-Alarcón¹, S.O. Salgado-Méndez¹, L.W Daesslé-Heuser¹, T. Kretzschmar²

¹Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Baja California

²Departamento de Geología, CICESE, Ensenada, Baja California.

walter@uabc.edu.mx

RESUMEN

El acuífero de Maneadero sustenta la productividad agrícola del Valle y constituye la fuente de abastecimiento más importante para la ciudad de Ensenada. Debido a la sobreexplotación desde 1970, el acuífero se encuentra afectado por intrusión salina, con la consecuente desertificación de cientos de hectáreas antes productivas. Con el propósito de mitigar el problema de escasez de agua y salinidad del acuífero, desde el año 2014 se descarga agua residual tratada sobre los lechos de los arroyos San Carlos y Las Ánimas, que representan los sitios principales de recarga natural del acuífero.

Con el objetivo de identificar diferentes tipos de agua en el subsuelo, se empleó la relación cloruro-bromuro y sólidos totales disueltos-bromuro, de aguas de pozos de abastecimiento en todo el valle y de muestras de agua residual tratada de los arroyos. La relación molar cloruro-bromuro en aguas marinas presentan un valor promedio de 655 con una concentración de 5,000-20,000 mg L⁻¹ de cloruro y 35,000 mg L⁻¹ de sólidos totales disueltos. La incorporación de aguas residuales tratadas incrementa esta relación molar entre 900-1,400 y disminuye la concentración de cloruros y sólidos totales disueltos de entre 1,000-4,000 mg L⁻¹ y 3,000 mg L⁻¹, respectivamente. Los resultados mostraron una correlación significativa entre las concentraciones de bromuro y cloruro ($R^2 > 0.96$), así como de bromuro y sólidos totales disueltos ($R^2 > 0.80$). Esto indica que la concentración de sólidos totales disueltos puede utilizarse como parámetro para estimar los niveles de bromuro en aguas subterráneas, con la ventaja sobre el cloruro de ser fácil y rápido de analizar. Con base a la relación molar, se identificaron tres grupos de agua: (1) aguas características de clima árido costero, con una relación molar promedio de 1,061 y 803 mg L⁻¹ de cloruros; (2) aguas residuales incorporadas por fosas sépticas y vertimiento en arroyos con una relación molar promedio de 932 y 2,108 mg L⁻¹ de cloruros, y (3) aguas con aporte marino, con una relación molar promedio de 671 y 8,703 mg L⁻¹ de cloruros. Los resultados se comparan con datos existentes de nitratos, así como resultados actuales de carbono orgánico disuelto y sus relaciones de isotopos estables.

Calidad del agua en arroyos de importancia ecológica en el estado de Michoacán

Ruth Alfaro-Cuevas-Villanueva¹, Maricela Hernández-García², Nancy Alvarado-Gómez², Ileri Suazo-Ortuño³, Rosenda Aguilar-Aguilar⁴

¹Facultad de Ingeniería Química, UMSNH

²Maestría en Ciencias en Ingeniería Ambiental, UMSNH

³Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales, UMSNH

⁴Facultad de Biología, UMSNH

racv11@gmail.com

RESUMEN

Se tomaron muestras de agua de 16 arroyos localizados en el noreste, centro y noroeste del Estado de Michoacán, en los municipios de Hidalgo, Charo, Morelia, Salvador Escalante, Tacámbaro y Queréndaro, los cuales son considerados de importancia ecológica debido a que son hábitat de la salamandra de montaña (*Ambystoma ordinarium*), anfibio que se encuentra actualmente en peligro de extinción. Se determinaron parámetros fisicoquímicos y bacteriológicos, mediante técnicas convencionales de laboratorio, además de metales pesados y arsénico por espectrometría de absorción atómica, todos siguiendo las especificaciones de la normatividad mexicana. Se realizaron dos campañas de colecta en los meses de abril y septiembre de 2015. Las muestras para las determinaciones fisicoquímicas se tomaron en botellas de polietileno de alta densidad (HPDE), las muestras para parámetros microbiológicos en bolsas de plástico estériles y las muestras para metales pesados en botellas de HDPE previamente descontaminadas con HNO₃. Los parámetros analizados fueron temperatura, pH, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica, dureza total, alcalinidad total, DBO₅, sólidos totales, disueltos y suspendidos, cationes, aniones, coliformes fecales, metales pesados y arsénico. Los resultados obtenidos se compararon con las recomendaciones de la normatividad mexicana y la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (USEPA), observándose que con excepción de los coliformes fecales y el hierro, ninguno de los parámetros analizados supera los límites máximos permisibles para agua potable en los arroyos estudiados.

MINERALOGÍA APLICADA

Análisis Sedimentológico-Petrográfico en Playas de Bahías de Huatulco, Oaxaca y sus Implicaciones Ecológicas y Ambientales

Andros Daniel Cruz Salmerón¹, Mayumy Amparo Cabrera Ramírez¹ y Arturo Carranza Edwards²

¹Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, 04510, México D.F., México

²Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad Académica de Procesos Oceánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, 04510, México D.F., México

mayumycr@unam.mx

RESUMEN

Oaxaca es un estado reconocido mundialmente por su riqueza cultural, gastronómica y natural que se encuentra limitado al oeste por el Océano Pacífico, formando cerca de 600 km de litoral y que contiene en su parte central al Parque Nacional Huatulco (PNH), un ecosistema que desde el punto de vista ecológico y ambiental es de vital importancia ya que es el hábitat de un gran número de especies terrestres y marinas tanto de flora como de fauna. Las playas son un ejemplo de ecosistema, el cual, desde el punto de vista geológico, es el lugar donde se acumulan los materiales que están en los alrededores de la acción del oleaje. Los estudios geológicos relacionados con este hábitat permiten establecer estrategias de protección y conservación de especies. Las playas oaxaqueñas son hábitats importantes que sirven como sitios de anidación de tortugas marinas, que a pesar de ser organismos que evolucionaron desde el Jurásico, actualmente existen sólo seis especies en todo el mundo, todas ellas en peligro crítico de extinción. Es por esto que, sumado a los programas de conservación, en este trabajo se hace un estudio de las propiedades sedimentológicas, petrográficas y geoquímicas de las arenas de nueve playas ubicadas en Huatulco, Oaxaca, con la finalidad de describir y caracterizar las arenas, así como los ambientes de formación y su posible relación con la presencia de la especie Tortuga Golfina, *Lepidochelys Olivácea*.

Estudio petrográfico de pavimentos de concreto: Para la identificación de minerales reactivos con los álcali-sílice.

Brandon Gutiérrez Montiel, Cynthia Melissa Flores Enríquez

Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería, Chihuahua, código postal 31125

a265095gutierrez@gmail.com

Se ha observado en los últimos años como la reacción álcali –sílice agregado se manifiesta en el concreto, en particular cuando la suma de los álcalis (Na_2O y K_2O) presentes en el cemento reacciona con ciertos agregados reactivos silíceos. Dependiendo del tiempo, temperatura y tamaño de las partículas, todo silicato o mineral silíceo como el ópalo, tridimita (cristalina) o formas amorfas (obsidiana, calcedonia), así como algunos compuestos pétreos como cherts calcedónicos, piedras limo-silíceas o volcánicas como riolitas, dacitas, andesitas y metamórficas como filitas, todos éstos materiales pueden reaccionar con una solución alcalina. En este estudio se llevó a cabo la realización de un estudio petrográfico principalmente a partir de la extracción de los núcleos de concreto. El siguiente paso fue la realización de láminas delgadas de cada uno de los núcleos para realizar el estudio petrográfico tomando en cuenta las normas técnicas en donde se utilizaron rejillas para el conteo de rocas y minerales más finos en la pasta o matriz de la muestra de concreto. La identificación de minerales reactivos en las láminas que se elaboraron nos muestra que la mayoría presentan pruebas de que se empieza a formar un gel producto de la reacción álcali sílice, pudiéndose observar en 15 láminas y en 5 sin alguna prueba de la reacción. La reacción álcali-sílice se presenta principalmente bajo forma de pequeños bordes brillantes y microfracturamientos en algunos agregados de rocas silíceas. Otros indicios que demuestran que se ha producido la reacción son de un grado mínimo y se pueden observar en las láminas delgadas. Las principales rocas y minerales que se consideran reactivos y que son potenciales para desarrollarse, corresponden a la riolita, andesita y calcedonia. En cambio, las rocas con baja radiactividad que fueron observados fue en el granito y ciertas rocas compuestas principalmente de cuarzo microcristalino y cristalino como por ejemplo en cherts y algunas rocas detríticas (areniscas).

MINERALOGÍA GENERAL

Clasificación moderna de las sulfosales y descripción de las sulfosales identificadas en el Distrito Minero de Zimapán, Hidalgo.

Guadalupe Villaseñor Cabral¹, Alfredo Victoria Morales², Cesar Alejo Jiménez², Marco Antonio Rubio-Ramos³

¹Investigadora retirada del Instituto de Geología UNAM mgvc@gamil.com

²Facultad de Ingeniería, UNAM victoria@unam.mx, cesar4lejo@gmail.com

³Instituto de Geofísica

tlatoani.mr@gmail.com

RESUMEN

Las sulfosales es un grupo de minerales relativamente abundantes en muchos yacimientos polimetálicos de metales base y metales preciosos. El término sulfosal se viene empleando por los mineralogistas desde el siglo XIX considerando a aquellos minerales que cumplen con la fórmula general $(Me^+, Me^{+2}...)x[(Bi, Sb, As)^{+3}Te^{+4}]y[(S, Se, Te)^{-2}]z$, donde Me corresponde a un metal (Ag, Sn, Cu, Pb, Zn, etc.) y estructuralmente el S se encuentra enlazado tanto a los metales como a los metaloides, lo que ocasiona que se tengan estructuras muy complejas, lo que ha llevado a una clasificación sistemática de estos minerales. Actualmente, se reconocen seis subgrupos que incluyen a cerca de 200 especies, algunas probables variedades y otras seguramente nuevos minerales aun por caracterizar. En México estudios detallados de mineralogía han permitido reconocer este tipo de fases minerales en distritos mineros tan importantes como Fresnillo, Zacatecas (sulfosales de plata), Zimapán, Hidalgo (sulfosales de plomo y bismuto), Tizapa, México (sulfosales de cobre y plata), etc. Reconociendo que los minerales del grupo de la tetraedrita son los geográficamente con mayor distribución.

El distrito Minero de Zimapán corresponde a un modelo tipo skarn con etapas de mineralización prógrada y retrógrada o hidrotermal y una zona supergénica importante. En la etapa retrógrada se han identificado sulfosales. Hacia la parte oriental del Distrito se observa una predominancia de jamesonita-boulangerita y hacia el poniente meninginita.

El reconocimiento de estos minerales es muy importante desde el punto de vista de la metalogenia para determinar las diferentes etapas de mineralización y tipo de composición de los fluidos de un yacimiento mineral y desde el punto de vista económico para resolver problemas de beneficio donde los concentrados puedan contener elementos que se castigan que son constituyentes esenciales de las sulfosales.

Mineralogía y litofacies de los depósitos hidrotermales superficiales del sistema geotérmico de San Agustín del Maíz, Michoacán, Mexico

Emmanuel Olvera García ^{1,3}, Mikhail Ostrooumov ^{1,2} y Víctor Hugo Garduño Monroy ^{1,2,3}

¹ Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio

² Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

³ Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo)

emmanuelog_08@outlook.com

RESUMEN

Los depósitos de sílice opalina ocurren alrededor de los manantiales termales, estos se depositan a partir de aguas casi neutrales de tipo álcali-cloruradas descargadas en la superficie y que se enfrían debajo de los 100 °C; a este tipo de depósitos se les conoce de manera general como sínter. Estos depósitos son importantes en la exploración geotérmica ya que representan comúnmente la manifestación superficial de un gran sistema geotérmico con temperaturas superiores a los 175 °C en el subsuelo, el cual puede ser aprovechado como energía geotérmica. El agua caliente bajo altas presiones es capaz de disolver grandes cantidades de sílice como ácido monosilícico, Si(OH)_4 , el cual es depositado en superficie. Además, estos depósitos son considerados indicadores tectónicos por la estricta relación entre el depósito hidrotermal y el fallamiento, sugiriendo que la edad del sínter puede ser indicativa de la edad del fallamiento. Finalmente, estos depósitos pueden dar información útil sobre la geometría y a menudo la cinemática de estructuras principales y sus estructuras menores relacionadas. Los depósitos hidrotermales de sílice cambian su mineralogía durante su maduración, cuando inicialmente se deposita el sínter consiste de sínter opalino no cristalino (ópalo-A), el cual se transforma a ópalo paracristalino tipo CT +/- ópalo C y eventualmente a cuarzo microcristalino; los estudios sugieren que la aparición del cuarzo microcristalino comienza después de los 10 ka. En la zona centro-sur del Lago de Cuitzeo en la comunidad de San Agustín del Maíz se encuentran manantiales termales e hirvientes que se encuentran coexistiendo con depósitos de sínter, estos depósitos presentan formas de terrazas, montículos y presas. Los primeros resultados del análisis mineralógico mediante el método de difracción de rayos X y espectrometría infrarroja mostraron la presencia de ópalo C, ópalo CT, cuarzo, sanidino, clinoptilolita, entre otros. En las facies proximales se ha encontrado la presencia solamente de ópalo y en las facies distales la coexistencia con otros minerales. El sínter estudiado no mostró la presencia de cuarzo microcristalino por lo cual se interpreta como de una edad inferior a los 10 ka, edad que podría corresponder con una importante actividad tectónica.

Geoquímica y Tipomorfismo de Amazonita

Mikhail Ostrooumov

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

ostroum@umich.mx

RESUMEN

De acuerdo con datos recientes, en las 1500 apariciones globales de las pegmatitas graníticas, aproximadamente 80% contienen amazonitas en asociación con metales económicos (Ta, Nb, Sn) y tierras raras (TR). Por eso, en las últimas décadas se ha evaluado el uso de la amazonita en la búsqueda y prospección de yacimientos minerales que están relacionados con los complejos granitoides específicos: a) los leucogranitos alaskíticos, b) los granitos subalcalinos y c) los granitos alcalinos. Existen diferentes opiniones al respecto. Las contradicciones en la evaluación de esta posibilidad radican en la falta de la caracterización detallada de la posición geológica y petrológica de la amazonita, así como también en la investigación de su composición química, estructura y propiedades (atributos tipomorfos) correspondientes en cada tipo genético de las formaciones graníticas concretas. La comprensión de todos estos aspectos serviría de clave para resolver correctamente este problema práctico. Por otro lado, tomando en cuenta una serie de estudios sobre la amazonita, se ha establecido su significado importante en las investigaciones mineralógicas y geoquímicas contemporáneas, por ejemplo, la capacidad de acumular elementos alcalinos raros y como consecuencia convertirse en una materia prima potencial para su explotación; la posibilidad de ser utilizada para la determinación de la edad radiométrica y de servir como el indicador genético y mineralógico de los complejos graníticos. En el presente trabajo se examinan las características que inciden en la distribución geológica de la amazonita, la relación existente entre sus manifestaciones y yacimientos con los tipos genéticos específicos de las formaciones de granitoides. Además, se describen las condiciones geológicas, mineralógicas y geoquímicas de formación, diversas propiedades y los atributos tipomorfos de la amazonita (composición química, estructura cristalina, color, etc.). Por lo tanto, en la descripción sistemática de la amazonita, los atributos tipomorfos juegan un papel importante, ya que expresan un cambio en la composición química en las particularidades de la estructura cristalina y en el color, es decir, en el conjunto de las particularidades específicas de su cristalografía y diversas propiedades.

Vanadio nativo V, nuevo mineral en el volcán Colima (México)

Mikhail Ostrooumov¹, Yuri Taran²

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

²Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México

ostroum@umich.mx

RESUMEN

La escasez histórica de descubrimientos minerales en México no tiene justificación, tomando en cuenta la diversidad geológica y la tradición minera de este país. Entre los ambientes geológicos con la mayor probabilidad de encontrar nuevas especies minerales se encuentran los volcanes que registran procesos fumarólicos intensos. Tomando en cuenta esta información, se ha empezado la búsqueda de nuevos minerales holotipos en México con el estudio detallado de los minerales sublimados que se forman en las fumarolas de volcanes mexicanos. La mayoría de estos volcanes se encuentra en la provincia geológica del Cinturón Volcánico Trans-mexicano. Entre ellos el Volcán Colima ha llamado nuestra atención puesto que es el volcán más activo del continente americano. Durante los últimos 430 años el Volcán Colima ha presentado alrededor de 50 erupciones que lo coloca como el más activo de Norteamérica. Las primeras investigaciones mineralógicas de los sublimados del Volcán Colima han mostrado una amplia diversidad de las especies minerales y la formación de unas especies raras y exóticas, en particular Au (Oro nativo), sulfuros y sulfatos de vanadio y telurio. El muestreo mineralógico fue realizado por medio de tubos de sílice que fueron insertados en aberturas de escape para recolectar las precipitaciones de gases en sus partes internas (zona fumarólica Z3, T = 700-800 °C). El vanadio nativo, V, es un nuevo mineral recientemente descubierto en esta zona del cráter del volcán de Colima, México. El vanadio nativo fue encontrado entre los sublimados de gases volcánicos en el intervalo de 550 – 680 °C en paragénesis con colimaita (K_3VS_4) y shcherbinaita (V_2O_5). El vanadio nativo, V es una nueva especie mineral descrita aquí por primera vez, que se encuentra asociada a diversos minerales ya conocidos en las fumarolas del volcán de Colima. El vanadio y su nombre han sido aprobados por la "Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification" (CNMNC) de la "International Mineralogical Association" (IMA) con el voto No. # 2012-021a.

Ópalos mexicanos: nuevos datos cristaloquímicos

Mikhail Ostroomov

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, 58030, México

ostroom@umich.mx

RESUMEN

México es uno de los principales productores de ópalo natural (comunes y “nobles”) en el mundo. Ellos son de origen volcánico a diferencia de los ópalos sedimentarios de Australia y Brasil, los cuales fueron estudiados extensamente a partir de los años sesentas del siglo XX. Resulta paradójico el hecho de que al final del siglo pasado en la bibliografía mineralógica y gemológica no había trabajos publicados referentes a la caracterización cristaloquímica y diversas propiedades de ópalos naturales mexicanos [www.mineralog.net]. Por lo anterior, durante la última década se realizó el estudio mineralógico de la caracterización cristaloquímica, micro- y nanoestructural, espectrométrica y tipomórfica de los ópalos nobles y comunes de los yacimientos más importantes de México, los cuales se concentran en su mayoría en la provincia geológica del Cinturón Volcánico Mexicano, en particular nos referimos a las diversas minas que se encuentran en los siguientes estados: Querétaro, Jalisco, Nayarit y Guanajuato. Los ópalos mexicanos fueron encontrados en las tobas riolíticas del volcanismo Terciario tardío el cual es típico para CVM. Los ópalos volcánicos mexicanos fueron estudiados con la ayuda de las siguientes técnicas analíticas que son ampliamente usadas en la mineralogía contemporánea: espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP MS), difracción de rayos X (DRX), microscopía electrónica de barrido (MEB), microscopía de fuerza atómica (AFM), espectroscopía óptica, infrarroja, Raman y colorimetría. Los resultados de los estudios mineralógicos han permitido obtener nuevos datos sobre los ópalos mexicanos. En particular, se ha reportado una nueva micro y nanoestructura que está constituida de los nanogranos (10-50 nm de diámetro, las cuales forman lepiesferas de tamaño apropiado (150-300 nm) para difractar la luz visible (ópalos nobles). Las lepiesferas que no están organizadas con diferente grado de orden o se caracterizan por los tamaños inadecuados no provocan el juego de colores (ópalos comunes).

Caracterización mineralógica de caolines (DRX y SEM) del área de Huayacocotla, Veracruz.

Yezmín Ivón Hernández Pérez¹, Teresa Pi Puig¹

¹Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM.

yezamin_22@hotmail.com

RESUMEN

La explotación de diversos yacimientos de caolín se realiza en México desde tiempos de la colonia, cuando se empieza a fabricar loza de porcelana y distintos objetos en los que se emplea ese grupo mineral. En la actualidad dicho mineral se utiliza también en otras muchas aplicaciones industriales como son por ejemplo la elaboración de papel, la fabricación de caucho y las industrias farmacéutica y de cosméticos.

Por las condiciones geológicas y climáticas de México, nuestro país posee importantes yacimientos de dicho mineral, pero la industria mexicana es deficitaria en dicho producto ya que la mayoría de este producto se está importando principalmente de Estados Unidos, Francia y España. Eso se debe en parte a que el grado de pureza mineralógica y las características texturales del caolín en nuestro país en general no se conocen de manera detallada.

Uno de los yacimientos de caolín más importantes del país es de origen hidrotermal y se localiza al noroeste del estado de Veracruz, en el límite con el estado de Hidalgo, en la región de Huayacocotla y comprende los municipios de Huayacocotla y Zacualpan.

En este trabajo se presentarán los resultados de la caracterización mineralógica y geoquímica detallada de muestras de caolín procedentes de Huayacocotla que se realizó utilizando Difracción de Rayos X (DRX), Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), Espectrometría de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR) y Espectrometría de Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). La difracción de rayos X se utilizó para determinar la pureza mineralógica de cada muestra y también su cristalinidad. Por medio del método de Microscopía Electrónica se obtuvo la morfología de los cristales de caolinita y se correlacionó la misma con el grado de cristalinidad medida mediante DRX y con ICP-MS se determinó la pureza geoquímica de estos caolines.

Con los resultados de los diferentes análisis obtenidos se hace una comparación entre los caolines industriales que se comercializan en México, procedentes de Estados Unidos, con los caolines de Huayacocotla para así obtener la caracterización mineralógica y geoquímica de éstos y así poder definir una gama más amplia de usos industriales de los caolines mexicanos estudiados.

Mineralogía ambiental en los monumentos históricos: caso de estudio de El Acueducto de Morelia-Michoacán- México

Bicera Nfundiko Christian¹, Mikhail Ostrooumov¹

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

cbicera1@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se propone la caracterización mineralógica y geoquímica de los procesos de degradación característicos de las rocas volcánicas piroclásticas (ignimbritas) usadas en la construcción de los monumentos del centro histórico de la ciudad de Morelia, en particular del Acueducto. Este monumento es uno de los primeros conjuntos arquitectónicos del barroco en Morelia, concluyendo su construcción entre 1728 y 1730. Construido totalmente con ignimbritas (“cantera”).

Estos materiales se caracterizan no sólo por poseer diferentes composiciones mineralógicas y particularidades geoquímicas, sino también por presentar diversas texturas petrográficas. Por ello, resulta claro que solamente sobre la base del conocimiento de la composición mineralógica, cristaloquímica y petrografía de estos materiales sería posible explicar los mecanismos y particularidades de su intemperismo natural y/o urbano, lo que finalmente serviría para proponer en cada caso concreto las metodologías adecuadas para su conservación en el patrimonio histórico.

Las muestras se caracterizaron por medio de microscopía óptica, análisis químicos, difracción de rayos-X, microscopía electrónica de barrido y espectrometría infrarroja.

Se espera que los resultados obtenidos con estas técnicas analíticas modernas aporten nuevos datos a la mineralogía ambiental en los monumentos históricos mexicanos ubicados al suroeste de México. Estos datos, a su vez podrán servir en un futuro estudio sistemático de los conjuntos arquitectónicos no sólo en la ciudad de Morelia sino también en otras ciudades de la República Mexicana que son consideradas como patrimonio de la humanidad.

Caracterización mediante microtomografía de rayos x de minerales de alteración hidrotermal (sistema de fallas activas Morelia-Acambay, zona geotérmica del lago de Cuitzeo)

Luis Olmos Navarrete

Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

luisra24@gmail.com

RESUMEN

La microtomografía de rayos X es una técnica no destructiva que permite analizar cuantitativamente la microestructura interna de rocas y suelos obteniendo información tri-dimensional. El objetivo de este trabajo es analizar diferentes asociaciones minerales de alteración hidrotermal que fueron muestreadas y estudiadas en el sistema de fallas activas Morelia-Acambay, zona geotérmica del lago de Cuitzeo, Michoacán, México. Se sabe que el estudio de las particularidades mineralógicas de las alteraciones hidrotermales representa una base importante para reconocer las características específicas de un sistema geotérmico. En este caso concreto se hace un especial énfasis en determinar las características de la porosidad contenida en los 4 diferentes minerales – indicadores de los sistemas hidrotermales recientes: Celadonita $KFe_2+AlSi_4O_{10}(OH)_2$ - $KFe_2+Fe_3+Si_4O_{10}(OH)_2$, Palygorskita $(Mg,Al)_2Si_4O_{10}(OH)\cdot 4H_2O$, Zeolita-Clinoptilolita $Ca_3(Si_3OAl_6)O_{72}20H_2O$ y Calcita $CaCO_3$ en la asociación con la Saponita $Ca_{0.3}(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_3(Si,Al)4O_{10}(OH)_2\cdot 4H_2O$. Para lograr nuestro objetivo se realizaron imágenes 3D de las muestras con la ayuda de un microtomógrafo de rayos X Versa 510 de la marca Zeiss. Se utilizó una energía de 70 kV que fue suficiente para atravesar las muestras que fueron de forma irregular. Se tomaron 1600 proyecciones alrededor de los 360° de la muestra para obtener un tamaño de pixel de 1 μm y el volumen observado fue de 1 mm^3 . A partir de las imágenes se detectaron 3 diferentes fases que conforman los 4 minerales. La primera es considerada la matriz y está formada mayormente por sílice. La segunda es una formación de carbonatos y también está presente en toda la muestra de forma continua con la matriz. La tercera son partículas de cuarzo formadas de forma aislada y la fracción en volumen de éstos cambia en función de la muestra analizada. Finalmente, la porosidad de las muestras fue determinada encontrando que la mayor fracción en volumen de poros fue para la Celadonita con un 35% mientras que la de menor porosidad fue la Palygorskita con un 9%. La distribución de tamaño de poros indicó que los poros de mayor tamaño se encontraron en la Zeolita-Clinoptilolita. Cabe destacar que la resolución nos permite definir poros de 10 μm o mayores, lo cual es una desventaja y no permite cuantificar poros de tamaños inferiores.

PETROLOGÍA MAGMÁTICA

El Campo Volcánico El Pinacate, Sonora México: Reserva de La Biósfera (DOF-1993) y Patrimonio Natural de la Humanidad (UNESCO-2014)

Francisco Abraham Paz-Moreno

Departamento de Geología, Universidad de Sonora.

fpaz@ciencias.uson.mx

RESUMEN

El Campo Volcánico Cuaternario El Pinacate (CVCP) incluyendo parte del Mar de arenas eólicas del Gran Desierto de Altar –el campo de dunas móviles más grande de Norte América- constituye el principal atractivo escénico abiótico de la Reserva de la Biósfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar (DOF-1993). Sumado a la riqueza endémica de plantas y animales, justificó su decreto como Patrimonio Natural de la Humanidad (UNESCO-2014). El CVCP que cubre una superficie $>1\ 700\ \text{km}^2$ está localizado en el extremo septentrional del Golfo de California, próximo al límite transformante de la Placa de Norte América. El arreglo morfológico del Escudo Pinacate, cuya cima marca el punto culminante del desierto sonoreño (ca. 1200 msnm), lo constituye un edificio volcánico central formado durante el Pleistoceno Inferior que inició la actividad volcánica del CVCP. Un cuerpo masivo de traquita de varias centenas de metros de potencia que se proyecta hasta cerca de la cima, parece ser el remanente de la parte central de este edificio volcánico, que formó una suite continua: basanita-basalto-hawaita-mugearita-benmoreita-traquita, de naturaleza alcalina sódica. En contraste, un segundo episodio volcánico con estilo de emplazamiento de >450 pequeños conos volcánicos monogenéticos dispersos: cineríticos y de salpicadura con sus derrames asociados, y cráteres tipo maar hacia las partes más distales y bajas se desarrolló durante el Pleistoceno Medio y Superior, sobre una amplia superficie de $\sim 50\ \text{km}$ de diámetro alrededor del Escudo Pinacate, cubriéndolo en parte. Este segundo episodio presenta una variedad litológica restringida: basaltos y hawaitas, con firma igualmente alcalina sódica, donde destaca su abundancia en xenolitos máficos y ultramáficos así como megacristales de clinopiroxenos, olivino, plagioclasa y espinela. Por último, un tercer episodio, de tipo fisural y predominantemente lávico apenas perceptible por su escasa superficie relativa está constreñido a la parte más meridional del CVCP, con edad de emplazamiento restringida al final del Pleistoceno Superior próximo al Holoceno. Son basaltos de naturaleza transicional, desprovistos de nefelina normativa, cuya presencia caracteriza a los dos primeros episodios. El volcanismo del CVCP presenta las características de volcanismo anorogénico OIB de ambiente tectónico de intraplaca continental tipo HIMU.

El magmatismo en los diapiros salinos de la Formación Minas Viejas (Jurásico Medio), Cuenca de la Popa, Noreste de México

Fernando Velasco-Tapia, Ana Patricia De la Cerda-Delgado, Roberto Carlos Gómez-Torres, Rosa Esthela Lozoya-Briones, José Eduardo Rodríguez-Rodríguez, Esther María Cruz-Gámez, Uwe Jenchen, Pedro Rodríguez-Saavedra, Juan Alonso Ramírez-Fernández

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.

fernando.velascotp@uanl.edu.mx

RESUMEN

El área de estudio se ha reconocido como una cuenca de antepaís inmediata a la Sierra Madre Oriental. Su estructura es el producto del ascenso de evaporitas, la sedimentación del Grupo Difunta y la deformación durante el Cretácico Superior-Paleógeno. Estudios previos indican la presencia de lentes carbonatados y lo que se consideró xenolitos metaígneos en evaporitas jurásicas. En este trabajo se reporta la caracterización mineralógica y geoquímica de rocas magmáticas colectadas en los diapiros El Papalote, El Gordo y San José. El trabajo de campo ha revelado que el magmatismo no se presenta en forma de xenolitos, sino como sills y cuerpos irregulares prácticamente *in situ* entre las evaporitas. El material colectado corresponde a basalto/andesita de textura porfídica con arreglos de plagioclasa + actinolita + minerales máficos, alterados a epidota o clorita. Esta mineralogía fue considerada previamente como indicador de facies metamórfica de esquistos verdes, aunque no se aclaró cuál fue el evento geológico que dio lugar al metamorfismo. Otra posibilidad es que represente rocas ígneas alteradas en un medio salino. Se han encontrado además algunos bloques de gabro de textura equigranular con plagioclasa + ortoclasa + biotita + cuarzo. Las rocas magmáticas (n = 22) se caracterizan por los siguientes intervalos composicionales: %SiO₂ = 46.0 - 52.8; %MgO = 4.3 - 11.6; %Na₂O = 0.24 - 5.9; %K₂O = 0.08 - 3.9. De acuerdo a su geoquímica de elementos inmóviles, las rocas volcánicas pueden considerarse como basaltos alcalinos de alto magnesio. Los gabros presentan relaciones de elementos traza comparables a las mostradas por el vulcanismo. Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, se caracterizan por un enriquecimiento en ligeros, sin anomalía negativa de Eu y un descenso de concentración con el incremento de Z. Los patrones multi-elementos, normalizados a MORB, muestran un enriquecimiento en iones altamente incompatibles, sin anomalías negativas de elementos HFSE y un descenso de concentración con el incremento de la compatibilidad. Diagramas de discriminación tectonomagmática indican una afinidad a un ambiente de extensión. La generación del magmatismo, considerado como parte de un sistema de rift (cuencas tras-arco) que bordeó al proto-Golfo de México, se explica por medio de un modelo inverso de fusión parcial.

Isótopos de Sr-Nd-Pb de la secuencia volcánica en la región de Tetelcingo, Guerrero, México

Gabriel Valdez Moreno, Rosalva Pérez Gutiérrez, Joel Ramírez Espinosa, Martín Guerrero Suastegui, José Luis Farfán Panamá, Gonzalo López Martínez

Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro. Ex Hacienda San Juan Bautista S/N Taxco El Viejo, Guerrero, México.

ciencias_tierra@uagro.mx

RESUMEN

En la zona del Alto Balsas, en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (SMS), aflora una serie de rocas volcánicas que alcanzan distribución y espesor importantes. La secuencia es parte de la Formación Tetelcingo de edad Paleoceno y está integrada de la base a la cima por: 1) una brecha volcánica bien consolidada de color rojizo, constituida por fragmentos angulosos y subangulosos de composición andesítica con una mineralogía de plagioclasa+hornblenda+biotita y dacítica con una asociación de plagioclasa+cuarzo+hornblenda+biotita; 2) un depósito de origen vulcanoclástico constituido por fragmentos andesíticos y dacíticos de hasta 10 cm de longitud soportados por matriz del tamaño de arena fina y abundantes cristales de biotita; y 3) domos con derrames de lava asociados, localizados tanto al norte como en la parte sur del área de estudio, estos domos presentan una textura porfídica con una asociación mineralógica de plagioclasa+hornblenda+hiperstena+biotita para los de composición andesítica y plagioclasa+hornblenda+biotita para los de composición dacítica. Los diagramas multielementos presentan un enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE y picos negativos en Nb, Ta, Ti, y P, lo que indica que los magmas se originaron en una zona de subducción. Las tierras raras muestran una pendiente negativa y un patrón casi plano en las tierras raras pesadas, estas características junto con la anomalía negativa de Eu sugieren una fuente poco profunda con presencia de plagioclasa. Por primera vez, se reportan datos isotópicos de Sr-Nd-Pb de los domos, con variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7039-0.7053, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.5126-0.5128 (ϵNd : 4.55 a -0.08), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.34-38.66, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.57-15.63 y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.62-18.80, estos datos indican una fuerte influencia de una corteza antigua, por lo que es muy probable que los magmas durante su ascenso interactuaron con rocas del basamento, que en la región es constituido por el Terreno Mixteca.

Petrología y Geoquímica de la actividad tardo-magmática de la Caldera de La Primavera, Jalisco: domos Tajo y Colli

Fidel Gómez Álvarez¹, Pedro Corona Chávez², José Luis Macías Vázquez³

¹ Posgrado en Geociencias y Planificación del Territorio

² Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra-UMSNH

³ Instituto de Geofísica Unidad Michoacán-IGUM

RESUMEN

La actividad post-caldérica del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP) se refiere a la sucesión de varios episodios explosivos plinianos y subplinianos que formaron depósitos de caída de pómez, así como la edificación de varias estructuras dómicas distribuidas a lo largo de fallas y fracturas anulares. Los eventos con los que finaliza la actividad volcánica del CVLP son representados por los domos Colli y Tajo emitidos hace aproximadamente 31 y 25 ka respectivamente, los cuales son estructuras generadas por un magma altamente diferenciado de composición riolítica. Su distribución en campo nos muestra una variación composicional de los flujos del domo Tajo de oeste a este y culmina hacia el noreste con la actividad del domo Colli. Petrográficamente están constituidos por texturas perlíticas, esferulíticas y pumicíticas, con una notable escasez de cristales. Desde el punto de vista químico los domos Tajo y Colli tienen un comportamiento relativamente heterogéneo, mostrando diferencias en el contenido de álcalis para los diferentes derrames. El diagrama TAS nos muestra una composición riolítica con contenidos de sílice entre 73 y 78 wt%, se muestra un sistema subcalcalino con tendencias a peralcalino y ligeramente metaluminoso. En relación con las tierras raras se muestran patrones ligeramente planos, pero con un relativo enriquecimiento de LREE con anomalías de Sr, Ba y Eu. Con base en la relación de las unidades en campo, sus variaciones texturales y las firmas geoquímicas sugieren que los eventos magmáticos tardíos del CVLP muestran un relativo desequilibrio en las condiciones termodinámicas de la cámara magmática reflejado principalmente en bordes de asimilación y nucleación heterogénea en esferulitas que podría ser atribuido a la migración de la deformación de W-NW a E-SE al interior del sistema.

* Este trabajo forma parte de los resultados preliminares del proyecto cCeMIE-Geo-P15

Espectroscopia Raman para la caracterización de inclusiones solidas en los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala

Guillermo Arturo Ortiz Joya

Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias

gortizjoya@ciencias.unam.mx

RESUMEN

El Complejo Chuacús es un terreno metamórfico conformado principalmente de gneisses máficos y félsicos, anfibolitas, mármoles, meta sedimentos pelíticos y cuarzo-feldespáticos intercalados entre sí y forma parte de lo que se ha denominado la Zona de Sutura de Guatemala. La zona de estudio está delimitada al norte por la cizalla de Baja Verapaz y al sur por la falla de Motagua, representando el límite actual entre las placas de Norteamérica y el Caribe.

Estudios previos de la zona han mostrado varios episodios de metamorfismo de alto grado, con evidencias texturales y mineralógicas de un episodio de eclogitización, cercano al campo de ultra-alta presión, interpretado como un evento de subducción continental. Terrenos metamórficos de este estilo se clasifican como terrenos de ultra-alta presión ($P > 2.5$ GPa) debido a la presencia de coesita y diamante. En general estas fases están presentes en rocas metamórficas básicas y pelíticas ya que estas clases químicas son las que conservan fácilmente las fases de ultra-alta presión a diferencia de las rocas cuarzo-feldespáticas que son menos sensibles a preservar las fases de ultra-alta presión, y en donde no se ha reportado la presencia de coesita y diamante.

Ante la ausencia de coesita es difícil determinar si las rocas félsicas experimentaron condiciones de ultra-alta presión. Sin embargo, se propone que inclusiones de rutilo, phengita, cuarzo y cianita en granates son relictos de una asociación mineral estable a altas presiones (~ 26 kbar). De acuerdo a lo anterior se realizó la petrografía de 23 muestras de granitoides del Complejo Chuacús donde se identificaron cuatro paragénesis incluyendo una fase de metamorfismo de alta presión en facies de eclogita. Adicionalmente se realizó la separación de zircones y granates para la caracterización de inclusiones mediante espectroscopia Raman y determinar el pico de presión del metamorfismo.

Geoquímica y petrología de productos volcánicos en la caldera de La Primavera. Avances sobre la génesis de magmatismo post-caldera

Giovanni Sosa-Ceballos, José Luis Macías Vázquez

Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

gsosaceballos@gmail.com

RESUMEN

La caldera de La Primavera, Jalisco México, es una estructura volcánica formada por complejos de domos, flujos piroclásticos y depósitos de caída. Se encuentra ubicada en la intersección de las fosas de Chapala, Colima y Tepic en el oeste de México. El colapso de la caldera se produjo hace 95 ka y se asocia con la erupción de $\sim 20 \text{ km}^3$ de los flujos de pómez conocidos como la toba Tala. Después del colapso se formaron una serie de domos entre 90-30 ka, los cuales caracterizan un magmatismo post-caldera.

La composición de los óxidos mayores de los productos syn-colapso y post-colapso es relativamente homogénea (73-78 wt% SiO_2). Algunos elementos en traza y tierras raras presentan grandes similitudes en concentración y marcadas anomalías negativas (e.g., Sr, Ba, Eu, P y Ti).

Una pregunta fundamental acerca de la evolución de las calderas volcánicas es el origen de sus magmas y en donde evoluciona el magma que da origen al vulcanismo post-caldera. En el caso de los magmas de La Primavera las anomalías negativas de Sr, Ba, Eu, P y Ti sugieren que fases cristalinas de feldespatos, apatito e ilmenita se fraccionaron. Sin embargo, dichas anomalías se podrían generar de igual forma fundiendo parcialmente una roca en donde estas fases sean minerales modales. Siempre será físicamente más viable “fundir” que “fraccionar” minerales en un líquido félsico de baja temperatura.

Sin embargo, la ausencia de un magma más máfico en La Primavera que haya catalizado la fusión parcial de una roca intrusiva y la ausencia de antecristales sugieren que el proceso para generar estas riolitas no sucedió en la corteza superior. Por lo tanto, nosotros sugerimos que al haber limitantes físicas para que las riolitas de La Primavera se hayan generado por cristalización fraccionada o fusión parcial de un intrusivo (cúmulo de cristales) entonces su origen puede estar en zonas profundas de la corteza (¿media-inferior?) y que su ascenso a la superficie se favoreció por el régimen tectónico en donde se encuentra (intersección de estructuras extensivas regionales).

Magmas riolíticos del volcán Guangoche (Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán) producidos por recalentamiento de un “mush” cristalino

¹Elizabeth Rangel-Granados, ²José Luis Arce, ³José Luis Macías

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Cd. Universitaria Coyoacán, Ciudad de México, 04510.

²Instituto de Geología, UNAM, Cd. Universitaria Coyoacán, Ciudad de México, 04510.

³Instituto de Geofísica, UNAM, Unidad Michoacán, Morelia, Michoacán, México.

elizrangel@gmail.com

RESUMEN

Los magmas riolíticos comúnmente son considerados como magmas evolucionados que pueden generarse por procesos diversos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas, asimilación cortical o por fusión parcial de rocas corticales. En este trabajo se presentan los resultados de un estudio petrológico realizado en el volcán Guangoche, ubicado dentro del Campo Volcánico de Los Azufres, Michoacán, en la provincia del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. El volcán Guangoche ha registrado diversas erupciones explosivas y en menor cantidad efusivas, todas asociadas a magmas riolíticos (~75.6 SiO₂ % en peso), incluyendo tres erupciones plinianas-subplinianas. Uno de estos eventos plinianos ocurrió hace 29,000 años, generando la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB); la cual está constituida por fragmentos de pómez blanca y bandeada, ambos con una asociación mineralógica de feldespato-K, cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y zircón. Con base en petrografía, datos geoquímicos, experimentos petrológicos e inclusiones de vidrio, se plantea lo siguiente: 1) Petrográficamente la pómez bandeada (parte gris) presenta abundantes cristales de cuarzo disgregados (fragmentados); mientras que la pómez blanca se caracteriza por contener fenocristales grandes de cuarzo (2 mm) redondeados y corroídos; 2) La geotermometría de óxidos de Fe-Ti arrojaron una temperatura pre-eruptiva para la SPB de 762-793 °C; 3) En las muestras experimentales se reprodujeron cristales de plagioclasa, feldespato-K, biotita y anfíbol, no obstante, no fue posible reproducir cristales de cuarzo; 4) Las inclusiones de vidrio en los cuarzos sugieren presiones diversas (3.7-6.4 % en peso de H₂O y 23.6-218 ppm de CO₂), que son diferentes a las presiones establecidas en los experimentos petrológicos; 5) La temperatura de los cristales de cuarzo oscila entre 536 y 759 °C, siendo inferior a la temperatura de los óxidos de Fe-Ti; 6) Todos los magmas riolíticos del Guangoche (a excepción de la lava del cráter) contienen bajos valores de Ba, Sr y Eu. Estos resultados sugieren que magmas riolíticos del volcán Guangoche fueron producidos por el recalentamiento de un mush cristalino ubicado entre 3.2-8.9 km por debajo del volcán, por un fundido relativamente básico y de mayor temperatura, que provocó vesiculación y fragmentación del magma dando origen a la erupción pliniana de la SPB hace 29,000 años.

Geoquímica, petrografía y evolución de la Caldera Volcánica de Acoculco, norte de Puebla, México

Gabriela Reyes Agustin¹, José Luis Macías¹, Giovanni Sosa Ceballos¹, Guillermo Cisneros Máximo¹, Silvestre Cardona Melchor¹, Denis Ramón Avellán Lopez¹, Juan Manuel Sánchez Núñez²

¹Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

²CIEMAD, Instituto Politécnico Nacional.

super_gaby_02@hotmail.com

RESUMEN

La Caldera de Acoculco (19°56' N, 98°12' W) está localizada al extremo norte del estado de Puebla, a 20 km al noroeste del poblado de Chignahuapan. Se ubica en el extremo noreste de la Faja Volcánica Transmexicana a una distancia de 441 km al noreste de la Fosa Mesoamericana, donde la placa Cocos subduce por debajo de la placa norteamericana. Acoculco es una caldera volcánica resurgente de bajo perfil topográfico, simetría sub-circular con un diámetro de ca. 12.6 km y una elevación máxima del borde del cráter de 700 m sobre el terreno circundante. La Caldera Acoculco se encuentra construida sobre rocas volcánicas que incluye lavas andesíticas y domos hipabisales de composición dacítica con edades entre 11 a 3 Ma. Esta caldera volcánica inició su formación en el Plioceno tardío y dio lugar a la deposición de la ignimbrita de Acoculco con una edad de ca. 2.7 Ma. A lo largo del Pleistoceno se originaron erupciones efusivas y explosivas dentro y fuera de la caldera, dando lugar a la formación de coladas de lava, domos, conos de escorias y deposición de flujos piroclásticos. Todas estas estructuras se han reconocido como vulcanismo post-caldera, siendo su última erupción hace 63 ka. El análisis petrográfico indica que la mayoría de las unidades son lavas y domos de textura traquítica, pilotaxítica, porfirítica y seriada. Sin embargo, también se reconocen texturas esferulíticas debido a la alteración hidrotermal en la roca primaria. La asociación mineral de estas unidades está conformada por plagioclasa, olivino, piroxeno, anfíbol, micas, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Por otra parte, los fragmentos juveniles asociados a los depósitos de flujos piroclásticos presentan una textura predominantemente vítrea y vesicular, con una asociación mineralógica de cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, anfíbol, piroxenos y óxidos Fe-Ti. La composición química de las lavas son predominantemente traquiandesitas basálticas a andesitas ($\text{SiO}_2 = 52.35$ a 61.44 % en peso), y domos y flujos piroclásticos de composición riolítica ($\text{SiO}_2 = 74.19$ a 76.47 % en peso); mientras que en los conos de escorias varía en composición entre basaltos, traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas ($\text{SiO}_2 = 50.42$ a 55.79 % en peso).

Influencia de la morfoestructura en las variaciones geoquímicas del vulcanismo en la Fosa Tectónica del Bajo Balsas

Daniel Alberto Gómez Calderón¹, Pedro Corona Chávez², Miguel Morales Gámez³, Jesús Daniel Salgado Delgado⁴, Sergio Ignacio Escárcega Estrada¹

¹Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, UNAM

²Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH

³Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

⁴Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

dagcbeto@gmail.com

RESUMEN

La Fosa Tectónica del Bajo Balsas (FTBB) se ubica en la porción centro-meridional de México. En términos morfológicos se trata de una cuenca endorreica con dirección ONO-ESE que se extiende desde la parte sureste del estado de Jalisco hasta el límite entre Michoacán y Guerrero al sureste de la Presa de Infiernillo. Presenta una geometría asimétrica, con una longitud de ~260 km y 75 km al NO y 45 km al SE. Geológicamente, en su flanco norte forma parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), al sur del depocentro se delimita por la Sierra Madre del Sur y contiene una serie de afloramientos de rocas volcánicas con edades similares a la Sierra Madre Occidental. La importancia de la FTBB consiste en que representa una estructura tectónica continental de primer orden la cual contiene más de 300 aparatos volcánicos pertenecientes al sector meridional del CVMG. En este trabajo se presentan resultados preliminares de una revisión de los datos morfoestructurales y su correlación con la base de datos geoquímicos publicados.

La revisión y clasificación de los diferentes edificios volcánicos (conos cineríticos, domos, semiescudo, fisurales, maares, anillos de tobas) se encuentran asociados en tiempo y espacio con al menos cuatro sistemas estructurales: a) ONO-SSE del Sistema del Bajo Balsas (SBB) asociados con la estructura principal, así como con fallas extensionales con decenas de kilómetros; b) NNE-SSO del Sistema Peribán-Los Reyes (SPLR); una estructura tipo graben que disloca a la anterior y que se asocia con una serie de aparatos con formas de semi-escudo con edades entre ≥ 673 y ≤ 500 ka; c) Sistema NE-SO, se ubica en la porción meridional del volcán Tancítaro y se conforma por el alineamiento de un conjunto de conos cineríticos con edades entre 200 y 300 ka; d) Sistema ONO-ESE del Graben de Cotija.

Con base en una recopilación preliminar de datos geoquímicos de las rocas volcánicas en la FTBB, en la proyección de los elementos mayores y traza se observa que la composición predominante es de tipo basáltica a andesítica de tipo calcalcalino, sin embargo, también se presentan <15% de traquibasaltos, basaltos traquiandesíticos y fonotefritas con carácter alcalino. Es de importancia resaltar que los productos con carácter alcalinos son morfológicamente más antiguos o presentan relaciones estructurales asociadas con estructuras de primer orden. Se propone que para comprender el magmatismo en la FTBB se requiere llevar a cabo una revisión detallada de los parámetros morfológicos (tipología, área y volumen) y su relación con las estructuras tectónicas, en cuanto su distribución sugiere que la diversidad de volcanes y su distribución se asocian con una serie de pulsos magmáticos regidos por cambios de la geometría y regímenes de esfuerzos con edades superiores a 1 Ma.

Texturas de magmas híbridos en granitoides: ejemplos del Batolito El Faro-Maruata, Michoacán.

Lizbeth Solís-Oseguera¹, María del Sol Hernández-Bernal¹, Pedro Corona-Chávez².

¹ENES Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México.

²Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

RESUMEN

Los magmas derivan de diferentes fuentes, tales como el magma basáltico del manto superior y el magma silíceo de la corteza continental inferior y media. La diferenciación de ellos tiene lugar a través de diferentes caminos, mediante procesos magmáticos que dependerán de las condiciones físico-químicas del sistema involucrado. La hibridación es una de las evidencias que muestran coexistencia de magmas de diferente naturaleza. Este proceso se considera un sistema físico abierto, por lo que el desequilibrio termodinámico es usual y puede ser observado a través de las texturas de rocas que aparentemente son homogéneas. Uno de los mecanismos de hibridación de magmas, que además es visible tanto a escala de afloramiento como en sección delgada, es el *mingling* (*mezcla*), el cual consiste en la combinación de dos o más magmas composicionalmente diferentes reteniendo cada uno parte de su identidad. Después del *mingling* los magmas pueden llegar a ser mezclados en escala atómica mediante la difusión atómica, lo cual llevaría a otro proceso importante: *mixing* de magmas. Sin embargo, el *mixing* de magmas requiere suficiente tiempo y energía térmica disponible para que resulte en una fusión esencialmente homogénea.

Una de las zonas en México donde afloran rocas plutónicas híbridas es en la costa de Michoacán, entre los poblados Aquila-El Faro-Maruata. Los cuerpos plutónicos allí situados pertenecen al Cinturón Batolítico Costero y son evidencia de un magmatismo de arco máfico-félsico del Paleoceno-Eoceno. En este trabajo se presentan observaciones petrográficas de esta región. A escala de afloramiento, pueden ser observadas evidencias de *mingling*, tales como los enclaves máficos, bandas félsicas, lentes y bordes difusos. Respecto a la escala microscópica, las evidencias observadas son texturas de *mingling* y *mixing*: apatito acicular y mezclado, zonas de inclusión de apatito en plagioclasas, zonas de inclusión de biotita-hornblenda en feldespatos potásicos, zonas de picos en plagioclasas y grumos máficos.

La observación detallada de las texturas en sección delgada permitirá inferir de manera más acertada la interpretación de la formación de estos cuerpos plutónicos, así como también proporcionará evidencia de la ocurrencia de los procesos magmáticos que dan lugar a magmas híbridos.

Modelos AFC: ¿son una herramienta petrogenética sensible a los procesos magmáticos?

Mario Emmanuel Boijseauneau-López

Instituto de Geofísica Unidad Michoacán. C.P.58190 Morelia, Michoacán, México.

cswasa@gmail.com

RESUMEN

Los esfuerzos por conocer y cuantificar los procesos magmáticos que generan las rocas ígneas han sido muy diversos a lo largo de las últimas décadas. Los procesos que se reconocen son: asimilación, cristalización fraccionada y mezcla de magmas. Estas ideas petrogenéticas surgieron a partir de evidencias texturales y evolucionaron con avances tecnológicos donde se enfatizó la naturaleza geoquímica de los elementos para intentar visualizar los procesos que conllevan a la evolución de un magma. Sin embargo, en pocas ocasiones se podría asegurar que uno u otro proceso magmático es dominante en dicha formación. Es decir, las relaciones texturales presentes a nivel macro y microscópico, así como las heterogeneidades geoquímicas en las rocas ígneas, reflejan la complejidad con la que ocurren los procesos magmáticos. En la actualidad una solución popular a algunos problemas petrogenéticos relacionados con la evolución magmática es el modelado geoquímico de elementos mayores, trazas e isótopos en modelos AFC (assimilation and fractional crystallization). Esta clase de modelado se basa principalmente en balances de masa entre la parte asimilante y la porción asimilada, incluyendo factores como: tasa de asimilación, tasa de cristalización y distribución química de los elementos en la fase cristalina, en la roca encajonante y en el magma. Desde un punto de vista termodinámico una de las consideraciones que hay que tomar en cuenta al realizar un modelo AFC es el calor requerido para asimilar una roca. Sin embargo, esta clase de modelos generalmente no brindan una idea clara de los procesos petrogenéticos. La causa principal es la incertidumbre asociada a los valores que se introducen a la ecuación, por ejemplo, los valores tan sensibles como los coeficientes de distribución de los elementos involucrados, la tasa de asimilación y la tasa de cristalización. Estos parámetros a su vez están dominados por el comportamiento físico-químico de los minerales que los forman haciendo más difícil la elección de un buen parámetro. De esta forma los modelos AFC representan una forma de visualizar el comportamiento de algunos elementos involucrados en la evolución de los magmas, sin embargo, hasta la fecha no nos permiten cuantificar con claridad que tanto se asimila de una roca encajonante. En caso de haber asimilación, ¿cuánto cambia la composición final del magma? En un contexto temporal donde diferentes eventos tectónicos afectan una región volcánica ¿cuánto tiempo toma el proceso de asimilación? En este trabajo se realizará una comparación entre resultados obtenidos netamente por medio de modelos AFC y resultados obtenidos mediante procesos experimentales.

PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

Geoquímica de elementos mayores y trazas en los clastos volcánicos de la unidad basal de la Formación Puerto Blanco, NW de Sonora, México.

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

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

²Departamento de Geología, Universidad de Sonora.

³Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Universidad de Sonora.

⁴Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM.

arturo.barron@guayacan.uson.mx

RESUMEN

En la región de Caborca, al NW del estado de Sonora, se localizan secuencias pertenecientes a un prisma miogeoclinal de edad Proterozoico y Cámbrico de plataforma somera. Un límite importante en esta secuencia es el límite Cámbrico-Precámbrico, el cual está representado en la región por la Formación La Ciénega del Precámbrico y la Formación Puerto Blanco del Cámbrico. El presente trabajo consiste en un estudio geoquímico de los clastos volcánicos contenidos en la unidad basal (Unidad 1) de la Formación Puerto Blanco, la cual se reconoce como una secuencia vulcanosedimentaria compuesta por material conglomerático hacia la base de la unidad el cual migra paulatinamente hacia un ambiente volcánico representado por conglomerados de rocas volcánicas máficas, tobas máficas, aglomerados y derrames máficos a ultramáficos hacia la cima de la unidad. El estudio tiene una fuerte componente de trabajo de campo, durante la cual se localizó y muestreó sistemáticamente las mejores secciones en cuatro localidades de estudio, el Cerro Rajón, Cerros de la Ciénega (San Marcos), Cerro Calaveras y Cerro San Agustín. Se recolectaron 16 muestras de conglomerados volcánicos y 2 de clastos volcánicos de una unidad aglomerática. Los resultados geoquímicos evidencian un volcanismo máfico a ultramáfico con valores de $\text{SiO}_{2N} = 35.99\% - 48.29\%$ y con valores altos en $\text{TiO}_{2N} = 3.63\% - 7.52\%$. Los clastos que no muestran una movilización de elementos, presentan valores de MgO_N elevados de hasta 12.79% y un Mg de hasta 66.96 . Los elementos traza evidencian un volcanismo primitivo con valores de Cr de hasta 990ppm y Ni de hasta 369ppm . El diagrama de clasificación para rocas volcánicas de Pearce agrupa todas las muestras en el campo de basaltos alcalinos, este diagrama utiliza elementos traza inmóviles. Diagramas de discriminación de ambiente tectónico agrupan a las muestras en el campo de un rift de tipo intraplaca continental. Basado en los estudios petrográficos y petrológicos de los clastos, la presente investigación concluye que los clastos volcánicos pertenecen al mismo volcanismo presente en la unidad basal (Unidad 1) de la Formación Puerto Blanco.

La geoquímica orgánica en apoyo de la paleontología, la reconstrucción paleoambiental y correlaciones estratigráficas

Jorge Santiago¹, Kinardo Flores-Castro², Rogelio Monreal¹

¹Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Calle Rosales y Boulevard Luis Encinas s/n, Colonia Centro, 83000, Hermosillo, Sonora, México.

²Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Ciudad Universitaria s/n. CP.42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo, México.

santiagode27@hotmail.com

RESUMEN

Las rocas sedimentarias por sí solas ofrecen información general acerca de su origen y de los procesos diagenéticos involucrados, cuando en ellas se preservan e identifican restos fósiles, es posible interpretar un ambiente sedimentario y en algunos casos la edad; sin embargo, algunos investigadores coinciden en que ciertos fósiles no son indicativos de sedimentos depositados *in situ* dado que generalmente son arrastrados por corrientes marinas, o sufren alguna alteración posterior. Dicho lo anterior, la determinación de un paleoambiente para algún cuerpo de roca, o la definición de un hábitat para cierto grupo de organismos fósiles, debe ser tratado con cautela. En este sentido, la Geología y la Paleontología por sí solas no pueden llegar a dilucidar totalmente esta problemática, por lo que es necesario utilizar otras técnicas que den argumentos adicionales y con ello corroborar o descartar, no solo el ambiente de depósito de algún afloramiento, sino también aportar información acerca de las condiciones propias de ciertos grupos de organismos fósiles y que pueden ser analizadas mediante la Geoquímica Orgánica, que estudia la composición química de sus productos biológicos y las condiciones fisicoquímicas imperantes de la cuenca.

En este trabajo se presenta un caso de estudio de dos localidades al norte de México en donde la aplicación de la Geoquímica Orgánica ha permitido establecer, corroborar y precisar condiciones paleoambientales a las ya establecidas por la asociación microfósil identificada. Las características paleoambientales están dadas por la presencia de compuestos orgánicos conocidos como biomarcadores, y aunque son solo constituyentes a nivel traza, aportan información sobre las fuentes biológicas de la materia orgánica, de los medios deposicionales y su madurez, indicando que la estructura de los compuestos orgánicos queda preservada de forma intacta, o con cambios mínimos en el registro sedimentario. Los datos obtenidos indican variables químicas y biológicas, así como diferencias paleoambientales, y el reconocimiento de los niveles en donde han ocurrido estos cambios de acuerdo a la presencia y abundancia de cada compuesto a lo largo de las secciones estudiadas.

Geoquímica de los sedimentos con icnofósiles de la cuenca Sandía, Nuevo León, México

Guillermo Vera-Vera¹, Priyadarsi D. Roy², José Luis Sanchez-Zavala², Luz Valeria Martínez- Núñez

¹Facultad de Ingeniería, Ciudad Universitaria, UNAM, CP 04510, Ciudad de México

²Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, UNAM, CP 04510, Ciudad de México

vera.vera.guillermo@gmail.com

RESUMEN

La cuenca Sandía se encuentra en la parte norte de los pies de la Sierra Madre Oriental. Esta cuenca se ubica en el estado de Nuevo León con coordenadas 24°09'42.2" Norte, 100°04'08.6" Oeste con una altitud de 1569 msnm. Se observó la preservación de icnofósiles en una columna sedimentaria excavada en la margen oriental de la cuenca en una profundidad de 245-180 cm. Los sedimentos con icnofósiles están compuestos por limo masivo de color amarillo sin ninguna estructura primaria.

En este trabajo se presenta la caracterización química y cronológica de los depósitos sedimentarios en los cuales se encuentran los icnofósiles a través de las abundancias de carbono orgánico, carbonatos y sulfatos, así como las concentraciones de Si, K, Ca, Fe, Mn y Al. La información cronológica proviene de una edad obtenida por radiocarbono en las materias orgánicas. Los sedimentos con icnofósiles contienen 0-1.7% de carbono orgánico, 9.1-11.6 % de CO₃ y 1.8-2.2% de SO₄. La concentración de Si, Ca, Fe, Mn y Al varía entre 3.2-17.5 %, 29.5-43.6 %, 0.01-0.21 %, 0-0.01 % y 0.15-1.16 %, respectivamente. Los icnofósiles representan un ambiente sedimentario contemporáneo y/o mayor a 7367 cal. ka a.P (Holoceno temprano a Holoceno medio). Comparado con los sedimentos superiores, los sedimentos que contienen a los icnofósiles están enriquecidos en elementos como el Ca, Al, K, Fe y Mn y empobrecidos en carbono orgánico, Si y SO₄. La presencia de Fe y Mn en los carbonatos indica que los sedimentos con icnofósiles fueron depositados en un ambiente con condiciones reductoras. Sin embargo, se observa ausencia o menor cantidad de carbono orgánico en los sedimentos. Se propone que la materia orgánica preservada en los sedimentos posiblemente fue consumida por el organismo y los rastros del organismo están preservados en forma de icnofósiles que se encontraron en estos sedimentos.

VULCANOLOGÍA

El Graben de Bledos, un graben caldera en el Campo Volcánico de San Luis Potosí

Torres-Hernández J.R.¹, Luis Manuel Alva Valdivia², Cecilia Irene Caballero Miranda², José Antonio González Rangel²

¹Instituto de Geología, UASLP

²Instituto de Geofísica, UNAM

jrtorres@uaslp.mx

RESUMEN

El Graben de Bledos se ubica aproximadamente a 35 km al S-SW de la ciudad de San Luis Potosí y se trata de una depresión vulcano-tectónica de 7 por 15 km de largo con una orientación N60°W. Esta estructura presenta un relleno constituido casi en su totalidad por material piroclástico félsico y por lavas basálticas en diferentes niveles de la secuencia, sin depósitos aluviales entre ellos. Algunas de las fuentes alimentadoras del material piroclástico félsico, que en conjunto se ha denominado cartográficamente como Ignimbrita Panalillo Inferior, se infieren de naturaleza puntual asociadas a la falla del margen sur del graben, lo cual está evidenciado por la presencia de brechas piroclásticas ricas en líticos (co-ignimbritas). Otras fuentes de material piroclástico son diques asociados a las fallas mayores del mismo. Un evento piroclástico paroxismal, cuya fuente no ha logrado ubicarse con certeza, emitió una ignimbrita de alto grado de soldamiento, que colmató la depresión y cubrió las fallas que lo delimitan; esta unidad cartográficamente recibe el nombre de Ignimbrita Panalillo Superior. Las principales fuentes de material máfico intercalada entre los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior, también están ligadas a la falla sur de esta estructura volcanotectónica, aunque fuentes dispersas de basaltos se ubican en la parte intermedia de esta estructura.

Por lo anterior, se asume que la formación del graben estuvo ligada al vulcanismo y que ambos fenómenos ocurrieron de manera sincrónica, aunque el fenómeno volcánico piroclástico fue episódico. Por lo anterior, aquí se interpreta que su evolución corresponde una estructura del tipo graben-caldera.

El bloque subsidente, en su parte suroriental, está cortado a su vez por fallas extensionales de orientación N45-60°E que basculan toda la secuencia que rellena el graben, por lo que se asume que son posteriores a la formación del mismo. Estas fallas pueden ser consideradas como ligadas a la evolución del Graben de Villa de Reyes (de orientación general N30°E), cuyo desarrollo fue posterior al de Bledos.

Estratigrafía y geoquímica preliminar de la Caldera de Reforma, BCS

Laura García-Sánchez, José Luis Macías, Susana Osorio-Ocampo, Giovanni Sosa-Ceballos

Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán, UNAM

monte_olimpo27@yahoo.com.mx

RESUMEN

La caldera de Reforma se localiza a 35 km al Noroeste del pueblo de Santa Rosalía, en la parte central de la península de Baja California. Reforma se construyó sobre un basamento intrusivo cretácico, rocas volcano-sedimentarias del Mioceno-Plioceno del Grupo Comondú y sedimentos marinos intercalados con depósitos piroclásticos pertenecientes a la cuenca de Santa Rosalía. La ignimbrita de Reforma presenta cuatro litofacies verticales: basal con *fiammes* negras, transicional enriquecida en pómez, intermedia con *fiammes* blancas y superior vitrofídica. Esta ignimbrita está asociada al colapso caldérico que produjo un cráter de 10 km de diámetro, extendiéndose hasta una distancia de 9 km y cubriendo un área mínima de 80 km². La actividad post-caldera produjo flujos de lava que salieron a lo largo del anillo caldérico, además de domos y conos de escoria expuestos dentro y fuera de la caldera. Sobre esta ignimbrita se encuentran restos de la ignimbrita de Aguajito.

La ignimbrita de Reforma está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, presentando concentraciones de 67.9 a 72.3% de SiO₂ (dacita a riolita). Mientras que los productos post-caldera tienen asociaciones minerales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti y anfíbol, con concentraciones de SiO₂ que varían de 54.4 a 57.7% (andesitas basálticas a andesitas).

Todos los productos syn y post-caldera de Reforma son calco-alcalinos. Los productos syn-caldera tienen anomalías negativas de Nb, Ta, P, Ti y Eu y positivas de Cs, K y Pb, mientras que los productos post-caldera solo presentan anomalías negativas de Nb, Ta y P y positivas de Ba, K y Sr. Considerando la estratigrafía, petrografía y composiciones químicas, es posible sugerir que tanto la subducción como la tectónica extensional en el área de estudio han tenido una importante contribución en la evolución magmática y volcánica de la caldera de Reforma.

Erupciones plinianas asociadas a la actividad post-caldera de la Primavera, Jalisco

Delphine Roselyne Nathalie Sourisseau¹, José Luis Macías², Denis R. Avellan³, Juan Pablo Bernal Uruchurtu⁴, Giovanni Sosa Ceballos²

¹Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México

²Unidad Michoacán, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México

³Cátedras CONACYT, Unidad Michoacán, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

⁴Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.

s_delphine_64@hotmail.fr

RESUMEN

La caldera de La Primavera se ubica cerca de la intersección entre la Sierra Madre Occidental (SMO) y la porción occidental del Cinturón-Volcánico-Trans-Mexicano (CVTM). Los productos volcánicos de la caldera son de composición riolítica con una evolución compleja ocurrida entre 120 y 28 ka. La caldera se formó hace ~95 ka con una erupción explosiva que depositó a la Toba Tala, seguida del colapso caldérico. La actividad post-caldérica comenzó con la formación de un lago intracaldera, la erupción subacuática de la Pómez Gigante y actividad tanto efusiva como explosiva asociada al proceso de resurgencia.

Este trabajo está basado en la reconstrucción estratigráfica de los depósitos piroclásticos apoyada con fechamientos de U/Th en zircones. El horizonte base a partir del cual se hizo esta correlación es el depósito de la Pómez Gigante que está interestratificado con sedimentos lacustres. Por encima de este nivel hemos identificado al menos 7 depósitos de caída asociados al mismo número de erupciones plinianas/subplinianas ocurridas entre 77 y 57 ka. Es probable que el origen de estas erupciones esté localizado al sur de la caldera en los domos San Miguel y Planillas. Las pómez de estas erupciones están compuestas de cuarzo > sanidino > anfíbol + clinopiroxeno + óxidos y microfenocristales de biotita. Las composiciones de estas pómez varían de 72.5 a 74.7 % en peso de SiO₂.

Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en la Cuenca de México

Diana Marlene Cruz-Fuentes, José Luis Arce

Instituto de Geología, UNAM, Cd. Universitaria Coyoacán, México, D.F., 04510

jarce@geologia.unam.mx

RESUMEN

En la parte sur de la Cuenca de México se han descrito afloramientos de un depósito de pómez de caída de color blanco. El afloramiento más representativo se encuentra en el Bosque de Tlalpan (BT), delegación Tlalpan. En este sitio el depósito alcanza 3 m de espesor, es masivo, la pómez representa el 80-90 % en volumen, con un predominio de tamaño del lapilli grueso y algunos bloques. A pesar de contar con sólo siete afloramientos hasta el momento, se plantea que este depósito fue producido por una erupción de tipo pliniano, ya que, si se compara con la erupción Pómez Toluca Superior del Nevado de Toluca, los espesores y dimensiones son similares en zonas proximales. La pómez BT es de composición dacítica (54-56 % en peso de SiO_2) con afinidad calciálica, con una mineralogía de plagioclasa (andesina y labradorita) > anfíbol > ortopiroxeno, biotita, en menor proporción cuarzo, óxidos de Fe-Ti y circón como mineral accesorio, inmersos en una matriz vesicular y vítrea. En el afloramiento localizado cerca de la estación del metro Coyoacán el depósito alcanza un espesor de 1.56 m, con una disminución notable en el tamaño de grano de 1 cm, comparado con el sitio Bosque de Tlalpan. De acuerdo con el análisis preliminar de afloramientos, el espesor y tamaño de los constituyentes del depósito disminuye hacia el NE, por lo tanto, es posible que la fuente de emisión se encuentre hacia el SO del Bosque de Tlalpan, en cuya dirección se encuentra el volcán Ajusco (a 10 km), el cual forma parte de la Sierra de las Cruces. Se descarta que la fuente de emisión sea alguno de los volcanes monogenéticos del Campo Volcánico Chichinautzin dado que este tipo de volcanes no producen erupciones plinianas y son de composición relativamente básica. La edad del depósito BT fue estimada por el método U-Th en circones, que lo ubican en el Pleistoceno medio (334 mil años A.P.) y representa la edad más joven para los productos de la Sierra de las Cruces.

Revisión de los estudios vulcanológicos de Los Azufres

José Luis Macías¹, José Luis Arce², Felipe García-Tenorio¹, Víctor Hugo Garduño-Monroy³, Renato Castro-Govea⁴, Paul W. Layer⁵, G. Saucedo⁶, H. Pérez-Esquivias⁷, Adrián Jiménez-Haro³, Gabriel Valdés⁷

¹Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia.

²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX.

³Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH.

⁴Instituto Mexicano del Petróleo, CDMX.

⁵University of Alaska at Fairbanks, EUA.

⁶Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

⁷Residencia de Los Azufres, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, CFE.

⁸Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero.

RESUMEN

El campo geotérmico de Los Azufres se encuentra ubicado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Este campo geotérmico está emplazado a lo largo de tres sistemas de fallas regionales E-O (activas) y fallas en direcciones NE-SO y NO-SE. El Complejo Volcánico de los Azufres (CVA) está formado por cerca de 100 estructuras volcánicas que varían desde flujos de lavas fisurales, domos, coulees, conos de escorias y el estratovolcán San Andrés.

El CVA se ubica en un alto topográfico sobreyaciendo a la Sierra de Mil Cumbres (17-23 Ma) y a la Sierra de Santa Inés (14-4.5 Ma). Este complejo inició su formación hace ~1.5 Ma y ha tenido actividad inclusive hasta el Pleistoceno tardío. Por lo tanto, su vulcanismo se interdigita con secuencias volcánicas a su alrededor pertenecientes al CVTM. En síntesis, el CVA tiene una primera fase de vulcanismo basáltico hace 1.5 Ma y ha evolucionado hasta riolitas fechadas en 0.14 Ma. En el CVA no afloran rocas más antiguas de ~1.5 Ma en buena correlación con muestras de canal y núcleos de varios pozos de la CFE.

Los Azufres fue considerada como una caldera resurgente del Pleistoceno medio y como caldera de colapso del Mioceno tardío y reactivada durante el Plioceno. Sin embargo, nuestros estudios geológicos no encontraron evidencias de extensas ignimbritas en superficie o en subsuelo asociadas a la caldera sino ignimbritas originadas en calderas vecinas.

Estratigrafía y geocronología del pozo profundo Mixhuca-1, Cuenca de México

Fernando de Jesús Jiménez Domínguez¹, José Luis Arce², Pedro Rafael Soto Navarro³

¹Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Ticomán, Av. Ticomán No. 600, Col. Sn José Ticomán, Del. Gustavo A. Madero, México, D.F., C.P. 07340

²Instituto de Geología, UNAM, Cd. Universitaria Coyoacán, México, D.F., 04510

³Comisión Nacional del Agua, Avenida Insurgentes Sur 2416, Copilco El Bajo, Ciudad de México. C.P. 04340

jlance@geologia.unam.mx

RESUMEN

En el presente trabajo se estudiaron algunas muestras de núcleos del pozo profundo Mixhuca-1, perforado por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en 1986, ubicado en la porción centro-oriental de la Cuenca de México. La columna litológica de 2452 m de espesor está constituida de las siguientes unidades: 1) rocas calcáreas (2452 m - 1573 m) 2) material volcánico como flujos de lava y flujos piroclásticos (1573 a 90 m de 34.9 Ma) y 3) la parte superficial por depósitos lacustres (90 m – 0 m). Con base en análisis de la información de los informes de perforación, descripciones realizadas de las muestras de núcleos, petrografía, análisis de microfacies en rocas carbonatadas y análisis radiométricos (U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) e isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos) y datos geocronológicos anteriores se pudieron diferenciar cinco paquetes litológicos que fueron correlacionados con los pozos circundantes y con las rocas expuestas en la superficie en los alrededores de la Cuenca de México. En los paquetes litológicos que se encuentran en el pozo Mixhuca-1 para la secuencia calcárea se reconoció a la Formación Morelos tanto en la base (2452 m – 1990 m) como en la cima (1810 m – 1573 m) con una edad de 98.5 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y la Formación Mexcala (1990 m – 1810 m), esto sugiere que ocurre una repetición de la secuencia estratigráfica, que podría ser explicada por un pliegue o por una falla inversa como se ha propuesto basado en la repetición faunística y de ambiente deposicional (Pemex, 1986). La base de la secuencia volcánica, en un intervalo de 1573 m a 1150 m, se correlaciona con la Riolita Tilzapotla por la edad obtenida de 34.9 Ma y 29 Ma. Posteriormente, de 1150 m a 600 m, se reconoció a la formación Tepoztlán con una edad de 21.7 Ma, de 600 m a 290 m tenemos a los depósitos de la Sierra de las Cruces con una edad obtenida de 3.43 Ma, finalmente de 290 m a 90 m se tiene a los depósitos del Cerro de la Estrella y Sierra de Santa Catarina.

Cartografía y geoquímica de la caldera El Aguajito en Baja California Sur

Susana Osorio-Ocampo¹, José Luis Macías¹, Laura Garcia-Sanchez¹, Giovanni Sosa Ceballos¹, Antonio Pola-Villaseñor², Felipe García-Tenorio¹

¹Instituto de Geofísica, UNAM, Ex-Hacienda de San José de La Huerta C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México.

²Escuela Nacional de Estudios Superiores, UNAM campus Morelia, Ex-Hacienda de San José de La Huerta C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México.

susanaos2000@gmail.com

RESUMEN

La caldera El Aguajito se localiza en el Golfo de California a 35 km en línea recta de la ciudad de Santa Rosalía en Baja California Sur. Comprende un área aproximada de 450 km² con elevación que va desde el nivel del mar hasta 1280 msnm. La formación de El Aguajito y varios centros volcánicos a su alrededor, como la caldera La Reforma y el Complejo Volcánico Tres Vírgenes, están emplazados en la cuenca de Santa Rosalía la cual está orientada NE-SO. El basamento sobre el cual reposa la caldera está conformado por rocas sedimentarias marinas (limolitas y arenas fosilíferas) y una secuencia volcanoclástica. Sobreyaciendo se encuentran los depósitos piroclásticos asociados a la formación de la caldera El Aguajito (~1 Ma) conformados en la base por flujos de pómez deleznable de color gris a rosa que transicionalmente se enriquece en líticos y aparecen pipas de desgasificación. La parte superior de este flujo piroclástico corresponde a una ignimbrita soldada sobre la que reposan flujos de pómez que pueden representar la última fase de la formación de la caldera. La etapa post-caldera corresponde a domos resurgentes (~0.5 Ma) que están alineados NO-SE paralelos a la costa, marcando el borde del colapso y en el centro de la caldera. Mineralógicamente las rocas syn-caldera y post-caldera contienen plagioclasa, piroxeno y anfíbol con contenidos entre 74.8 % y 59.1 % en sílice. La mayoría de las rocas son riolitas calcoalcalinas con contenidos en potasio de medio a alto y bajas concentraciones en MgO (7.2-0.12 %). Las tierras raras ligeras están enriquecidas con respecto a las tierras raras pesadas y se observa la anomalía negativa de europio. Las rocas normalizadas contra manto primitivo están enriquecidas en Rb, K, Ba, Pb y empobrecidas en Nb, Ta y Ti. Aunque la subducción se detuvo hace aproximadamente 12 Ma y el ambiente tectónico actual es de extensión, las rocas de El Aguajito formadas 11 Ma después, continúan presentando características químicas de zonas convergentes lo que sugiere hacer estudios a detalle con respecto al magmatismo del área.

SECCIÓN B

Trabajos en extenso

COSMOQUÍMICA

Método alternativo para la identificación rápida de meteoritas a partir del análisis no destructivo de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil SANDRA

Miguel Ángel Montoya Pérez¹, Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz¹, José Luis Ruvalcaba Sil³

¹Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad Universitaria, C.P. 04510, Ciudad de México.

²Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM, Ciudad Universitaria, C.P. 04510, Ciudad de México.

³Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural, Instituto de Física, UNAM, Ciudad Universitaria, C.P. 04510, Ciudad de México.

karina-cervantes@ciencias.unam.mx

RESUMEN

Las meteoritas se clasifican de acuerdo a su constitución química y la caracterización petrológica de sus componentes (Van Schmus y Wood, 1967). El objetivo del trabajo es desarrollar un método de análisis *in situ* que permita la identificación preliminar de meteoritas a partir su contenido de Fe y Ni empleando el análisis por fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil SANDRA del Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y la Conservación del Patrimonio Cultural del Instituto de Física, UNAM (LANCIC-IF).

Los primeros resultados permiten una buena discriminación a partir del contenido de hierro y níquel contenido en las muestras de meteoritas (pétreas, mixtas y metálicas) y muestras de óxidos de hierro terrestres las cuales son comúnmente confundidas con meteoritas.

ABSTRACT

The objective of this work is implementation of a qualitative method for preliminar *in situ* identification of meteorites based on their Fe and Ni content by the analysis of X-ray fluorescence (XRF) analysis using SANDRA portable equipment at Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y la Conservación del Patrimonio Cultural at Physic Institute, UNAM (LANCIC) in Mexico City.

The first results allow a good discrimination on the basis of the contents of iron and nickel in the samples of meteorites (stone, stony-iron and iron) and samples of terrestrial iron oxides, which are commonly confused with meteorites.

INTRODUCCIÓN

Formación de agregados sólidos en el disco protoplanetario

Las observaciones astronómicas de los objetos estelares jóvenes (“Young stellar objects”=YSOs) unido a los modelos de formación del sistema solar y los estudios en laboratorio de meteoritas y cometas nos ayudan a comprender la manera en la que se formó el Sol y el sistema solar (Dauphas y Chaussidon, 2011).

Según el modelo de Goldreich y Ward (1973) el sistema solar nació a partir de una nube molecular compuesta de gas y polvo. Una zona de la nube molecular se colapsó y como resultado de la conservación del momento angular se formó un disco protoplanetario. El material acumulado en el centro del disco originó una protoestrella. En el plano medio del disco, a partir de las partículas de polvo preexistentes en la nube molecular, se formaron agregados que iban de las 0.1 a 10 μm .

Es en este periodo cuando se formaron las inclusiones de calcio y aluminio (ICA). Estos fueron los primeros sólidos y se formaron en menos de cien mil años (Wood, 2004). Un poco después se comenzaron a formar los condros en los primeros 3 millones de años a partir de agregados de cristales presentes en el disco (Connelly *et al.*, 2012). Cuando estos agregados sólidos alcanzaron el rango de tamaños de 10 a 100 cm experimentaron un proceso de frenado debido a que el gas del disco giraba más lento que los sólidos. De esta forma las partículas encontraban un viento de frente que las hacía desacelerarse y caer hacia la estrella en periodos de tiempo cortos. De manera que estos sólidos debieron aumentar rápidamente de tamaño pues de otra manera se hubieran destruido. Uno de los mecanismos de crecimiento propuestos es la inestabilidad gravitacional de un disco turbulento en la que los cuerpos crecerían rápidamente hasta alcanzar varios kilómetros de diámetro los cuales son llamados planetésimos (Dauphas y Chaussidon, 2011).

Los procesos termodinámicos relacionados con el crecimiento de los planetésimos que son descritos por Cuzzi y Conel (2006) muestran que en función del material del que se forman, los planetésimos pueden sufrir un proceso de diferenciación donde se separan los minerales metálicos de los silicatos. Los experimentos realizados por Trieloff y colaboradores en 2003 ayudaron a estimar que un cuerpo con un diámetro menor a 100 km puede permanecer indiferenciado. De estos cuerpos se derivan las meteoritas condriticas y después de su evolución, los cuerpos planetarios diferenciados.

Clasificación petrogenética de meteoritas

Toneladas de material proveniente del espacio llegan todos los días a la superficie del planeta, de ese material menos del 1% tiene un tamaño suficiente para ser recolectado y analizado en un laboratorio. Los fragmentos de roca que logran llegar a la superficie del planeta, incluyendo fragmentos pequeños de asteroides, de la Luna y de Marte son conocidos como meteoritas (Bischoff, 2001). Una primera clasificación centrada en el contenido de metales, clasifica a las meteoritas en tres grandes grupos: pétreas, mixtas y metálicas (Bischoff, 2001). Si se considera su origen y evolución puede hacerse una nueva clasificación en tres grupos: meteoritas no diferenciadas, diferenciadas y acondritas primitivas (Weisberg *et al.* 2006). Con esas dos formas de discriminación se puede hacer una sola clasificación (Figura 1). En ella todas las condritas (un grupo de meteoritas pétreas) están dentro de las meteoritas no diferenciadas. Las acondritas son meteoritas diferenciadas resultado de la fusión total o parcial de su cuerpo parental. Como ejemplo de acondritas están las meteoritas metálicas que contienen un alto contenido de Fe y Ni, también se encuentran las meteoritas lunares y marcianas que son muestras provenientes de un cuerpo diferenciado. Algunas meteoritas diferenciadas tienen una composición química muy similar a la de un cuerpo condritico, por esa razón forman un grupo separado llamado acondritas primitivas.

Técnicas de espectroscopia para el análisis de meteoritas

Las meteoritas contienen el registro de la formación del sistema solar y esa información no está presente en ninguna roca terrestre. Sin embargo, estas rocas llegan a la superficie de la Tierra en eventos aleatorios y con excepción de las rocas lunares, en la actualidad no existe una tecnología que permita traer muestras de rocas extraterrestres. Por esa razón el escaso material con el que contamos requiere la implementación de técnicas de análisis no destructivas para su estudio. El uso de técnicas de espectroscopia no destructivas es una excelente opción para el estudio de las meteoritas por lo cual han sido empleadas en numerosas ocasiones en el análisis de todos los grupos conocidos.

| Tipo de muestra | Muestra | Ni (Cuentas) | Fe (Cuentas) |
|--------------------|--------------|--------------|----------------|
| Metálica | Catorce | 47448 ± 221 | 1354059 ± 1164 |
| Metálica | Cañón Diablo | 70417 ± 270 | 1337194 ± 1158 |
| Metálica | Shikote | 45485 ± 218 | 1374603 ± 1174 |
| Metálica | Campo Cielo | 114148 ± 342 | 1253988 ± 1122 |
| Metálico-pétreo | Brenham | 101615 ± 321 | 1403110 ± 1185 |
| Condrita ordinaria | Aldama 1 | 27440 ± 173 | 719342 ± 850 |
| Condrita Ordinaria | Aldama 2 | 27122 ± 172 | 755522 ± 871 |
| Pseudometeorita | Muestra 2 | 356 ± 26 | 297246 ± 546 |
| Pseudometeorita | Muestra 1 | 221 ± 39 | 36106 ± 194 |

Tabla 1. Intensidad de FRX en número de cuentas registradas por los detectores del equipo SANDRA para el Ni y Fe en las diferentes muestras

Rayos X

En 1895, durante su trabajo de estudiar los rayos catódicos, Wilhelm Röntgen (1886) encontró un tipo de radiación con una longitud de onda entre los 10^{-11} a 10^{-08} m (Als-Nielsen y McMorrow, 2011) que actualmente conocemos como rayos X.

La teoría de electrodinámica explica que una partícula cargada eléctricamente irradia energía cuando sufre una aceleración. De acuerdo a lo anterior, cuando inciden electrones en un material y son desacelerados por la influencia de un campo electrostático irradian energía electromagnética.

La radiación que se produce al desacelerar una partícula cargada forma un espectro continuo y se le conoce como radiación *Bremmstrahlung*. Los electrones altamente energéticos emiten un espectro de radiación continua en la región de los rayos X y el funcionamiento de la mayoría de las fuentes de rayos X se basan en este principio (Van Grieken y Markowicz, 2001).

Fluorescencia de rayos X

Cuando un fotón de rayos X se absorbe y expulsa un electrón del átomo, el espacio vacante creado en la capa más interna puede ser llenado mediante el proceso de emisión de rayos X, donde uno de los electrones en una capa exterior llena el espacio dejado por el electrón expulsado. Durante este proceso se expulsa un fotón y el conjunto de fotones producidos forman el espectro de fluorescencia de rayos X (Als-Nielsen y McMorrow, 2011). Cuando el electrón pasa de una capa L a la capa K se produce un fotón K_{α} y si la transición es de la capa M a la capa K se produce un fotón K_{β} (Figura 2).

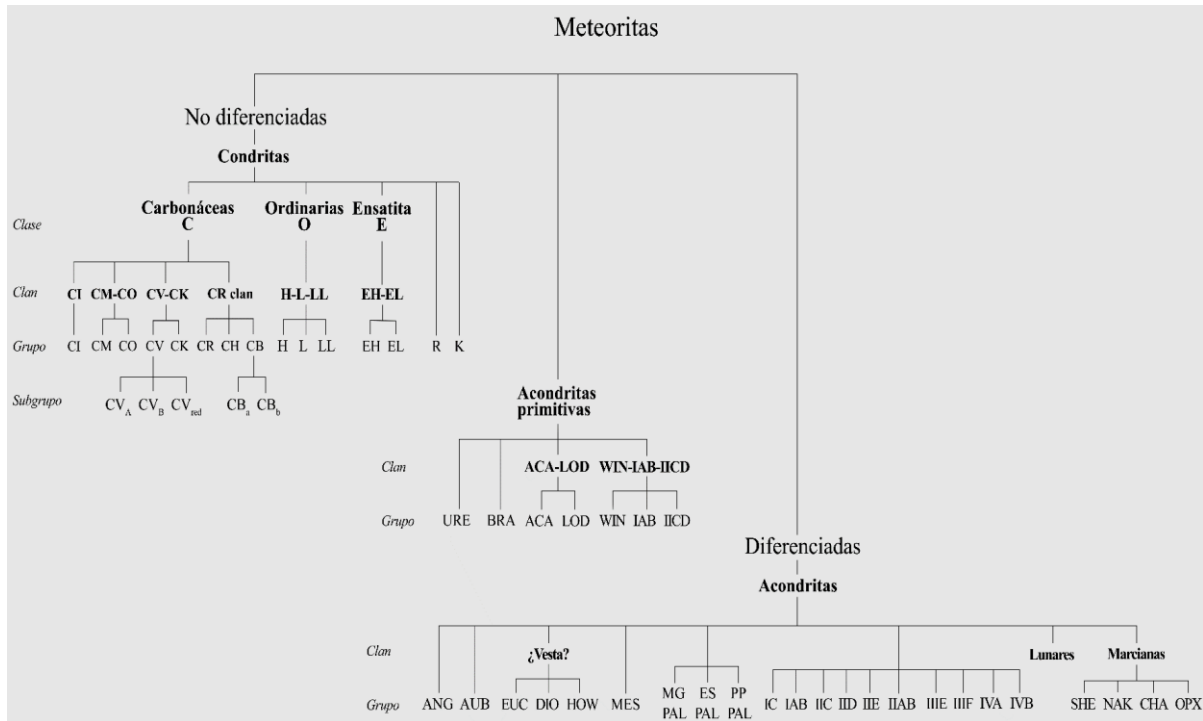
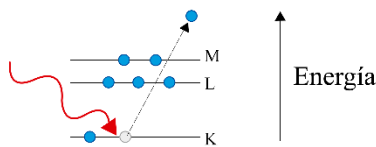


Figura 1. Clasificación petrogenética de meteoritas. Modificada de Weisberg *et al.* 2006

(a) Absorción de un fotón



(b) Emisión de rayos X

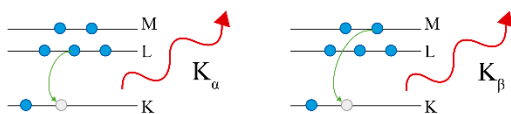


Figura 2. Formación del espectro de fluorescencia de rayos X. a) Cuando un fotón expulsa a un electrón del átomo el espacio vacío resultante puede llenarse con un electrón de los niveles superiores emitiendo un fotón. b) Cuando el electrón proviene de la capa L se produce un fotón K_{α} y cuando viene de la capa M se produce un fotón K_{β} . El conjunto de los fotones producidos por este proceso se conoce como espectro de fluorescencia de rayos X. Modificada del libro "Elements of modern X-ray physics" (2011).

Rayos X característicos

Los átomos de cada elemento consisten en un núcleo (formado por neutrones y protones) y una nube de electrones que lo rodea. El número de protones en el núcleo del átomo define su número atómico Z, mientras que en un átomo de carga neutra el número de protones y de electrones es el mismo.

En la nube, los electrones tienen un conjunto estable de niveles de energía conocidos como capas electrónicas. La capa más cercana al núcleo se conoce como la capa K, seguida hacia el exterior por la L y las capas M, N, O, P y Q sucesivamente. El número máximo de electrones en cada capa está determinado por las leyes de la mecánica cuántica, con un máximo de dos electrones en la capa K; ocho electrones en la capa L; 18 electrones en la capa M y así sucesivamente. Cada capa, con excepción de la capa K, se divide en subcapas y los electrones en diferentes subcapas tienen energías ligeramente diferentes. La capa L tiene tres subniveles y la capa M tiene cinco subniveles (Burcham, 2003).

La capa K tiene la energía de ionización más alta o energía crítica de ionización. Es decir, se necesita más energía para arrancar un electrón de esta capa que del resto de capas y subniveles. En general cuanto más lejano este el electrón del núcleo, menor es su energía de ionización. Los rayos X característicos son producidos por transiciones de electrones entre las capas. Los electrones en cada capa y subcapa tienen energías de ionización específicos y estos son diferentes para cada elemento, por ejemplo, la energía de ionización para la capa K del Si (1.84 keV) es diferente de la energía de ionización de la capa K del Pt (78.4 keV). Por lo tanto, cuando se coloca un detector de rayos X, la energía de emisión registrada depende únicamente del elemento del que se trate y la intensidad depende de la cantidad de átomos que la emiten.

Técnica de fluorescencia de rayos X

La fluorescencia de rayos X (XRF) es una técnica rápida y de alta sensibilidad multielemental que puede aplicarse para realizar estudios no destructivos (Janssens y Van Grieken, 2004). Es capaz de analizar muchas muestras de forma rápida y sencilla, con alta precisión y reproducibilidad, sin embargo, hay que prestar especial atención al uso de estándares de calibración y la selección de las condiciones analíticas (Goto y Tatsumi, 1994).

El estudio de meteoritas con XRF permite, entre otras cosas, el mapeo de las estructuras presentes y obtener su composición química. Con esa información es posible identificar la distribución global de sus componentes y con ello proponer los procesos bajo los cuales estuvo sometida (Higgins *et al.*, 2011). Además, la velocidad del análisis permite también comenzar a crear una biblioteca con los datos del espectro de emisión de fluorescencia de rayos X característico de cada grupo de meteoritas (Daviau *et al.*, 2012).

METODOLOGÍA

Para éste trabajo se utilizaron fragmentos de muestras de mano de las meteoritas metálicas Catorce, Cañón Diablo, Shikote, Campo Cielo, la condrita ordinaria Aldama H5, una sección pulida de la pallasita Brenham y dos fragmentos de pseudometeoritas desconocidas que debían evaluarse.

Obtuvimos una composición general de cada muestra colocando el haz sobre una sección limpia de óxido y lo más pulida y plana posible. En todos los casos analizamos minerales metálicos, es decir, en el caso de la condrita aldama se buscó un grano metálico y para la pallasita Brenham analizamos la fase metálica.

Los análisis FRX se realizaron en el Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y la Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC-IF). Trabajamos con el equipo portable de rayos X SANDRA (Sistema de Análisis No Destructivo por Rayos X) desarrollado por el Instituto de Física de la UNAM (Ruvalcaba *et al.*, 2010) operando a 0.3 mA y 35 kV con un tiempo de adquisición de datos de 120 segundos por región analizada. El equipo cuenta con un tubo de molibdeno de operación máxima de 75 watts y detector AMPTEK SDD 1-2-3. El equipo cuenta con diversos colimadores para definir el área de análisis en la superficie de la meteorita, en este caso se empleó un colimador de 1 mm de diámetro. Los espectros fueron procesados en el programa AXIL para obtener el área bajo la curva de los picos de las señales de cada elemento y la desviación estándar asociada a la medición.

RESULTADOS

De los análisis químicos elementales de FRX en las meteoritas obtuvimos la intensidad de rayos X de Fe y Ni (Tabla 1). A partir de las intensidades de Fe y Ni realizamos una gráfica de dispersión (Figura 3). Considerando que la intensidad de un elemento en el espectro de FRX es directamente proporcional a la concentración del elemento en la muestra, tomamos en cuenta el número de cuentas registradas para Fe y Ni sin hacer una conversión a porcentaje en peso. Con ello eliminamos la necesidad de un estándar que fuera muy parecido a cada una de las muestras y como resultado obtuvimos un método de análisis químico semi-cuantitativo para una identificación rápida inicial que ayude a descartar pseudometeoritas comparando su composición con el de las meteoritas.

En la Figura 3 se muestra que el contenido de Fe y Ni en las meteoritas tiene una concentración alta, agrupando a esas muestras en la zona superior derecha del diagrama (campo azul). Por el contrario, las posibles meteoritas que se evaluaron mostraron bajos contenidos de Fe y Ni en comparación con las meteoritas. Estas dos muestras se agruparon en un campo aparte (campo verde) en la esquina inferior izquierda. Estos resultados muestran una clara diferencia en el contenido de Fe y Ni de una meteorita, además de otros aspectos físicos del material tales como raya negra y dureza similar a 6 indica que una de éstas muestras es un fragmento de magnetita y el otro con raya roja y dureza alrededor de 5 es un fragmento de hematita.

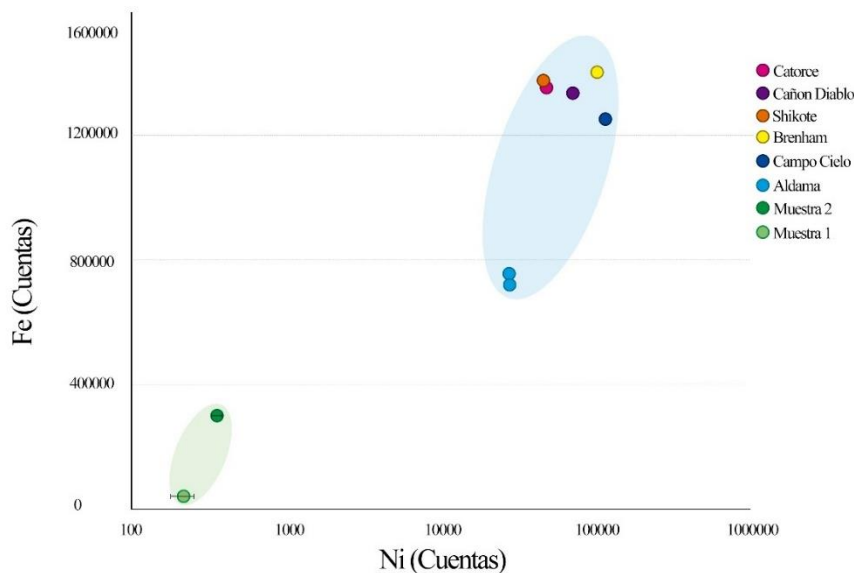


Figura 3. Relaciones Fe/Ni para meteoritas y pseudometeoritas. En la gráfica se muestran la intensidad de rayos X de Fe y Ni para cada muestra obtenidos con el equipo SANDRA. En verde se muestra el campo donde se encuentran los valores para los fragmentos a evaluar. Estos fragmentos muestran un bajo contenido de Fe y Ni. En azul se muestra el contenido de Fe y Ni de los fragmentos de meteoritas. Los contenidos de Fe y Ni en las meteoritas muestran una clara diferencia con los contenidos de esos elementos en los fragmentos a evaluar.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los elementos más usados para distinguir entre los diferentes grupos de meteoritas son el manganeso (Mn), silicio (Si) y magnesio (Mg) (Daviau *et al.*, 2012). Sin embargo, al graficar la intensidad de Fe y Ni registrada en el espectro obtenido por el equipo SANDRA de las meteoritas y las muestras de rocas terrestres, se marcan dos campos claramente separados. Esa diferencia separa las rocas terrestres de las meteoritas debido al alto contenido de Fe y Ni en los cristales de los minerales metálicos presentes en las rocas extraterrestres (Weisberg *et al.*, 2006).

De los resultados obtenidos podemos concluir que el equipo SANDRA ofrece un método de identificación rápida de meteoritas que, con un estudio más detallado de todos los grupos de meteoritas, permitirá la formación de una base de datos para la identificación y clasificación preliminar cualquier muestra de roca extraterrestre. Además, ofrece una discriminación cuantificable de muestras que no sean meteoritas.

CONCLUSIONES

Este trabajo presenta por primera vez el uso del equipo SANDRA para el estudio de las meteoritas y también constituye la base de un método semi-cuantitativo que además de identificar una meteorita, permita su clasificación.

La ventaja de este método propuesto es que puede analizar muestras mayores a algunos micrómetros sin un límite superior y es no destructivo.

Comparado con los equipos tradicionales de FRX, SANDRA ofrece una gran portabilidad y múltiples análisis en regiones pequeñas de una misma meteorita, lo cual permitiría el empleo de los equipos portátiles de FRX en salidas de campo y en el estudio y clasificación de los acervos de meteoritas

La simplicidad en el procesamiento de los datos hace de este método una alternativa eficaz y rápida de identificación de meteoritas.

Al continuar este estudio con muestras representativas de cada grupo de meteoritas permitirá crear una base de datos suficientes para desarrollar un método de clasificación de meteoritas rápido y confiable.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo del proyecto PAPIIT IA105515 y del Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural LANCIC sede Instituto de Física UNAM, a través de los proyectos CONACYT LN 232619, LN 260779 y LN271614.

REFERENCIAS

Als-Nielsen, Jens y McMorrow, Des, 2011. Elements of modern X-ray physics, Segunda edición. Ed. John Wiley & Sons, Ltd Publication. United Kingdom. p. 2-3.

Bischoff, A., 2001. Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts. Planetary and Space Science, v. 49, p. 769–776.

Burcham, W. E., 2003. Física nuclear. Ed. Reverté. España. pp. 3-12.

Connelly, J. N., Bizzarro, M., Krot, A. N., Nordlund, Å. Wielandt, D., Ivanova M. A., 2012. The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk. Science, v. 338, p. 651-655.

Cuzzi J.N. y Conel M.O.D. A., 2006. Chondrule formation in particle-rich nebular regions at least hundreds of kilometers across. Nature, v. 441, p. 483–485.

Dauphas, N., Chaussidon, M., 2011. A perspective from extinct radionuclides on a young stellar object: The sun and its accretion disk. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 39, p. 351–386.

-
- Daviau, K.C., Mayne, R.G., Ehlmann, A.J., 2012. An XRF study of meteorites. 43rd Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, EUA. No.1659.
- DeMeo, F. C., Carry, B., 2014. Solar System evolution from compositional mapping of the asteroid belt. *Nature*, v. 505, p. 629-634.
- Goldreich, P. y Ward, W. R., 1973. The Formation of Planetesimals. *Astrophysical Journal*, v. 183, p. 1051-1062.
- Goto A., Tatsumi Y., 1994. Quantitative Analysis of Rock Samples by an X-Ray Fluorescence Spectrometer (I). *The Rigaku Journal*, v. 11, p. 40-56.
- Higgins, M. D., Herd, C. D., Walton, E. L., 2011. Micro-XRF Study of the Buzzard Coulee Meteorite (resumen), 42 Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, EUA, p. 1944.
- Janssens, K., Van Grieken, R., 2004. Non-destructive microanalysis of cultural heritage materials, *Comprehensive Analytical Chemistry*. Elsevier Science, v. 42, p. 129.
- Ruvalcaba S., J.L., Ramírez M., D., Melo A., V., Picazo, F., 2010. SANDRA: a portable XRF system for the study of Mexican cultural heritage. *X-RaySpectrom*, v. 39, p. 338–345.
- Röntgen, W.K., 1896. A New Form of Radiation. *Science*, v. 3, p. 726-729.
- Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourrot-Denise, M., Pellas, P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature*, v. 422, p. 502–506.
- Van Grieken, R. y Markowicz A., 2001. *Handbook of X-Ray Spectrometry*, Segunda Edición. Ed. Marcel Dekker. New York, EUA, p. 1-36.
- Van Schmus, W.R., Wood, J.A., 1967. A chemical-petrologic classification lot the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 747–765.
- Weisberg, M.K., McCoy, T.J., Krot, A.N., 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. *Meteorites and the Early Solar System*, v. 2, p. 19-52.
- Wood J.A., 2004. Formation of chondritic refractory inclusions: the astrophysical setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4007-4021.

EXPLORACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES

Características petrológicas y geoquímicas de los intrusivos relacionados a la mineralización del yacimiento tipo IOCG en la Zona Minera de Las Minas, Estado de Veracruz.

C. G. Dorantes Castro¹, Eduardo González Partida², Antoni Camprubi³, Carles Canet⁴, Luis Eduardo González Ruiz^{5,6}, J. E. Rodríguez Galeotte¹, J. Castro Mora⁷

¹ Instituto Politécnico Nacional - ESIA- TICOMÁN. Cd. México.

² Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

³ Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

⁴ Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

⁵ UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

⁶ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F. Jurica Querétaro, Qro., México.

⁷ Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

edgopa@gmail.com

RESUMEN

Geológicamente el área de Las Minas, está constituida por grandes paquetes de caliza del Cretácico inferior (Ki), que corresponden a la Formación Orizaba; estas han sido fuertemente afectadas por plegamientos de edad laramídica, así como por rocas plutónicas de composición desde gabroica hasta granítica con predominancia de dioritas con una edad de 12.5 Ma (Ar/Ar). Estos cuerpos intrusivos generaron un metamorfismo de contacto y precipitación de menas; el Cenozoico está representado por una secuencia ígnea extrusiva (piroclástica principalmente), como son tobas basálticas, ceniza volcánica y dacitas del Terciario Inferior y Holoceno. La paragénesis mineral está compuesta principalmente de magnetita, calcopirita, bornita y oro asociado al tipo IOCG; La mineralización de Las Minas tiene una afinidad con un sistema hidrotermal profundo completo, derivado de las intrusiones post-Laramídicas dacíticas del Mioceno medio. Los análisis geoquímicos obtenidos de los intrusivos indican que los productos pertenecen a un ambiente de arco volcánico de margen convergente, que concuerda con uno de los ambientes tectónicos de formación de los sistemas IOCG, pertenecientes al campo de la serie subcalalina del tipo calcialcalino con contenidos de potasio altos en los miembros diferenciados.

ANTECEDENTES

La actividad minera del Distrito de Tatatila-Las Minas se remonta a tiempos anteriores a la Conquista, pues se tiene conocimiento de que los indígenas de Chiconquiaco extraían oro de sus terrenos para pago de tributos al Imperio Azteca; las minas que se trabajaron en esa época fueron: El Alto (extraía oro y cobre), San Antonio (oro), La Sabanilla (cobre), Espíritu Santo (oro) y Juanbrán (cobre y oro).

GENERALIDADES

El área de Las Minas se encuentra en la porción central de Veracruz, dentro de las coordenadas geográficas 19°39' y 19°46' de latitud Norte, 97°06' y 97°13' de longitud Oeste cerca del límite con el estado de Puebla.

GEOLOGÍA

La secuencia mesozoica del oriente de México evolucionó sobre un basamento poco conocido, ya que en general son muy escasas sus exposiciones. Los afloramientos paleozoicos de la Sierra Madre Oriental aparecen intensamente metamorfoseados y se les correlaciona con el cinturón Apalache-Marathon-Ouachita del sureste de Estados Unidos de América. A consecuencia del evento orogénico, la región emergió durante el Pérmico tardío y se mantuvo así hasta el Jurásico inferior. Los principales elementos tectónicos que controlaron el depósito y deformación de las secuencias sedimentarias mesozoicas y terciarias en el noroeste y sureste del estado de Veracruz, lo constituyen el Anticlinorio de Huayacocotla, Macizo de Teziutlán, Plataforma de Córdoba, El Macizo Volcánico de los Tuxtlas y la Cuenca Salina del Istmo, así como la cuenca de Tampico-Tuxpan con la antefosa de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz, (Mora, 1990). El registro litológico Mesozoico de la región está conformado por secuencias sedimentarias continentales del Triásico (Formación Huizachal), sobreyacida por rocas marinas del Jurásico (Formación Huayacocotla), cuya cima está conformada por rocas sedimentarias continentales con importantes componentes vulcanogénicos.

El Jurásico superior y el Cretácico inferior (Ki) están representados por secuencias carbonatadas de plataforma y cuenca (Formaciones Orizaba, Guzmantla y Atoyac) emplazadas en las denominadas cuencas de Córdoba y Tampico Misantla. A finales del Cretácico e inicios del Terciario y durante la Orogenia Laramide, estas secuencias sedimentarias fueron intensamente plegadas y cabalgadas. Al ser levantada la Sierra Madre Oriental, la cuenca de Veracruz fue el receptáculo de una importante cantidad de sedimentos (Gómez, 2002). Las rocas ígneas más antiguas que afloran en el área están conformadas por rocas plutónicas y subvolcánicas de composición variable (gabros a granitos) que afloran a lo largo de la costa del Golfo de México; estas rocas forman troncos prominentes y complejos de diques que en ocasiones presentan mineralizaciones de sulfuros, y que son objeto de este estudio.

Las estructuras geológicas mayores reconocidas en la zona de estudio (figura 1) corresponden a sistemas de falla compuestos, con cinemática evolutiva de cizalla dextral a movimiento normal, representadas por los ríos perenes Las Minas (bocaminas Boquillas y El Dorado) y Trinidad (área Cinco Señores), los cuales en la actualidad tienen un corrimiento NNE-SSW preferencial. La tectónica distensiva de la parte media-superior del Cenozoico ha dado lugar a sistemas de falla normal que son los más frecuentes y que afectan a toda la secuencia estratigráfica expuesta.

RESULTADOS PETROLÓGICOS

El análisis se llevó a cabo mediante la descripción de secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico. La nomenclatura empleada y abreviaciones de los minerales presentes considera la simbología de Kretz (1983), que se desglosa a continuación: Qtz: cuarzo, Plg: plagioclasas, Cal: calcita, Feld-K: feldespato potásico, Hbl: hornblenda, Px: piroxeno, Bt: biotita, Msv: muscovita, Ox: óxidos, Dio: dióxido, Adsn: andesita, Op: minerales opacos, Crb: carbonatos, Mgt: magnetita, Oli: Oligoclasa, Chl: clorita, Atg: antigorita, Ep: epidota, Zr: zircón, Grt: granate, Ap: apatito, Aug: augita, Cl: clorita, Opx: ortopiroxenos, Anf: anfíboles, Cpx: clinopiroxenos, Ap: apatito, LP: luz paralela, NC: nicoles cruzados. En la tabla 1 se muestran una síntesis de las observaciones petrológicas de las diferentes muestras analizadas. Como se observa en la figura 2 la composición de las rocas intrusivas bajo estudio va desde gabros hasta granitos con predominancia de dioritas y gabro-dioritas.

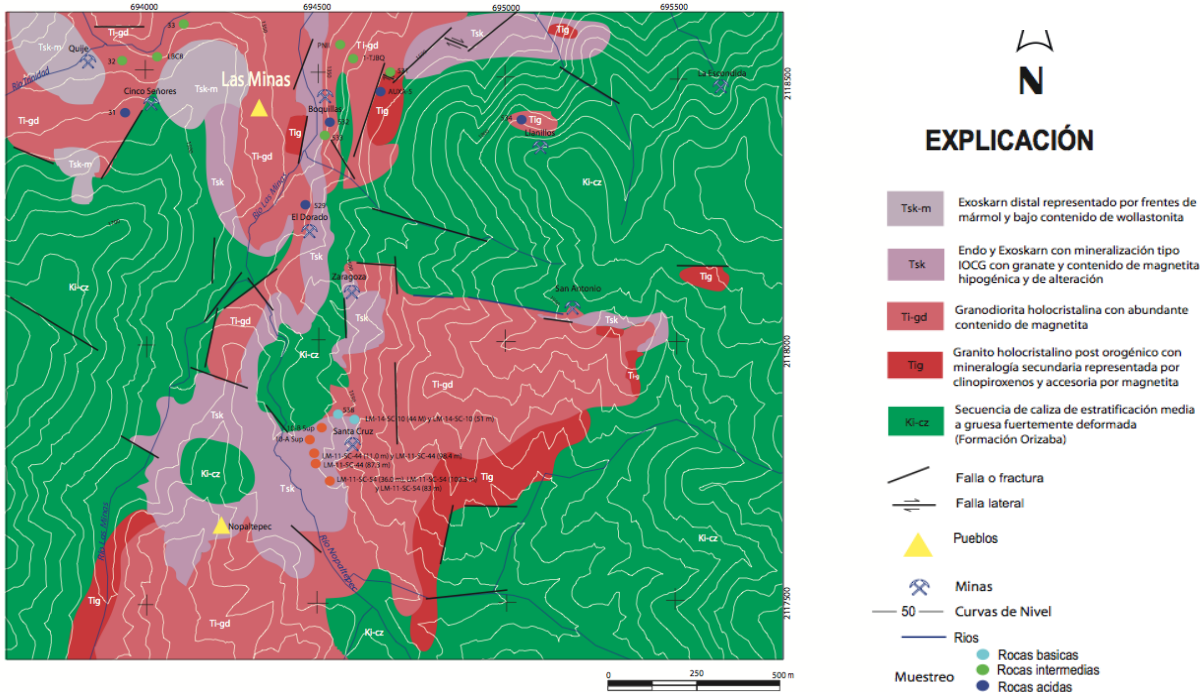


Figura 1. Plano geológico local del área de Las Minas Ver.

| TABLA SINTETICA DEL ANALISIS PETROGRAFICO DE LOS INTRUSIVOS DE LAS MINAS | | | | |
|--|----------------|----------------------|-----------------|---------------------------------------|
| MUESRA | TEXTURA | MINERALES ESENCIALES | ACCESORIOS | SECUNDARIOS (ALTERACIÓN HIDROTHERMAL) |
| 1TJBQ | Fanerítica | Oli, Ads n | Anf, Feld | Qtz, Ep. |
| 532 | Fanerítica | Oli, Ads n | Zr, Cpx, Anf | Qtz, Bt, Ep. |
| 538 | Fanerítica | Oli, Ads n | Ep, Cpx, Hbl, | ----- |
| AUXA-5 | Inequigranular | And, Ort | Zir, Ap | Anf, Qtz, Bt, Ep. |
| 33 | Holocristalina | And, Oli | Zr, Ap, Mgt, Px | Bt, Anf, Mgt |
| PNII | Inequigranular | Oli, Ads n | Zr, Ap | Bt, Anf |
| 529 | Equigranular | Lab, Bitw | Anf, Qtz, Feld | Ap, Zr |
| LM-14-SC-10 (44 m). | Equigranular | Lab, Bitw | Cpx, Atg | Mgt |

Tabla 1. Resultados petrológicos de rocas intrusivas analizadas en el Distrito Minero de Tatatila -Las Minas. Ver. Dónde: Oli= oligoclasa, And= andesina, Lab= labradorita, Cpx= clinopiroxeno, Hnb= hornblenda, Bt= biotita, Zir= zircón, Ep= epidota, Qtz= cuarzo, Anf= anfíboles, Feld= feldspatos, Mgt= magnetita, Ap= apatito, Wo= antigorita, Dio= dióxido, Hbl= hornblenda, Plg= plagioclasa, Calc= calcita, Opx= ortopiroxeno Sf= esfena y Cl= clorita.

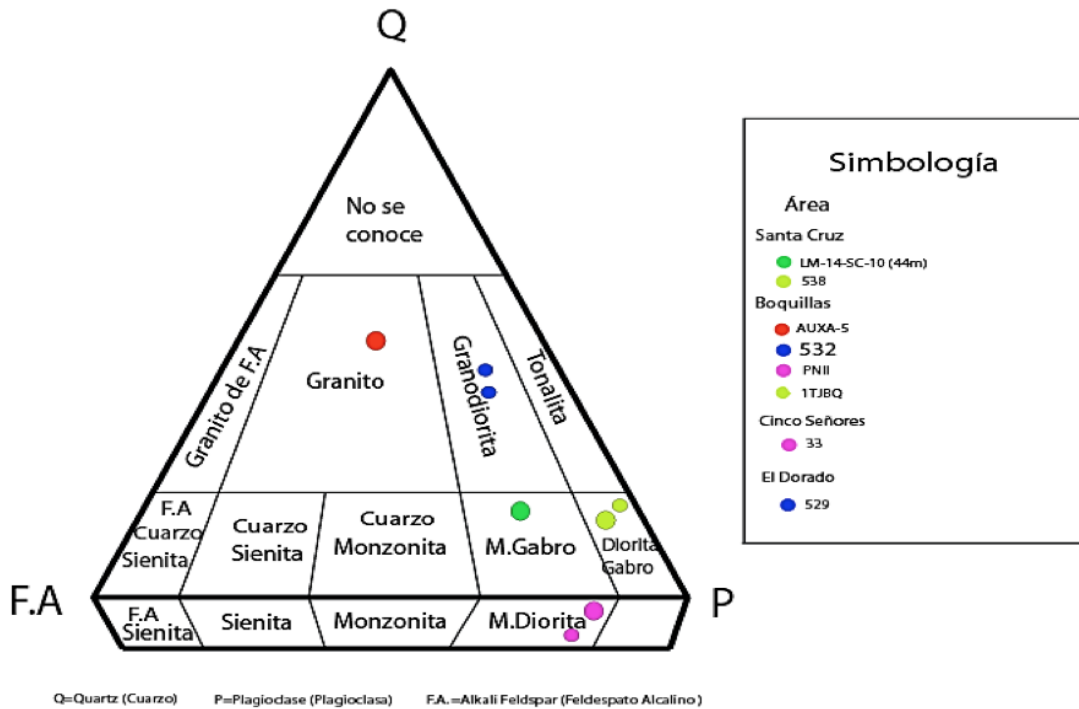


Figura 2. Diagrama de Streckeisen para la clasificación de rocas ígneas intrusivas (Streckeisen, 1967).

RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Conocer las características químicas de las rocas permite entender el origen y evolución de las mismas, los procesos magmáticos a los que estuvieron sometidas, los grados de fusión parcial ocurridos y los cambios presentes durante el ascenso del magma. Existen varios métodos para el análisis químico de las rocas, tales como fluorescencia de Rayos X, análisis de activación de neutrones (IINA), plasma inductivamente acoplado (ICP), espectrometría de absorción atómica (ASS), espectrometría de masas, análisis de microsonda iónica y electrónica. En el presente estudio se utilizó la técnica de fluorescencia de Rayos X. Se seleccionaron 12 muestras de roca total, sin alteración todo previo análisis petrográfico. Estas muestras son representativas de los granitos, granodioritas y dioritas y los resultados se presentan en la tabla 2.

Para la clasificación de la serie magmática de las muestras analizadas, fue utilizado el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice, por sus siglas en inglés) Le Bas et. al., (1986), para rocas plutónicas con base en su contenido de sílice (SiO_2) vs álcalis (Na_2O más K_2O) propuesto por Cox, et. al., (1979) y modificado por Wilson (1989). De acuerdo con la clasificación, las muestras analizadas caen dentro de la serie toleítico subalcalino con contenidos bajos de álcalis (figura # 3); esto sugiere que el magma original de composición básica fue calcialcalino. En este diagrama, la composición de las rocas del área de estudio varía según el contenido de SiO_2 en las rocas; la muestra 538 corresponde a rocas básicas (48% a 52% de SiO_2), siete son intermedias (52% a 63% SiO_2) y cuatro de composición ácida (63% a 70% SiO_2), tenemos desde gabros (538), diorita (1TJBQ) hasta granodioritas (529 y 532); cuatro rocas clasificadas como monzodiorita (531, 533, 33 y 32), una monzonita (LBC8) y dos rocas clasificadas como sienita (534 y 31).

| COMPONENTE | 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 | BaO | PXC | Suma |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| UNIDAD | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % | masa % |
| LBC8 | 56.143 | 0.854 | 18.75 | 5.58 | 0.104 | 2.044 | 6.114 | 3.758 | 3.134 | 0.26 | 0.069 | 3.19 | 99.931 |
| ITJBQ | 58.74 | 0.384 | 16.966 | 6.615 | 0.144 | 2.81 | 8.092 | 5.082 | 0.384 | 0.156 | 0.016 | 0.61 | 99.983 |
| A | 52.646 | 0.808 | 17.809 | 9.407 | 0.132 | 5.292 | 8.678 | 3.417 | 0.918 | 0.229 | 0.034 | 0.63 | 99.966 |
| 31 | 67.43 | 0.424 | 16.044 | 2.694 | 0.035 | 1.43 | 2.144 | 3.852 | 4.473 | 0.161 | 0.143 | 1.17 | 99.857 |
| 32 | 56.354 | 0.659 | 17.596 | 6.563 | 0.11 | 4.128 | 7.693 | 3.72 | 2.041 | 0.275 | 0.052 | 0.81 | 99.949 |
| 33 | 54.578 | 1.145 | 16.146 | 6.598 | 0.147 | 5.213 | 9.576 | 3.727 | 2.13 | 0.344 | 0.057 | 0.34 | 99.944 |
| 534 | 63.095 | 0.45 | 16.804 | 3.838 | 0.07 | 1.836 | 5.488 | 4.631 | 3.12 | 0.259 | 0.088 | 0.32 | 99.911 |
| 533 | 55.487 | 0.628 | 15.975 | 6.235 | 0.153 | 6.478 | 7.732 | 3.558 | 2.12 | 0.204 | 0.061 | 1.37 | 99.94 |
| 531 | 53.019 | 1.298 | 17.604 | 7.76 | 0.141 | 4.297 | 7.784 | 4.436 | 1.566 | 0.399 | 0.056 | 1.64 | 99.944 |
| 529 | 66.944 | 0.427 | 16.959 | 2.604 | 0.029 | 1.22 | 3.897 | 4.667 | 2.009 | 0.174 | 0.11 | 0.96 | 99.89 |
| 538 | 48.29 | 0.944 | 15.685 | 7.589 | 0.141 | 4.247 | 9.597 | 2.514 | 1.604 | 0.228 | 0.06 | 9.1 | 99.939 |
| 532 | 65.826 | 0.445 | 16.37 | 4.182 | 0.057 | 1.54 | 3.925 | 3.634 | 2.664 | 0.173 | 0.104 | 1.08 | 99.896 |

Tabla 2. Resultados obtenidos por fluorescencia de Rayos X de elemento mayores practicados en el Instituto de Geología de la UNAM.

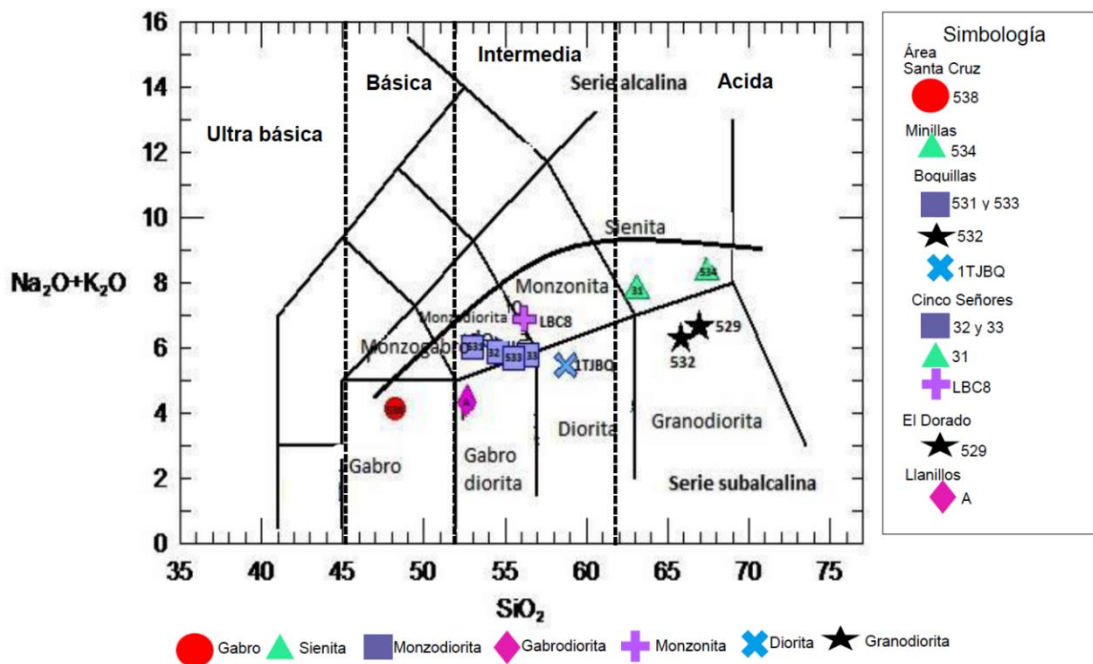


Figura 3. Diagrama TAS para rocas plutónicas (Le Maitre 2002) con las divisiones de series alcalinas y subalcalinas propuestas por Irvine y Baragar (1971).

El contenido de SiO_2 para las rocas plutónicas del área Las Minas varía entre 48.29% y 67.43% con valores de MnO (0.02% A 0.15 %), empobrecimiento de Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 a medida que aumenta el SiO_2 y enriquecimiento en Na_2O , K_2O , y Al_2O con el aumento de SiO_2 , como se puede observar en los diagramas de Harker (figura 4); presenta fraccionamiento entre las facies básicas e intermedias del plutón a medida que se diferenció el magma.

El contenido de MgO para el gabro y la gabrodiorita es del orden de 4.24% a 5.29%, las monzodioritas (533,531, 33 y32) tienen valores de MgO 4.12% a 6.47%, mientras que la monzonita (LBC8) presenta un valor de 2.04% MgO ; esto es un indicador de que algunas rocas son primitivas y evolucionadas, y podría interpretarse como un Plutón desarrollado en sus estados iniciales a partir de un magma básico. Las mezclas de composición apropiada producen olivino como el mineral más prematuro, pero con la caída de la temperatura el olivino reacciona con el líquido para formar una piroxena; los dos minerales así relacionados se llaman par de reacción, una relación de reacción del mismo carácter puede existir entre tres o más minerales que, cuando se disponen en el orden de sucesión apropiado, constituyen una serie discontinua de reacción. Los minerales que están conectados por esta relación frecuentemente exhiben una fusión incongruente, es decir no tienen punto de fusión definido, pero al calentarse se descomponen en algunos otros minerales más líquidos, y la clinoenstatita asimismo se descompone en olivino y líquido, esto provoca el enriquecimiento del líquido en sílice, y el producto cristalizado final puede ser una mezcla de olivino, piroxenas y cuarzo (Tyrrell, 1984).

Los diagramas de Harker en general muestran una evolución normal del magma, en la figura 4 se observa dispersión de valores a medida que aumenta el contenido de SiO_2 ; el gabro (538) menos evolucionado se aparta de la tendencia general de diferenciación como ocurre en los diagramas de P_2O_5 , MgO , CaO vs. SiO_2 , en el caso de Fe_2O_3 , tiende a enriquecerse primero antes de sufrir un empobrecimiento. En el caso de Na_2O , no se observa una tendencia obvia durante la evolución de estas rocas.

El TiO_2 se presenta en un rango de variación de 1.52 a 0.36%, respecto al intervalo de variación de sílice entre el 46- 67 %, en la figura 4, se observa que todas las rocas analizadas se alinean, por tanto, se puede inferir una correlación evolutiva entre ellas.

El CaO muestra una dispersión en su concentración (2% al 9.6%) en el intervalo de sílice de (51.2% a 67%), se pueden apreciar claramente dos tendencias. La primera es una tendencia negativa con una disminución del contenido de óxido de calcio (CaO) del 9.75 a 6.2 %, en el intervalo de sílice de 48.1% a 58.2%, la segunda tendencia es ligeramente positiva donde el óxido de calcio (CaO) aumenta de 2.2% a 5.7 %, en el intervalo de sílice entre 63.2% a 67.2%. Esto puede deberse a una contaminación del magma debida a la presencia del cuerpo skarn, (Tyrrell, 1984).

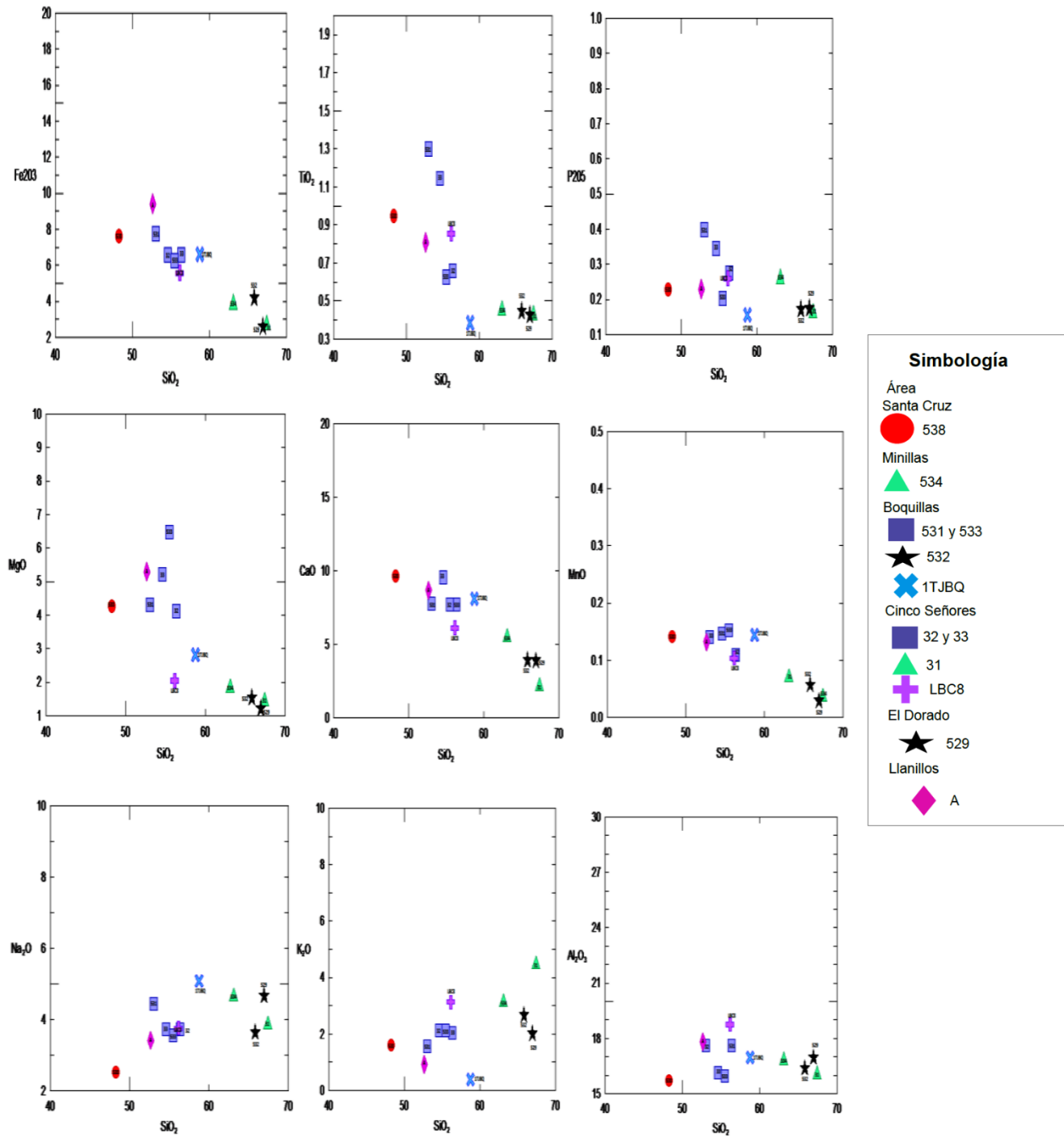


Figura 4 Diagramas de Harker (1909). Óxidos mayores en función del porcentaje de SiO_2 .

En el diagrama AFM todas las muestras se proyectan en el campo calcialcalino. Para el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), cuatro muestras caen en la serie calcialcalina, siete muestras caen en el campo de las series calcialcalina rica en potasio (K), mientras que una muestra (diorita) cae en la serie toleítica de arco, baja en potasio (figura 6).

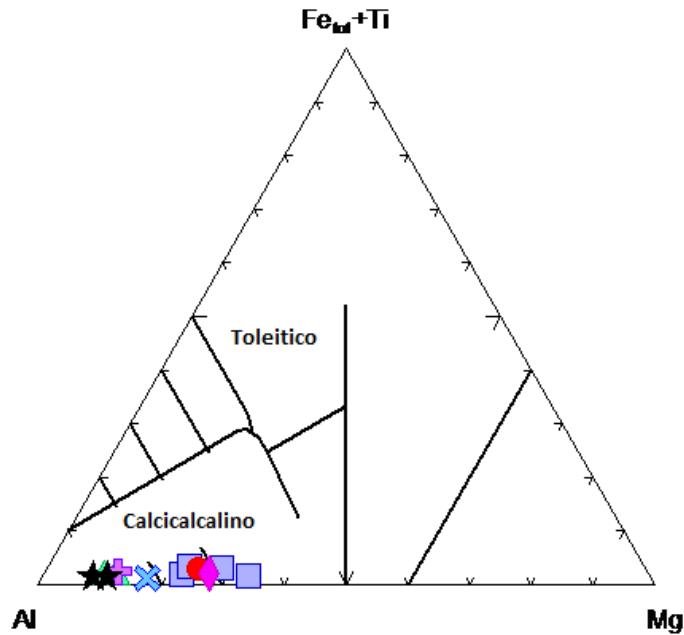


Figura 5. Diagrama AFM propuesto por Irving y Baragar (1971) mostrando la subdivisión entre el magmatismo toleítico y calcialcalino.

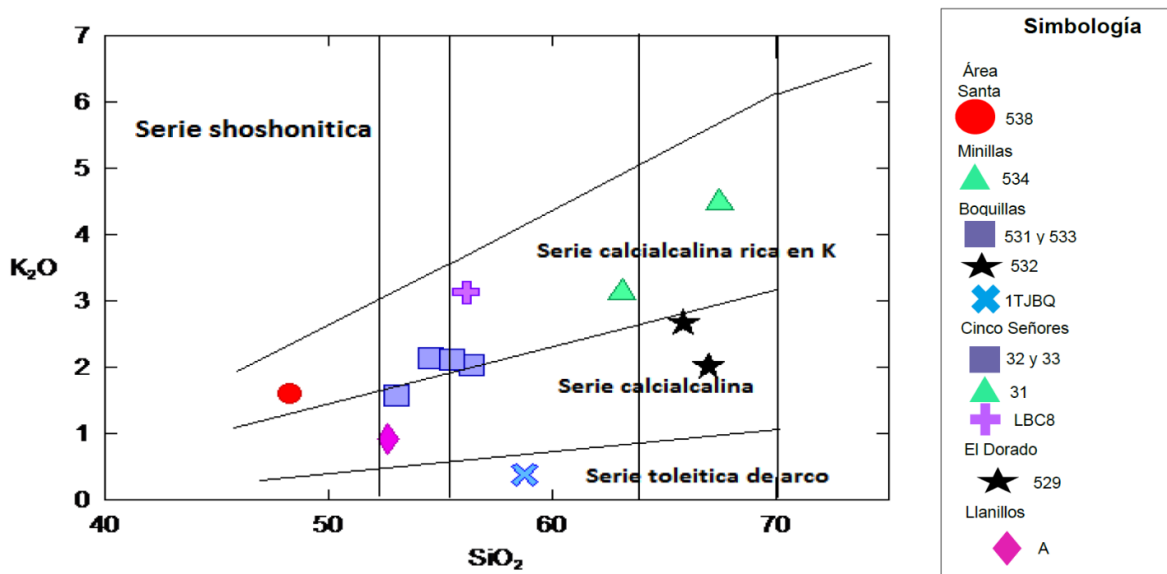


Figura 6. Diagrama de clasificación de rocas plutónicas adaptadas de Peccerillo y Taylor (1976).

Para la determinación del ambiente tectónico de formación de las rocas intrusivas colectadas, fue utilizado el diagrama de ambiente tectónico (Pearce, et. al., 1984). En el diagrama de discriminación Rb vs. Yb+Nb (figura 7); estos granitos proceden de un ambiente tectónico de arco volcánico. Se observa una afinidad con magmatismo de arco volcánico para las rocas ácidas que conforman el plutón del skarn estos rasgos son indicativos de granitos tipo I y no de granitoides generados en dorsales oceánicas (Pearce, et. al., 1984 y Best, 2001).

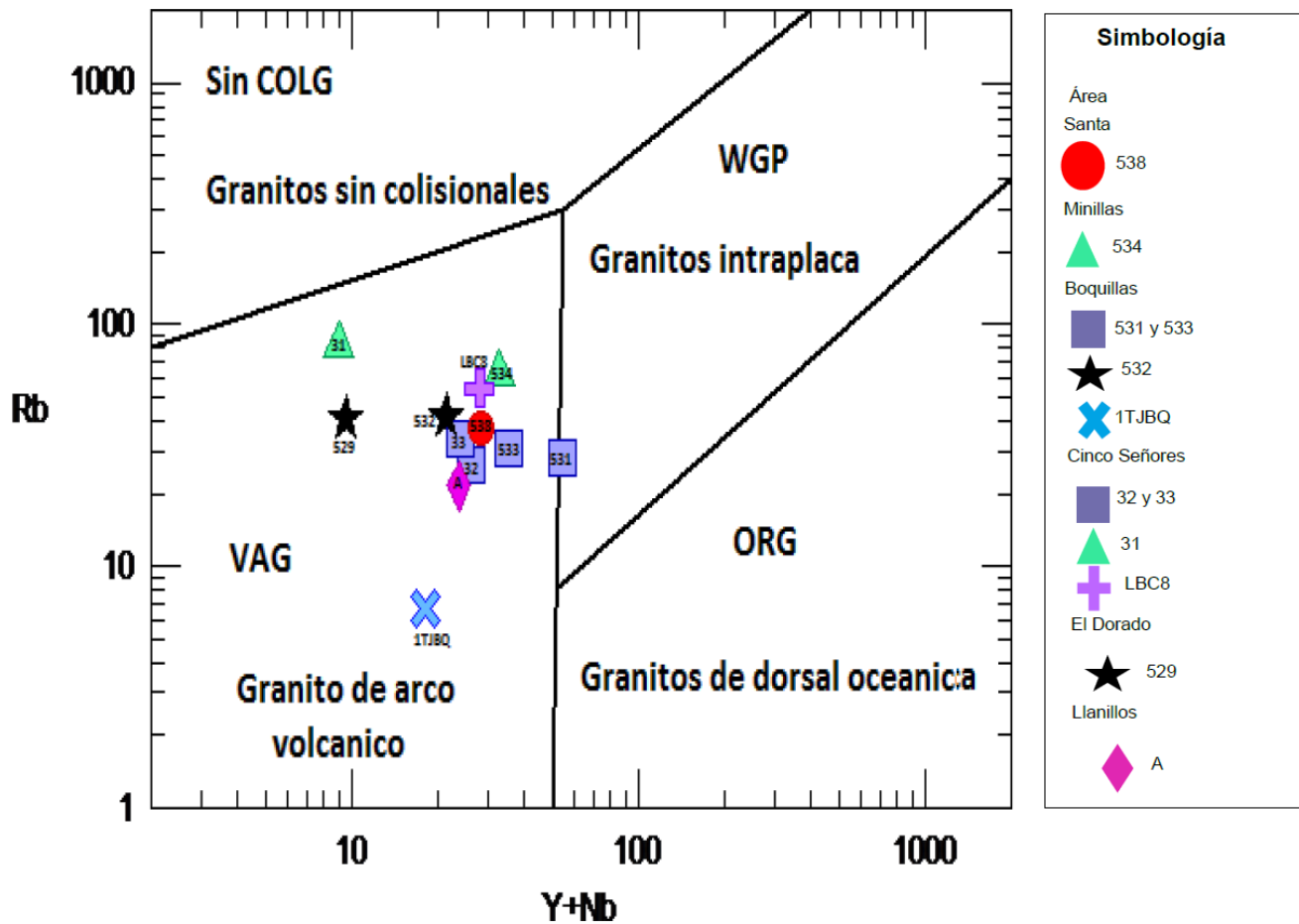


Figura 7.- Diagrama de discriminación de ambiente tectónico (Pearce, et. al., 1984).

CONCLUSIONES

Las características petrográficas y químicas observadas en las rocas estudiadas, muestran rasgos claros de magmas primarios (formados directamente por fusión de las rocas de la corteza).

La zona de Las Minas, fue formada por la asociación de un magma básico de composición gabroica que posee menos del 50% de sílice; este magma en su ascenso experimentó una evolución y formó magmas intermedios de composición desde monzodiorítica hasta diorítica con cantidades en sílice entre 50% y 60 %; este magma se enriqueció de sodio y potasio y comenzó a enfriarse progresivamente; produciendo la cristalización del mineral y formó magmas ácidos de composición granodiorítica y granítica que poseen más del 60% de sílice.

Los intrusivos fueron emplazados en la secuencia carbonatada del cretácico inferior; creando un ambiente favorable para la formación del skarn, de alta temperatura, mismo que aflora principalmente en los cauces de los ríos Trinidad y Las Minas y sobre el cual se desarrolló la principal actividad extractiva de la región. La existencia de mineralización de magnetita-bornita-calcopirita con valores de Au, asociada al skarn petrológicamente definido con desarrollo o presencia de mineralización metálica asociada de cobre-hierro-oro (Cu-Fe-Au) del tipo IOCG.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de **PAPIIT# IG100116**, de la UNAM, a quien se le reconoce el apoyo financiero proporcionado.

REFERENCIAS

- Best, M., 2001, *Igneous and Metamorphic Petrology*, Second Edition. Blackwell Publishing.
- Chappell B. W., y White A. J. R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, pp. 173-174.
- Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J., 1979, *The Interpretation of Igneous Rocks*. London. George Allen & Unwin, 450 pp.
- Gómez T. A., 2002, Control Temporal del Magnetismo de Subducción en la porción oriental de la faja Volcánica transmexicana caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en ciencias de la tierra, 152 pp.
- Harker. A., 1909, *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, pp. 523-548.
- Kretz, R., 1983, Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, pp. 277-279.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3), pp. 745-750.
- Le Maitre. R. W., 2002. *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Ed.
- Mora. O. G., 1990, Evolución Geológica del istmo de Tehuantepec y sus implicaciones petroleras, Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 130 pp.
- Streckeisen, A. L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. *Nelies jabrbuch fur mineralogy* 07, pp. 114- 240.
- Peccherillo, A., Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol*, 58, pp.63-81.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, pp. 956-983.
- Tyrrell, G. W., 1984, *Principios de petrología, Introducción al estudio de la ciencia de las rocas*. editorial continental, S. A. DE C. V. Num. 43, pp. 369.
- Wilson. M., 1989, *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman. London. Tyrrell, G. W., 1984, *Principios de petrología, Introducción al estudio de la ciencia de las rocas*. editorial continental, S. A. DE C. V. Num. 43, pp. 369.

Edad de la mineralización por el método U-Pb, del yacimiento de Montaña de Manganeso S. L. P.: Hacia la definición de una época metalogenética para el MnO_x Epitermal en México.

Andrea Hernández Cervantes¹, Eduardo González Partida¹, A Escobedo Espíritu², Áurea Rodríguez-Díaz^{3,4}, Antoni Camprubi⁵, Carles Canet⁴, Luis Eduardo González Ruiz^{5,6}, Erick Díaz Carreño², Mari Carmen Romero Rojas¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

² Jade Ore Mining S. A, de C.V. Santo Domingo S.L.P. Dom. Conocido.

^{3,4} Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México

⁴ Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

⁵ Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

^{5,6} UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

⁷ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F. Jurica Querétaro, Qro., México.

edgopa@gmail.com

RESUMEN

El Distrito minero de Montaña de Manganeso (MM) presenta como roca encajonante sedimentos del Terreno Guerrero. La forma de los cuerpos principales corresponde a “veta irregular” que se ensancha y adelgaza, llegando a presentar espesores de 10 a más de 50 m en superficie. Los resultados mineragráficos y de microsonda electrónica permiten definir una asociación mineral caracteriza por pirolusita, manganita, romanichita, hematita, criptomelano y rodonita. La ganga es de cuarzo y sílice amorfa opalina lo que denota su baja temperatura de formación. El yacimiento tiene una edad de 40.65 ± 0.42 Ma y el modelo de yacimiento mineral incluye un depósito de origen hidrotermal continental (Epítermal) de baja temperatura evidenciado por el estudio de inclusiones fluidas cuyos datos preliminares presentan valores de temperatura de homogenización (Th) de Th = 101 °C a 132 °C con salinidad en el rango de 8 a 14.8 % eq. peso NaCl. Para el sur de los EUA y norte-noroeste de México se puede hablar de una época metalogenética del Mioceno-Plioceno, para los depósitos epitermales vetiformes de manganeso.

ANTECEDENTES

Este yacimiento de Montaña de Manganeso (MM) fue estudiado por Alexandri (1977) y Alfaro y Alexandri (1976), quienes sugieren que parece haber sido generado por removilización de sílice y manganeso, reemplazamiento y procesos hidrotermales que dieron lugar a cuerpos irregulares de mineral. Por otro lado, la carta geológica editada por el SGM (1971) lo considera sin-sedimentario sin aportar líneas de evidencia sólidas.

INTRODUCCIÓN

Los procesos primarios de precipitación del Mn en ambientes hidrotermales y sedimentarios han sido estudiados en diversos regímenes tectónicos y geoquímicos, así, los depósitos hidrotermales de manganeso, por lo general, son volumétricamente mucho menores que los sedimentarios.

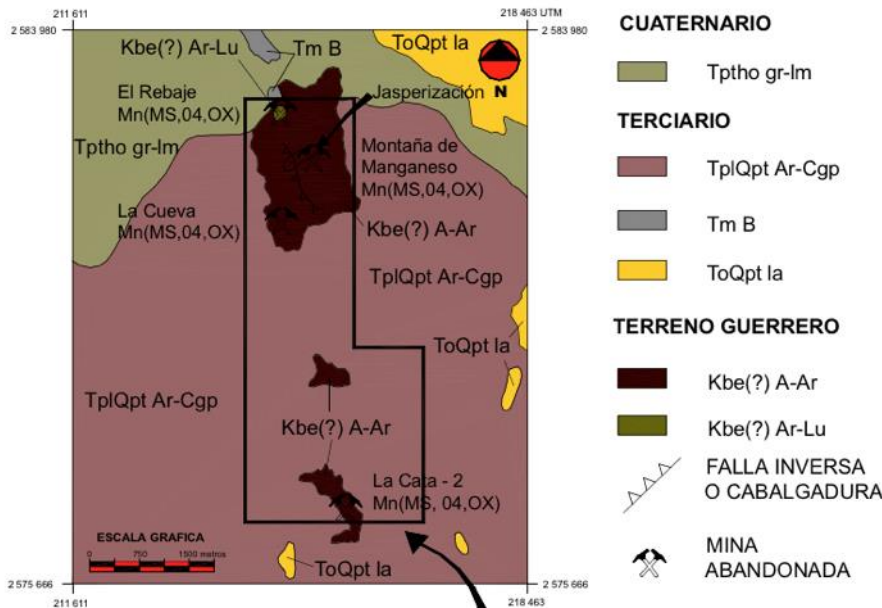
Tradicionalmente los depósitos hidrotermales formados en el fondo marino han sido clasificados en yacimientos vulcanogénicos y no vulcanogénicos (SEDEX o sedimentario-exhalativo distales), en función de la presencia o ausencia de rocas volcánicas próximas o distales en la secuencia mineralizada como sucede en el distrito minero de Molango, Hgo. Sin embargo, los depósitos actuales de manganeso relacionados con dorsales oceánicas o con arcos de islas presentan características de ambas tipologías. En la Montaña de Manganeso, de acuerdo con afirmaciones poco sustentadas señalan que puede ser de origen hidrotermal removilizado (Alexandri 1977 y Alfaro y Alexandri 1976) o sedimentario-exhalativo (SGM 1971). En este trabajo se presenta información nueva sobre la edad de mineralización y su origen en términos de observaciones de campo y estudios de laboratorio que están actualmente en progreso.

GENERALIDADES

El Distrito minero de Montaña de Manganeso (MM) se localiza al NW-30° y 152 km de la ciudad de San Luis Potosí, y a 72 km al NW-73° de la ciudad de Charcas, S.L.P. Fisiográficamente se encuentra en la Provincia de la Mesa Central y en el Sistema Montañoso del Altiplano caracterizado por la presencia de cadenas montañosas de rocas mesozoicas plegadas. La morfología la constituyen extensas planicies de pendientes suaves con elevación media.

GEOLOGÍA

Geológicamente según argumenta el SGM (1971) pertenece al Terreno Guerrero; en Montaña de Manganeso el conjunto de rocas que afloran en el área de estudio (Figura 1), incluye sedimentos mesozoicos, representados



principalmente por rocas pelíticas y areniscas (Kbe A-Ar & Ar-lu) fuertemente plegadas y parcialmente metamorfoseadas que son la roca encajonante de la mineralización de Manganeso. Las estructuras se derivan de esfuerzos de compresión y el consecuente acortamiento de la corteza para formar pliegues, *décollement* y cabalgaduras, generadas a partir de esfuerzos laramídicos.

Figura 1.- Plano litológico del Distrito minero de Montaña de Manganeso S.L.P.; Tomado del SGM (1971).

METODOLOGÍA DE ESTUDIO U-Pb EN ZIRCONES

La metodología del fechamiento por U-Pb se basa en el decaimiento radioactivo que sufre el U a Pb de manera natural, el uranio tiene tres isotopos radiactivos ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , los cuales son inestables y pueden ser transformados a isotopos estables.

Las series de decaimientos permiten tener tres geocronómetros en un mismo sistema, los cuales se pueden describir así:

$$\begin{aligned}
 {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_p &= {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_i + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} \\
 {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_p &= {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_i + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} \\
 {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_p &= {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_i + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb}
 \end{aligned}$$

Donde P, indica la abundancia de un núclido dado en el tiempo actual
 i, es la abundancia inicial de ése núclido
 λ , es la constante de decaimiento de ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ y ${}^{232}\text{Th}$, respectivamente.

para la cantidad de isótopos estables de ${}^{206}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$ y ${}^{208}\text{Pb}$ en un sistema cerrado, su edad está definida por su relación de sus isótopos radiogénicos/padres para determinado tiempo transcurrido. Para poder saber la edad de la mineralización se tomaron muestras de rocas con contenidos de zircones donde este es un mineral ideal para el fechamiento ya que incorpora una cantidad de U y una mínima de Pb, lo que permite retener los isótopos radiogénicos. De acuerdo con las ecuaciones se pueden obtener dos edades independientes del decaimiento de U a Pb, si estos cálculos son concordantes, entonces se obtiene la edad de determinado proceso en el que hayan estado involucrados los minerales de la roca: Para este estudio se utilizó el zircón que tiene como propiedad una amplia distribución y se encuentra presente en las rocas ígneas de composición intermedia a ácidas. Las características del zircón es que en la génesis de este mineral es de temperaturas de aproximadamente 900 °C, por lo que es un mineral que no se puede perturbar por eventos geológicos, puede resistir a eventos de intemperismo mecánico y químico, su dureza es de 7.5 en la escala de Mohs por lo cual se puede separar fácilmente de la roca molida debido a su alta densidad. Estas rocas se pulverizaron usando una combinación de técnicas convencionales en el Laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro; los zircones separados son montados y fotografiados previo al análisis isotópico U- Pb usando la técnica de ablación laser (LA-ICP-MS).

RESULTADOS

La forma de los cuerpos principales corresponde a lo que se denomina “vetas choriceras” por presentar una forma de “veta irregular” que se ensancha y adelgaza, llegando a presentar espesores de 10 a más de 50 m en superficie con contactos poco claros en afloramiento, pero que sí presentan relaciones de corte con respecto a la roca encajonante sedimentaria a la cual altera dejando un halo de 5 a 10 m hasta pasar a la roca sana (Figura 2). La alteración de la roca encajonante es argílica con presencia de illita, esmectita, kaolinita, oxihidróxidos de Fe, cuarzo y sílice amorfo verificados por análisis de DRX; otros yacimientos similares presentan adularia, calcita, epidota, sericita, minerales de arcilla, cuarzo y fluoroapatito preferentemente en profundidad y oxihidróxidos de Fe, carbonatos, barita y yeso, sílice amorfo y minerales de arcilla hacia la superficie de los depósitos (Hewet, 1964, Roy, 1981 y Hollister *et al.*, 1992), cuando estos presentan zoneamiento.

En MM la mena está caracterizada por los minerales que se presentan en la tabla 1, nuestros resultados minerográficos y de microsonda electrónica permiten definir una asociación mineral caracterizada por pirolusita, manganita, romanichita, hematita, criptomelano y rodonita mineral confundido anteriormente por un carbonato de manganeso (Figura 3). La ganga es de cuarzo y sílice amorfa opalina lo que denota su baja temperatura de formación. Análisis químicos de la mena (Tabla 2) revelan valores que van de: 475 ppm a 145, 122 ppm para el Mn, y de 1102 a 485, 000 ppm de Fe, con valores anómalos de K, Ni, Ca Cu, Zn y As.

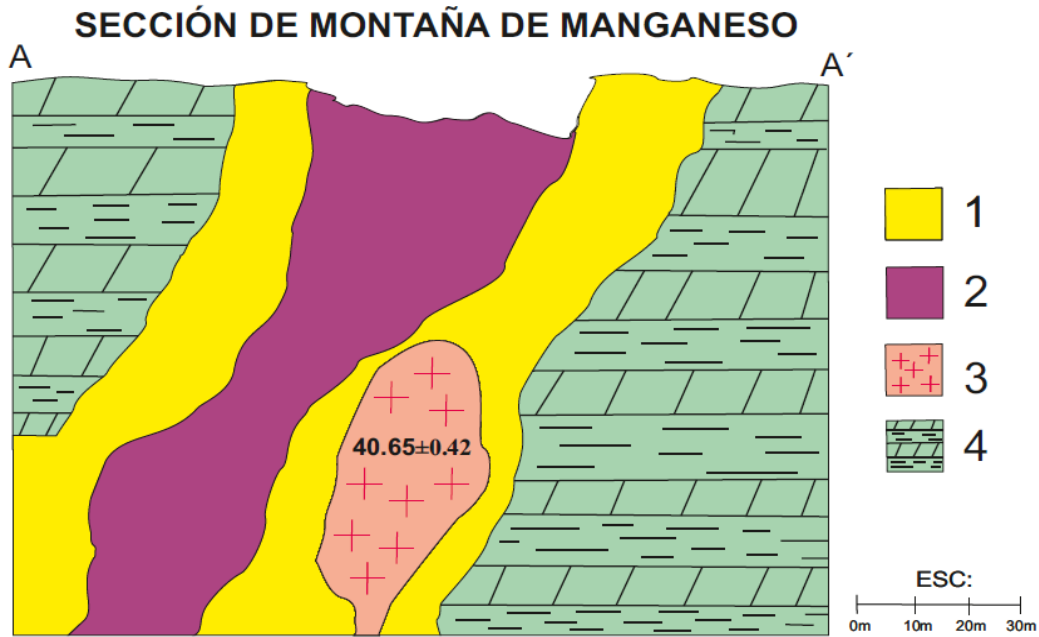


Figura 2. Sección geológica estructural de la parte norte del cuerpo de Montaña de Manganeso que muestra la relación de corte con la roca sedimentaria y la posición de la roca ígnea relacionada a la mineralización y que fue datada por el método U-Pb en zircones. Donde 1 = Alteración argílica, 2= mena de manganeso al centro y predominancia de hematita a los bordes, 3 = intrusivo datado., 4 = Roca sedimentaria encajonante.

| YACIMIENTOS MINERALES NO METALICOS, ZONA MINERALIZADA MONTAÑA DE MANGANESO | | | | | | | |
|--|---|---|---------------------------|--|----------------------------------|-----------|-------------------------|
| NOMBRE (COORD. UTM) | ROCA ENCAJONANTE | FORMA Y DIMENSIONES | MINERALOGIA | ALTERACIONES | GENESIS | POTENCIAL | SIT. LEGAL |
| EI REBAJE (214 750; 2 582 700) | Andesitas y areniscas (filitas) | Rebaje a cielo abierto de 1.5 m de ancho x 12 m de prof. | Pirolusita y manganita | Silicificación y oxidación local | Vulcano sedimentario-hidrotermal | Regular | El Tezontle T. 204046 |
| MONTAÑA DE MANGANESO (215 300; 2 581 950) | Andesitas y areniscas (filitas) y jaspe | Rebajes, tiros y galerías con desarrollo de 2.8 km | Pirolusita y criptomelano | Silicificación (jasperización), oxidación de pirolusita. Caolinización local | Vulcano sedimentario-hidrotermal | Regular | Los Leones II T. 193340 |
| LA CUEVA (214 750; 2 581 050) | Andesitas y areniscas (filitas) y jaspe | Galería a cielo abierto de 150 m de largo x 80 m de ancho x 20 m de prof. | Pirolusita, manganita | Caolinización jasperización local | Vulcano sedimentario-hidrotermal | Regular | Don Federico T. 194113 |
| LA CATA 2 (215 700; 2 576 725) | Andesitas y areniscas (filitas) | Pozo de 8 metros de prof. | Pirolusita, manganita | Argilización, caolinización | Vulcano sedimentario-hidrotermal | Bajo | Gámez E. 19209 |

Tabla 1. Características generales que presenta el Distrito minero de Montaña de Manganeso.

| K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Ni | Cu | Zn | As |
|----------|-----------|-------|---------|--------|--------|------------|-----------|---------|--------|--------|--------|
| 30227.92 | 21556.97 | 0 | 4398.97 | 100.11 | 62.79 | 620.75 | 86294.66 | 100.76 | 109.54 | 166.47 | 62.36 |
| 0 | 109.59 | 0 | 0 | 100.14 | 65.07 | 87897.02 | 160632.06 | 384.93 | 55.06 | 29.2 | 56.82 |
| 278.36 | 473.73 | 0 | 0 | 99.72 | 37.86 | 142224.38 | 17571.59 | 116.01 | 19.87 | 22.72 | 43.68 |
| 6080.51 | 15507.06 | 65.63 | 3673.34 | 67.17 | 29.16 | 475.98 | 24540.38 | 0 | 0 | 59.83 | 5.92 |
| 4046.43 | 68229.17 | 0 | 0 | 425.98 | 155.28 | 452340.13 | 53286.54 | 529.18 | 53.93 | 116.69 | 121.69 |
| 947.17 | 46713.14 | 0 | 199.07 | 157.28 | 0 | 512574.47 | 160413.77 | 699.77 | 0 | 96.63 | 87.17 |
| 13537.98 | 4672.95 | 0 | 1131.3 | 361.3 | 109.71 | 81952.73 | 40789.57 | 360.74 | 153.1 | 205.37 | 42.18 |
| 11310.98 | 198409.19 | 0 | 2271.3 | 181.59 | 0 | 38576.21 | 37898.58 | 79.13 | 23.59 | 53.76 | 59.92 |
| 1644.49 | 7512.6 | 0 | 380.98 | 288.87 | 0 | 769242.56 | 238484.61 | 1002.23 | 0 | 63.89 | 126.16 |
| 1565.36 | 50296.11 | 0 | 483.6 | 213.27 | 0 | 1502968.38 | 15072.31 | 374.06 | 52.9 | 69.9 | 71.44 |
| 1476.19 | 2684.8 | 0 | 455.88 | 736.23 | 126.63 | 516697.59 | 485000.84 | 1611.47 | 0 | 75.99 | 185.81 |
| 4062.13 | 6542.4 | 0 | 1232.46 | 0 | 354.77 | 1004528.38 | 137937.75 | 894.99 | 63.46 | 173.18 | 341.47 |
| 778.83 | 1439.85 | 0 | 0 | 0 | 139.49 | 441198.38 | 1102.38 | 269.54 | 211.24 | 101.59 | 83.44 |
| 322.71 | 393.85 | 0 | 258.54 | 172.72 | 0 | 1425123.63 | 53213.49 | 382.13 | 27.43 | 130.38 | 149.71 |
| 4341.94 | 2369.78 | 0 | 691.01 | 69.99 | 25.48 | 3705.02 | 37662.95 | 82.98 | 31.98 | 45.12 | 21.07 |
| 0 | 339861.5 | 0 | 176.43 | 103.76 | 0 | 59976.92 | 18762.38 | 111.43 | 20.81 | 21.61 | 50.35 |
| 6439.83 | 15122.53 | 64.87 | 3054.68 | 80.36 | 29.64 | 608.87 | 24338.91 | 0 | 0 | 54.34 | 4.53 |
| 1862.98 | 733.17 | 0 | 253.79 | 186.16 | 0 | 27683.33 | 50920.52 | 117.64 | 21.35 | 38.68 | 47.77 |
| 1188.14 | 178258.42 | 0 | 219.77 | 193.11 | 0 | 167055.34 | 191212.03 | 615.97 | 0 | 58.44 | 61.64 |
| 15223.31 | 94955.3 | 0 | 1637.4 | 106.56 | 0 | 643.71 | 16630.92 | 49.69 | 14.97 | 33.57 | 11.84 |
| 10776.54 | 105551.38 | 0 | 2406.52 | 221.92 | 32.18 | 27875.48 | 33717.85 | 92.29 | 19.3 | 52.25 | 51.09 |
| 1164.03 | 107142.2 | 0 | 190.75 | 207.43 | 0 | 200849 | 14799.46 | 109.2 | 18.46 | 35.04 | 84.68 |
| 523.13 | 71156.32 | 0 | 0 | 121.54 | 34.1 | 65582.26 | 22209.88 | 120.86 | 17.93 | 28.95 | 54.93 |
| 286.37 | 241.07 | 0 | 0 | 573.31 | 0 | 8902.12 | 782359.13 | 359.52 | 39.65 | 30.67 | 252.1 |
| 12398.7 | 80159.62 | 0 | 1761.91 | 133.31 | 38.92 | 8970.24 | 45033.42 | 129.53 | 86.99 | 182.7 | 12.38 |
| 3344.92 | 3008.32 | 0 | 905.82 | 123.9 | 99.06 | 466533 | 42032.39 | 298.9 | 105.65 | 85.81 | 52.42 |
| 20427.91 | 3871.46 | 21.97 | 1271.32 | 134.93 | 0 | 1611.32 | 22693.96 | 55.52 | 17.75 | 37.75 | 26.91 |

Tabla 2.- Resultados de análisis químicos obtenidos en muestras de mena del cuerpo principal. Valores en ppm.

La romanichita usualmente es el mineral más abundante de los depósitos de óxidos de Mn. En depósitos sedimentarios no metamorfoseados los minerales principales de Mn son carbonatos (rodocrosita), óxidos altos (pirolusita, criptomelano, manganita, romanichita, etc.) y, escasamente, silicatos de baja temperatura (bementita, neotocita) (Roy, 1968). La mineralogía distintiva de los depósitos epitermales incluye pirolusita MnO_2 , manganita $MnOOH$, romanichita $(Ba, H_2O)_2(Mn^{4+}, Mn^{3+})_5O_{10}$, ramsdellita MnO_2 , braunita $(Mn^{2+}Mn^{3+})_6 SiO_{12}$, hollandita $Ba(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$, coronadita $Pb(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$, rodonita $MnSiO_3$, rodocrosita $MnCO_3$, escasamente bixbyita $(Mn^{3+}, Fe^{3+})_2O_3$, además de hematita Fe_2O_3 , ópalo $SiO_2 \cdot nH_2O$, calcedonia SiO_2 , cuarzo SiO_2 , barita $BaSO_4$, aragonita $CaCO_3$, calcita $CaCO_3$, dolomita $MgCaCO_3$, fluorita CaF_2 , y en casos muy localizados feldespato potásico (González-Reyna, 1956; Hewet, 1964; Roy 1992; Liakopoulos et al., 2001). Las fases de Mn van enriquecidas en elementos como Ba, Sr, K, Pb, Zn, As, Te, Cu, Mo, Ta, Sb y Ag (Hewet, 1962; Liakopoulos *et al.*, 2001).

El yacimiento tiene una edad de 40.65 ± 0.42 Ma (Figura 4) y el modelo de yacimiento mineral incluye un depósito de origen hidrotermal (epitermal) de baja temperatura evidenciado por el estudio de inclusiones fluidas cuyos datos preliminares presentan valores de temperatura de homogenización (Th) de $Th = 101$ °C a 132 °C con salinidad en el rango de 8 a 14.8 % eq. peso NaCl.

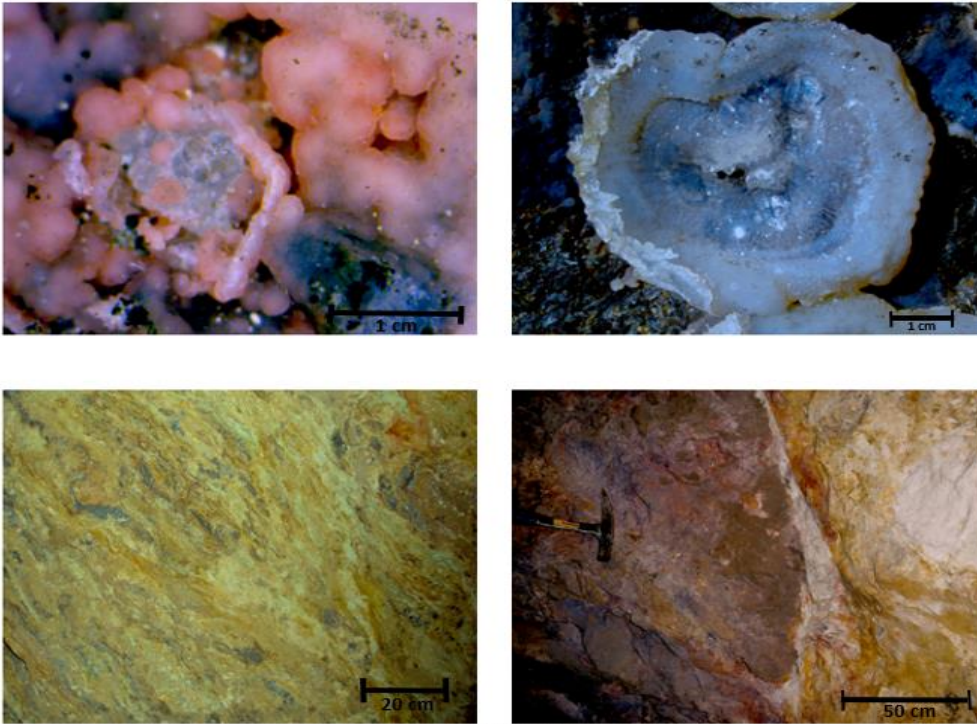


Figura 3. Minerales de mena y ganga solicitados (A y B parte superior) y alteración argílica (inferior izquierda) y contacto mena/alteración argílica (inferior derecha).

A.. Rodonita (mineral rosado). B: Cuarzo y sílice amorfa. C: Alteración argílica con presencia de illita, esmectita, kaolinita, D. Alteración argílica en contacto oxihidróxidos de Fe.
Escala:

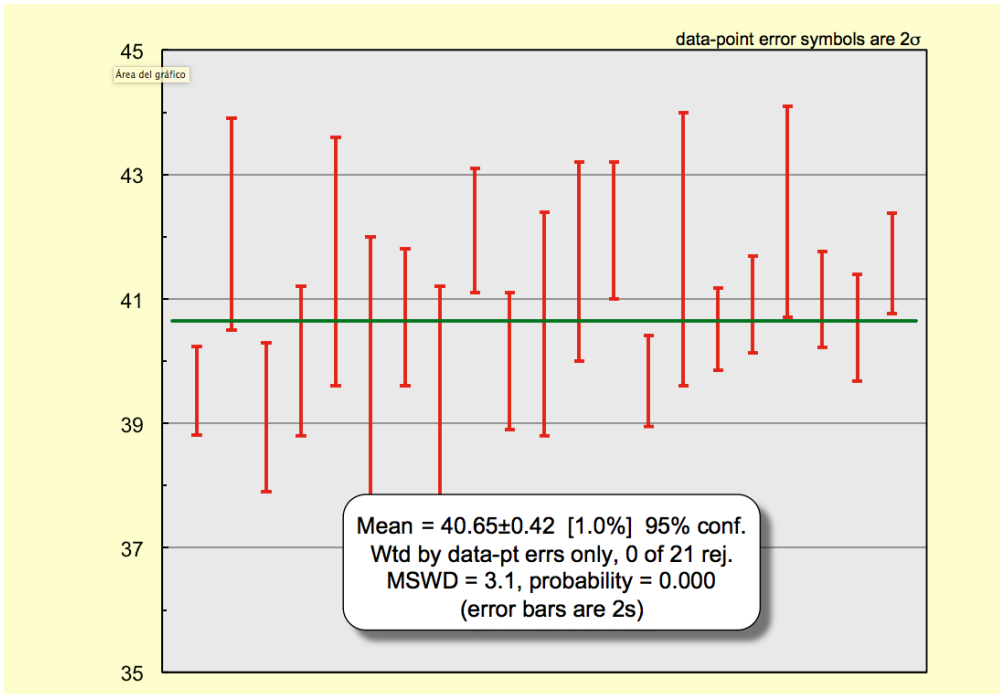


Figura 4. Edad isotópica obtenida en zircons para una muestra de roca ígnea relacionada a la mineralización de Manganeso en Montaña de Manganeso S L P.

DISCUSIÓN

La formación de yacimientos de Mn estratiformes (sedimentario-exhalativos, SEDEX) y en vetas se atribuye a la precipitación de Mn a partir de soluciones hidrotermales.

Para el sur de los EUA y norte-noroeste de México se puede hablar de una época metalogenética del Mioceno-Plioceno (Hewett, 1964); Los depósitos epitermales de manganeso vetiformes pueden ser separados en 5 grupos (Hewett, 1964): (1º) vetas de Mn cercanas a la superficie original del depósito, seguidas de (2º) vetas a mayor profundidad con barita; (3º) vetas con mayor predominancia en fluorita, (4º) vetas de Au-Ag, y (5º) vetas con una distribución zonal de los minerales de Mn y otros minerales metálicos es característica dentro de este tipo de depósito (Hewett, 1964; Roy, 1981). En la parte más profunda del depósito, los minerales de manganeso con Mn²⁺ únicamente (rodocrosita, rodonita, tefroíta, alabandita) son formados en asociación con sulfuros de metales base y oro-plata. Con el ascenso de soluciones hipogénicas, en las zonas más superficiales, ocurre una mezcla con agua meteórica oxigenada descendente y se generan asociaciones sucesivamente de óxidos bajos o valencia 2+ mayoritaria (bixbyíta- braunita) y óxidos altos o de valencia 4+ predominante (criptomelano-romancehita-pirolusita-coronadita), en función de la oxigenación y el descenso de la temperatura en zonas superiores del depósito (Roy, 1981), como sucede en Montaña de manganeso, por otro lado en estos cuerpos, la alteración hidrotermal argílica asociada a la mena indica un ambiente de oxidación con pH ácido.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de PAPIIT# IG100116, de la UNAM, a quien se le reconoce el apoyo financiero proporcionado.

REFERENCIAS

- Alfaro C. Mario, Alexandri R. Rafael, 1976. Estudio Geológico del Yacimiento Montaña de Manganeso. Archivo Técnico CRM 240132 (inédito).
- Alexandri R. Rafael, 1977. Análisis Geológico Estructural del Yacimiento Montaña de Manganeso. Tesis UASLP, Escuela de Ingeniería.
- González-Reyna, J., 1956. Los yacimientos de manganeso de El Gavilán, La Azteca y Guadalupe, Baja California, México. In: González-Reyna, J. (ed.), Simposio sobre yacimientos de manganeso, tomo III, América, XX Congreso Geológico Internacional, pp. 79-96.
- Hewett, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. Economic Geology. Vol. 59, No. 8, pp. 1429-1472.
- Hollister, V.; Hruska; Moore, R. 1992. A mine-exposed hot spring deposit and related epitermal gold resource. Economic Geology. 87, pp. 421-424.
- Liakopoulos, A.; Glasby, G.P; Papavassiliou, C.T.; Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview. Ore Geology Reviews. pp. 181-209.
- Roy, S. 1981. Manganese Deposits. Academic Press. Londres, 458 p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1971.- Carta geológico-minera "Villa de Santiago" F14-A31. Secretaria de Economía. Servicio Geológico Mexicano. Carta.

Distrito Minero de Talamantes Chih.: Primeras observaciones hacia la Caracterización de un manganeso epitermal terciario

Eduardo González Partida¹, Áurea Rodríguez-Díaz^{2,3}, Antoni Camprubi⁴., Carles Canet³, Luis Eduardo González Ruiz^{5,6}, Erick Díaz Carreño², Daniel Brito², Mari Carmen Romero Rojas¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

³ Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

⁴ Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

⁵ UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

⁶ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F. Jurica Querétaro, Qro., México.

edgopa@gmail.com

RESUMEN

En Talamantes, la mineralización es de tipo hidrotermal en forma de vetas hospedadas en tobas riolíticas y riolitas en su parte superior y la principal roca encajonante son rocas sedimentarias arcillo calcáreas del Cretácico. El patrón estructural de la mineralización sigue un rumbo NW – SE y N - S. La forma y dimensiones de las Vetas, presentan un rumbo NW 20° a 50° SE e inclinaciones de 40° a 85° al SW; otro rumbo al N – S con buzamientos al E y W, con espesores que varían de 0.5 m hasta 8.0 m. Todos estos cuerpos se encuentran alojados en las tobas riolíticas y/o riolitas a la cima y en arcillo calcáreas a profundidad como se observa en el Tepostete donde la mineralización este mejor expuesta. La alteración de origen hidrotermal principal es la silicificación, con halos externos de argilitización, siendo intensa, generalmente se presenta en crestones con barita y óxidos de manganeso y puede ser usada como una guía en la prospección de estructuras mineralizadas o ambientes potencialmente favorables de mineralización económica en esta región. Las vetas presentan un zoneamiento da la superficie a profundidad que se ha dividido en zona de manganeso, barita intermedia y sulfuros profundos que acusan una paragénesis de: Psilomelano, Cryptomelano, Hollandita, Coronadita, pasando a barita con incipientes sulfuros a profundidad.

GENERALIDADES

La zona mineralizada de Talamantes se localiza en la porción sur de Estado de Chihuahua, a 200 km al suroeste de Ciudad de Chihuahua y a 23 km recto al suroeste de Hidalgo del Parral, precisamente en el poblado de Talamantes. El área de interés se encuentra entre las coordenadas UTM: 449,880 a 457,320 Oeste y 2, 967,950 a 2, 977,130 Norte. El acceso desde Ciudad de Chihuahua es por la carretera federal No 45 (Cd, de Chihuahua - Delicias – Camargo – Jiménez – Hidalgo del Parral), hasta en el kilómetro 278 donde se encuentra la desviación al sur a Talamantes que se recorre por 7 km hasta llegar al pueblo del mismo nombre. Otro acceso es por la carretera federal 16 (Chihuahua – Entronque Nuevo Palomas) por 38 km, de donde se desprende hacia el sur la carretera federal No. 24 (Entronque Nuevo Palomas – Hidalgo del Parral) por 184 km, de este último se recorre por la carretera federal No, 24 (Hidalgo del Parral – Jiménez) por 20 km hasta el entronque a Talamantes, de donde se desprende hacia el sur por 7 km hasta llegar al poblado del mismo nombre.

De acuerdo a la clasificación de Provincias Fisiográficas de México o Geológica, la zona mineralizada de Talamantes se encuentra localizado dentro de la Provincia Sierra Madre Occidental, en la Subprovincia Sierras y Llanuras de Durango que se localiza en la porción centro-sur del Estado. En la zona se caracteriza por presentar dos tipos morfológicos distintos. Las zonas bajas y planas, con elevaciones que varían de 1550 hasta 1650 m s. n. m., formadas por planicies; y la zona de serranía formadas por depósitos ígneos con elevaciones desde 1650 hasta 1850 m.s.n.m. Las elevaciones mayores corresponden al Cerro Tepostete, (1800 m s. n. m.) y Cerro La Cruz con una altitud de 1760 m s. n. m.

CARACTERÍSTICAS DE LOS YACIMIENTOS DE MANGANESO EN VETAS

Los depósitos hidrotermales continentales de manganeso generalmente consisten en depósitos pequeños y medianos, menores a las 50,000 Ton, de óxidos de Mn emplazados en vetas (Laznicka, 1992). En el noroeste del México y suroeste de Estados Unidos, donde son particularmente abundantes, dichas vetas se encuentran encajonadas en rocas normalmente volcánicas ácidas a intermedias de edad terciaria (González- Reyna, 1956; Hewett, 1964; Zantop, 1978; Roy, 1992, 1997). En ocasiones, estos depósitos ocurren como cuerpos lenticulares y concordantes, y pueden asimismo estar encajonados en rocas sedimentarias y/o de edades más recientes.

Los depósitos de Mn de tipo veta pueden relacionarse genéticamente con depósitos epitermales y sistemas geotermales, ciertas paragénesis son comunes tanto en depósitos de manantial termal recientes como fósiles (Hewett, 1964; Roy, 1981; Roy, 1992). Por ejemplo, El Oro y Hostotipaquillo, México; Cirotan, Indonesia; Cavnica, Rumania; Waihi y Thames en Nueva Zelanda; Orcocampa, Perú, Butte en Montana, Hongshidong y Heishansi en China, etc. (Hamilton y Myers, 1967; Sidorov *et al.*, 1980; Fan y Yang, 1999; Leroy *et al.*, 2000). Los depósitos epitermales de tipo veta que contienen Mn pueden ser separados en 5 grupos (Hewett, 1964 ver Figura 1): (a) vetas de Mn cercanas a la superficie original del depósito, seguidas de (b) vetas a mayor profundidad con barita; (c) vetas con mayor predominancia en fluorita, (d) vetas de Au-Ag, y (e) vetas de metales base.

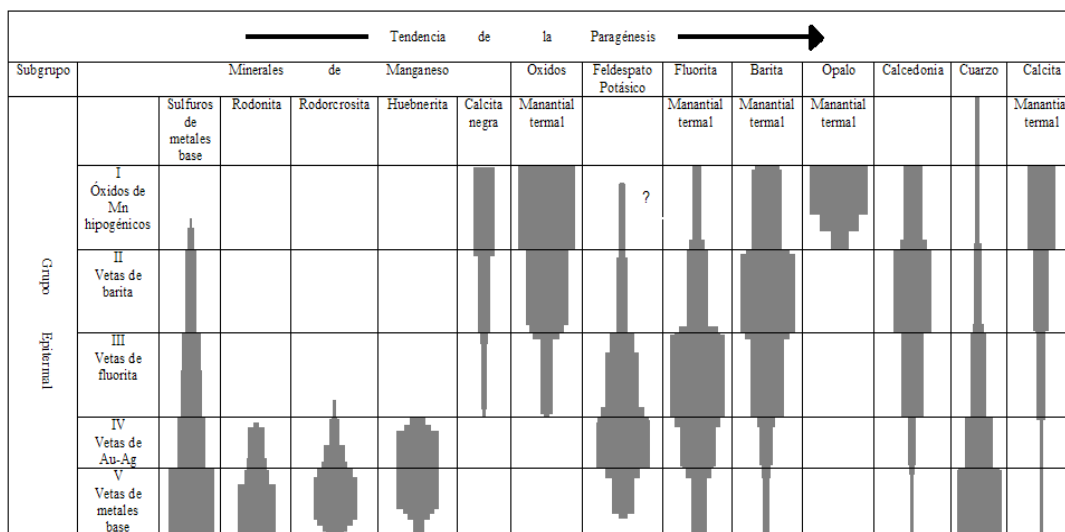


Figura 1. Imagen que muestra la tendencia de las relaciones paragenéticas de minerales metálicos y no metálicos en depósitos epitermales y manantiales termales que contienen minerales de manganeso (Modificado de Hewett, 1964).

Una distribución zonal de los minerales de Mn y otros minerales metálicos es característica dentro de este tipo de depósito (Hewett, 1964; Roy, 1981). En la parte más profunda del depósito, los minerales de manganeso con Mn^{2+} únicamente (rodocrosita, rodonita, tefroíta, alabandita) son formados en asociación con sulfuros de metales base y oro-plata. Con el ascenso de soluciones hipogénicas, en las zonas más superficiales, ocurre una mezcla con agua meteórica oxigenada descendente y se generan asociaciones sucesivamente de óxidos bajos o valencia 2+ mayoritaria (bixbyíta-braunita) y óxidos altos o de valencia 4+ predominante (criptomelano-romancehita-pirolusita-coronadita), en función de la oxigenación y el descenso de la temperatura en zonas superiores del depósito (Roy, 1981). Los depósitos de Mn formados en manantiales termales de baja temperatura presentan en su parte más superficial fases minerales de óxidos altos (Hewett, 1964; Roy 1981). White (1968) sugirió que las vetas de Pb-Zn, Ag, Cu y W asociadas a óxidos de Mn en depósitos de manantial termal son producto de sistemas deficientes de azufre y que sus relaciones son consistentes con la zonación a profundidad de los depósitos. En la zona de Eureka en las Montañas de San Juan en Colorado, EUA, ocurren en multifases hidrotermales de mineralización cuarzo-sulfuros de metales base, minerales de Mn (silicatos, carbonatos y sulfuros), barita, carbonatos y sulfuros de Au y Ag (Burbank y Luedke, 1969).

La mineralogía distintiva de estos depósitos incluye pirolusita MnO_2 , manganita $MnOOH$, romanechita $(Ba,H_2O)_2(Mn^{4+},Mn^{3+})_5O_{10}$, ramsdellita MnO_2 , braunita $(Mn^{2+}Mn^{3+})_6SiO_{12}$, hollandita $Ba(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$, coronadita $Pb(Mn^{4+},Mn^{3+})_8O_{16}$, rodonita $MnSiO_3$, rodocrosita $MnCO_3$, escasamente bixbyita $(Mn^{3+},Fe^{3+})_2O_3$, además de hematita Fe_2O_3 , ópalo $SiO_2 \cdot nH_2O$, calcedonia SiO_2 , cuarzo SiO_2 , barita $BaSO_4$, aragonita $CaCO_3$, calcita $CaCO_3$, dolomita $MgCaCO_3$, fluorita CaF_2 , y en casos muy localizados feldespato potásico (González-Reyna, 1956; Hewet, 1964; Roy 1992; Liakopoulos et al., 2001). Las fases de Mn van enriquecidas en elementos como Ba, Sr, K, Pb, Zn, As, Te, Cu, Mo, Ta, Sb y Ag (Hewet, 1962; Liakopoulos *et al.*, 2001).

Los depósitos en vetas de Mn exhiben texturas bandeadas, coloformes, botroidales dentro de las más comunes (Hewet, 1964). La alteración de la roca encajonante está compuesta de adularia, calcita, epidota, sericita, minerales de arcilla, cuarzo y fluoroapatito, preferentemente en profundidad, y oxihidróxidos de Fe, carbonatos, barita y yeso, sílice amorfo y minerales de arcilla hacia la superficie del depósito (Hewet, 1964; Roy, 1981; Hollister *et al.*, 1992).

GEOLOGÍA

El área estudiada se encuentra en la mesa de Talamantes, la cual está compuesta por una base de calizas y lutitas de estratificación delgada a media, muy plegadas, correlacionable con la formación Parral - Mezcalera de edad Cretácico inferior; sobre la que descansa discordantemente una secuencia volcánica y volcanoclástica de edad Terciario que de antiguo a reciente está constituida por areniscas volcanoclásticas, aglomerados, una unidad compuesta por intercalación de brecha volcánica e ignimbritas y por toba riolítica. El espesor total del paquete volcánico se estima en 150 m (ver Figura 2). Estructuralmente en la zona mineralizada Talamantes predomina un sistema de fallas y fracturas de rumbo NW 15° SE, así tenemos que el Cerro El Tepostete se encuentra flanqueado tanto al Este como al Oeste por sendas fallas normales, definiendo un horst; siguiendo hacia el oeste se tiene un pequeño graben y continuando en esa misma dirección se tiene la presencia de fallas normales escalonadas que definen grandes bloques caídos hacia el oeste.

El conjunto general de estructuras que se observa en esta zona, así como su disposición y mineralización o ausencia de ésta, permiten definir por lo menos cuatro eventos de fallamiento que de antiguo a reciente son:

- 1.- Fallas y fracturas de rumbo preferencial NW 40° a 60° SE con echados de 45° a 65° hacia el NE, a las que se asocia mineralización de plata y posiblemente oro, estimándose que a profundidad este sistema puede presentar cobre, plomo y zinc.
- 2.- Fallas y fracturas de rumbo NW – SE, de carácter regional, que propiciaron la formación de amplias zonas de cizallamiento y brechas poco consolidadas que fueron cementadas por mineral de manganeso el cual contiene como mineral de arrastre altas concentraciones erráticas de plata y concentraciones de óxido de zinc importantes.
- 3.- Fallas y fracturas de rumbo general NW 25° SE, con echados de 45° a 60° e incluso ocasionales inclinaciones mayores de 80° hacia el SW, a las que se asocia principalmente barita.
- 4.- Fallas post-minerales de pequeño desplazamiento y fracturas de rumbo N 70° E a E – W con echados que varían de 74° hacia el SE y Sur hasta verticales y 87° hacia el NW, y Norte, que afectan a todos los sistemas previamente mencionados.

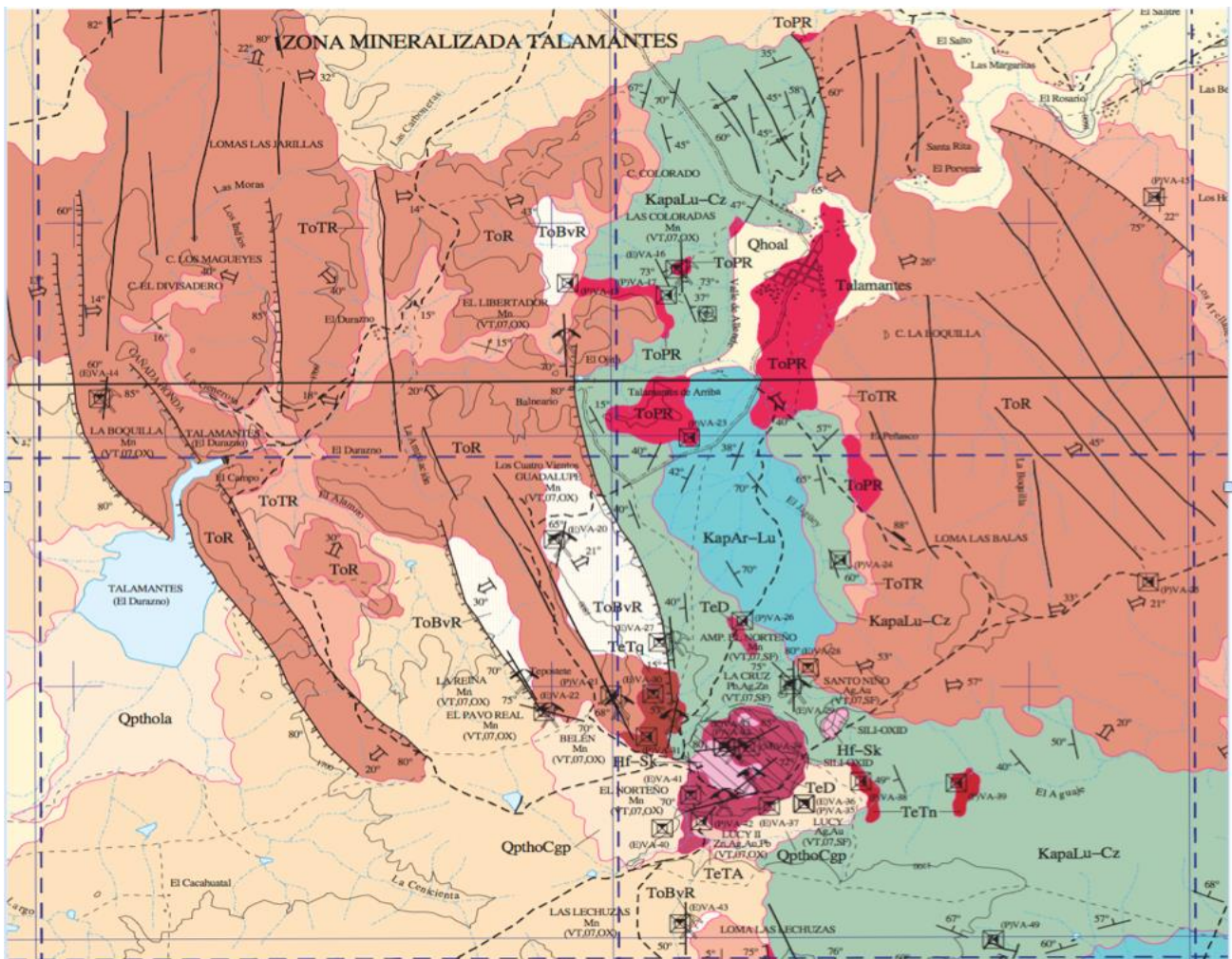


Figura 2.- Plano geológico de la zona de Talamantes. KapAr—Lu y Kapalu-Cz= arcillas y caliza de la Formación Parral, ToTR = rocas volcánicas intrusivas, ToR = rocas volcánicas extrusivas. Plano tomado del SGM, 2009.

MINERALIZACIÓN

Estructuras Mineralizadas

Veta San Antonio- La Morita.

Estructura mineralizada de rumbo general Norte – Sur asociada a una falla normal, con echado de 60° hacia el E y 90°; su espesor promedio es de 1.70 m. Su traza superficial se manifiesta en una longitud aproximada de 770 m, pero a profundidad se manifiesta 1,800 m sobre obra subterránea; se considera como una estructura importante por los valores hasta de 35% de manganeso. Esta se une con la Veta Oriental aproximadamente en la parte media. La mineralización de estas estructuras está constituida por óxidos de manganeso asociados a barita, cuarzo, calcedonia, óxidos de hierro, yeso, calcita, y muy escasa fluorita que se presentan en zonas de brechas y fracturas a lo largo de fallas, encajonadas en la secuencia volcánica de riolitas y tobas riolíticas.

Veta Oriental- Teresita.

Los afloramientos se pueden dividir en la parte norte con rumbo general N 45° W con echados 85° SW y/o NE con una longitud de 250 m y un espesor promedio de 1 a 6 m y promedio de 2 m. Se comporta de manera errática hasta la unión con la Veta San Antonio. Y al sur con rumbo N 30° W con echados de 50° a 70° SW y es persistente a lo largo de 510 m hasta entroncarse con la Veta Tepostete; su espesor varía de 0.35 m hasta 5 m con un promedio de 1.50 m. La mineralización de estas estructuras está constituida por óxidos de manganeso asociados a barita, cuarzo, calcedonia, óxidos de hierro, yeso, calcita, y muy escasa fluorita que se presentan en zonas de brechas y fracturas a lo largo de fallas, encajonadas en la secuencia volcánica de riolitas y tobas riolíticas.

Veta La Reyna I y II.

Estructura mineralizada de rumbo general N 10° W con echado de 80° SW; con espesores hasta de 8 m. Y su traza superficial se manifiesta en una longitud aproximada de 100 m, hacia el norte pasando la barranca presenta un rumbo Norte con echados verticales y 60° W con espesores de 1.5 a 2 m a lo largo de 200 m. La mineralización de estas estructuras está constituida por óxidos de manganeso asociados a barita, óxidos de hierro que se presentan en zonas de brechas y fracturas a lo largo de fallas, encajonadas en la secuencia volcánica de riolitas y tobas riolíticas.

La Estructura Belén – El Tepostete – Oriental presenta afloramiento en superficie en una longitud de 2600 m y se ha reconocido en interior de mina a una profundidad de 80 m, conteniendo un potencial importante inexplorado por debajo de los 80 m; exhibe continuidad al NW. Una de las principales estructuras es la veta el Tepostete, la cual presenta el principal desarrollo de explotación, el socavón que se visitó presenta un espesor de aproximadamente de 8 m de barita teniendo en transición a la profundidad la desaparición de los óxidos de manganeso los cuales desde la superficie se distribuyen por lo menos como 60 m de profundidad pasando gradualmente a barita. La distribución a profundidad de la barita NO se conoce, pero en superficie se conjuga con la veta Oriente-San Antonio con expresión por más de 3 Km de longitudinales. Esta estructura es la de mayor importancia para la barita en la zona debido a su manifestación en el socavón.

PARAGÉNESIS MINERAL

La paragénesis está constituida por psilomelano, cryptomelano, hollandita, coronadita y hematita, pasando a profundidad y de manera transicional a barita con incipientes sulfuros de galena, esfalerita y carbonatos de cobre (azurita y malaquita). La textura en botroides es común (Figura 3).

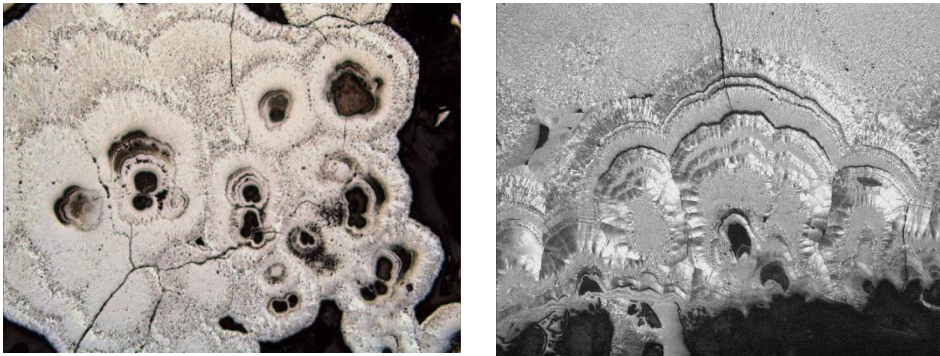


Figura 3. Textura en botroides que presente la mena de manganeso (psilomelano) en el Distrito minero de Talamantes, Chih. Escala natural.

DATOS GEOQUÍMICOS: METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

Se practicaron análisis químicos en un equipo denominado: NITON THERMO SCIENTIFIC. MOD. XL3T950, SERIAL 91402 que consiste en un analizador de rayos X que determina la composición de un elemento de manera rápida y no destructiva. Consiste en el estudio de cada uno de los elementos presentes en una muestra, el cual produce un conjunto único de rayos X característicos para ese elemento específico. Esencialmente determinan la química de una muestra midiendo el espectro de la característica de rayos X emitidos por los diferentes elementos en la muestra cuando es iluminado por los rayos X. Estos rayos X son emitidos ya sea desde un tubo de rayos X en miniatura, o de una pequeña cápsula sellada de material radioactivo. Se crea una radiografía fluorescente cuando una placa de rayos x de energía suficiente choca con un átomo en la muestra, desalojando un electrón de una de capas orbitales interiores del átomo. El átomo recupera la estabilidad, llenando el espacio dejado en el orbital interior con un electrón de una de capas orbitales de más alta energía del átomo. El electrón cae al estado de menor energía mediante la liberación de una radiografía fluorescente y la energía de este rayo X es igual a la diferencia específica de energía entre dos estados cuánticos del electrón.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los primeros resultados preliminares para evaluar el potencial del distrito minero se presentan en la tabla 1, de su análisis destacan los altos valores del manganeso y hierro, pero igualmente de elementos como el Pb, W y Ba. El Mn, Ba, Cu, Zn, Pb y algunos otros elementos son componentes muy comunes de las menas hidrotermales; el Mn es usualmente enriquecido residualmente en magmas basálticos por la cristalización fraccionada. La derivación puede venir también de la roca caja por la que circulan los fluidos hidrotermales. La mayoría de los depósitos van ligados a secuencias volcánicas de edad Terciaria, sin embargo, también existen vetas encajonadas en rocas cristalinas precámbricas (Sierra y Doña Ana Counties, Nueva México; Maricopa, Arizona), en rocas carbonatadas del Paleozoico (Sierra y Doña Ana Counties, Nuevo México; Yuma, Arizona) y en conglomerados y areniscas (Hewett, 1964). Para el sur de los EUA y norte-noroeste de México se puede hablar de una época metalogenética, el Mioceno-Plioceno, para este tipo de depósitos (Hewett, 1964). Otros ejemplos de este tipo de depósito son las vetas del área de Anti-Atlas en Marruecos (Jouravsky, 1963 en Roy, 1981); Grecia (Liakopoulos et al., 2001); Luis López en Socorro, Nuevo México Norte de Córdoba en Argentina y los depósitos de manantiales termales continentales en Hokkaido, Japón.

| Localidad | INSPECTOR | Mn | Fe | Mo | Pd | Cd | Sn | Sb | Te | Cs | Ba | W | Hg | Pb |
|------------|-----------|------------|-----------|--------|-------|-------|-------|---------|--------|--------|-----------|---------|--------|----------|
| Talamantes | EHDC | 1106852.25 | 26507.2 | 160.33 | 31.88 | 60.49 | 62.72 | 1274.53 | 254.93 | 183.95 | 117371.03 | 9833.58 | 103.6 | 47952.79 |
| Talamantes | EHDC | 98285.21 | 5402.58 | 34.95 | 0 | 0 | 0 | 235.72 | 0 | 50.9 | 41505.79 | 1728.91 | 58 | 1087.28 |
| Talamantes | EHDC | 1070895.88 | 241266.56 | 311.69 | 0 | 0 | 27.87 | 3891.51 | 97.43 | 145.1 | 109198.08 | 2831.98 | 230.71 | 91.18 |
| Talamantes | EHDC | 863639.5 | 227372.31 | 204.52 | 0 | 0 | 16.73 | 4669.7 | 43.32 | 132.86 | 74130.9 | 3821.22 | 383.22 | 224.12 |
| Talamantes | EHDC | 2197.65 | 26589.08 | 17.67 | 0 | 0 | 0 | 362.62 | 65.02 | 166.73 | 68287.53 | 332.1 | 47.3 | 164.17 |
| Talamantes | EHDC | 2089.48 | 7568.81 | 17.67 | 0 | 0 | 0 | 25.45 | 0 | 93.71 | 72384.36 | 275.52 | 55.64 | 43.35 |
| Talamantes | EHDC | 1184.54 | 30652.17 | 4.03 | 0 | 0 | 5.17 | 10.16 | 30.64 | 44.91 | 1362.96 | 0 | 0 | 6.44 |
| Talamantes | EHDC | 1838.04 | 26577.98 | 14.92 | 0 | 0 | 13.51 | 17.15 | 63.73 | 129.59 | 3675.55 | 37.97 | 6.82 | 7.2 |
| Talamantes | EHDC | 910.37 | 18835.25 | 5.13 | 0 | 6.91 | 6.3 | 16.47 | 42.51 | 57.77 | 1856.56 | 0 | 5.91 | 6.28 |
| Talamantes | EHDC | 908.17 | 22555.29 | 3.01 | 0 | 6.36 | 9.66 | 14.1 | 41.04 | 60.23 | 2287.14 | 27.45 | 0 | 5.78 |
| Talamantes | EHDC | 311.51 | 18663.78 | 5.26 | 0 | 0 | 7.84 | 9.05 | 31.68 | 46.64 | 856.27 | 29.56 | 0 | 7.04 |
| Talamantes | EHDC | 248.96 | 22391.55 | 2.71 | 0 | 6.36 | 5.33 | 11.49 | 34.11 | 46.97 | 894.34 | 0 | 6.29 | 5.64 |
| Talamantes | EHDC | 160703.47 | 9336.52 | 50.19 | 12.68 | 44.3 | 33.55 | 117.5 | 180.99 | 172.25 | 22528.89 | 188.02 | 16.1 | 12511.97 |
| Talamantes | EHDC | 106.44 | 7973.42 | 3.54 | 0 | 12.7 | 8.79 | 23.96 | 43.45 | 41.04 | 465.93 | 0 | 0 | 208.59 |
| Talamantes | EHDC | 198.34 | 12591.87 | 0 | 0 | 5.96 | 9.52 | 20.44 | 43.1 | 52.91 | 1193.18 | 23.81 | 6.4 | 22.09 |
| Talamantes | EHDC | 185.5 | 8458.45 | 0 | 0 | 0 | 7.08 | 42.42 | 21.8 | 42.02 | 947.16 | 73.24 | 8.43 | 126.65 |
| Talamantes | EHDC | 107.34 | 4490.12 | 2.66 | 0 | 11.18 | 15.38 | 56.4 | 71.01 | 100.36 | 382.37 | 0 | 8.28 | 22.86 |
| Talamantes | EHDC | 11667.04 | 2485.85 | 78.15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 342877.25 | 700.97 | 141.17 | 1871.98 |
| Talamantes | EHDC | 53421.31 | 40227.35 | 25.17 | 0 | 0 | 0 | 178.18 | 0 | 87.05 | 65677.23 | 1838.61 | 155.68 | 11248.22 |
| Talamantes | EHDC | 2948.15 | 10404.21 | 18.4 | 0 | 0 | 0 | 31.92 | 0 | 143.35 | 87563.65 | 275.36 | 49.21 | 626.85 |
| Talamantes | EHDC | 51742.02 | 14695.72 | 37.96 | 0 | 0 | 0 | 52.23 | 0 | 66.91 | 199002.88 | 538 | 84.41 | 1677.92 |
| Talamantes | EHDC | 458465.06 | 10250.66 | 73.49 | 0 | 0 | 0 | 521.19 | 0 | 87.7 | 43557.23 | 1657.54 | 86.16 | 896.82 |
| Talamantes | EHDC | 1153886.13 | 10104.05 | 178.92 | 14.3 | 70.07 | 23.77 | 560.03 | 75.16 | 91.62 | 11308.11 | 1390.66 | 125.95 | 429.5 |
| Talamantes | EHDC | 280073.44 | 94012.1 | 23.3 | 0 | 0 | 12.53 | 819.77 | 58.97 | 93.3 | 40059.81 | 3438.94 | 149.98 | 4182.2 |
| Talamantes | EHDC | 19157.41 | 215784.41 | 62.48 | 0 | 0 | 0 | 437.05 | 0 | 40.77 | 283795.19 | 694 | 160.26 | 760.26 |
| Talamantes | EHDC | 7875.56 | 606456.31 | 35.34 | 0 | 0 | 0 | 844.5 | 0 | 76.37 | 153991.27 | 797.35 | 112.19 | 717.42 |
| Talamantes | EHDC | 10642.54 | 355715.16 | 75.21 | 0 | 0 | 0 | 955.76 | 0 | 0 | 285681.06 | 629.4 | 147.56 | 220.07 |
| Talamantes | EHDC | 8486.43 | 246735.66 | 37.3 | 0 | 0 | 0 | 191.73 | 0 | 52.53 | 199727.69 | 490.85 | 102.52 | 188.79 |
| Talamantes | EHDC | 379971 | 12109.9 | 40.83 | 0 | 0 | 13.26 | 296.68 | 33.15 | 81.91 | 26883.66 | 1233.74 | 94.63 | 6375.68 |
| Talamantes | EHDC | 455.08 | 365.9 | 2.19 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 259.67 | 0 | 6.8 | 40.21 |
| Talamantes | EHDC | 14525.44 | 2118.53 | 6.85 | 0 | 0 | 0 | 42.7 | 0 | 0 | 4342.08 | 307.41 | 31.32 | 221.89 |
| Talamantes | EHDC | 283516.63 | 57161.59 | 35.36 | 0 | 0 | 0 | 611.84 | 0 | 102.7 | 47368.14 | 5602.05 | 193.04 | 1445.13 |
| Talamantes | EHDC | 295903.13 | 202412.64 | 26.2 | 0 | 0 | 12.16 | 765.4 | 61.9 | 120.46 | 45181.17 | 5294.58 | 181.12 | 1610.48 |
| Talamantes | EHDC | 885202 | 16325.04 | 109.72 | 0 | 18.61 | 0 | 663.32 | 61.22 | 107.9 | 100879.54 | 14386.4 | 341.83 | 3560.38 |
| Talamantes | EHDC | 453284.97 | 203326.36 | 26.46 | 0 | 0 | 15.87 | 1638.55 | 71 | 118.19 | 72824.16 | 6441.36 | 260.86 | 2625.58 |
| Talamantes | EHDC | 347219.28 | 2996.07 | 46.62 | 0 | 0 | 0 | 537.07 | 42.56 | 109.21 | 57536.89 | 5811.06 | 223.02 | 1138.11 |
| Talamantes | EHDC | 404995.16 | 18614.36 | 29.28 | 0 | 0 | 0 | 741.64 | 50.85 | 107.85 | 69391.1 | 6829.52 | 205.91 | 1214.43 |
| Talamantes | EHDC | 275806.94 | 7085.23 | 35.3 | 0 | 0 | 0 | 344.24 | 0 | 91.76 | 46146.69 | 6382.93 | 188.32 | 198.88 |
| Talamantes | EHDC | 57217.24 | 350616.84 | 51.45 | 0 | 0 | 0 | 1984.84 | 0 | 0 | 287072.88 | 921.59 | 133.12 | 6203.93 |
| Talamantes | EHDC | 10985.57 | 5075.57 | 59.39 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 342266.09 | 552.24 | 137.14 | 896.07 |
| Talamantes | EHDC | 10681.78 | 26983.33 | 48.37 | 0 | 34.25 | 0 | 69.54 | 0 | 0 | 276634.25 | 693.46 | 170.19 | 4598.11 |
| Talamantes | EHDC | 15023.57 | 408139.03 | 62.33 | 0 | 0 | 0 | 479.49 | 0 | 48.45 | 239482.47 | 533.91 | 173.85 | 4238.26 |

FRX NITON DE THERMO SCIENTIFIC

Tabla 1. Resultados analíticos preliminares del Distrito minero de Talamantes, Chih., practicados con una pistola NITON THERMO SCIENTIFIC. MOD. XL3T950, SERIAL 91402

En la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, abundan depósitos hidrotermales de óxidos de Mn en vetas, *stockworks* y brechas (El Gavilán, Mantitas, Minitas, Pilares, Santa Teresa, Trinidad y La Azteca), así como manantiales termales costeros, que forman precipitados en vetas y costras (Camprubí et al., 2008). Los manantiales termales en la zona, Agua Caliente y Santispac, presentan depósitos que se componen principalmente de romanachita, pirolusita, todorokita, barita y ópalo (Canet et al., 2005b; Blanco-Florida, 2007). La mineralización normalmente está encajonada en rocas volcánicas continentales del Oligoceno-Mioceno, y está controlada por un sistema de fallas normales de dirección NO-SE que tienen relación con eventos tectónicos extensivos terciarios asociados a la apertura del Golfo de California; en este sentido Talamantes se presenta como un depósito típico epitermal que pertenece a una franja de mineralizaciones Terciarias que se extienden desde el Sur de los Estados Unidos hasta la parte central de México.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de PAPIIT# IG100116, de la UNAM, a quien se le reconoce el apoyo financiero proporcionado.

REFERENCIAS

- Blanco-Florido, D. 2007. Caracterización de las mineralizaciones asociadas a manantiales hidrotermales costeros en Bahía Concepción Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D.F., Tesis de Licenciatura, 55p.
- Burbank, W.S.; Luedke, R.G. 1969. Geology and ore deposits of the Eureka and adjoining districts, San Juan Mountains, Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper. 535, 73 p.
- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Blanco-Florido, D., Villanueva, R.E., López-Sánchez, A. 2008. Geology, ore deposits and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Island Arc*. 17, pp. 6-25.
- 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, México. *Sedimentary Geology*. 174, pp. 97-113.
- Fan, D.; y Yang. 1999. Introduction to and classification of manganese deposits of China. *Ore Geology Reviews*. 15, pp. 1-13.
- González-Reyna, J., 1956. Los yacimientos de manganeso de El Gavilán, La Azteca y Guadalupe, Baja California, México. In: González-Reyna, J. (ed.), Simposio sobre yacimientos de manganeso, tomo III, América, XX Congreso Geológico Internacional, pp. 79-96.
- Hamilton, W.; y Mayers, W.B. 1967. The nature of batoliths. U.S. Geological Survey. C1-C30.
- Hariya, Y.; y Tatsumi, M. 1981. Hydrogen isotopic composition of MnO(OH) minerals from manganese oxide and massive sulfide (Kuroko) deposits of Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 77, pp. 256–261.
- Hewett, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Economic Geology*. Vol. 59, No. 8, pp. 1429-1472.
- Hollister, V.; Hruska; y Moore, R. 1992. A mine-exposed hot spring deposit and related epithermal gold resource. *Economic Geology*. 87, pp. 421-424.
- Laznicka, P. 1992. Manganese deposits in the global lithogenetic system: Quantitative approach. *Ore Geology Reviews*. 7, pp. 279-356.
- Leal, P.R. 2002. Inclusiones fluidas e isótopos estables en la ganga de los yacimientos de manganeso del norte de la Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 57, 3, pp. 251-259.
- Leroy, J.L; Hubé, D; y Marcoux, E. 2000. Episodio de deposición de Mn minerales en cockade breccia structures in three low-sulfidation epithermal deposits: A mineral stratigraphy and fluid-inclusion approach. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 38, pp. 1125-1136.
- Liakopoulos, A.; Glasby, G.P; Papavassiliou, C.T.; Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview. *Ore Geology Reviews*. pp. 181-209.
- Roy, S. 1981. Manganese Deposits. Academic Press. Londres, 458 p.
- Roy, S. 1992. Environments and Processes of Manganese of Manganese deposition. *Economic Geology*, 87, pp.1213 -1236.
- Roy, S. 1997. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. En Nicholson, K.; Hein, J.R.; Bühn, B; y Dasgupta, S. (Eds), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, Geological Society Special Publication. 119, pp. 5-27.
- Sidorov, A.A.; Naiborodin, V.I.; y Savva, N.E. (1980): Manganese mineral associations in gold-silver deposits. En *Geology and Geochemistry of manganese*. Varentsov, I.M; y Grasselly, Gy. (Eds.). Hungría. Vol. 1, pp. 285-289.
- White, D.E. 1968. Environments of generation of some base metal ore deposits. *Economic Geology*. 63, pp. 301-335.
- Zantop, H., 1978. Geologic Setting and Genesis of Iron Oxide and Manganese Oxides in the San Francisco Manganese Deposit, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*. 73, pp. 1137-1149.

Tipologías de yacimientos de manganeso en México: Primeras observaciones sobre su distribución.

Eduardo González Partida E¹, Áurea Rodríguez-Díaz^{2,3}, Luis Eduardo González Ruiz^{4,5}, Erick Díaz Carreño², Andrea Hernández Cervantes², Mari Carmen Romero Rojas¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

³ Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México.

⁴ UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

⁵ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F., Jurica Querétaro, Qro., México.

edgopa@gmail.com

RESUMEN

El Mn es uno de los elementos mayoritarios en la Tierra y en las rocas de la corteza, presenta varios estados de oxidación: 0, 2+, 3+, 4+, 6+ y 7+, y la precipitación de menas está fuertemente influenciada por condiciones Eh-pH. En el presente trabajo, constituye un primer esfuerzo en el estudio y entendimiento de los yacimientos de manganeso en México y este primer paso, consistió en hacer un censo y de entender su distribución espacial en función de épocas metálicas y ambientes tectónico de formación. El manganeso en México se presenta principalmente en tres tipologías de yacimientos: SEDEX (Ej. Distrito de Molango, Hgo.), Vulcanogénicos (como sub-producto ej., La Minita, Mich.) y el más extendido el epitermal (actual y fósil) como las manifestaciones de la Baja California y los Terciarios tipo Talamantes Chih., y Montaña de Manganeso en S. L. P. Los tipo SEDEX están directamente asociados a la actividad hidrotermal submarina Triásico-Jurásico Inferior del Golfo de México relacionada al desplazamiento de la península de Yucatán para esa época, son distales a su fuente y no presentan volcanismo asociado, se encuentran en horizontes extendidos kilométricamente en lo que se conoce como Formación Chipoco. Seguido de este evento tectónico hacia el Occidente de México en el Jurásico - Cretácico en lo que se conoce como Terreno Guerrero se alojan mantos de sulfuros sin-sedimentarios vulcanogénicos que en ocasiones contienen menas de manganeso; los más extendidos y abundantes son los epitermales Terciarios y los reciente relacionados a la apertura del golfo de California.

INTRODUCCIÓN

El manganeso (Mn) es un elemento de transición, tiene un número atómico de 25, y su masa atómica es de 54.9, con ocurrencia natural como isótopo ⁵⁵Mn, presenta varios estados de oxidación: 0, 2+, 3+, 4+, 6+ y 7+, pero de éstos, únicamente los estados 2+, 3+ y 4+ son importantes en la naturaleza. El Mn es uno de los elementos mayoritarios en la Tierra y en las rocas de la corteza; es el segundo metal más abundante después del hierro, y en la corteza se ha calculado en un rango desde 900 ppm hasta 1100 ppm.

El manganeso es un elemento indispensable para la industria siderúrgica, en especial la del acero, la industria química, la petroquímica, la agropecuaria, farmacéutica y para la fabricación de pilas, de vidrios coloreados y de pinturas, entre otros. Los recursos minerales globales contenidos en depósitos de Mn se calculan en $\sim 17.9 \times 10^9$ Ton de Mn, los yacimientos actualmente minables directamente contienen $\sim 8.7 \times 10^9$ Ton de Mn, los depósitos potencialmente minables en el mundo contienen $\sim 9.2 \times 10^9$ Ton de Mn y el potencial actual de extraer Mn como producto secundario de la minería de otros metales es de $\sim 0.6 \times 10^9$ Ton (Laznicka, 1992).

Dentro de los yacimientos más grandes del mundo se encuentran los del campo Kalahari en Sudáfrica y Botswana, Moanda en Gabón, Molango en México, y Nikopol en Ucrania. Jacoby (1983) clasificó las menas de Mn por su contenido en Mn y Fe, y por su utilidad en la industria. Las menas de Mn son aquellas que contienen más de 40 % de Mn y la relación de Mn/Fe es 7:1; este tipo de mena se utiliza para la creación de ferroaleaciones y como aditivo en la fabricación de aceros. Las menas de Mn ferruginosas presentan cantidades similares de Mn y Fe, con sílice en un intervalo de 10-15 %, y son utilizadas para producir *spiegeleisen* (aleación de Fe, Mn, Si y C). Las menas de Fe manganesífero contienen cerca del 40 % de Fe y entre 5 y 10 % de Mn, se utilizan para producir manganeso *pig iron* (materiales de uso metalúrgico). El contenido de Si y Al en las distintas menas es perjudicial para su tratamiento metalúrgico (Jacoby, 1983). En términos de ambientes geotectónicos, casi el total de los depósitos de Mn explotados se formaron en ambientes de intraplaca y en márgenes continentales estables y, en menor proporción, en márgenes continentales de tipo rift y arcos continentales, y en cuencas oceánicas y terrenos estables sujetos a altas tasas de intemperismo y erosión. Esto contrasta con la destacada capacidad de acumulación de Mn en los fondos marinos actuales y su poco potencial de preservación en la historia geotectónica (Roy, 1981; Glasby, 1988; Laznicka, 1992).

El presente trabajo, constituye un primer esfuerzo en el estudio y entendimiento de los yacimientos de manganeso en México y este primer paso, consiste en hacer un censo y de entender su distribución espacial en función de épocas metálicas y ambientes tectónico de formación.

DISTRIBUCIÓN DE MANGANESO EN MÉXICO

En México, el Mn se conoce desde la época de la colonia, aunque el interés comercial por este metal tuvo su auge entre la Primera y Segunda Guerra Mundial (Rodríguez y Trask 1948, Mapes, 1956). Sin embargo, en las últimas décadas ha tomado importancia desde el punto de vista metalúrgico en la producción de nódulos de manganeso y ferroaleaciones de manganeso. Actualmente las minas de Molango y Nonoalco, en el Estado de Hidalgo, son las mayores productoras de manganeso en el país, con reservas probables de 256 millones de toneladas con ~ 38 % de Mn (Del Alto y Moreno-Tripp, 2006). El manganeso en México se presenta principalmente en tres tipologías de yacimientos (figura 1): SEDEX (Ej. Molango, Hgo. Alexandri y Martínez, 1986), vulcanogénico (Mn como sub-producto ej., La Minita Mich.) y el más extendido, el epitermal como Talamantes Chih. y Montaña de Manganeso en S. L. P., prospectos epitermales Neógenos importantes de Mn se localizan en Baja California Sur- Norte, por ejemplo, Lucifer en el distrito minero de El Boleo y El Gavilán y Mantitas en Bahía Concepción.

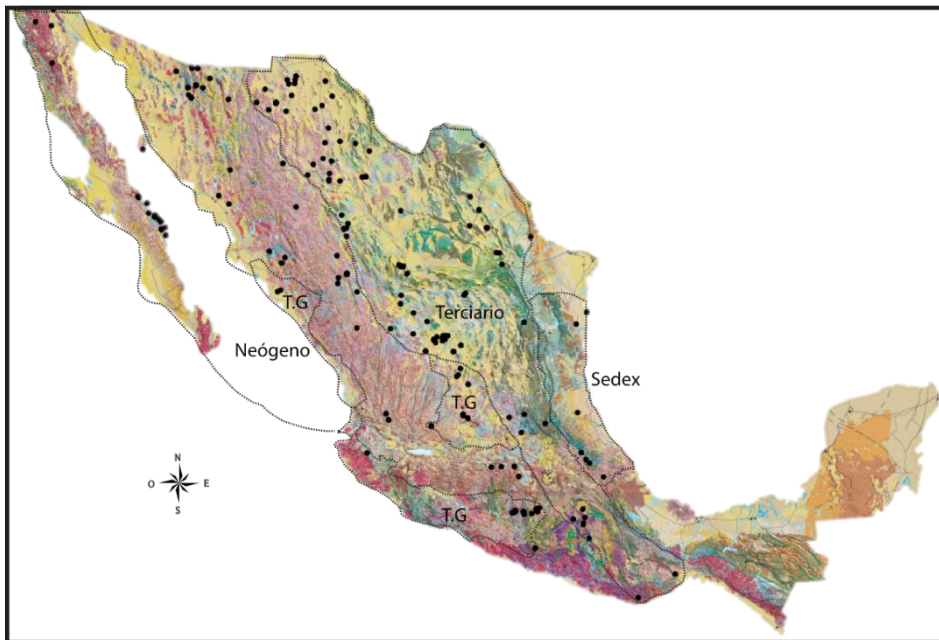


Figura 1. Distribución espacial de la existencia de yacimiento de manganeso en México (puntos negros) y posición de la provincia Neógeno, Terciaria, T.G. =Terreno Guerrero, y SEDEX.

a.- Tipo SEDEX

Esta tipología igualmente nombrada como “exhalativos sedimentaria (SEDEX), y/o estratiforme, depósitos de sulfuros masivos etc,” hace referencia a menas formadas distalmente de su fuente de

origen, originados en las zonas de extensión o rifts continentales y/o submarinos. La provincia de la Sierra Madre Oriental con unidades litológicas entre el Oxfordiano y principios del Kimmeridgiano (Formación Chipoco y/o equivalentes), se conforman como un metalotecton revelados de este tipo de yacimiento, dadas las condiciones tectono- paleogeográficos del Jurásico, dado que el distrito Molango se encuentra confinado a un solo intervalo estratigráfico (base de la Formación Chipoco) por lo que se puede clasificar del tipo sedimentario estratiforme. Así la Formación Chipoco se encuentra sobreyaciendo en contacto transicional a la Formación Tepexic y subyace concordantemente al horizonte manganesífero. Por el contenido fosilífero estudiado por Cantú- Chapa (1971) se le ha asignado edad del Oxfordiano y está definida como una secuencia de caliza y limolitas calcáreas alternadas, ambas gris oscuro, presentándose en estratos delgados y medianos. El horizonte manganesífero integrado a la formación Chipoco se encuentra en la base, constituida por una secuencia de caliza manganesífera de grano fino, gris oscuro a negro, que intemperiza a color pardo. Los modelos para su origen apuntan a que la precipitación del Mn tuvo lugar en la interface de los ambientes reductor y oxidante, propiciado en la zona la fosa de Huayacocotla, y la riftificación del Golfo de México; así el manganeso se encontraba disuelto en un ambiente reductor y al tener contacto con aguas superficiales oxidantes se propició la precipitación de este elemento (Cannom y Force, 1983).

b.- Tipo Vulcanogénico

Los depósitos sedimentarios y sedimentario-exhalativos de Mn y sus derivados metamórficos producen la mayor parte de este metal en el mundo, más del 90% (Laznicka, 1992; Roy, 1997). Otros tipos de yacimientos de Mn, que únicamente de manera ocasional han tenido interés económico, son (a) los nódulos y costras marinos de Mn con contenidos de Ni y Co, y (b) los depósitos hidrotermales continentales barderos de fondos marinos. Tradicionalmente los depósitos hidrotermales formados en el fondo marino han sido clasificados en yacimientos vulcanogénicos y no vulcanogénicos (o sedimentario-exhalativos), en función de la presencia o ausencia de rocas volcánicas próximas o distales en la secuencia mineralizada (SEDEX). Existen dos tipos de depósitos hidrotermales, los que se están generando actualmente en manantiales termales continentales y ventilas submarinas, también llamados sistemas hidrotermales activos y los sistemas hidrotermales fósiles representados por mineralizaciones de óxidos de manganeso dispuestos en vetas, brechas y mantos.

En México, esta tipología está restringida a lo que se conoce como terreno Guerrero, el cual se distribuye principalmente en el occidente de México, extendiéndose de norte a sur desde Baja California y Sonora, hasta Guerrero. En el centro del país se localiza en los estados de Zacatecas, Guanajuato y México. El terreno Guerrero, tiene afinidad oceánica de la Cordillera de Norteamérica y está compuesto por vulcanismo submarino, subaérea y secuencias sedimentarias de edad Mesozoica (Campa e Iriando 2004, Campa et al., 1976, Campa-Uranga, 1975, Campa-Uranga y Coney 1983, Campa-Uranga y Ramírez E 1979, Centeno-García et al., 2003 Dickinson y Lawton, T., 2001, Talavera-Mendoza, 1993 y Guerrero 2001) y que es generalmente reconocido por representar arcos y tras-arcos acrecionados. Descansa discordantemente en secuencias oceánicas deformadas y parcialmente metamorfoseadas de edad Mesozoico Temprano (Coney y Campa, 1983; Centeno, et al., 2003, 2008). La compleja historia del terreno Guerrero empieza en el Triásico con un origen submarino cercano a dorsales oceánicas, seguido por el desarrollado de un arco que es acrecionado al núcleo de México por colisión arco-continente en el Cretácico (Freydier et al., 1996). Dickinson y Lawton (2001) defienden que la colisión ocurrió alrededor de 120 Ma en el Norte México y alrededor de 110 Ma en el Sur. En este terreno se alojan los principales sulfuros masivos mexicanos que al igual que las vetas epitermales en ocasiones presentan zoneamiento mineralógicos de sulfuros, sulfatos y óxidos de manganeso como es el caso de la Minita Mich.

c.- Tipo epitermal

Los depósitos tipo vetas de Mn, Mn-sulfuros de metales base y Mn-Ag han sido descritos en varias localidades de los EUA, hasta México y generalmente se asocian a depósitos de tipo epitermal. Los depósitos hidrotermales continentales de manganeso generalmente consisten en depósitos pequeños y medianos, menores a las 50,000 Ton, de óxidos de Mn emplazados en vetas (Laznicka 1992). En el noroeste del México y suroeste de Estados Unidos, donde son particularmente abundantes, dichas vetas se encuentran encajonadas en rocas normalmente volcánicas ácidas a intermedias de edad Terciaria (Mapes, 1956, González- Reyna, 1956, Hewett, 1964, Zantop, 1978, Roy, 1992, 1997). Los depósitos epitermales de tipo veta que contienen Mn pueden ser separados en 5 grupos (Hewett, 1964): (a) vetas de Mn cercanas a la superficie original del depósito, seguidas de (b) vetas a mayor profundidad con barita; (c) vetas con mayor predominancia en fluorita, (d) vetas de Au-Ag, y (e) vetas de metales base. Una distribución zonal de los minerales de Mn y otros minerales metálicos es característica dentro de este tipo de depósito (Hewett 1964 y Roy, 1969, 1981, 1992). En la parte más profunda del depósito, los minerales de manganeso con Mn²⁺ únicamente (rodocrosita, rodonita, tefroíta, alabandita) son formados en asociación con sulfuros de metales base y oro-plata. Los depósitos en vetas de Mn exhiben texturas bandeadas, coliformes, botroidales dentro de las más comunes (Hewett, 1964). La alteración de la roca encajonante está compuesta de adularia, calcita, epidota, sericita, minerales de arcilla, cuarzo y fluoroapatito, preferentemente en profundidad, y oxihidróxidos de Fe, carbonatos, barita y yeso, sílice amorfo y minerales de arcilla hacia la superficie del depósito (Hewett, 1964, Roy 1981, Hollister et al., 1992 y O'Reilly, 1992 y Leal 2002).

Epitermales Neógenos

Esta tipología esta mejor representada en el Golfo de Cortez y las Bajas Californias (Rodríguez Díaz, 2004, Rodríguez Díaz et al., 2005, 2009); El ejemplo más claro es la Bahía Concepción, que se ubica al este de Baja California Sur, la bahía está delimitada por una serie de fallas normales de orientación NO-SE relacionadas al evento de la apertura del Golfo de California. La región de Bahía Concepción está constituida predominantemente por rocas volcánicas y piroclásticas calco-alcalinas pertenecientes al Grupo Comondú de edad Oligoceno-Mioceno.

En el área se presenta un conjunto de manantiales hidrotermales costeros con emanaciones entre los 40 °C y 87 °C. Éstos consisten en manantiales submarinos de poca profundidad e intermareales, ubicados a lo largo de fisuras y fallas con orientación NO-SE al borde occidental de la bahía. El alto contenido de manganeso, bario y sílice en los precipitados y fluidos de los manantiales termales coincide con la existencia de yacimientos de manganeso en los alrededores de Bahía Concepción. Las similitudes metalogenéticas entre las manifestaciones hidrotermales actuales y las fósiles en Bahía Concepción, hacen suponer una génesis similar en un ambiente de manantial termal (*hot spring*) en contexto geotectónico extensional para el modelo de los depósitos de manganeso en la región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de **PAPIIT# IG100116**, de la UNAM, a quien se le reconoce el apoyo financiero proporcionado.

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. México, 401-408.
- Cannon W.F., y Force, E.R., 1983. Potential of High Grade Shallow-Marine Manganese Deposits in North America in W.C. Shanks, (ed.), Cameron volume, Unconventional Mineral Deposits: Society of Economic Geologists, p. 175-189.
- Cantú-Chapa, Abelardo, 1971, La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro-este de México: Revista del instituto Mexicano del Petróleo, v. 3, núm. 2, p. 17-40.
- Campa, M.F., Iriondo A., 2004, Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos: Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 24, n. 2, p. 173.
- Campa-Uranga, M.F. 1975. Las rocas Metamórficas e Ígneas del área de Taxco-Teloloapan, Gro: UNAM, México, D.F. p. 146.
- Campa-Uranga, M. F., Coney, P., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R.A., 1974. La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 35, 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez E.J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica Científica, v. 1, 100 p.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriondo, A., 2003. Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: En: Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., 2008: The Guerrero Composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. Geological Society of America Special Paper 436, 279-308.
- Dickinson, W., y Lawton, T., 2001. Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: GSA Bulletin, v. 113, p. 1142-1160.

- Del Alto, M. C., y Moreno-Tripp, M. 2006. Minera Autlán S.A. DE S.V. Reporte Técnico. ITESM, Campus Monterrey.
- Delgado-Argote, L.A. López-Martínez, M.; Perillita, M.C. 1992. Edad del vulcanismo y de la fauna en sedimentos asociados en Bahía de los Ángeles, Golfo de California. *GEOS*. 12, 5, pp. 81.
- Guerrero, S. M. 2001, Terreno Guerrero: Evolución sedimentológica, estratigrafía e implicaciones tectónicas, suroeste de México, en Corona, E. R. y Gómez, G. J., eds.: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A. C.: XXIV Convención Internacional Acapulco, Guerrero, México, p. 72-73.
- González-Reyna, J. 1956. Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México. 3a ed. Banco de México S.A. Departamento de Investigaciones Industriales. México, 215-227.
- Glasby, G.P. 1988. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis. *Ore Geology Reviews*. 4, pp. 145-153.
- Hewett, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Economic Geology*. Vol. 59, No. 8, pp. 1429-1472.
- Hewett, D.F.; Fleisher, M. 1960. Deposits of the manganese oxides. *Economic Geology*. 55, pp. 1-55. Hewett, D.F.; Fleisher, M.; Conklin, N. 1963. Deposits of the manganese oxides. Supplement, *Economic Geology*. 58, pp. 1-5.
- Hollister, V.; Hruska; y Moore, R. 1992. A mine-exposed hot spring deposit and related epithermal gold resource. *Economic Geology*. 87, pp. 421-424.
- Jacoby, C.H. 1983. Manganese in industrial minerals and rocks. En Lefond, S.J. (Edr) *Industrial Minerals and Rocks*. AIMMPE, 59 ed. Nueva York, pp. 897-908.
- Laznicka, P. 1992. Manganese deposits in the global lithogenetic system: Quantitative approach. *Ore Geology Reviews*. 7, pp. 279-356.
- Mapes, E. 1956. El manganeso en México. Simposio del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. México, 35-75.
- Rodríguez-Díaz, A. A. 2004. Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura inédita, 90 p.
- Rodríguez-Díaz, A.A.; Villaseñor-Cabrals, M.G.; Canet C.; Prol-Ledesma, R.M.; y Camprubí, A. 2005. Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales. *Boletín de Mineralogía*, México. Vol. 16, pp. 33 – 43.
- Rodríguez-Díaz, A.A.; Blanco-Florido, D.; Canet, C.; Gervilla-Linares, F.; González-Partida, E.; Prol-Ledesma, R.M.; Morales- Ruano, S.; García-Vallès, M. 2009. Metalogenia del depósito de manganeso Santa Rosa, Baja California Sur, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. En impresión.
- Rodríguez C.J., Trask, P. Jr. 1948. Los Yacimientos de Manganeso de la República Mexicana. Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, en colaboración con el Geological Survey U.S. Department of the Interior. México, 14-41 y 118-121.
- Roy, S. 1969. Classification of manganese deposits. *Acta Mineralogica- Petrographica, Acta Universitatis Szegediensis*, Tom. XIX, Fasc. 1, Szeged, Hungría, 67-83.
- Roy, S. 1981. *Manganese Deposits*. London, Academic Press, 458 p.
- Roy, S. 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Econ. Geol.*, 87: 1218-1236.
- Zantop, H., 1978. Geologic Setting and Genesis of Iron Oxide and Manganese Oxides in the San Francisco Manganese Deposit, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*. 73, pp. 1137-1149.

Parámetros geoquímicos clásicos en el estudio del carbón en el municipio de Escobedo, Coahuila

Rosario Peralta-Salazar¹, Noé Piedad-Sánchez¹, Antonio Hernández- Godoy¹, José Luis Cadena-Zamudio³, Eduardo González-Partida⁴, Fabiola González Carrillo¹, José Luis Muñoz García, A. Patricia Rodríguez Monreal

¹Academia de Geociencias en Investigación, Tecnología e Innovación Aplicada A.C., AGITIA.

²Proyectos - Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C., IPICYT; Camino a la Presa San José 2055, Lomas 4ª Sección, C.P. 78216, San Luis Potosí, S.L.P., México.

³Academia de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del estado de Hidalgo, Pachuca, Hidalgo, México.

⁴Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México.

peralta.petro@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se describen los resultados obtenidos del análisis de dos muestras procedentes de los mantos de carbón de la Formación Olmos, en Escobedo, Coahuila, México, que fueron estudiadas mediante geoquímica y petrografía clásicas para conocer su calidad y madurez térmica. Los resultados indican que las muestras representan a carbones bituminosos con contenido bajo de materia volátil de 18.17 a 18.65 %, de acuerdo a la norma ASTM D388-15 Standard Classification of Coals by Rank., con un valor del poder reflector de la vitrinita de 1.65 %, un alto contenido de vitrinita (> 53%), seguido por inertinita (>38%), y liptinita (9%). La madurez térmica de las muestras de carbón sugiere un potencial en la ventana del gas, con un origen relacionado a una facies pantanosa de tipo bog.

ABSTRACT

In this paper, two samples from the coal seams of the Olmos Formation, in Escobedo, Coahuila, Mexico, were studied with classical geochemistry and petrography to know their quality and thermal maturity. The results indicate that the samples represent bituminous coals, with low volatile matter (from 18.17 to 18.65%), according to ASTM D388-15 Standard Classification of Coals by Rank., with a value of reflectance of vitrinite 1.65%, a high content of vitrinite (> 53%), followed by inertinite (> 38%), and liptinite (9%). The thermal maturity of the coal samples suggests a potential in the gas window, with an origin related to a marshy facies as bog type.

LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza al norte del estado de Coahuila de Zaragoza, formando parte de una zona conocida como Región Carbonífera, donde se encuentran afloramientos naturales y del producto de la extracción por medio de minado a cielo abierto de mantos de carbón. La vía principal para llegar al lugar es la carretera federal No. 57, en su tramo Monclova – Sabinas (Figura 1).



Figura 1. Imagen de Google Earth mostrando la localización del área de estudio en el municipio de Escobedo, Coahuila.

GEOLOGÍA

El área estudiada se ubica dentro de la llamada Región Carbonífera, dentro del municipio de Escobedo, en el estado de Coahuila (Robeck et al., 1956; Flores-Espinoza, 1989; Brizuela, 1992; Rivera-Martínez y Alcocer-Valdés, 2003; Piedad-Sánchez, 2005; Gentiz et al., 2006; Corona-Esquivel et al., 2006, 2007).

Las rocas que afloran en el área de estudio, tradicionalmente se asignan a la Formación Olmos (Figura 2), con los cinco mantos de carbón en la parte inferior de la columna, mostrando por sus características litológicas, un ambiente sedimentario pantanoso profundo, diferente al ambiente sedimentario de llanura deltaica presente a 25 km en el área de Nueva Rosita, Coah., donde existe la aparición de fósiles de plantas (Cevallos-Ferriz y Weber, 1992; Estrada-Ruiz et al., 2008). La geología aflorante en las áreas de interés, en la región de la Subcuenca Saltillito – Lampacitos, consiste en una secuencia cretácica de la Formación Olmos (Figura 3), que puede ser observada en varios tajos, y que comprende limolitas y lodolitas que presentan un doble manto de carbón (de ~ 0.80 a 2 m) y otras capas carbonosas (~ 0.40 m), con presencia de horizontes de areniscas de grano fino a medio y de limolitas y lodolitas interestratificadas. Santiago-Carrasco et al. (2002) reportan 120 m de espesor promedio de la Formación Olmos en la Subcuenca Saltillito – Lampacitos. Un conglomerado polimíctico se encuentra aflorando en los flancos de las sierras de Obayos y Santa Rosa en pequeños lomeríos suaves. El conglomerado está constituido por fragmentos de calizas subredondeados, englobados en una matriz arcillosa a arenosa con cementante de carbonato de calcio y en la parte superior presenta una capa de caliche. Finalmente, en las partes planas de la Subcuenca de Saltillito – Lampacitos se encuentran depósitos de gravas que se depositan como material de coluvión además de aluvión que está constituido por limos y arcillas que rellenan los valles, producto de la erosión

e intemperismo de las partes altas.

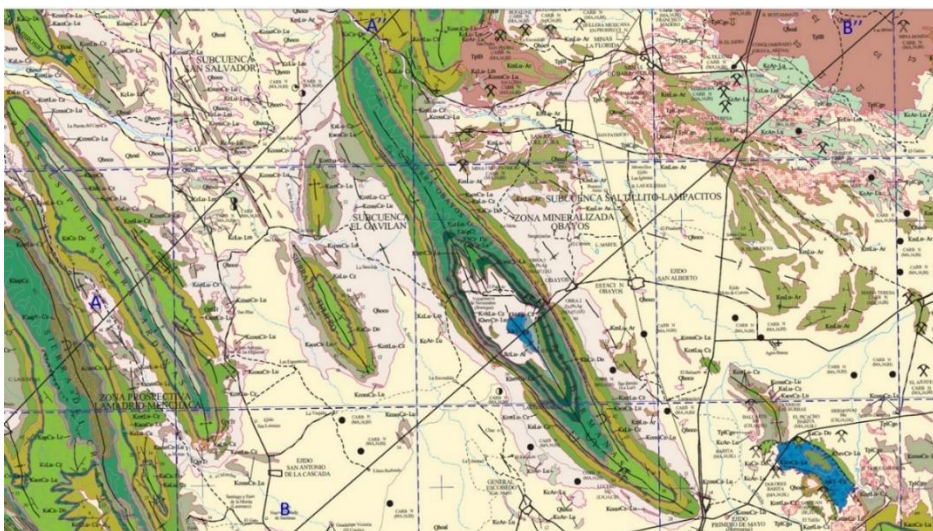


Figura 2. Esquema geológico mostrando los rasgos característicos del anticlinal que forma la Sierra Obayos - Hermanas, dentro del límite de lo que se conoce como Subcuenca Saltillito – Lampacitos en el estado de Coahuila de Zaragoza (a partir de la Carta Nueva Rosita G14-1, 1:250,000, Servicio Geológico Mexicano, 2008).

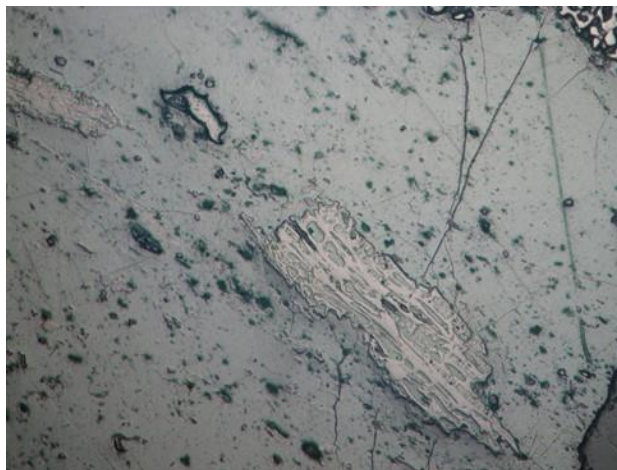


Figura 3. Columna típica de la Formación Olmos en la Región Carbonífera, mostrando diferentes mantos de carbón.

METODOLOGÍA

Durante una campaña de campo, se obtuvieron muestras de carbón todo uno (CTU) de dos mantos de carbón en el área del Municipio de Escobedo Coahuila.

Para el análisis total de laboratorio se consideraron los estándares: ASTM D 5142 Standard Test Methods for Proximate Analysis of the Analysis Sample of Coal and Coke by Instrumental Procedures; ASTM D5373 Standard Test Methods for Instrumental Determination of Carbon, Hydrogen, and Nitrogen in Laboratory Samples of Coal; ASTM D4239 Standard Test Methods for Sulfur in the Analysis Sample of Coal and Coke Using High-Temperature Tube Furnace Combustion Methods; ISO 7404-2 Methods for the petrographic analysis of coal - Part 2 - Methods of preparing coal samples, y la medición de acuerdo a la Norma ISO 7404-5 Methods for the petrographic analysis of coals - Part 5 - Methods of determining microscopically the reflectance of vitrinite, e ISO 7404-3 Methods for the petrographic analysis of coals - Part 3 - Methods of determining maceral group composition.



Escala gráfica: ——— 1000 μ m

Figura 4. Detalle de la matriz de telinita con fusinita e inertodetrinita en una muestra de carbón de la Región de Escobedo, Coahuila.

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Los resultados de los análisis químicos proximal y último, indican que las muestras analizadas representan a carbones bituminosos con contenido bajo de materia volátil de 18.17 a 18.65 %, de ceniza de 21 a 25% y un índice de hinchamiento de 6 a 8, indicando un carbón metalúrgico.

De acuerdo a la norma ASTM D388-15 Standard Classification of Coals by Rank, se determinó un valor del poder reflector de la vitrinita de 1.65 %, señalando la ventana de gas.

Se observaron abundantes partículas de vitrinita de tipo telinita, colodetrinita, colotelinita, y vitrodetrinita (kerógeno tipo III), en ese orden de abundancia (Figura 4). Del grupo de la inertinita, se reconoce la fusinita, semifusinita, funginita, macrinita e inertodetrinita. Finalmente, se reconoce en menor proporción el grupo de la liptinita en el que se identifican los tipos resinita (tanto en relleno de espacios celulares ovalados, como en rellenos alargados), y liptodetrinita. El análisis maceral (Figura 5) indica un alto contenido de vitrinita en volumen (> 53%), seguido por inertinita (>38%), y liptinita (9%).

De acuerdo al diagrama ternario de Singh y Singh (2000), se deduce que los carbones estudiados de la Formación Olmos sugieren condiciones de depósito que indican un pantano óxico - anóxico (Figura 6).

Considerando el estudio de ambientes de depósito (Teichmüller, 1989; Diessel, 1986; Kalkreuth et al., 1991, Calder et al., 1991; Kalkreuth et al., 2000), donde se utiliza el índice de gelificación (GI) y el índice de preservación de tejido vegetal (TPI), las muestras indican un ambiente de pantano con influencia terrestre y humedad (Figura 7). Asimismo, los índices de vegetación y de agua subterránea (VI y GWI), señalan un ambiente de pantano tipo bog (Figura 8).

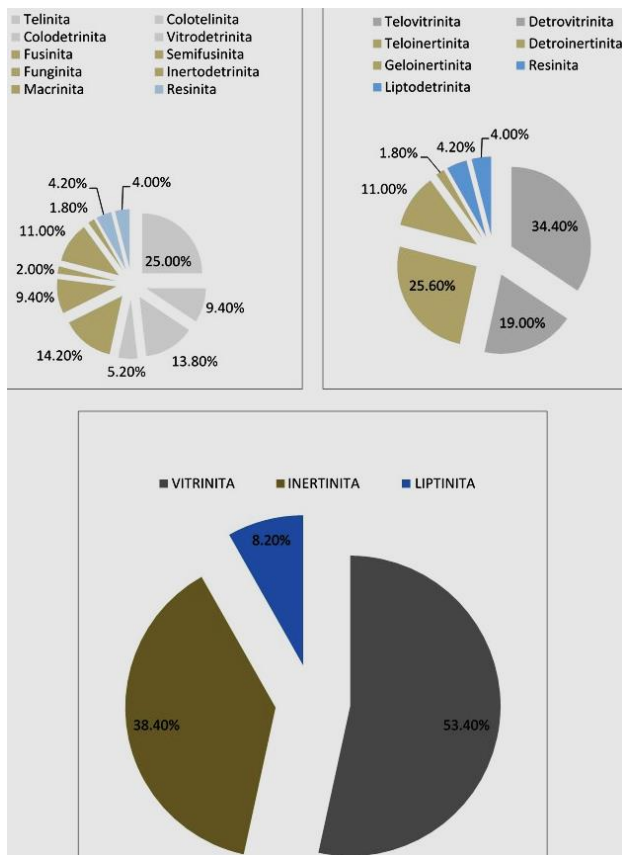


Figura 5. Composición maceral de una muestra de carbón del área de Escobedo, Coahuila.

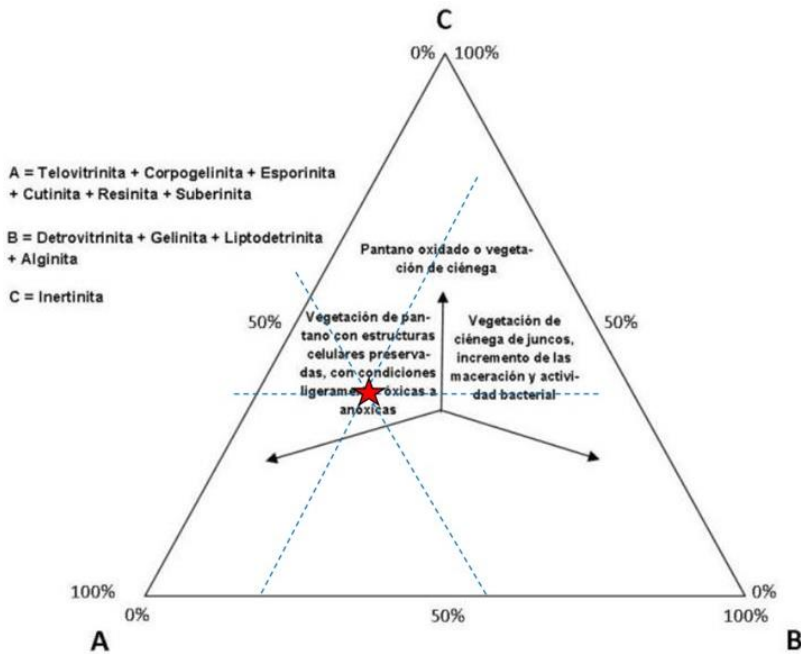


Figura 6. Diagrama triangular de Singh y Singh (2000) que muestra las condiciones óxicas a anóxicas de depósito del carbón en Escobedo, Coahuila.

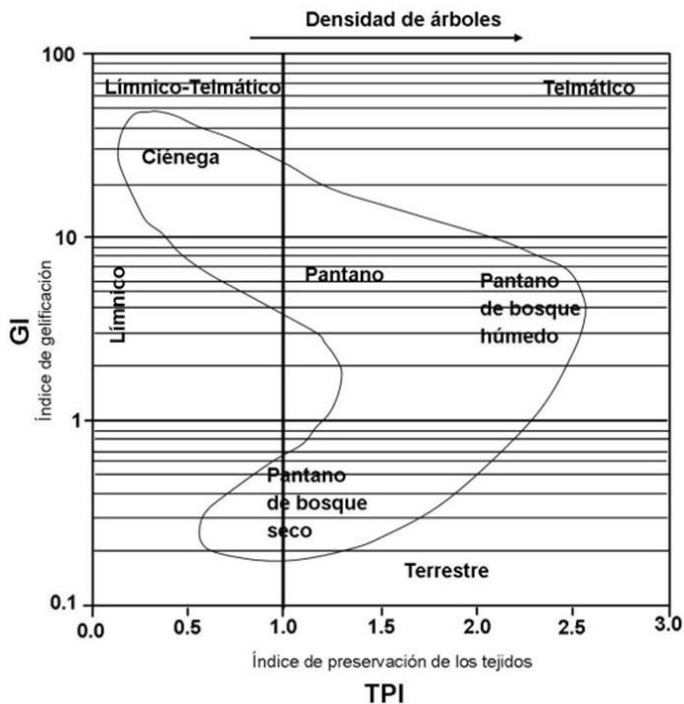


Figura 7. Esquema de TPI vs. GI mostrando una facies de pantano con influencia terrestre para las muestras analizadas de carbón del área de Escobedo, Coahuila.

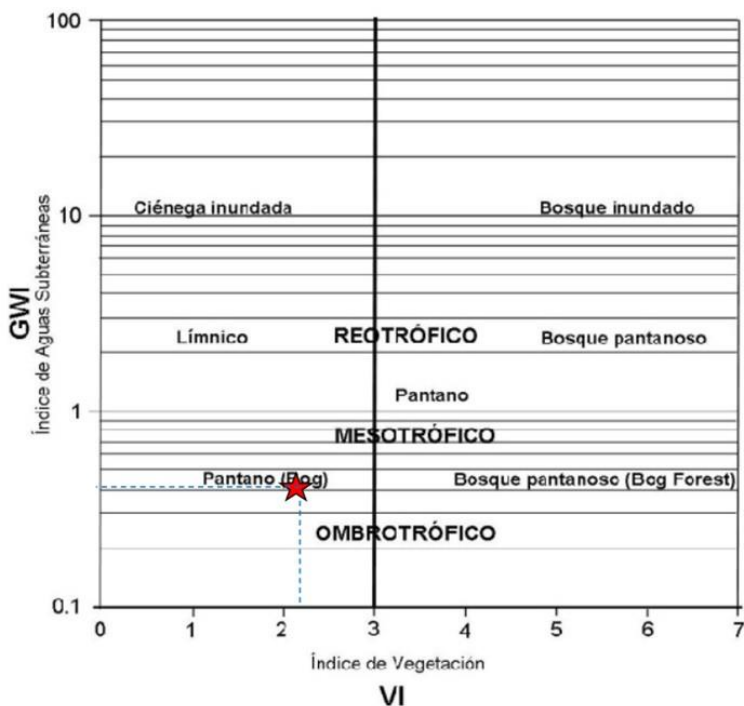


Figura 8. Esquema de VI vs. GWI mostrando una facies de pantano tipo *bog* para las muestras analizadas de carbón del área de Escobedo, Coahuila.

CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo señalan que el carbón estudiado de la Formación Olmos, en la región de Escobedo, Coahuila, se clasifica como bituminoso bajo en volátiles, y es apto para la coquización metalúrgica. La predominancia del grupo de la vitrinita en las muestras de carbón del área de Escobedo, Coahuila, indica un kerógeno tipo III para la materia orgánica que sugiere un potencial de generación en la ventana del gas, lo que se verificó con la determinación de la reflectancia de la vitrinita que indica una madurez térmica de 1.65%. El análisis maceral, además de confirmar a la vitrinita como grupo principal, apunta a un ambiente de depósito óxico – anóxico que sugiere un ambiente subacuático, con influencia terrestre, lo que es congruente con la presencia de macerales como la resinita, la telinita y la colotelinita. Dicha asociación indica un ambiente de pantano tipo bog, con presencia de plantas herbáceas, y sin mucha influencia de tejidos leñosos, lo que sugiere el emplazamiento de una planicie deltaica en esta parte de Coahuila.

REFERENCIAS

ASTM D2797-07, 2007, Standard Practice for Preparing Coal Samples for Microscopical Analysis by Reflected Light: American Society for Testing and Materials International, 5 p.
 ASTM D2798-06, 2006, Standard Test Method for Microscopical Determination of the Vitrinite Reflectance of Coal: American Society for Testing and Materials, 5 p.
 ASTM D2799-05a, 2005, Standard Test Method for Microscopical Determination of the Maceral Composition of Coal: American Society for Testing and Materials, 4 p.
 Brizuela, V.L., 1992, Geología General de la zona Carbonífera de Monclova-Sabinas, Estado de Coahuila: Minerales Monclova S.A. de C.V., Tomo I, 74 p.

- Cevallos-Ferriz, y Weber, 1992, Dicotyledonous Wood from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) of Coahuila: *Revista Instituto de Geología, UNAM* 10 (1), 65-70.
- Corona Esquivel, R., Martínez-Hernández, E., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez, N., 2007, Principales yacimientos de carbón mineral en México: *GEOMIMET XXXIV* (269), 8-40.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez, Noé y Ferrusquía-Villafranca, I., 2006, Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México: *Sociedad Geológica Mexicana LVIII* (1), 141-160.
- Estrada-Ruiz, E., Upchurch, G.R., Cevallos-Ferriz, S.R.S., 2008, Flora and climate of the Olmos Formation (upper Campanian – lower Maastrichtian), Coahuila, Mexico: A preliminary report: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 58, 273-283.
- Flores-Espinoza, E., 1989, Stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous terrigenous rocks and coal of the Sabinas-Monclova area, Northern Mexico: Tesis Doctoral, The University of Texas at Austin, 315 p.
- ICCP, 1998, The new vitrinite classification (ICCP System 1994): *Fuel* 77, 349–358.
- ICCP, 2001, The new inertinite classification (ICCP System 1994): *Fuel* 80, 459–471.
- Piedad-Sánchez, N., 2005, Estudio de la industria del Carbón en la Región Carbonífera del estado de Coahuila y del cluster del carbón a nivel mundial. Corporación Mexicana de Investigación en Materiales, S.A., 16-29.
- Rivera-Martinez, J.C., y Alcocer-Valdes, C., 2003, La situación actual del aprovechamiento del carbón en el estado de Coahuila: *Boletín Técnico del Consejo de Recursos Minerales IX* (54), 2-19.
- Robeck, R., Pesquera, C., Rubén, V., Ulloa, A.S., 1956, Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila: En XX Congreso Geológico Internacional: México, D.F., 109 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Geológico Minera Melchor Múzquiz G14-A12 1:50,000: Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo.
- Singh, M.P., y Singh, A.K., 2000, Petrographic characteristics and depositional conditions of Eocene coals of platform basins, Meghalaya, India: *International Journal of Coal Geology* 42, 315–356.

Geología y Geoquímica de la Cuenca Carbonífera de la Zona de San Javier - Tecoripa, Sonora (México)

Kinardo Flores¹, Rogelio Monreal², Aurora Rodríguez^{3,4}, Jesús Martín Torres⁵, Màrius Ramírez¹, Carlos Esquivel¹, José Luis Muñoz^{3,4}

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Ciudad Universitaria s/n. C.P. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo.

²Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Calle Rosales y Boulevard Luis Encinas s/n, Col. Centro, C.P. 83000 Hermosillo, Sonora, México.

³Universidad Autónoma de Coahuila. Saltillo, Coahuila. C.P. 25280.

⁴Industrial Minera México, S.A. de C.V. [Grupo México] Unidad Nueva Rosita, Coahuila. C.P. 26880.

⁵Centro de Investigaciones Químicas. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Ciudad Universitaria s/n. C.P. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo.

kinardo_flores@hotmail.com

RESUMEN

La actualmente activa región carbonífera de San Javier y Tecoripa se localiza en la parte centro-oriental del estado de Sonora, representando un importante polo económico para la zona, a pesar de lo rústico e inapropiado del sistema de explotación que realizan ejidatarios y decenas de pequeños propietarios que extraen y comercializan el mineral en greña en los beneficios cercanos (secantes). Las compañías beneficiadoras locales trituran a distinta granulometría, según necesidad industrial, para su final exportación por vía terrestre o férrea. Los mantos de carbón, en grado antracita, se alojan en rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Triásico pertenecientes a sistemas fluvio-lacustres que conforman el Grupo Barranca. La generación de los mantos de carbón está relacionada con la gran acumulación de vegetación de origen continental que se sedimentó y posteriormente transformó fisicoquímica y térmicamente por procesos diagenéticos, tectónico - deformativos, e intrusiones ígneas, que le confirieron al carbón el rango antracítico.

ABSTRACT

In spite of the rustic and inappropriate system of exploitation used by landowners and dozens of smaller owners, the carbon field of San Javier and Tecoripa (center-eastern part of the state of Sonora) is currently active and represents an important regional economic center. The unrefined mineral is commercialized by local plants which crushed it to different grain sizes for final exportation by road or rail. Coal seams of anthracite grade are located in siliciclastic and carbonated sedimentary rocks of Triassic age, belonging to fluvio-lacustrine systems comprising the Barranca Group. The generation of coal seams to be associated to large continental vegetation accumulations that subsequently were transformed by diagenetic, tectonic-deformational processes, as well as by the influence of igneous intrusions, which conferred the anthracite range of the final coal.

GEOLOGÍA

La región de San Javier, objeto de estudio, ha sido motivo de investigaciones geológico – estratigráficas y paleontológicas que se remontan al siglo XIX. Fue Rémond de Corbineau (1866) el que reporta por primera vez yacimientos de carbón en ésta parte del estado de Sonora y después Dumble (1900) recorre la zona y realiza un levantamiento estratigráfico de secuencias sedimentarias que incluían mantos de carbón a los que designa como *División Barranca*. Posteriormente, Burckhardt (1930) describe la abundancia de plantas fósiles preservadas a las que asigna una edad del Paleozoico tardío con alcance al Mesozoico temprano. King (1939) retoma las investigaciones previas y sus observaciones estratigráficas le llevan a renombrar el conjunto litológico como *Formación Barranca* y finalmente la Dra. Alencáster (1961) eleva a Grupo a las tres unidades principales reconocidas y que de la base a la cima corresponden con la Formación Arrayanes representada por sedimentos siliciclásticos gruesos, que cambian a areniscas con intercalaciones de lutita y limolita carbonosa con mantos de carbón que definen a la Formación Santa Clara y que son cubiertos por areniscas de grano grueso, a conglomeráticas, de la Formación Coyotes. Al conjunto litológico se le asigna una edad Triásica tardía a Jurásico temprana con base en el reconocimiento de especies de plantas e invertebrados fósiles. En materia de yacimientos minerales destacan los trabajos de Corona-Esquivel (2006) y Dávila (2010), los cuales incluyen descripciones de estos mantos que forman parte del compendio de depósitos de carbón en México.

GEOQUÍMICA

El único estudio que caracteriza el carbón de la zona de Santa Clara y que describe sus propiedades físicas y químicas, grado de madurez térmica y compara con yacimientos de carbón de otras regiones de la unión americana es el realizado por Wilson & Rocha (1949); sin embargo, no abordan el tema de la determinación composicional de la materia orgánica con base en la identificación de compuestos orgánicos que forman parte de la fracción extractable (bitumen) y que aquí se presentan. Es importante señalar que este estudio incluye la caracterización del gas asociado a los mantos de carbón, desde el punto de vista de seguridad para los trabajadores que laboran, dado que podría representar peligrosidad por tratarse de gases combustibles. Los primeros resultados obtenidos reportan baja concentración directa en manto (Vite-Hernández *et al.*, en preparación), predominando el vapor de agua muy por encima del metano.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, [CONACYT – Fondos Mixtos] por el financiamiento otorgado para la realización de este proyecto de investigación “Estudio Geológico, Estructural y Caracterización del Carbón Antracítico de la Región Central del Estado de Sonora”. Clave SON-2014-C01-249496. - A Industrial Minera México [Grupo México], Unidad Nueva Rosita, Coahuila, por las facilidades otorgadas para la realización de estancias profesionales en campo y laboratorio que permitieron caracterizar las muestras.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alencaster, G., 1961. Estratigrafía del Triásico Superior de la parte norte central del estado de Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana v. 11, p. 1-18.
- Burckhardt, C., 1930. Étude synthétique sur le mesozoïque Mexicain première partie. Mémoires Soc. Paléont. Suisse. v. 49, p. 39-42.

Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez N., Ferrusquía-Villafranca I., 2006. Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón en México. Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario, tomo LVII, n. 4, p. 141-160.

Dávila, M., Jiménez, O., Castro, R., Arévalo, V., Stanley, J. and Meraz, L., 2010. A preliminary selection of regions in Mexico with potential for geological carbon storage. International Journal of Physical Sciences. v. 5, n. 5, p. 408-414.

Dumble, E.T., 1900. Notes on the geology of Sonora, Mexico: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining. Metallurgical and Petroleum Engineers, v. 29, p. 122–152.

King, R.E., 1939. Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.

Stewart, J. H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group: Non-marine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico. In: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper, n. 254, p. 19-36.

Wilson, E. I., Rocha, S. V., 1949. Coal deposits of the Santa Clara District near Tonichi, Sonora, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin 962A, 80 p.

Análisis geoquímico de los mantos de carbón antracítico de San Javier y Tecoripa, Sonora, México

Nadia Lizbeth Vite-Hernández¹, Kinardo Flores-Castro¹, Aurora Rodríguez-Monreal², Rogelio Monreal-Saavedra³, José Luis Muñoz-García^{2,4}, Màrius Ramírez-Cardona¹

¹Laboratorio de Geoquímica, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Mineral de la Reforma, Hidalgo. C.P. 42184.

²Universidad Autónoma de Coahuila. Saltillo, Coahuila. C.P. 25280.

³Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora. C.P. 83000.

⁴Industrial Minera México, S.A. de C.V. [Grupo México] Planta Nueva Rosita, Coahuila. C.P. 26880.

nadia.vite@hotmail.com

RESUMEN

El carbón es una roca organógena combustible producto de la acumulación, sedimentación y compactación de plantas antiguas depositadas en una cuenca sedimentaria y que, por procesos geológicos y características mismas de la cuenca, se transformaron en carbón mineral. El grado de carbonificación depende de la acción de parámetros importantes como la presión, temperatura y tiempo, a los cuales fue sometida la materia orgánica. El grado de transformación del carbón define usos y aplicaciones industriales, entre ellas el carbón térmico para la generación de energía eléctrica y el metalúrgico para la siderurgia, entre otros. Con esto en mente se aplican metodologías geoquímicas para determinar los parámetros fisicoquímicos del carbón: humedad, la cantidad de carbono fijo, contenido de cenizas, azufre, poder calorífico, materia volátil y el índice de expansión libre a las muestras procedentes de los mantos de carbón, en grado antracita, de la zona minera de San Javier y Tecoripa del estado de Sonora para determinar las posibles aplicaciones industriales y conocer la concentración de gas asociado (volátiles) a los mantos como medida de seguridad en las operaciones mineras subterráneas.

ABSTRACT

Coal is an organic combustible rock originated by accumulation, sedimentation and compaction of ancient plant from a sedimentary basin. All of these processes contribute to the transformation from vegetable tissues to a mineral coal. The degree of coalification depends on the action of important parameters such as pressure, temperature and time. The conversion of coal defines uses and industrial applications, including thermal coal for power generation and metallurgical for the steel industry, among others. Taking into account all of these aspects, our work is based in the determination of some parameters such as coal humidity, the amount of fixed carbon, ash, sulfur, heat capacity, volatiles, as well as the rate of expansion, by geochemical methods, mainly focused on anthracite-grade samples from coal seams of the mining areas of both San Javier and Tecoripa communities. This characterization is useful to subsequently determine possible industrial applications and evaluate safety in underground mining operations.

ANTECEDENTES

Existen tres principales yacimientos de carbón en distintos estados del país, que en orden de importancia industrial son Coahuila, Oaxaca y Sonora, como fuentes de energías. También se han encontrado evidencias de carbón en otros estados con menor importancia por sus características físico-químicas, su poca reserva o dificultad de explotación, teniendo como usos la agricultura principalmente.

La Región Carbonífera de Coahuila, teniendo a la cuenca de Sabinas como la más importante del país dado que aporta más del 90% de la producción nacional de carbón (Coordinación General de Minería, 2014), abastece el carbón metalúrgico para toda la industria siderúrgica del país, asentada principalmente en Monclova, Coah. y Monterrey N.L., y la cuenca de Rio Escondido en Coahuila también, la cual a su vez abastece primordialmente a la industria eléctrica con las dos plantas ubicadas en Nava Coahuila (Planta López Portillo y Planta No. 2), ambas abastecen de luz a siete estados del norte de la República Mexicana.

En la porción noroeste de Oaxaca se encuentra la región carbonífera de Tezoatlán - Mixtepec, donde las vetas varían de un espesor de unos cuantos centímetros a tres metros y que en conjunto se estiman en un poco más que 30 Mt (Corona-Esquivel *et al.*, 2006), este carbón se tiene como reserva para uso térmico-eléctrico sin ser explotado hasta la fecha.

Finalmente se incluye a la región de carbón de San Javier - San Marcial en la Cuenca de Barrancas, Sonora (Corona-Esquivel *et al.*, 2006), motivo de éste estudio, con reservas calculadas en aproximadamente 85 Mt. Este carbón es de tipo antracita. Tanto los yacimientos de Oaxaca como los de Sonora se encuentran en estratos fuertemente plegados y con fallas geológicas que dificultan su explotación (Wallace, 2009).

INTRODUCCIÓN

El carbón es una roca sedimentaria organoclástica de grano fino, compuesta esencialmente por restos carbonizados de plantas. Estas rocas organógenas suelen constituir secuencias estratigráficas características que reciben el nombre de *ciclotema*, siendo una secuencia litológica que se repite con el tiempo, los yacimientos de carbón mineral se generan en paleoambientes pantanosos asociados a lagunas, deltas o estuarios. La formación de yacimientos económicamente explotables ocurre cuando se cumplen las siguientes cuatro condiciones (Corona-Esquivel *et al.*, 2006):

- a) Presencia de vegetación muy abundante, normalmente en un ambiente tropical, cálido y húmedo.
- b) Ambiente tectónico de subsidencia balanceado con el crecimiento y sepultamiento de la vegetación.
- c) El sepultamiento de la vegetación muerta debe ser rápido, de tal manera que ésta no quede expuesta a la oxidación en la superficie. Bajo estas condiciones, la descomposición de la materia orgánica sepultada ocurre muy lentamente o no sucede, permitiendo que se forme la turba.
- d) Todas las condiciones anteriores deben presentarse juntas durante intervalos de tiempo prolongados, alternados con lapsos durante los que se depositen otro tipo de sedimentos.

Los ciclotemas están típicamente constituidos en intervalos de la base a la cima, por capas de arcillas (lacustres o marinas), areniscas y limolitas, conglomerados y carbón (Prothero y Schawab, 1996). Es de destacar que la zona de transición continental/marina constituye el ambiente sedimentario más frecuente asociado a la génesis de yacimiento de carbón. (Corona-Esquivel *et al.*, 2006).

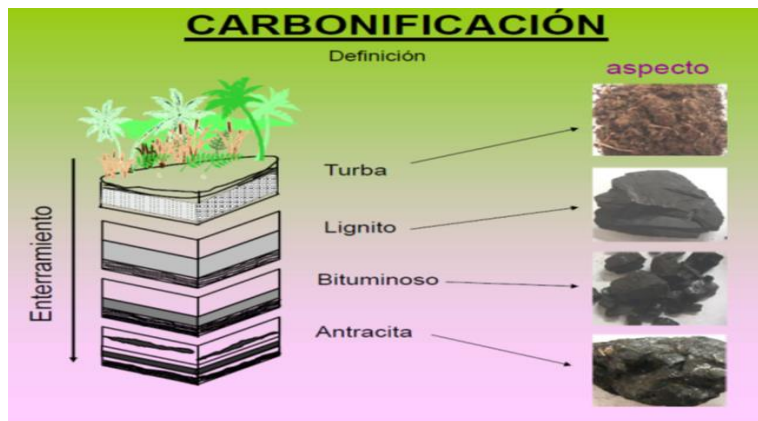


Fig. 1 Tomado de Introducción a la Ciencia del Carbón, Dra. Katia Stefánova Milénkoya.

El sistema de clasificación del carbón más utilizado es el de la *ASTM (Norma D-388)* donde se clasifican por rangos en cuatro clases principales: lignito, sub-bituminoso, bituminoso y antracítico, siendo este el orden en que se incrementa el grado de carbonización. El rango se realiza con base en

los contenidos de carbono fijo y materia volátil (base seca, libre de materia mineral) y para los carbones de menor rango el poder calorífico (base húmeda, libre de materia mineral) (Kabe, 2004).

METODOLOGÍA

Los parámetros fisicoquímicos del carbón, en grado antracita procedente de los mantos de San Javier y Tecoripa de Sonora, fueron en total 11 muestras y se determinaron en el Laboratorio de Preparación y Análisis de Carbón y Coque, certificado por la ISO 9001:2008, de la empresa Industrial Minera México, S.A. de C.V. de la unidad Planta Nueva Rosita, Coah. del Grupo México, siguiendo los procedimientos y normas que a continuación se describen.

Preparación

El proceso de *preparación* se realiza siguiendo el procedimiento establecido por el laboratorio basado en la norma *ASTM D2013-07*. La muestra fue quebrada con un pisón de hierro de 2", optimizando la trituration con un quebrador de carbón. Posteriormente, se colocó en una plancha de hierro y se mezcló con una espátula formando un cono 2 o 3 veces para homogenizarlo, después fue extendida y reducida por el método de cuarteo, repitiendo la operación dos veces. Se secó la muestra a una temperatura de 104 °C - 107 °C por períodos de entre 15 y 20 minutos con el fin de quitar la humedad del carbón, tras su extracción por exposición al ambiente, fue pulverizada a 60 mallas y nuevamente reducida por cuarteo hasta obtener 50 g. Finalmente, las muestras fueron guardadas en sobres previamente identificados y enviados al laboratorio químico para su análisis.



Figura 2. Fotografías que ilustran la preparación de muestras.

Análisis: Determinación de la humedad

Para determinar *la humedad* en el carbón se siguió el procedimiento en el laboratorio de IMMSA basado en la norma *ASTM D 3302-07*. La humedad en el carbón puede ser dividida en cuatro categorías: humedad inherente, humedad superficial, agua de hidratación de la materia mineral y humedad de descomposición. La humedad total es la humedad combinada de la muestra. La determinación del contenido de humedad total se obtiene estableciendo la pérdida de peso de la muestra después de calentarla (generalmente entre 107 - 110 °C) bajo condiciones controladas de temperatura, tiempo y atmósfera con el equipo adecuado.



Figura 3. Horno para determinación de Humedad Total.



Figura 4. Mufla para análisis de Ceniza

Determinación de cenizas

Para obtener el análisis de *ceniza*, se ejecuta el procedimiento del laboratorio de IMMSA basados en la norma *ASTM D 3174-04* y para el análisis *próximo de carbón* la norma *ASTM D3172-07*. Se le da el nombre de ceniza al residuo del carbón después de una combustión completa. Los materiales que forman la ceniza son: materia mineral extraña compuesta de materiales arcillosos, calcita, pirita o marcasita, sulfatos inorgánicos, cloruros y fluoruros. La ceniza inherente incluye elementos inorgánicos combinados con la parte orgánica del carbón. Para definir la cantidad de ceniza en la muestra de carbón se utilizaron crisoles de porcelana o sílice. Inicialmente, se hizo un registro del peso de cada crisol. En ellos se agregó un gramo de muestra (± 0.1 mg) y se registró nuevamente el peso. Se colocaron los crisoles con muestra dentro de una mufla a una temperatura de 750 °C (± 10 °C), posteriormente se calcinaron durante dos horas en una mufla y se enfriaron en un desecador. Finalmente se registra el peso de la muestra calcinada. A partir de los datos registrados, se realizaron los siguientes cálculos:

$$\% \text{ de Ceniza} = (A-B) * 100 / C; \text{ donde}$$

A= Peso del crisol + muestra calcinada
B=Peso del crisol vacío
C=Peso de la muestra.

Para corregir los resultados en base seca, se analizó la humedad residual de las muestras de acuerdo a la norma *ASTM D 3173-07*, pesando un gramo de carbón (± 0.1 mg) en un crisol de porcelana y se colocaron en un secador a 107 - 110 °C por una hora, se enfriaron y pesaron las muestras secas. Al final se realizaron los siguientes cálculos:

$$\text{Factor de corrección} = (A-B) / C; \text{ donde}$$

A = Peso del crisol más muestra seca

B = Peso del crisol
C = Peso de la muestra.

Ceniza base seca= % Ceniza / Factor de Corrección
Cálculo de carbón fijo: % Carbón Fijo = 100 - (C + MV)
Dónde: C = Ceniza Base Seca, MV = Materia Volátil base Seca

Determinación de azufre

Para determinar *el azufre* contenido en una muestra de carbón se sigue el procedimiento del laboratorio de IMMSA basado en la norma *ASTM 4239-05*, así como el *carbón total*. El azufre está en el carbón en tres formas: pirítico, como sulfato y orgánico. El pirítico es sulfuro de hierro, el orgánico es azufre químicamente enlazado en los hidrocarburos del carbón y una pequeña cantidad ocurre en el carbón como sulfato, tal como sulfato de calcio o de hierro, el azufre combinado es el azufre total. El análisis de azufre se realizó con el equipo Eltra CS-500, a temperatura de 1350 °C y el software UNI de Eltra. Una vez que el equipo se estabilizó, se procedió a pesar entre 0.25 a 0.35 mg de cada muestra, en navcillas de combustión de cerámica. El análisis se inició con dos estándares de 0.56 ± 4 y 4.37 ± 9 para calibrar el software; posteriormente cada muestra fue calcinada en el horno hasta la obtención del contenido porcentual de azufre. Finalmente, se realizó el siguiente cálculo para conocer el contenido real de azufre: Azufre Corregido = % Azufre / Factor de corrección.



Figura 5. Equipo ELTRA CS-500 para análisis de azufre.



Figura 6. Equipo LECO AC-500 para análisis de Poder Calorífico.

Determinación de poder calorífico

Para determinar *el poder calorífico* contenido en una muestra de carbón se sigue el procedimiento del laboratorio de IMMSA basado en la norma *ASTM D5865-04*. El Poder Calorífico es el calor producido por combustión de una cantidad unitaria de carbón bajo condiciones específicas, el análisis se realizó con el calorímetro LECO AC-500, se calibró el equipo con estándar de ácido benzoico. Posteriormente, las muestras se pesaron en crisoles de acero inoxidable aproximadamente 1 g (± 0.1 mg). El crisol se aisló en una bomba conectada a la muestra a través de un hilo de algodón, después de cerrar la bomba, ésta se llenó de oxígeno hasta alcanzar una presión de 430 PSI. La bomba se colocó dentro del calorímetro, en un cubo con 2000 ml de agua y se colocaron los arneses con punta de electrodo a cada terminal de la bomba calorimétrica. A través del software se inicia el proceso de análisis, que consistió en dos etapas, la primera de pre quemado y la segunda de quemado. Al final el software del equipo da el poder calorífico en kcal/kg.

Determinación de materia volátil

Para obtener *la materia volátil* del carbón se utilizan los procedimientos propios estandarizados del laboratorio de IMMSA basados en la *Norma ASTM D 3175-89*, con un *factor de corrección* basado en la norma D3180 de la ASTM volumen 05.06, buscando una base seca, con los datos calculados a una base teórica de humedad “cero” asociada con la muestra en estudio. La materia volátil es aquella porción de la muestra de carbón que se desprende en forma de gas o vapor cuando ésta es sometida a una prueba controlada de calentamiento, consistente de hidrocarburos y otros gases, resultado de procesos de destilación y descomposición. Se hizo un registro de los pesos de cada crisol de cromo-níquel con tapa utilizado en el análisis de las muestras de interés. Sobre cada crisol se agregó un gramo de muestra (entre 0.950 - 1.050 g). Se colocaron las tapas de los crisoles con muestra dentro de la mufla, a una temperatura de 950 °C (± 20 °C). Las muestras se dejaron calcinar durante siete minutos, después se sacaron de la mufla (sin remover las tapas de los crisoles). Finalmente se enfriaron en el desecador durante poco menos de 15 minutos. A partir de los datos registrados, se realizaron los siguientes cálculos:

$\% \text{ Materia Volátil} = (A - B) * 100 / A$; donde

A = Peso de la muestra en gramos

B = Peso del residuo

$\% \text{ Materia Volátil Seca} = (MV - \text{Humedad de análisis}) / \text{Factor de Corrección}$

$\text{Humedad de análisis} = (1 - \text{Factor de Corrección}) * 100$



Figura 7. Mufla para análisis de Materia Volátil.



Figura 8. Equipo para análisis de FSI (índice de hinchamiento libre).

Determinación del índice de hinchamiento libre de carbón

Para determinar el *índice de hinchamiento* conocido también como *botón* en una muestra de carbón se sigue el procedimiento del laboratorio de IMMSA basado en la norma *ASTM D720-04*. El índice de hinchamiento del carbón es una medida del incremento en volumen de un carbón cuando es calentado bajo condiciones específicas, este tipo de incremento en volumen está asociado con las propiedades plásticas del carbón y nos da una indicación de si es coquizable o no un carbón, generalmente se acepta un carbón coquizable como aquel que da un botón mayor de 3 al expandirse. Se utilizó un horno eléctrico a una temperatura de $820\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 20$, las muestras fueron pesadas en crisoles de sílice con tapa, aproximadamente un gramo de muestra, nivelándola con ligeros golpes sobre una superficie sólida. Se colocó el crisol con tapa en el porta-crisoles del horno programado ($800\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 10$ entre 11 y 2 minutos, $820\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 5$, entre 21 y 2 minutos). Finalmente, las muestras fueron extraídas del horno, y comparadas con la tabla estándar reglamentaria sin presentar índice de expansión ninguna de las muestras.

RESULTADOS

Para definir la aplicación industrial específica, o la recomendación de mezclas entre los distintos carbones es necesario el análisis geoquímico. En materia de seguridad de la explotación minera, la cuantificación de volátiles es muy importante, dado que la mayor parte de los gases desprendidos (metano - CH_4 principalmente) son de tipo combustible, lo que representa peligrosidad por su alta explosividad cuando se concentra en cavidades. En cuanto al aspecto económico, permite realizar estimaciones con respecto al volumen final a extraer para purificar, distribuir y comercializar. Los resultados obtenidos en cuanto al análisis de volátiles contenidos en los mantos de carbón antracítico de San Javier y Tecoripa son bajos ($< 7\%$) y un poder calorífico elevado, con un carbón fijo alto lo cual ayuda en los hornos de fundición de aceros. Se observa también un carbón total muy elevado propio del sepultamiento y temperatura del rango antracítico, donde la temperatura natural desprendió minerales y dejó la carbonificación actuando libre, ya que la ceniza está en rangos medios, características de un carbón muy maduro en proceso de solidificación, directamente proporcional a la materia volátil; a menos ceniza menos flujos y más poder de calentamiento. Este comportamiento se observa perfectamente en la mina *Sentimiento I* y *Chankara*, producto del alto grado de carbonificación que tiene la roca de este carbón de rango antracítico que perdió la virtud de expandirse al calentarse, el botón en la tabla muestra todo carbón con índice de hinchamiento 0.

| ID. Muestra | PESO | H ₂ O | C _{Total} | MV | C.F. | CZA | F.S.I. | S | kcal/kg |
|------------------|------|------------------|--------------------|------|-------|-------|--------|--------|---------|
| El Camino | 148 | 1.64 | 77.42 | 2.96 | 72.10 | 24.94 | 0 | 0.1638 | 5178.61 |
| San Miguelito | 166 | 2.35 | 85.57 | 6.33 | 81.78 | 11.89 | 0 | 0.6882 | 6183.27 |
| La Paloma | 112 | 0.40 | 77.90 | 4.61 | 71.43 | 23.96 | 0 | 0.0664 | 4598.08 |
| El Refugio 30 | 172 | 1.65 | 87.33 | 4.32 | 81.86 | 13.82 | 0 | 0.5513 | 6173.73 |
| El Refugio 180 | 180 | 1.61 | 85.29 | 4.58 | 81.87 | 13.55 | 0 | 0.8318 | 6472.95 |
| La Esperanza II | 126 | 2.45 | 91.78 | 1.61 | 90.26 | 8.13 | 0 | 0.5233 | 6945.36 |
| La Esperanza I | 148 | 1.72 | 91.29 | 3.10 | 88.00 | 8.90 | 0 | 0.6999 | 6734.34 |
| Chankara | 142 | 2.22 | 96.02 | 1.89 | 93.64 | 4.47 | 0 | 0.7335 | 7327.66 |
| Margarito García | 124 | 2.36 | 85.14 | 1.72 | 83.25 | 15.03 | 0 | 0.3340 | 6209.38 |
| Sentimiento I | 136 | 2.92 | 94.74 | 1.82 | 93.40 | 4.78 | 0 | 0.4650 | 7237.79 |
| Pizarrines | 134 | 2.12 | 75.36 | 2.80 | 68.81 | 28.39 | 0 | 1.1453 | 5244.76 |

Tabla I. Resultados de mantos de antracita de la región de San Javier y Tecoripa, Sonora.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos permiten identificar valores elevados de poder calorífico y carbón fijo característicos del alto rango de la antracita. Algunos datos obtenidos por el análisis de contenido de ceniza también resultan ser altos con respecto a la cantidad de materia volátil presente en las muestras; esto podría ser asociado a factores de contaminación de suelo. El análisis de índice de hinchamiento libre (F.S.I.) comprueba que el carbón de la región San Javier - Tecoripa es de tipo térmico, dadas las características químicas que posee. En cuanto al uso de mezclas para el proceso de generar coque, existe el factor de rompimiento de ladrillo refractario en los hornos de coque por los carbones de bajo volátil, por lo que las mezclas entre carbón metalúrgico y antracita se recomiendan en proporciones bajas de menos de 10% con el objeto de elevar el poder calorífico, mejorar la estabilidad del coque y sobre todo mejorar la porosidad de la masa plástica permitiendo el libre paso de la materia volátil y disminuyendo la presión sobre las paredes de los hornos, sustituyendo al coque de petróleo en la referida mezcla. Sin embargo, para realizar mezclas con coque es muy útil la antracita en proporciones de hasta 10 o 15% para la fundición de aceros, porque las muestras de carbón de tipo antracítico no son objeto de riesgo por explosividad debido a la nula o escasa presencia de volátiles (< 7%). Cabe señalar que la antracita en el caso específico de Sonora no se paga con base en sus calidades como todos los carbones, dado que no es costumbre analizarlo.

APLICACIONES

1. Como energético para calderas en centrales eléctricas.
 2. En la industria siderúrgica, para las fundiciones ferrosas y no ferrosas.
 3. Para la producción de gas para alumbrado o gas para plantas eléctricas de subestación.
- Otras aplicaciones son: como generador de vapor en saunas, baños turcos, piscinas temperadas, en lechos filtrantes, en filtros de agua, para fabricar gomas sintéticas y colorantes, se usa también en calefacciones.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, [CONACYT – Fondos Mixtos] por el financiamiento otorgado para la realización de este proyecto de investigación “*Estudio Geológico, Estructural y Caracterización del Carbón Antracítico de la Región Central del Estado de Sonora*”. Clave SON-2014-C01-249496.

A Industrial Minera México [Grupo México], Unidad Nueva Rosita, Coahuila, por las facilidades otorgadas para la realización de *estancias profesionales* en campo y *laboratorio* que permitieron caracterizar las muestras.

REFERENCIAS

- ASTM 388-05. *Classification of Coals by Rank*. ASTM International.
- ASTM D 720-04. *Método de prueba estándar para índice de hinchamiento libre del carbón*.
- ASTM D 2013-07. *Práctica estándar para preparar muestras de carbón para análisis*
- ASTM D 3172-07. *Práctica estándar para el análisis próximo de carbón*
- ASTM D 3173-07. *Método de prueba estándar para humedad en muestras de carbón y coque*
- ASTM D 3174-07. *Método de prueba estándar para ceniza en muestras de carbón y coque*.
- ASTM D 3175-07. *Método de prueba estándar para materia volátil en muestras de carbón y coque*.
- ASTM D 3180-02. *Práctica estándar para calcular análisis de carbón y coque de cómo se determina a diferentes bases*.
- ASTM D 3302-07. *Método de prueba estándar para humedad total del carbón*.

- ASTM D 4239-05. *Método de prueba estándar para azufre en muestras de carbón y coque usando métodos de combustión en hornos de tubo de alta temperatura.*
- ASTM D 5865-04. *Valor calorífico grueso del carbón y coque.*
- ASTM VOLUMEN 5.06. *Gaseous Fuels; Coal and Coke; Bioenergy and Industrial Chemicals from Biomass; Catalysts.*
- Coordinación General de Minería., 2014. *Perfil de Mercado del Carbón.* Dirección General de Desarrollo Minero. Secretaría de Economía.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez, N., Ferrusquía-Villafranca, I., 2006. *Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVIII. n. 1, p. 141-160.
- Kabe, T. 2004. *Coal and Coal-Related Compounds: Structures, Reactivity and Catalytic Reactions.* Elsevier Science.
- Prothero, D.R. y Schwab F., 1996. *Sedimentary Geology, an Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy.* New York, W.H. Freeman and Company, 575 p.
- Robert-Bruce, W., 2009. *El Carbón en México.* Economía Informa. n. 359.

GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Interpretación de los isotopos estables del agua (δD y $\delta^{18}O$) en pozos productores y manantiales en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México

Sandra Núñez-Hernández¹, Aída López-Hernández³, Marco Martínez-Cinco, Daniele L. Pinti²,
María Clara Castro⁴, Orfan Shouakar-Stash⁵

¹Posgrado en Ciencias de Ingeniería Química, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Francisco J. Mujica s/n, Morelia, Michoacán, 58060, México.

²GEOTOP and Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, Canadá.

³Sección de Geología, Facultad de Ingeniería Civil, UMSNH, Morelia, Michoacán, México.

⁴Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, MI, EUA.

⁵Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, ON, Canadá.

sand_nh@hotmail.com

RESUMEN

Se muestrearon 26 pozos y manantiales dentro y fuera del campo geotérmico de Los Azufres para determinar las relaciones isotópicas de los isotopos estables del agua en noviembre 2014. Los análisis isotópicos se efectuaron aplicando el método del equilibrio con CO₂ y el de reducción del agua con Mn para los isótopos de oxígeno e hidrógeno respectivamente. Las relaciones isotópicas indican que las muestras tomadas fuera del campo (Las Orquídeas y Las Adjuntas) podrían representar agua de recarga del campo geotérmico, mientras que las relaciones isotópicas en los pozos muestran que están conformados por fluidos de origen magmático.

ABSTRACT

In November 2014, 26 wells and springs inside and outside the Los Azufres geothermal field were sampled to determine the δD and $\delta^{18}O$ isotopic ratios of water. Isotopic analyses were carried out applying the equilibrium with CO₂ and the water reduction with Mn methods for oxygen and hydrogen isotopes, respectively. Isotope ratios show that the samples outside the field (Las Orquídeas and Las Adjuntas) could represent recharge water of the geothermal field, while the isotope ratios for the wells show that they are conformed by magmatic fluids.

INTRODUCCIÓN

Los isótopos estables del agua han sido ampliamente utilizados en estudios de yacimientos geotérmicos (Nieva et al., 1987; Barragán et al., 2005; Pinti et al., 2013) para determinar el origen de las aguas y para conocer algunos de los procesos que han influido en la evolución de los mismos tal es el caso de Barragán et al. (2009, 2012 y 2015) que utilizaron los isotopos δD y $\delta^{18}O$ como indicadores de retornos de reinyección en el campo geotérmico de Los Azufres.

Dado que el agua es el constituyente dominante en los fluidos geotérmicos, el conocimiento de su origen es fundamental para describir la evolución de un sistema geotérmico. Las relaciones de isótopos estables son trazadores naturales del origen del agua. Los estudios en la aplicación de isótopos de H y O en aguas geotérmicas realizados por Craig et al. (1956) indicaron que las aguas hidrotermales son fundamentalmente de origen superficial, ya sea oceánica o meteórica. Dichos estudios sugirieron que las aguas locales circularon a grandes profundidades alcanzando temperaturas altas por transferencia de calor desde un sistema magmático y ascendieron hasta la superficie por convección a lo largo de fracturas.

DESCRIPCIONES DE ÁREA DE TRABAJO

El campo geotérmico de Los Azufres se localiza a 90 km al este de la ciudad de Morelia (Figura 1) y forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano. Es el segundo campo geotérmico más importante de México, después de Cerro Prieto, y está dividido en dos zonas: Marítaro, zona de producción norte y Tejamaniles, zona de producción sur (en donde ocurre la mayor actividad geotermal).

El estudio vulcanológico más reciente fue documentado por Pérez et al. (2010), quienes reportaron que el evento eruptivo más viejo es la andesita Mil Cumbres, seguido de la dacita Tejamaniles y basalto. Por último, surgieron las riolitas de Agua Fría y Yerbabuena. De esta forma, el basamento local consiste esencialmente en una secuencia de andesita y basalto con flujo de lava interestratificada y material piroclástico. El fracturamiento que afecta las litologías en la región ha facilitado el transporte de los fluidos geotérmicos.

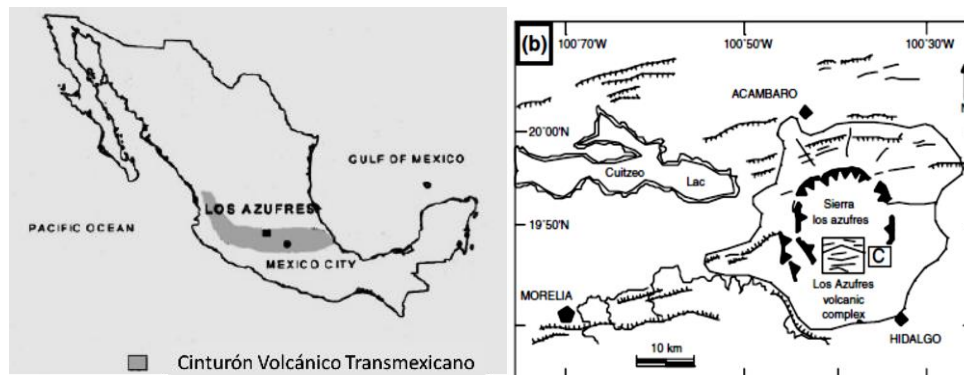


Figura 1. Localización del campo geotérmico de Los Azufres (Pinti et al., 2013)

MÉTODOS ANALÍTICOS

Se muestrearon 26 pozos y manantiales dentro y fuera del campo geotérmico de Los Azufres. Cabe mencionar que se muestrearon 10 pozos en la zona de producción Sur y 16 en la Norte. En la Tabla 1 se muestran la ubicación de las muestras de agua geotérmica, en las que se determinaron los isótopos estables (^{18}O , D). Para la recolección de las muestras se utilizaron botes NALGENE de un litro. Las muestras líquidas de los pozos fueron recolectadas a la salida del separador. Algunas muestras de este estudio se tomaron de manantiales calientes y lagos (Tabla 1).

El análisis de las relaciones de isótopos estables (δD y $\delta^{18}O$) se analizaron por medio de los métodos descritos por Shouakar-Stash et al. (2000) y el Epstein y Mayeda (1953), en el laboratorio Environmental Isotope Laboratory en la Universidad de Waterloo, donde fueron analizados por medio de espectrometría de masas (IRSM, Isotope Ratio Mass Spectrometry). Las precisiones analíticas para δD y $\delta^{18}O$ fueron $\pm 0.2\%$, $\pm 1\%$, respectivamente. Se usó el estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) para las calibraciones de los espectrómetros de masas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El objetivo de este trabajo es la interpretación de los isótopos estables del agua para identificar su origen dentro y fuera del yacimiento geotérmico. En noviembre del 2014 se muestrearon pozos y manantiales. En la Figura 2 se muestra δD vs $\delta^{18}O$ de los pozos (círculos anaranjados, grises y verdes) y manantiales del campo geotérmico de los Azufres y de manantiales de Araró (círculos amarillos). La línea meteórica del agua es la calculada por Bowen (2011). El área de color rojo representa la composición del “agua andesítica”, la cual representa agua marina reciclada que entra por el sistema de subducción en forma de fluido intersticial o proveniente de minerales arcillosos acumulados en los sedimentos marinos.

| Muestra | Localización | Tipo pozo/manantial |
|-----------------------|------------------|---------------------|
| AZ-02A | ZPS | Productor |
| AZ-07A | ZPS | Reinyector |
| AZ-08 | ZPS | Reinyector |
| AZ-12D | ZPS | Productor |
| AZ-25 | ZPS | Productor |
| AZ-26 | ZPS | Productor |
| AZ-46 | ZPS | Productor |
| AZ-47D | ZPS | Productor |
| AZ-62 | ZPS | Productor |
| AZ-83 | ZPS | Productor |
| Currutaco | ZPS | Manantial |
| Laguna Larga | ZPS | Lago |
| Laguna Larga2 | ZPS | Manantial Caliente |
| Campamento CFE | ZPS | Manantial |
| AZ-03 | NPZ | Reinyector |
| AZ-04 | NPZ | Productor |
| AZ-09A | NPZ | Productor |
| AZ-15 | NPZ | Reinyector |
| AZ-19 | NPZ | Productor |
| AZ-28 | NPZ | Productor |
| AZ-42 | NPZ | Productor |
| AZ-43 | NPZ | Productor |
| AZ-48 | NPZ | Productor |
| AZ-51 | NPZ | Productor |
| AZ-61 | NPZ | Reinyector |
| AZ-65 | NPZ | Productor |
| AZ-66D | NPZ | Productor |
| AZ-67 | NPZ | Productor |
| AZ-89 | NPZ | Productor |
| AZ-90 | NPZ | Productor |
| Cerro del Gallo 1 | NPZ | Manantial Caliente |
| Cerro del Gallo 2 | NPZ | Manantial Caliente |
| Maritaro 5 | NPZ | Manantial Caliente |
| Las Orquídeas | Afuera del campo | SPA |
| Las Adjuntas | Afuera del campo | SPA |
| Hervideros de Zimirao | Araro | Manantial caliente |

En la Figura 2, los puntos amarillos más cercanos a la Línea Meteórica pertenecen a los spas Las Adjuntas y Las Orquídeas, por lo que podrían representar la recarga del yacimiento. En cuanto a los datos de pozos (círculos cerrados azules y rojos) cabe señalar que podrían asociarse a fluidos magmáticos, por lo que se espera una alta entalpía.

La muestra de Hervideros de Zimirao tiene una firma isotópica muy distinta, por lo que se podría concluir que no está conectada con el sistema de Los Azufres y que Araró representa otro sistema hidrotermal.

Tabla 1. Intensidad de FRX en número de cuentas registradas por los detectores del equipo SANDRA para el Ni y Fe en las diferentes muestras

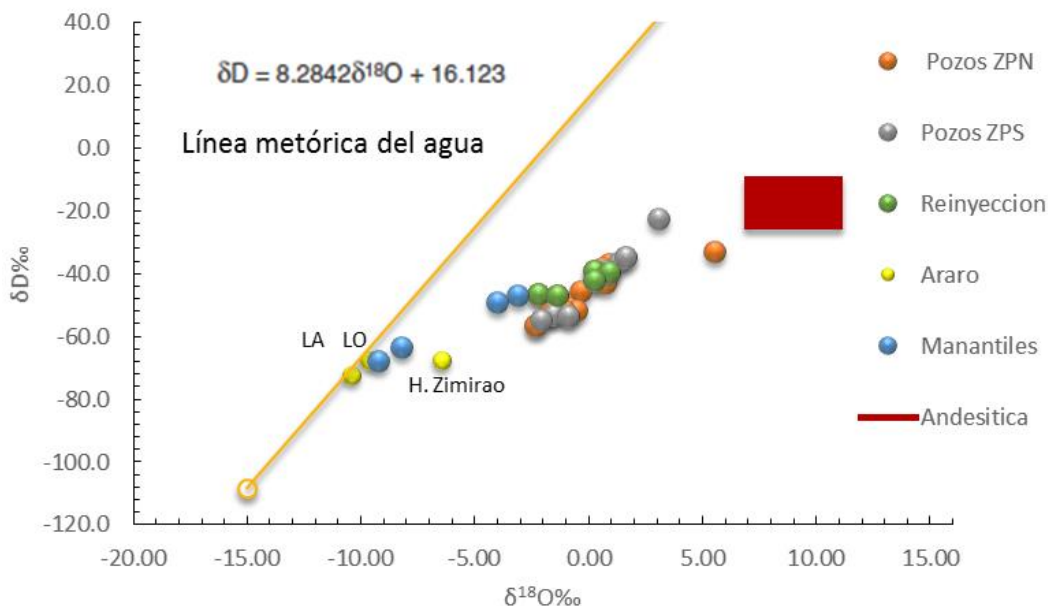


Figura 2. Relaciones isotópicas para muestras de agua geotérmica del campo Los Azufres, Michoacán (muestreo: noviembre 2014).

CONCLUSIONES

Las relaciones de isótopos estables son una herramienta esencial para determinar el origen de las aguas en un yacimiento geotérmico. En el presente estudio, se determinó que el agua de Las Orquídeas y Las Adjuntas podría representar la recarga meteórica del yacimiento geotérmico de Los Azufres, Michoacán, y que el agua proveniente de los pozos productores está relacionada a fluidos magmáticos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Comisión Federal de Electricidad (CFE), a CONACYT y a Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-GEO).

REFERENCIAS

- Barragán, R.M., Arellano, V.M., Aragón, A., Martínez, J.I., Mendoza, A., Reyes, L., 2012. Variación isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de fluidos del campo geotérmico de los Azufres (1987-2010): Identificación de procesos de yacimiento. *Geotermia* 25, 28–34.
- Barragán, R.M., Arellano, V.M., Martínez, I., Aragón, A., Reyes, L. y González R. 2009. Patrones de comportamiento de especies químicas e isotópicas (2006-2007) en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., en repuesta a la reinyección.
- Barragán, R.M., Arellano, V.M., Portugal, E., Sandoval, F., 2005. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD) patterns in Los Azufres (Mexico) geothermal fluids related to reservoir exploitation. *Geothermics* 34, 527–547.
- Bowen, G.J., 2011 The online isotopes in precipitation calculator, v. 2.2. <http://www.watrisotopes.org>.

-
- Craig, H., 1963 The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in Tongiorgi. Nuclear Geology in Geothermal Areas, Consiglio Nazionale dell Ricerche, Pisa, 17-53.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953 Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213-224.
- Nieva, D., Verma, M., Santoyo, E., Barragán, R.M., Portugal, E., Ortíz, J., Quijano, I., 1987. Chemical and isotopic evidence of steam upflow and partial condensation in Los Azufres reservoir. In: Proceedings of the 12th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, pp. 253-259.
- Perez, H., Macías J.L., Garduño V.H., Arce J.L., García F., Castro R., Layer P., Saucedo R., Martínez C., Jiménez A., Valdes G., Meriggi L and Hernández R. Estudio vulcanológico y structural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geotermia*, Vol. 23, No 2, Julio-Diciembre 2010.
- Pinti, D.L., Castro, M.C., Shouakar-Stash, O., Tremblay, A., Garduño, V.H., Hall, C. M., Hélie, J.-F., Ghaleb, B., 2013 Evolution of the geothermal fluids at Los Azufres, Mexico as traced by noble gases $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 249, 1-11.
- Shouakar-Stash, O., Drimmie, R.J., Morrison J., Frape, S.K., Heernsker, A.R., Mark, W.A., 2000. On-line D/H analysis for water, natural gas and organic solvents by manganese reduction. *Analytical Chemistry* 72, 2664-2666.

GEOQUÍMICA AMBIENTAL

Experimentos de lixiviación en columnas para la evaluación de procesos redox en jales mineros de Xichú, Guanajuato

Melisa Ramos-Vargas; Alejandro Carrillo-Chávez

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. Querétaro, 7623

melisa_ramos@geociencias.unam.mx

RESUMEN

Se estudió la distribución vertical de algunos metales pesados y As y su movilidad mediante experimentos de lixiviación, con el objetivo de evaluar los posibles procesos de óxido-reducción asociados, en un perfil de una pila de jales abandonada de la mina La Aurora, Xichú, Guanajuato. Se realizó una caracterización inicial, encontrando concentraciones máximas de 26,716.29 mg/kg de As, 122.56 mg/kg de Cu, 16.23 mg/kg de Cr, 13.51 mg/kg de Co, 1,0928.22 mg/kg de Pb, 220.23 mg/kg de Mn. La distribución vertical de los metales muestra un patrón con los valores más elevados hacia la parte inferior del perfil. Se diseñaron experimentos de lixiviación en columna para evaluar la movilidad de metales y As en los jales. Se determinaron metales y As en los lixiviados, obteniendo las máximas concentraciones de elementos en la primera lixiviación: 3.21 mg/L de Ag, 7,036.42 mg/L de As, 251.49 mg/L de Cd, 15.57 mg/L de Co, 3.48 mg/L de Cr, 1,570.39 mg/L de Cu, 21,424.60 mg/L de Fe, 1,363.65 mg/L de Mg, 289.75 mg/L de Mn, 34.92 mg/L de Ni, 40.27 mg/L de Pb, 56,054.93 mg/L de S, 9.06 mg/L de Se, 267.95 mg/L de Sn, 23.14 mg/L de V, 3,613.36 mg/L de Zn.

ABSTRACT

The vertical distribution of some heavy metals and As and their mobility through leaching experiments in order to assess the possible redox processes associated was studied along a profile of pile of abandoned mine tailings from La Aurora mine, Xichú, Guanajuato. An initial characterization was performed, finding maximum concentrations values of As and some heavy metals of 26,716.29 mg/kg As, 122.56 mg/kg Cu, 16.23 mg/kg Cr, 13.51 mg/kg of Co, 10,928.22 mg/kg of Pb and 220.23 mg/kg Mn was obtained. The vertical distribution of metals show a common pattern with higher values toward the bottom of the profile. Leaching column experiments were designed as a method for evaluating the mobility of metals and As in the tailing. Metals and As were determined in leachates, obtaining in the first leaching the maximum concentrations of elements: 3.21 mg/L Ag, 7,036.42 mg/L of As, 251.49 mg/L Cd, 15.57 mg/L Co, 3.48 mg/L of Cr, 1,570.39 mg/L Cu, 21,424.60 mg/L Fe, 1,363.65 mg/L mg 289.75 mg/L Mn, 34.92 mg/L of Ni, 40.27 mg/L Pb, 56,054.93 mg/L S, 9.06 mg/L of Se, 267.95 mg/L Sn, 23.14 mg/L V , 3,613.36 mg/L Zn.

INTRODUCCIÓN

Existen gran cantidad de minas abandonadas que albergan toneladas de residuos mineros (jales) constituyendo un problema ambiental. Los jales tienden a acumular elementos potencialmente tóxicos a niveles traza con su subsiguiente emisión a través de la lixiviación y la formación de drenaje de minas debido a la oxidación de los sulfuros presentes. Cuando los minerales de sulfuro contenidos en los jales están expuestos a O₂ y agua, se llevan a cabo procesos de oxidación y disolución que dan lugar a la liberación de metales al ambiente. Mediante la lixiviación, los elementos, en forma de iones, son liberados al contacto con el agua; de forma que, al conocer la cinética de esta liberación, se puede conocer el impacto potencial al ambiente y los riesgos ecológicos. La lixiviación de elementos en jales es afectada por la composición mineralógica, la solubilidad de los minerales, las tasas de oxidación de sulfuros, el contenido de agua, oxígeno y pH, por ello es importante conocer el comportamiento de disolución de los metales para predecir su reactividad a largo plazo.

El análisis de la concentración total de elementos también es un indicativo de la probable contaminación, pero el estudio de los fenómenos de movilidad de metales pesados y metaloides a través de los jales es imprescindible para entender su impacto ambiental. Usualmente para evaluar la movilidad de los metales se emplean experimentos de laboratorio, como experimentos de lixiviación (celdas húmedas y experimentos en columnas) (Cukrowska et al. 2004; Castañeda-Ovando et al. 2005), pruebas estáticas (García-Arreola et al. 2015) y extracciones secuenciales (Murray et al. 2014). Las lixivitaciones con agua sintética, pueden simular la lixiviación sobre la superficie de los jales y estimar el peligro para el ambiente derivado de estos materiales (generación de drenaje de minas y metales pesados en solución), y aunque se realizan a condiciones experimentales diferentes del desgaste natural del ambiente, sus datos proveen medidas de la disolución relativa del material de residuo. (Morton-Bermea et al. 2004)

En Xichú hay estudios geológicos y mineros (Miranda- Gasca 1978; SGM) y caracterización geoquímica (Salas-Megchún, 2014), pero no hay estudios ambientales de los procesos de óxido-reducción y de movilidad de metales y EPT.

MATERIALES Y MÉTODOS

Descripción del área de estudio

Xichú está al noreste del Estado de Guanajuato, y fisiográficamente se localiza en los límites de las Provincias de la Sierra Madre Oriental y de la Mesa Central. Las rocas que conforman su columna estratigráfica van desde el Cretácico Superior hasta el Terciario. La mina Aurora se clasifica como depósito en forma de chimenea, de origen mesotermal y naturaleza de sulfuros (CH, 09, SF), y fue explotada por Ag, Cu, Pb y Zn (SGM, 2001).

Trabajo de Campo

Se reconocieron 4 jales sobre la margen del Río Xichú. Se realizó un muestreo aleatorio a la pila de jales 4, de cada capa visible generando 1 perfil con un total de 10 muestras, más 2 muestras de agua del río, y muestras de 2 precipitados hallados sobre la superficie de los jales, uno amarillo ubicado al lado del canal de aguas de mitad del perfil (sobre capa 5), y otro blanco que cubría parte de la superficie de la sección inferior de la pila (capas 8R y 8V).



Figura 1. Vista panorámica de la pila de jales 4 dividida en capas observadas en campo

Análisis de laboratorio

Se realizó a las muestras una digestión asistida por microondas (método 4H1a1, variación del método EPA 3051A). Los productos se analizaron por ICP-OES, en equipo Thermo Scientific ICAD 6000 Series con plasma de Ar. Para la mineralogía se realizaron análisis por DRX, en un equipo de DRX MiniFlex Rigaku con radiación $K\alpha$ Cu.

Experimentos de Lixiviación en Columna

Para los ensayos de lixiviación se utilizaron 4 columnas de 20 cm de longitud y 10 cm de diámetro, que se rellenaron siguiendo una reconstrucción del perfil de jales, por secciones: superior (capas 1 y 2), superior-media (capas 3 y 4), media-inferior (capas 5 y 6), inferior (capas 7, 8A, 8V y 8R). La duración del ciclo fue de 5 semanas, utilizando soluciones acuosas con pH determinado (Variación de pH de 9 a 5, por semana), que se introducen a las columnas por riego superior (down flow) para saturarlas. A los lixiviados recolectados se les analizó el contenido de metales por ICP-OES.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En observaciones de campo, se reconocen signos de oxidación sobre la superficie de las rocas con tonos amarillentos y rojizos, resultado de la disolución de sulfuros y la lixiviación periódica. Los productos característicos de oxidación en jales, generalmente son sulfatos solubles que se forman durante periodos secos y precipitan como sales sobre la superficie de los residuos. En los jales estudiados, hay formación de sulfatos de hierro en forma de precipitados, como paso intermedio anterior a la precipitación de jarosita. El precipitado blanco sobre las capas 8R y 8V de la pila de jales, corresponde según el análisis por DRX a una posible mezcla de Rozenita y Melanterita (fig. 2). Cuando las condiciones son suficientemente secas, el ion ferroso y el ion sulfato, disueltos en los residuos, alcanzan la primera saturación respecto a la melanterita, $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, que bajo continua sequedad, se deshidrata a rozenita, $FeSO_4 \cdot 4H_2O$ (Nordstrom, 1982). Por su parte, el precipitado amarillo sobre la capa 5, es identificado como Copiapita por DRX (fig. 3).

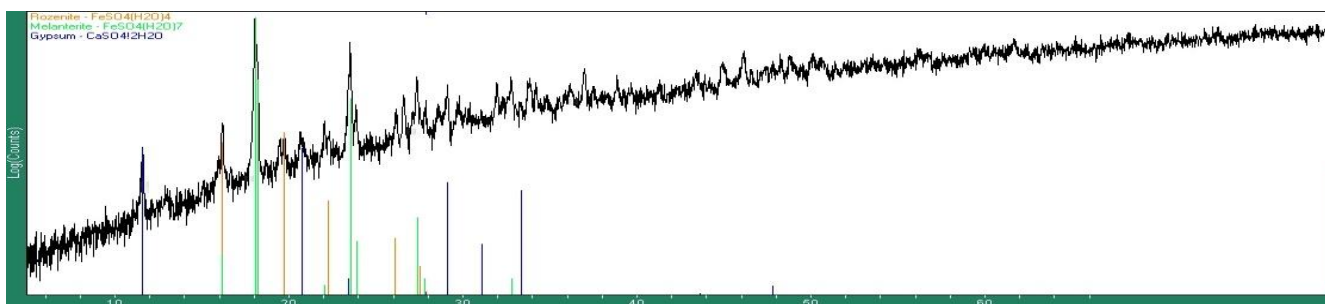


Figura 2. Difractograma del precipitado blanco de las capas 8R y 8V

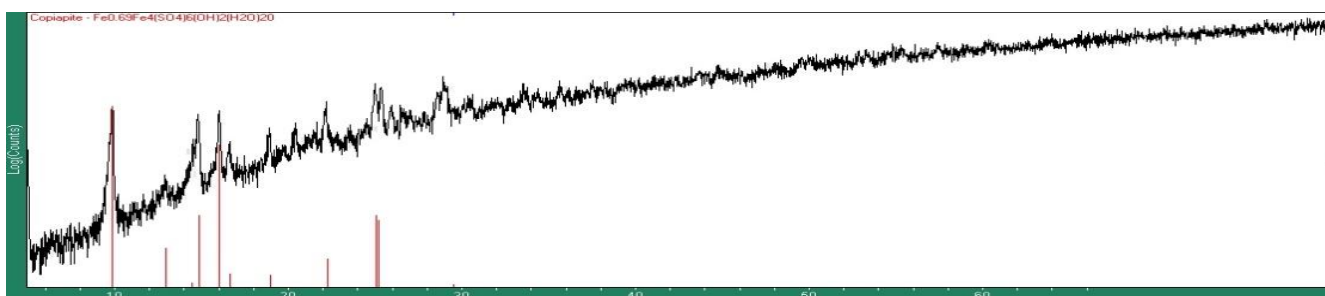


Figura 3. Difractograma del precipitado amarillo de la capa 5

Si la rozenita se encuentran en contacto con agua del suelo o aire húmedo y temperaturas cálidas, se oxida a copiapita, $\text{Fe}_2+\text{Fe}_4^{3+}(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, compuesto que sirve de indicador de pH bajos y oxidación parcial. La melanterita, rozenita, y copiapita son probablemente las eflorescencias más abundantes asociadas con depósitos oxidados, todos altamente solubles y pudiendo ser, al menos parcialmente, responsables del aumento en la acidez en los flujos durante tormentas (Nordstrom, 1982).

En las capas del perfil de la pila de jales, se tiene una mineralogía caracterizada por la presencia de minerales primarios como sulfuros (pirita, esfalerita, calcosina) y óxidos (cuarzo y magnetita); y minerales secundarios (indicadores de oxidación total) como jarosita, yeso, beudantita, brushita y sofiita (Figuras 4-6). La jarosita ($\text{H, K, Na} \text{Fe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$) tiende a formarse en ambientes extremos con $\text{pH} < 3$, altas concentraciones de sulfato, y presencia de cationes apropiados, como Na y K (Lal et al. 2006). Se ha reportado que la precipitación de minerales secundarios como la beudantita, sirve como control de la movilidad de EPT liberados durante la oxidación de sulfuros metálicos en los jales (Martín-Romero et al. 2008). Además, hay que tener en cuenta que los oxihidróxidos de hierro de los precipitados (copiapita, melanterita y rozenita) tienen gran capacidad de adsorción y coprecipitación de As y metales pesados.

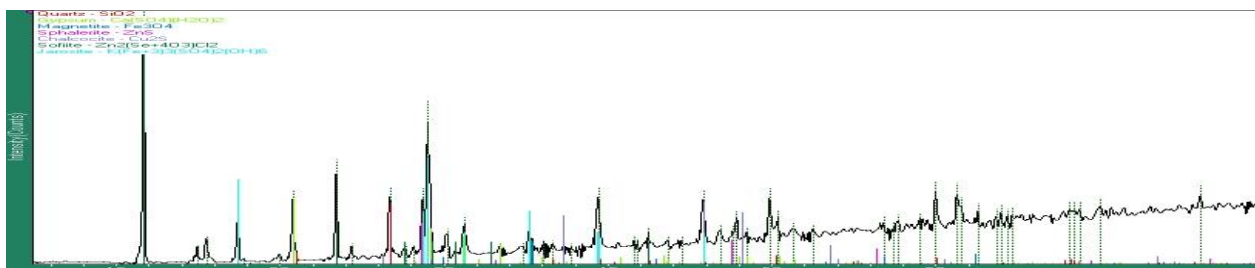


Figura 4 Difractograma de la capa 1 de la pila de jales 4

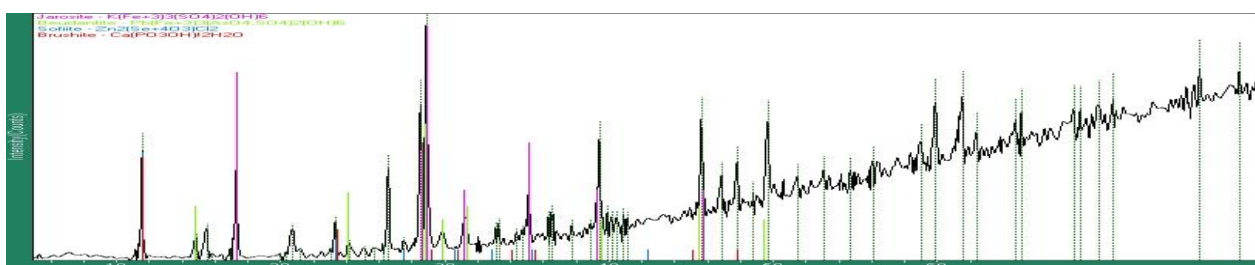


Figura 5 Difractograma de la capa 8A de la pila de jales 4

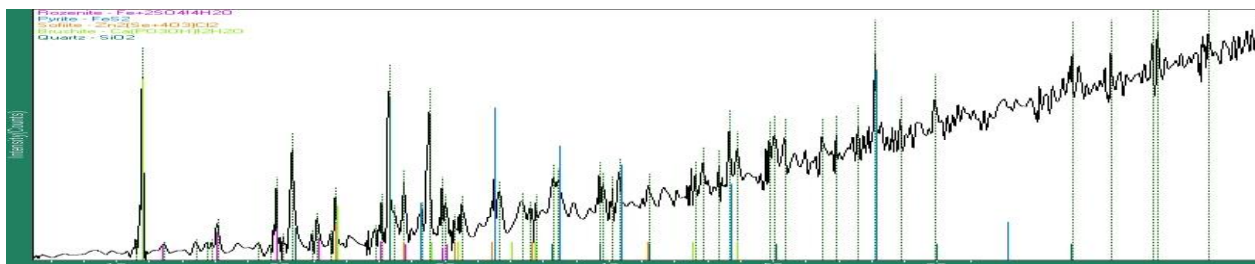


Figura 6. Difractograma de la capa 8R de la pila de jales 4

Los análisis por ICP-OES de la concentración de metales y As en los jales (grafico 1 *los números de muestra 8, 9 y 10 corresponden respectivamente a las muestras 8A, 8V y 8R), muestran su variación a lo largo del perfil vertical. Con relación a las concentraciones, se tienen que dentro de los elementos más abundantes se encuentran Co, Pb, Cu y As. Pero es importante destacar, que el análisis de metales y arsénico en las muestras de agua del río, indican que hay retención de algunos elementos en los jales como Pb, Cd y Cr. Además, el pH con tendencia alcalina medido para estas muestras de R1: 7.84 y R2: 7.93, y el bajo potencial oxido-reducción R1: 468.8 mV y R2: 471.3 mV, indican amortiguamiento del drenaje proveniente del depósito de jales. Sin embargo, el As puede estarse movilizandando en bajas concentraciones hacia el agua.

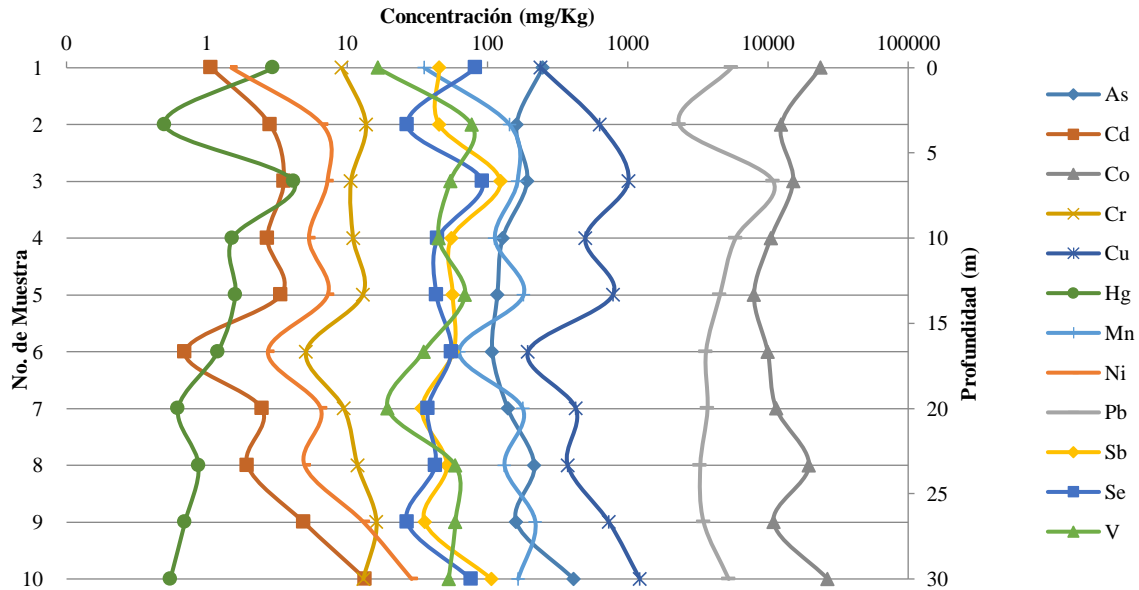


Gráfico 1. Concentración de elementos determinadas por ICP-OES del perfil vertical de jales 4

| Analito | As | Cd | Co | Cr | Cu | Hg | Mn | Ni | Pb | Sb | Se | V |
|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| L.D. (mg/L) | 0,0128 | 0,0003 | 0,0010 | 0,0069 | 0,0031 | 0,0029 | 0,0144 | 0,0015 | 0,0110 | 0,0038 | 0,0161 | 0,0869 |
| L.C. (mg/L) | 0,0427 | 0,0010 | 0,0033 | 0,0230 | 0,0103 | 0,0097 | 0,0480 | 0,0050 | 0,0367 | 0,0127 | 0,0537 | 0897 |

Tabla 1. Límite de detección y cuantificación del análisis de metales por ICP-OES

El comportamiento de los metales y As en el ciclo de lixiviaciones con variación de pH, se presentan las gráficas en escala logarítmica (Gráfico 2). Aunque el pH es un parámetro que afecta la movilidad de los metales normalmente, el comportamiento en el ciclo de lixiviación indica una liberación abrupta de elementos en la primera descarga después de un periodo de sequía independientemente del pH del agua con que es irrigado. En las columnas 1 y 2, después de la primera descarga, la liberación de elementos es más o menos constante, sin embargo, en las columnas 3 y 4, se observa un pequeño aumento en la concentración de algunos metales, como Mg, Cd, V en pH 7 y Fe, Sn, Pb y Se, en pH 6, rango de pH de agua de lluvia. Es importante, resaltar que los lixiviados en su totalidad presentaron pH ácidos (<3.5) conductividades eléctricas altas y potenciales oxido-reducción altos, que pueden indicar procesos de oxidación activos, incluso totales si tenemos en cuenta la presencia de jarosita y yeso; además de posibles drenajes ácidos periódicos. Extendiendo este comportamiento a condiciones de campo de la zona de estudio, semi-árida, los minerales secundarios tienden a precipitarse durante la sequía, pero al ser muy solubles, durante una precipitación, son lixiviadas altas concentraciones de elementos en la primera descarga.

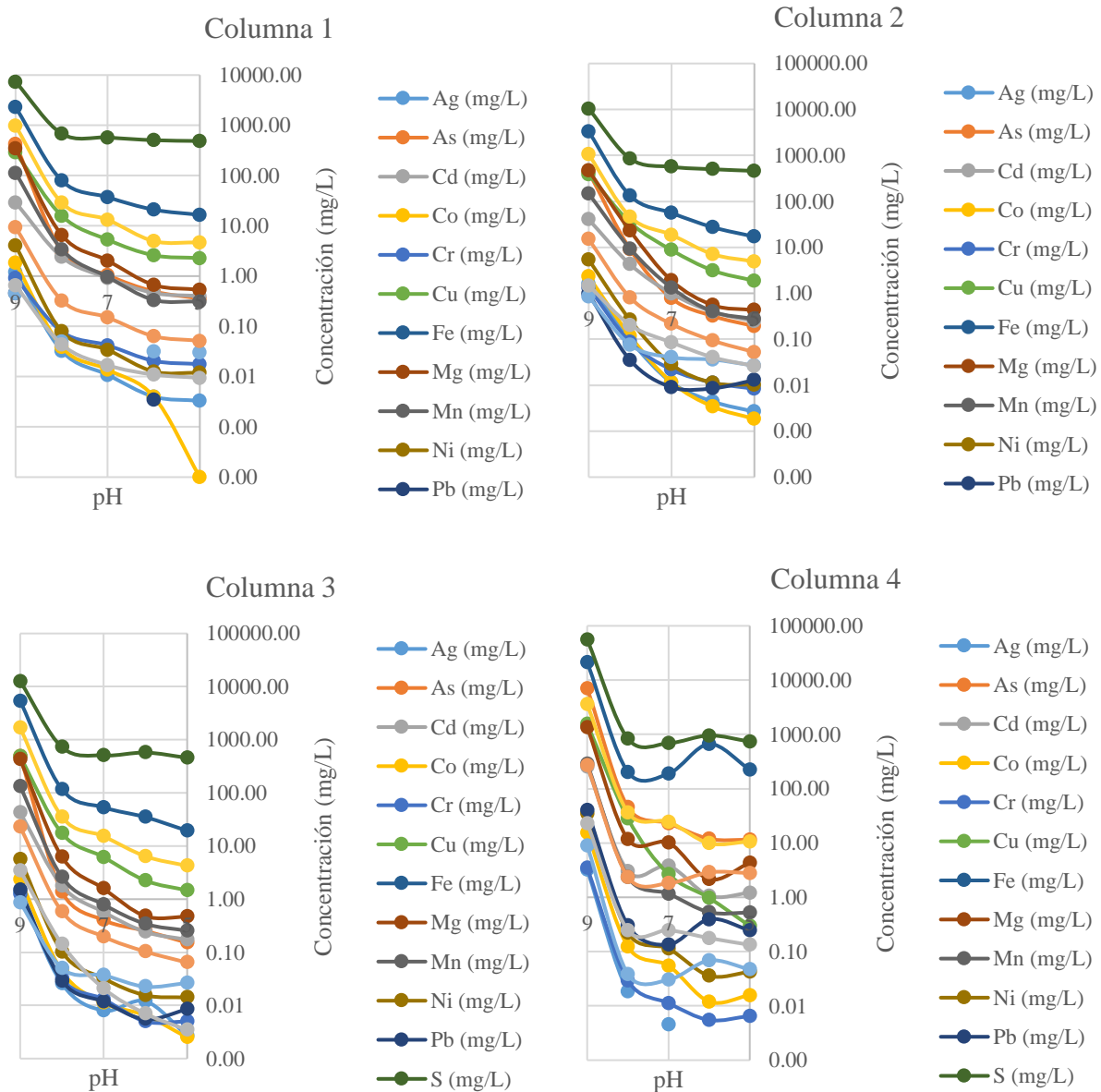


Gráfico 2. Variación de concentración de metales en experimentos de lixiviación por columna

CONCLUSIONES

La movilidad de los metales en el ciclo de lixiviación procede con una liberación masiva en la primera descarga después de un periodo de sequía, que es casi independiente del pH del agua con que es irrigado el material. Extendiendo a las condiciones de campo, en una zona semiárida, es posible que se produzca una liberación similar con concentraciones levadas de elementos en las primeras precipitaciones de la temporada de lluvias, con posible generación de drenaje ácido. Por otra parte, las altas concentraciones de As, metales pesados y sulfatos en los lixiviados sugieren que los sulfuros metálicos contienen arsénico probablemente móvil y metales pesados que están activamente oxidándose.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al proyecto PAPIIT IN108315, al Centro de Geociencias, UNAM y sus laboratorios de Geoquímica Ambiental y de Fluidos Corticales, al laboratorio LANBAMA del IPICYT y al CONACYT.

REFERENCIAS

- Castañeda-Ovando, E.; Ortega-Guerrero, A.; Carrillo-Chávez, A. (2005) Lixiviación de metales pesados en jales mineros del distrito minero de Pachuca- Real del Monte: Experimentos de Laboratorio. AIMMGM XXVI Convención Internacional de Minería, Veracruz.
- Cukrowska, E. M. , Govender, K., Viljoen, M. (2004) Ion mobility based on column leaching of South African gold tailings dam with chemometric evaluation. *Chemosphere*, 56, 39–50.
- García-Arreola, M. E.; Soriano-Pérez, S. H.; Flores-Vélez, L. M.; Cano-Rodríguez, I.; Alonso-Dávila, P. A. (2015) Comparación de ensayos de lixiviación estáticos de elementos tóxicos en residuos mineros. *Revista Mexicana de Ingeniería Química*, 14 (1), 109-117.
- Lal, R., Gagliano, W. B., Bigham, J. M. (2006) *Encyclopedia of Soil Science*. The Ohio State University. CRC Press. 2th Edition, (1) 2.
- Martin-Romero, F.; Armienta, M. A.; Gutierrez, M. E. y Villaseñor, G. (2008) Factores geológicos y climáticos que determinan la peligrosidad y el impacto ambiental de Jales Mineros. *Rev. Int. Contam. Ambient*, 24 (2), 43-54.
- Megchún-Salas, E. (2014) *Geoquímica y mineralogía de jales en Mina Aurora, Xichú, Guanajuato*. Trabajo de grado maestría. Universidad Nacional Autónoma de México
- Miranda-Gasca, M. A. (1978) Estudio Geológico-Geoquímico Regional del Área de Xichú, Estado de Guanajuato. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, TOMO XXXIX (2), 101-106.
- Morton-Bermea, O.; Carrillo-Chávez, A.; Hernández, E.; González-Partida, E. (2004) Determination of metals for leaching experiments of mine tailings: Evaluation of the potential environmental hazard in Guanajuato Mining District, Mexico. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 73, 770-776.
- Murray, J., Kirschbaum, A., Dold, B., Mendes Guimaraes, E., Pannunzio Miner, E., (2014). Jarosite versus Soluble Iron-Sulfate Formation and Their Role in Acid Mine Drainage Formation at the Pan de Azúcar Mine Tailings (Zn-Pb-Ag), NW Argentina. *Minerals* 4, 477- 502.
- Nordstrom, D. K. (1982) Aqueous Pyrite Oxidation and the Consequent Formation of Secondary Iron Minerals, Capitulo 3. 37-56.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2001) Carta geológico-minera de Xichú, F14-C36.

Remoción de Cobalto en solución por la biomasa del hongo *Paecilomyces* sp

Nancy C. Pacheco Castillo¹, María de Guadalupe Moctezuma Zárate¹; Juan F. Cárdenas González¹;
Víctor Manuel Martínez Juárez²; Adriana Rodríguez Pérez¹ e Ismael Acosta Rodríguez¹

¹Laboratorio de Micología Experimental. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 6, Zona Universitaria, C.P. 78320. San Luis Potosí, S.L.P.

²Área Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Av. Universidad Km. 1. Rancho Universitario. Tulancingo de Bravo, Hidalgo, C.P. 43 600.

iacosta@uaslp.mx

RESUMEN

El objetivo de este trabajo fue evaluar la remoción de Cobalto (II) en solución acuosa por la biomasa del hongo *Paecilomyces* sp. Se trabajó con 100 mL de una solución de 200 mg/L de Co (II) obtenida por dilución de una solución patrón de 1 g/L preparada en agua tridesionizada a partir de CoCl_2 . Se ajustó el pH de la dilución a analizar con H_2SO_4 1 M y/o NaOH 1 M, antes de adicionarla a la biomasa, determinando la concentración de Co (II) en solución por el método de la Metilisobutilcetona, encontrando que a pH 4.0, 5.0, 6.5 y 7.5, se remueve el metal en porcentajes de 56.5, 93.0, 88.0 y 68.1, respectivamente, a las 24 h de incubación, con 1 g de biomasa. A mayor temperatura es mayor la remoción, pues a 50°C y 200 ppm, se remueve el 100%, mientras que a mayor concentración del metal (300 mg/L), es mayor la remoción. Además, a mayor concentración de la biomasa la remoción es más rápida. Con objeto de analizar el posible uso de la biomasa fúngica para eliminar Co (II) de desechos industriales, se adaptó un ensayo de biorremediación en solución acuosa, incubando 5 g de biomasa con 100 mL de agua contaminada con 250 mg/L de Co (II), pH 5.0 (ajustado), 28°C y 100 rpm, observando que después de 4 días de incubación se remueve el 100% del metal. Los resultados obtenidos, muestran la capacidad de esta biomasa para eliminar Co (II) de agua contaminada, lo cual coincide con muchos reportes de la literatura en condiciones similares.

ABSTRACT

The aim of this study was evaluate the removal of Cobalt (II) in aqueous solution by the fungal biomass of *Paecilomyces* sp. We worked with 100 mL of a solution of 200 mg/L Co (II), obtained by dilution of a pattern of 1 g/L of trideionized water prepared from CoCl_2 solution. The pH of the dilution was adjusted with 1 M H_2SO_4 and/or 1 M NaOH prior to adding a the biomass, determining the concentration of Co (II) in solution by the method of methylisobutylketone, finding that at pH of 4.0, 5.0, 6.5 and 7.5, the metal is removed in percentages of 56.5, 93.0, 88.0 and 68.1, respectively, during 24 h of incubation with 1 g of fungal biomass, and if we increased the temperature is greater the removal, because at 50°C and 200 ppm, 100% is removed, while at higher metal concentration (300 mg/L), is greater the removal. In addition, at higher concentration of biomass, the removal is faster. To analyze the potential use of the fungal biomass to remova Co (II) from industrial waste, we adapted A bioremediation assay in aqueous solution, incubating 5 g of biomass with 100 mL of water containing 250 mg/L

Co (II), pH 5.0 (adjusted), 28°C and 100 rpm, watching that after 4 days of incubation, 100% of the metal is removed. The results show the ability of this fungal biomass to remove Co (II) in contaminated water, which coincides with many reports in the literature under similar conditions.

INTRODUCCIÓN

El cobalto es un elemento relativamente raro, se produce en la corteza terrestre en tasas que van desde 0.001-0.002%, en donde se encuentra en forma de minerales tales como cobaltita ($\text{CoS}_2 \cdot \text{CoAs}_2$), linacita (Co_3S_4), esmaltita (CoAs_2) y eritrita ($3\text{CoO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) (Merck Index, 1996). Los compuestos de Cobalto son muy utilizados en la industria metalúrgica para la producción de acero con mayor dureza. Se utiliza en forma de óxidos como catalizador en la industria química y del petróleo y como pigmento en la producción de cerámica. También se encuentra en las aguas residuales de las plantas nucleares (Manohar et al., 2006). Los límites permisibles de Cobalto en el agua de riego y aguas residuales de la ganadería son 0.05 y 1.0 mg/L, respectivamente (Rengaraj y Moon, 2002). El envenenamiento agudo por Cobalto en los humanos puede tener efectos muy serios en la salud como: asma, fallas cardíacas, daño en tiroides e hígado (Bhatnagar et al., 2010), también puede causar mutaciones y la exposición a radiaciones ionizantes está relacionada con un aumento en el riesgo de desarrollar cáncer (Rengaraj y Moon, 2002), y disminuye el crecimiento y desarrollo en plantas (Leenu y Sheela, 2016), por lo que se han incrementado los estudios relacionados con la remoción de Cobalto de aguas residuales. Aunque hay diferentes tecnologías físico-químicas para la remoción del metal, los altos costos y la poca efectividad de algunas de ellas, hacer que la bioadsorción sea considerada una gran alternativa para la remoción de elementos traza (Bhatnagar et al., 2016). Por lo anterior el objetivo de este estudio fue evaluar la remoción de Co (II) en solución por la biomasa del hongo *Paecilomyces* sp.

MATERIALES Y RESULTADOS

Se trabajó con una cepa de *Paecilomyces* sp., resistente a Cr (VI) aislada a partir de aire contaminado, de una glorieta cercana a la Facultad de Ciencias Químicas, de la UASLP, San Luis Potosí. Para la obtención de la biomasa, se inocularon 1×10^6 esporas del hongo/mL, en matraces Erlenmeyer de 1 L conteniendo 500 mL de caldo tioglicolato, y se incubaron a 28°C, durante 7 días. Posteriormente, los cultivos se filtraron en papel Whatman No. 1, y la biomasa obtenida se lavó durante 72 horas con agua tridesionizada en agitación constante, con cambios de agua cada 12 horas, se secó a 80°C, durante 12 horas en estufa bacteriológica, se molió en licuadora hasta pulverización y se guardó en frascos ámbar hasta su uso.

Métodos Analíticos

Se trabajó con 100 mL de una solución de 200 mg/L de Co (II) obtenida por dilución de una solución patrón de 1 g/L preparada en agua tridesionizada a partir de CoCl_2 . Se ajustó el pH de la dilución a analizar con H_2SO_4 1 M y/o NaOH 1 M, antes de adicionarla a la biomasa, determinando la concentración de Co (II) en solución por el método colorimétrico de la Metilisobutilcetona, por la aparición de un color Azul leyendo la absorbancia de la muestra a 622 nm (Charlot, 1964). Todos los experimentos se realizaron tres veces y por duplicado.

RESULTADOS

Con respecto al pH y tiempo de incubación (Figura 1), se encontró que a pH de 4.0, 5.0, 6.5 y 7.5, se remueve el metal en porcentajes de 56.5, 93.0, 88.0 y 68.1, respectivamente, a las 24 h de incubación, con 1 g de biomasa, 28°C y 100 rpm, y a mayor temperatura de incubación la remoción es mayor, pues a 50°C, se remueve el 100% del metal a las 24 h (Figura 2). Con respecto a la concentración de Co (II) removido, se encontró que a mayor concentración del metal es mayor la remoción del mismo (Figura 3). Además, a mayor concentración de la biomasa la remoción es más rápida, pues con 10 g de biomasa se remueven totalmente 200 mg/L de Co (II) a 28°C, pH 6.5, a las 4 h de incubación (Figura 4).

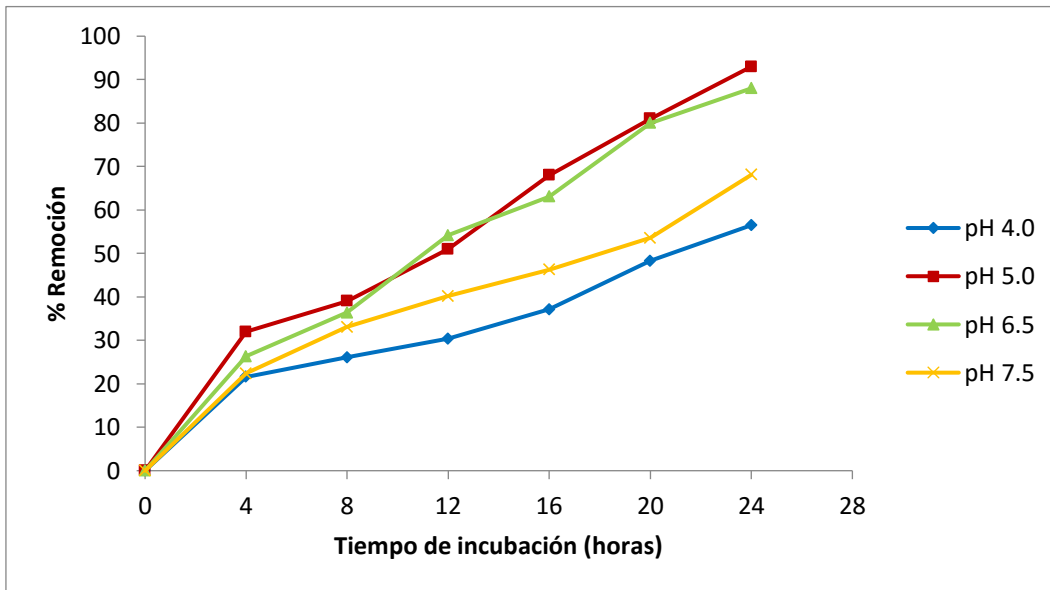


Figura 1.- Efecto del pH y tiempo de incubación sobre la remoción de 200 mg/L de Cobalto. 5 g de biomasa fúngica. 28°C. 100 rpm.

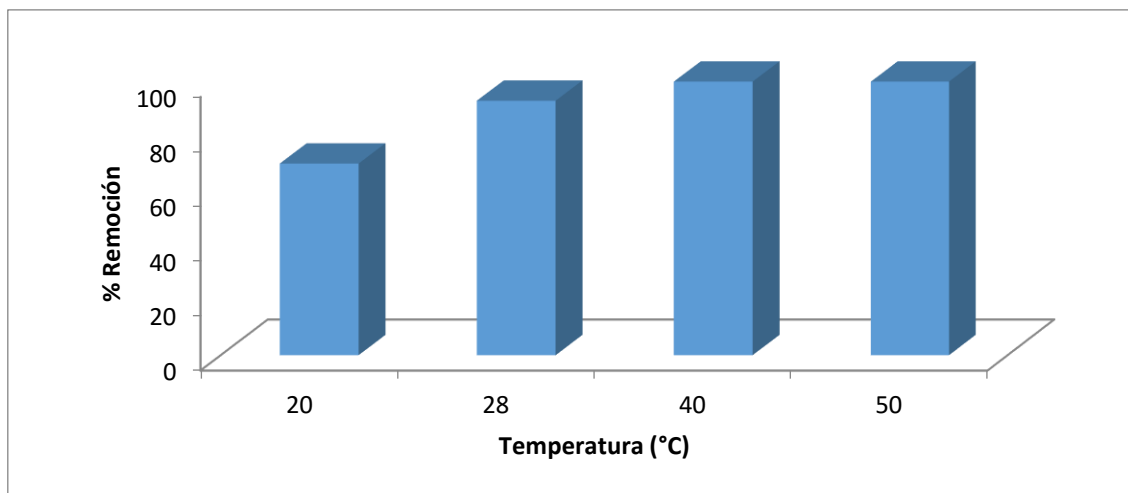


Figura 2.-Efecto de la temperatura de incubación sobre la remoción de 200 mg/L de Cobalto. 5 g de biomasa fúngica. pH 5.0. 100 rpm. 24 h.

Con objeto de analizar el posible uso de la biomasa fúngica para eliminar Co (II) de desechos industriales, se adaptó un ensayo de biorremediación en solución acuosa, incubando 5 g de biomasa con 100 mL de agua contaminada con 250 mg/L de Co (II), pH 5.0 (ajustado), 28°C y 100 rpm, observando que después de 4 días de incubación se remueve el 100% del metal (Figura 5).

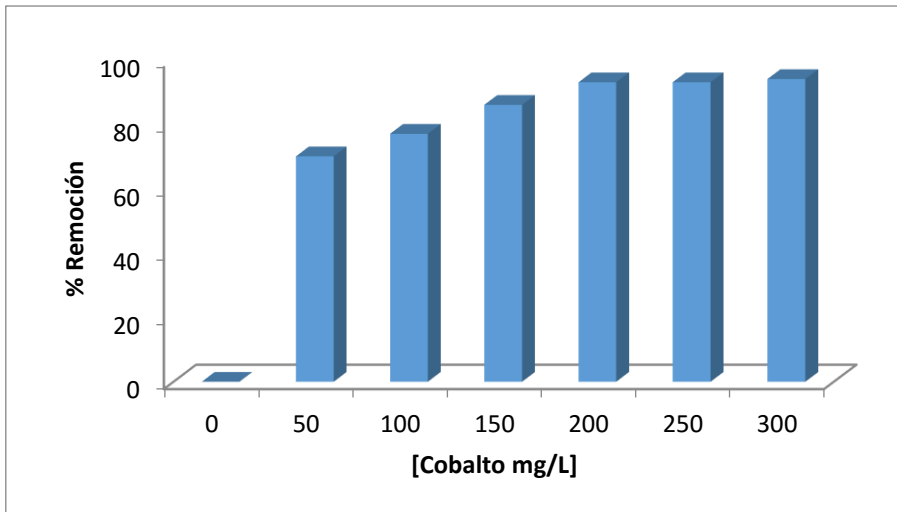


Figura 3.-Efecto de la concentración de Cobalto (II) sobre la remoción del mismo. 28°C. pH 5.0. 100 rpm. 24 h..

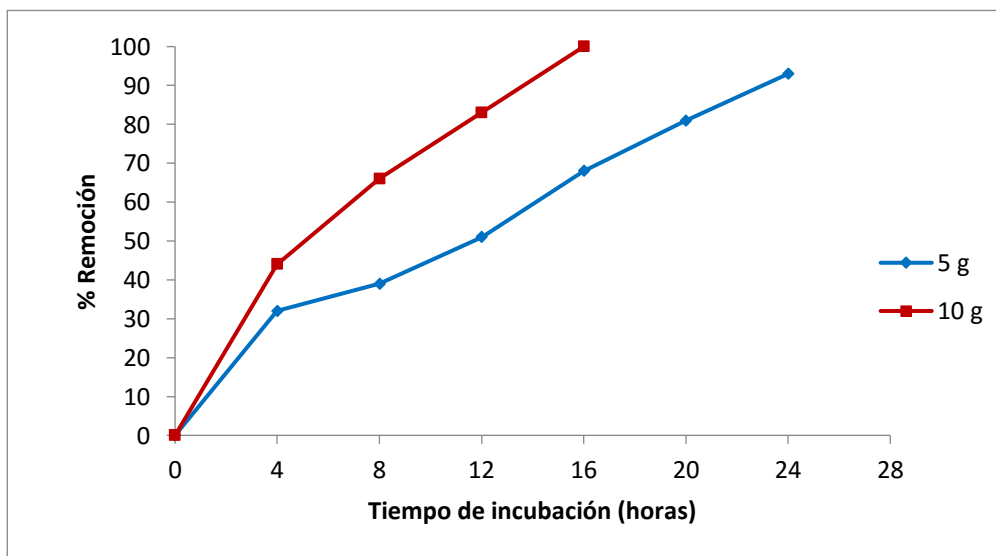


Figura 4.- Efecto de la concentración de la biomasa sobre la remoción de 200 mg/L de Cobalto. 28°C. pH 5.0. 100 rpm.

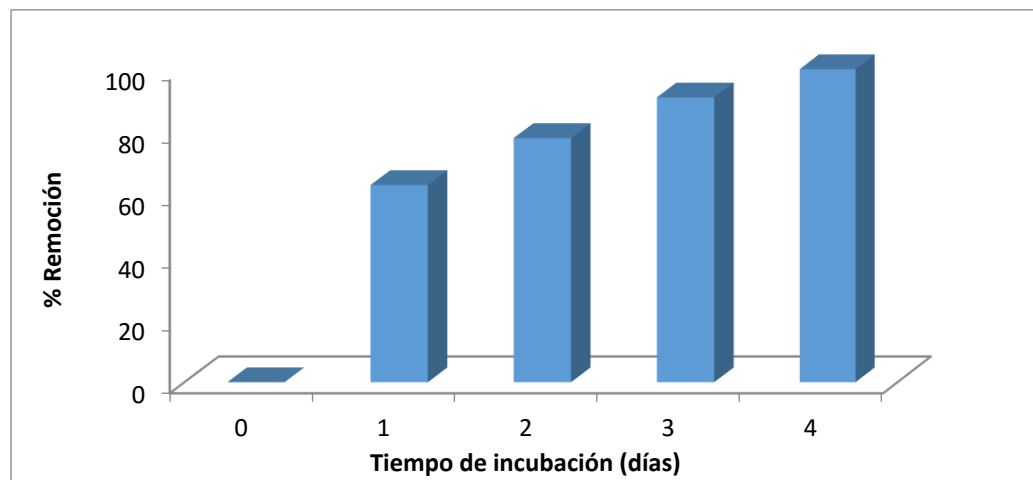


Figura 5.- Remoción de 250 mg/L de Cobalto de aguas naturales contaminadas. 28°C. pH 5.0 (ajustado) 100 rpm. 5 g de biomasa.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos con respecto al pH y tiempo de incubación, concuerdan con los reportes para biomasa de algas (Harris y Ramelow, 1990). La poca remoción del metal a bajos valores de pH y un aumento en dicha remoción cuando se incrementan los valores de 4.6 a 6.5, concuerda con los reportes de la bioadsorción de Uranio en *Pseudomonas aeruginosa* CSU (Hu et al., 1996), y la de Cobalto, Cobre y Zinc por la cianobacteria *Spirulina platensis* (Vannela y Verma, 2006), y Cobalto por la cascara de limón (Bhatnagar et al., 2010) y carbón activado de cascarón de coco (Penedo Medina et al., 2015). A mayor temperatura de incubación la remoción es mayor, lo cual coincide con lo reportado por Chiu y Wang (2009), utilizando *Attapuligita*.

También se encontró que a mayor concentración del metal es mayor la remoción del mismo, lo cual es mayor a lo reportado por Qui y Zheng (2009) quienes reportan una remoción de 1.242 mmol/g, por una cancrinita de cenizas, a los de Chiu y Wang (2009), con 6.76 a 9.39 mg/g, utilizando *Attapuligita*, pero son menores a los reportados por Vannela y Verma, (2006), para la cianobacteria *Spirulina platensis*, y a lo reportado durante la lixiviación ácida orgánica del Cobalto a partir de las colas de la fábrica “Comandante René Ramos Latour” de Nicaro, donde se reporta que es posible recuperar experimentalmente hasta un 63 % del cobalto presente en las colas mediante la lixiviación ácida a temperatura ambiente y en un tiempo de 4 días (Ferreiro-Guerrero et al., 2006). Por otra parte, se encontró que a mayor concentración de biomasa es mayor la remoción del metal al haber mayor número de sitios de unión al metal, lo cual coincide con lo reportado para la cascara de limón (Bhatnagary et al., 2010) para los de la cáscara de almendra verde (Ahmadpour et al., 2009).

Analizando el posible uso de la biomasa fúngica para eliminar Co (II) de desechos industriales, se obtiene una remoción total del metal a los 4 días de incubación. Los resultados obtenidos, muestran la capacidad de esta biomasa para eliminar Co (II) de nichos contaminados, lo cual coincide con muchos reportes de la literatura en condiciones similares, para la eliminación de diferentes metales pesados (Tejada Tovar et al., 2015).

CONCLUSIONES

El bioadsorbente analizado presenta una buena eficiencia de remoción de 200 mg/L del metal en solución a pH de 5.0, 24 h de incubación a 28°C y 10 g de biomasa, lo cual puede ser una buena metodología para la descontaminación de nichos acuáticos contaminados y una alternativa frente a los métodos clásicos de remoción de metales donde éstos estén disponibles.

REFERENCIAS

- Ahmadpour, A., Tahmasbi, M., Bastami, T.R. and Besharati, J.A. (2009). Rapid removal of cobalt ion from aqueous solutions by almond Green hull. *Journal of Hazardous Materials*. 166: 925-930.
- Bhatnagar, A., Minocha, A.K. and Sillanpää, M. (2010). Adsorptive removal of cobalt from aqueous solution by utilizing lemon peel as biosorbent. *Biochemical and Engineering Journal*. 48: 181-186.
- Charlot, G. (1964). *Colorimetric Determination of Elements*. (trad. da 12.ª ed. francesa) Elsevier Publishing Company - Amsterdam - London - New York, 449 p.
- Chiu, H.S. and Wang, J.J. (2009). Adsorption thermodynamics of Cobalt ions onto Attapulgite. *Journal of Environmental Protection Science*. 3, 102-106.
- Ferreiro Guerrero, Y. Santiesteban Domínguez, E. and Leyva Ramírez, E. (2006). Evaluación Experimental de la recuperación del cobalto con ácido orgánico a partir de las colas de la empresa "René Ramos Latour" de Nicaro. *Tecnología Química*. XXVI (2), 76-82.
- Harris, P.O. and Ramelow, G.J. (1990). Binding of metal ions by particulate biomass derived from *Chlorella vulgaris* and *Scenedesmus quadricauda*. *Environmental Science and Technology*. 24: 220-228.
- Hu, M.Z.C., Norman, J.M., Faison, B.D. and Reeves, M.E. (1996). Biosorption of uranium by *Pseudomonas aeruginosa* CSU-Characterization and comparison studies. *Biotechnology and Bioengineering*. 51: 237-247
- Leenu, S. and Sheela, D. (2016). Impact of Co and Cu (heavy metals) on *Eichhornia crassipes* (mart.) solms, with special reference to bioaccumulation and phytoremediation. *Asian Journal of Science and Technology*. 07 (05): 2996-2998.
- Manohar, D.M., Noeline, B.F. and Anirudhan, T.S. (2006). Adsorption performance of Al-pillared bentonite clay for the removal of cobalt(II) from aqueous phase. *Applied Clay Science*. 31: 194-206.
- Merck Index (1996). *An Encyclopedia of chemicals, drugs and biologicals*. 12ª. ed. Whitehouse Station: Merck, 2488-2504.
- Penedo Medina, M., Manals Cutiño, E.M., Vendrell Calzadilla, M. y Salas Tort, D. (2015). Adsorción de níquel y cobalto sobre carbón activado de cascarón de coco. *Revista Tecnología Química*. 35(1): 110-124.
- Qui, W. and Zheng, Y. (2009). Removal of lead, copper, nickel, cobalt, and zinc from water by a cancrinite-type zeolite synthesized from fly ash. *Chemical and Engineering Journal*. 145: 483-488.
- Rengaraj, S. and Moon, S.H. (2002). Kinetics of adsorption of Co (II) removal from water and wastewater by ion Exchange resins. *Water Research*. 36: 1783-1793.
- Tejada-Tovar, C., Villabona-Ortiz Á. y Garcés-Jaraba, L. (2015). Adsorción de metales pesados en aguas residuales usando materiales de origen biológico. *Tecno Lógicas*. 18(34), 109-123.
- Vanella, R. and Verma, S.K. (2006). Co²⁺, Cu²⁺, and Zn²⁺ Accumulation by *Cyanobacterium Spirulina platensis*. *Biotechnology Progress*. 22: 1282-1293.

Efecto de la concentración, pH y velocidad de flujo en la remoción de Mn^{2+} en agua sintética utilizando clinoptilolita

Patricia Candelaria Montiel García¹ y Patricia Ibinarriaga Montiel²

¹Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Ciudad Universitaria, Carretera Pachuca-Tulancingo, Km 4.5, Col. Carboneras, C.P. 42184, Mineral de la Reforma, Hidalgo. México.

²Instituto Nacional de Salud Pública, Avenida Universidad No. 655, Col. Santa María Ahuacatitlan, Cerrada Los Pinos y Caminera, C.P. 62100, Cuernavaca, Morelos. México

pmontiel@uaeh.edu.mx

RESUMEN

En esta investigación se estudió la capacidad de intercambio iónico de la zeolita natural, tipo clinoptilolita, del Estado de Oaxaca, México, para remover al manganeso divalente (Mn^{2+}) disuelto en agua, llevándose a cabo estudios en lote utilizando soluciones de $MnCl_2$, en concentraciones de 0.01, 0.03, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5N y ajustándose las soluciones a pH 4 y 6. En relación con el Mn^{2+} la zeolita mostró las eficiencias de remoción más altas en las primeras 24 horas del estudio para concentración de 0.01 N, observándose que no hubo influencia significativa del pH en su remoción. Se procedió a realizar estudios en columna con solución de Mn^{2+} 0.01 N a pH 5 con velocidades de flujo de 8.97, 4.47 y 1.27 mL/min, encontrándose que la columna que trabajó a una velocidad de 1.27 mL/min presentó una capacidad de remoción de 12.69 mg de Mn^{2+} /g de zeolita (obteniendo una capacidad de operación del 53%) con la columna de 4.47 mL/min se presentó una capacidad de remoción de 5.31 mg de Mn^{2+} /g de zeolita (obteniendo una capacidad de operación del 14%) y con la columna con velocidad de 8.97 mL/min se obtuvo 0.68 mg de Mn^{2+} /g de zeolita (con una capacidad de operación del 4%), con esto se observa que a menor velocidad de flujo se obtiene una mayor remoción de Mn^{2+}

ABSTRACT

In this research the ion exchange capacity of natural zeolite, clinoptilolite type, from Oaxaca, Mexico was studied to remove the Dissolved divalent manganese (Mn^{2+}) from water, carrying out studies in batch using solutions of $MnCl_2$ at concentrations of 0.01, 0.03, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 and 0.5 N, adjusting the solutions to pH 4 and 6. The Mn^{2+} showed higher removal efficiencies in the first 24 hours of study in concentration of 0.01 N, observing that there was no significant influence of pH on its removal. Once the conditions of concentration and pH were determined, we proceeded to conduct column experiments of Mn^{2+} 0.01 N at pH 5 with flow rates of 8.97, 4.47 and 1.27 mL/min, finding that a flow which worked at a rate of 1.27 mL/min presented a removal capacity of 12.69 mg of Mn^{2+} /g of zeolite (obtaining an operating capacity of 53%), with the column of 4.47 mL/min a removal capacity of 5.31 mg of Mn^{2+} /g of zeolite was presented (obtaining an operating capacity of 14%), and the column

with flow rate of 8.97 mL/min a 0.68 mg of Mn^{2+} /g of zeolite was obtained (with an operating capacity of 4%), with this we observed that at lower the flow rate, the removal of Mn^{2+} was higher at concentration 0.01N and pH5.

INTRODUCCIÓN

El manganeso es un constituyente natural del suelo y de las rocas, encontrándose en suelos sedimentarios y en rocas metamórficas (Benefield, et al., 1982). La presencia de manganeso en aguas subterráneas generalmente se debe a la disolución de rocas y minerales, principalmente de óxidos, sulfuros, carbonatos y silicatos, que los contienen. La disolución de minerales de Mn frecuentemente se atribuye a la acción del dióxido de carbono de las aguas subterráneas. El manganeso se encuentra en los estados de oxidación: Mn^{+2} , Mn^{+3} , Mn^{+4} , Mn^{+6} y Mn^{+7} . Sin embargo, en aguas subterráneas con oxígeno disuelto el Mn^{+4} es el único estable (Morgan, 1964). La Norma Oficial Mexicana 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", recomienda que las concentraciones de Mn en agua potable no sobrepasen los límites de 0.15 mg/L, por los problemas de calidad, de operación y mantenimiento en los sistemas de suministro de agua potable. Las técnicas de remoción de Mn más usadas son: Aireación-Filtración; Cloración-Filtración; Intercambio Iónico y Secuestación (Knoche, 1990). El intercambio iónico es un proceso que por su eficiencia en la remoción Mn y la relativa comodidad para automatizar las operaciones a escala piloto, es ampliamente usado (Weber, 1972). El intercambio iónico se define como un proceso donde una sustancia insoluble remueve iones de carga positiva o negativa de una solución electrolítica y desprende otros de la misma carga dentro de la solución en una cantidad equivalente químicamente. La sustancia insoluble que remueve los iones se conoce como intercambiador iónico, el cual debe sus características a un rasgo particular de su estructura. Se utilizan como intercambiadores, minerales naturales de aluminosilicatos cristalinos con propiedades de intercambio catiónico, el representativo de este grupo es la zeolita, la cual abunda en México (Ilangoan, 1993). Las zeolitas son minerales secundarios que se hallan en cavidades y venas en las rocas ígneas básicas; son aluminosilicatos de composición general parecida a la de los feldspatos, formadas por anillos cuádruples de tetraedros de SiO_4 y AlO_4 . Las cadenas que están unidas por cationes intersticiales de Na, K, Ca y Ba forman una estructura abierta con anchos canales que permiten su libre circulación (Hurlbut, 1980).

DESCRIPCIÓN DE ÁREA DE ESTUDIO

La zeolita procede de los depósitos localizados en el municipio de Etna, Oaxaca, México, entre los 17° 20' y los 16° 50' latitud norte y 96° 50' longitud oeste. Este mineral es del tipo clinoptilolita, caracterizado en estudios anteriores por De Pablo-Galán en 1986.

MÉTODOS

Preparación y Acondicionamiento de la Zeolita

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) se lavó con agua destilada para eliminar polvos y se

procedió a secarla a temperatura ambiente, se sometió a un proceso de acondicionamiento con NaCl 1N, durante cuatro días a temperatura ambiente, con reemplazo diario de esta solución en una relación 1:2 (1 k de zeolita en dos litros de solución de NaCl 1N) se lavó varias veces con agua destilada; al agua de lavado se le determinó el ion cloruro con solución de nitrato de plata 0.01 N con el fin de tener una prueba indicativa de inclusión de Cl⁻, finalmente, se procedió a lavarla con agua desionizada y se puso a secar a temperatura ambiente.

Caracterización física, química y mineralógica a la zeolita.

En estudios anteriores (Pavón, 1995) se le determinó a la zeolita: peso específico (CEPIS/OPS/OMS, 1983), espacio intersticial (método Hulbert y Feben) y área superficial (UNICAT, Facultad de Química, UNAM), relación Si/Al de la estructura de la zeolita y la capacidad de intercambio teórica. Finalmente se analizó por difracción de Rayos X, moliéndose la zeolita en un mortero de ágata, pasándose por malla 200, que corresponde a un tamaño de abertura 0.075 mm (ASTM), por el método de polvos, utilizándose un difractor Philips, modelo X-Pert con ánodo de Cu.

Influencia del pH en la remoción de Mn²⁺, estudios en lote.

Se colocaron 50 g de zeolita en frascos de polietileno que contenían 100 mL de soluciones de Mn²⁺ en concentraciones de 0.01, 0.03, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5N, manteniéndose en agitación por medio de un agitador Lab-Line Instrument, Inc, durante 96 horas a temperatura ambiente (20^o). El pH inicial de las soluciones se presenta en la tabla 1, el ajuste a pH 4 y 6 se realizó con soluciones de HCl 0.1 N y NaOH 0.1 N, respectivamente; el monitoreo del pH se hizo con un potenciómetro Conductronic, modelo pH 20.

| Sal | 0.01 N | 0.03 N | 0.05 N | 0.1 N | 0.2 N | 0.3 N | 0.4 N | 0.5 N |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MnCl ₂ .4H ₂ O | 5.79 | 5.72 | 5.75 | 5.73 | 5.64 | 5.49 | 5.30 | 5.30 |

Tabla 1. pH inicial de las soluciones de Mn²⁺

Cada 24 horas se muestreó la solución sobrenadante, así como la zeolita, analizándose el Mn y Na 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 para el análisis, usando estándares de 1000 mg/L de Mn y Na en 2% de HNO₃, PE Pure, Atomic Spectroscopy Standards (APHA, 1989). Cabe mencionar que las zeolitas fueron disueltas con ácidos por digestión en un horno de microondas marca CEM Inovator in Microwave Technology MDS-200.

Remoción de Mn²⁺ en función de la velocidad de flujo, estudios en columna.

Se diseñaron tres columnas de acrílico de 58.9 cm de largo y 4.4 cm de diámetro interno, cada una fue empacada con 639 g de zeolita teniendo una 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, la concentración de la solución de alimentación a las columnas fue de 0.01 N (274.65 mg/L de Mn²⁺) con la que se obtuvieron las más altas remociones en los estudios en lote. La solución se bombeó a través de las columnas a diferentes velocidades de flujo (8.97, 4.47 y 1.27 mL/min) mediante bombas peristálticas marca Cole Parmer, EUA.

Los efluentes de las columnas se acidificaron para analizar la concentración del Mn^{2+} por espectrofotometría de absorción atómica. El estudio se detuvo hasta que la concentración de Mn^{2+} en el efluente (Ce) fue igual a la concentración de alimentación (Co).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caracterización física, química y mineralógica a la zeolita.

Las características físicas de la Zeolita de este estudio se presentan en la tabla 2.

| Características físicas | Valores |
|--------------------------------|-----------------------|
| Peso específico | 2.2 g/cm ³ |
| Espacio intersticial | 67.48 % |
| Área superficial | 20 m/g ² |

Tabla 2 Características físicas de la Zeolita, (Pavón, 1995)

La relación de Si/Al en la zeolita acondicionada con NaCl 1N fue 4.43 y por lo que respecta a la determinación de la capacidad de intercambio teórica de la zeolita, esta se calculó tomando como base el contenido de aluminio y el peso molecular de la zeolita $(Na_{0.135}K_{0.186}Ca_{0.175}Mg_{0.030})_6 (Al_{1.139}Fe_{0.121}O_2)_6 (Si_{0.969}Al_{0.031}O_2)_{30}xH_2O$ (De Pablo, 1986), considerando que cada átomo de aluminio crea un sitio de intercambio (Semmens y Martin, 1988), la capacidad de intercambio teórica fue 2.53 meq/g.

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 1.

Influencia del pH en la remoción de Mn^{2+} : estudios en lote.

Los resultados de la influencia del pH (4, 5 y 6) en la remoción de Mn^{2+} en mg/L, a diferentes tiempos de residencia (24, 48, 72 y 96 h) y concentraciones (0.01, 0.03, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5 N) se muestran en la tabla 3.

Antes de adoptar conclusiones sobre el análisis de variancia de estos resultados se comprobó la idoneidad del modelo (Villarreal, 1996), es decir, se realizaron pruebas para determinar si se cumplen las suposiciones de normalidad, independencia e igualdad de variancias de las cuales se concluye que las suposiciones que fundamentan el análisis de variancia sí se satisfacen. En el análisis de variancia realizado para observar si el pH influye en la remoción del Mn^{2+} , se empleó el paquete de computo HERMUT en donde queda de manifiesto que las condiciones bajo las cuales se llevó a cabo este estudio, no hay influencia significativa del pH en la remoción del Mn^{2+} , lo cual también puede observarse en los datos obtenidos a las 24 horas ya que son los que representan la mayor remoción (figura 2).

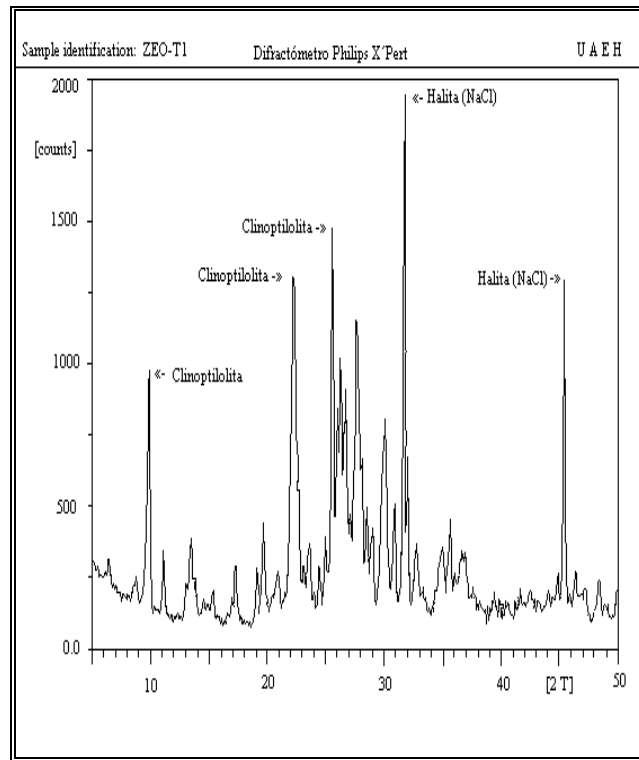


Figura 1. Difractograma de la zeolita acondicionada.

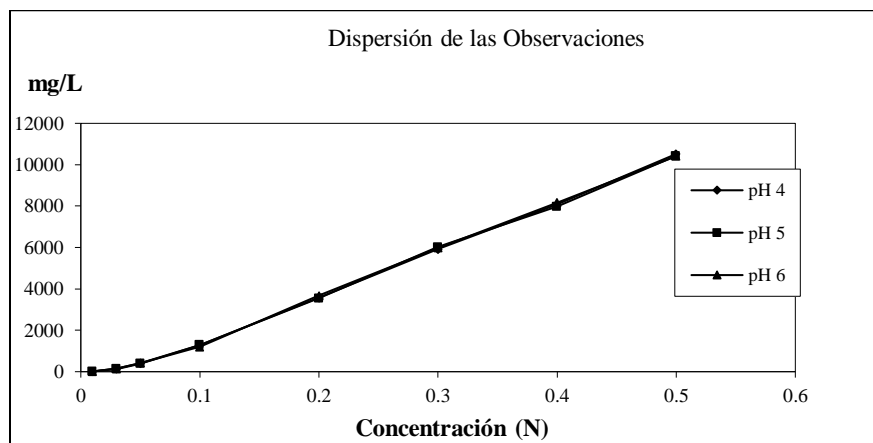


Figura 2. Variación de la concentración de Mn²⁺ en mg/L a diferentes pH

| | | pH 4 | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Concentración (N) | 0 h | 24 h | 48 h | 72 h | 96 h | |
| 0,01 | 274 | 12 | 11 | 8 | 8 | |
| 0,03 | 816 | 150 | 135 | 110 | 108 | |
| 0,05 | 1373 | 408 | 336 | 319 | 311 | |
| 0,1 | 2746 | 1274 | 1187 | 1084 | 1070 | |
| 0,2 | 5493 | 3573 | 3518 | 3239 | 3215 | |
| 0,3 | 8239 | 5917 | 5724 | 5564 | 5528 | |
| 0,4 | 10986 | 8077 | 7900 | 7452 | 7195 | |
| 0,5 | 13732 | 10520 | 10470 | 10362 | 10172 | |
| | | pH 5 | | | | |
| Concentración (N) | 0 h | 24 h | 48 h | 72 h | 96 h | |
| 0.01 | 274 | 12 | 11 | 9 | 7 | |
| 0.03 | 816 | 139 | 118 | 93 | 90 | |
| 0.05 | 1373 | 394 | 355 | 337 | 315 | |
| 0.1 | 2746 | 1297 | 1182 | 1107 | 1076 | |
| 0.2 | 5493 | 3551 | 3477 | 3306 | 3134 | |
| 0.3 | 8239 | 6025 | 5936 | 5623 | 5405 | |
| 0.4 | 10986 | 7980 | 7785 | 7225 | 7055 | |
| 0.5 | 13732 | 10432 | 10340 | 10280 | 10137 | |
| | | pH 6 | | | | |
| Concentración (N) | 0 h | 24 h | 48 h | 72 h | 96 h | |
| 0.01 | 274 | 11 | 9 | 8 | 7 | |
| 0.03 | 816 | 141 | 123 | 95 | 95 | |
| 0.05 | 1373 | 414 | 340 | 307 | 297 | |
| 0.1 | 2746 | 1302 | 1195 | 1132 | 1125 | |
| 0.2 | 5493 | 3678 | 3522 | 3260 | 3224 | |
| 0.3 | 8239 | 5978 | 5689 | 5439 | 5439 | |
| 0.4 | 10986 | 8170 | 7877 | 7632 | 7180 | |
| 0.5 | 13732 | 10412 | 10292 | 10212 | 9937 | |

 Tabla 3. Influencia del pH en la remoción de Mn^{2+} en mg/L, estudio en lote

Remoción de Mn²⁺ en función de la velocidad de flujo, Estudios en columna.

En la figura 3 se observar la remoción del Mn²⁺ con respecto a la velocidad de flujo.

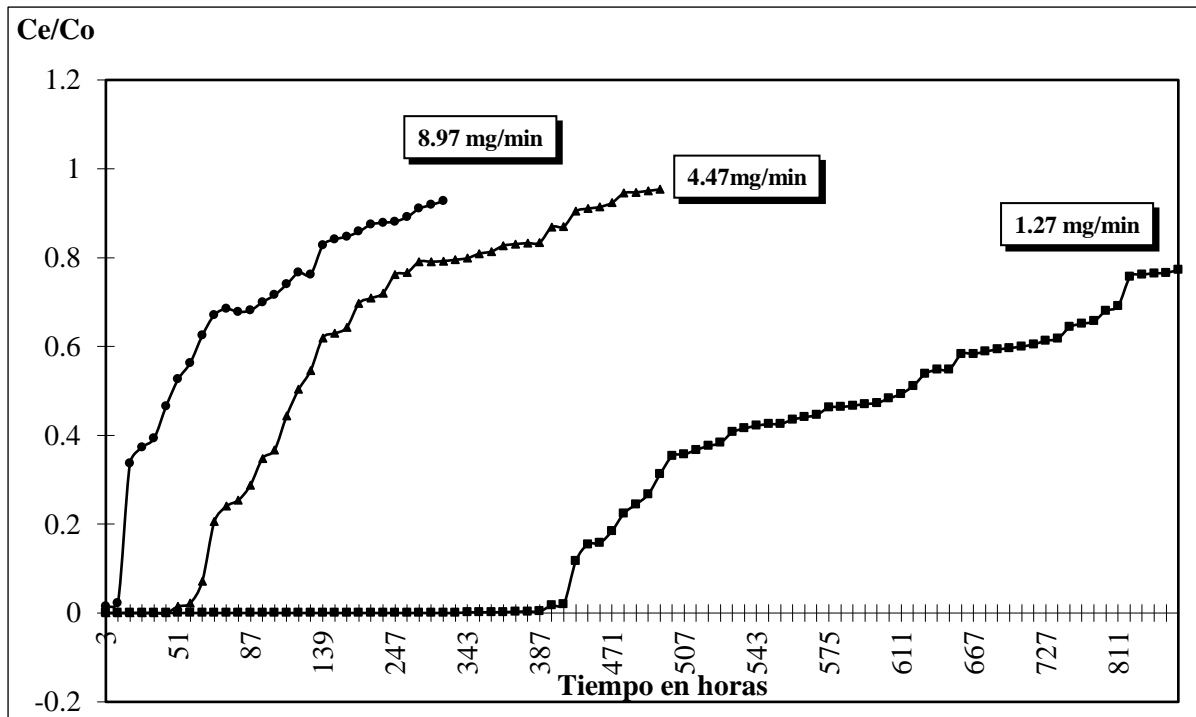


Figura 3. Comportamiento de la concentración de Mn²⁺ en función de la velocidad de flujo.

En la gráfica se observa que la capacidad de intercambio iónica de la zeolita para remover el Mn²⁺ de la solución está fuertemente influida por la velocidad de flujo, las diferencias entre cada velocidad de flujo son suficientes para causar un cambio significativo en el rendimiento de cada columna. Para una relación Ce/Co = 1, la columna con la velocidad de flujo 8.97 mg/min se obtuvo una capacidad de operación del 4% y 0.68 mg de Mn²⁺/g de zeolita; la de 4.47 mg/min de un 14% y 5.31 mg Mn²⁺/g de zeolita y con la de 1.27 mg/min del 53% y 12.69 mg de Mn²⁺/g de zeolita, por tanto, a menor régimen de flujo la solución de alimentación de Mn²⁺ permaneció más tiempo en contacto con la cama de zeolita, de ahí que se removió mayor cantidad de Mn²⁺/g de zeolita que en los otros dos flujos estudiados.

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). En los estudios en lote, la zeolita presentó gran selectividad en la remoción de Mn²⁺ a concentraciones de 0.01 a 0.03 N; esto es de 274 a 1373 mg/L, con respecto al pH se

apreció que éste no tiene influencia significativa, y que las mejores remociones se obtuvieron en tiempos de residencia de 24 horas, por lo que no son necesarios estudios en lote a tiempos mayores. Los estudios en columna se realizaron para visualizar el efecto de la velocidad de flujo en la remoción de Mn^{2+} con una concentración de 0.01 N, apreciándose que, a menor velocidad de flujo, se logran los más altos porcentajes de remoción, ya que en el caso del Mn^{2+} a la velocidad de flujo de 1.27 mg/min, se logró una capacidad de operación de la columna de 53%, y se removieron 12.69 mg de Mn^{2+} /g de zeolita. 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 lo es el Mn^{2+} en aguas sintéticas, y que el pH en el rango de 4 a 6 no influye en la remoción de los mismos, por lo que se recomienda que se lleven a cabo estudios de este tipo en aguas naturales (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. Por otra parte, se recomienda estudiar el comportamiento de los iones K^+ y Ca^{2+} presentes en la estructura de las zeolitas, ya que estos cationes, además del Na^+ , influyen en las propiedades de capacidad de intercambio iónica en las zeolitas.

REFERENCIAS

- (17^ª ed.). Washington, D C: American Public. Health Association.
- Benefield, D., Weand, B., & Judkins, J. (1982). Process Chemistry for Water and Wasterwater Treatment. Washington, D C: Prentice-Hall Inc.
- CEPIS/OPS/OMS. (1983). Teoría, diseño y control de los procesos de clarificación de agua. Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente, CEPIES.
- Chávez, A., & Ilangovan, K. (1993). Remoción de Metales Pesados y Nitrógeno Amoniaco con Zeolita Natural. IX Congreso Internacional de AIDIS y de América del Caribe (págs. 169-173). SMISAAC.
- Hurlbut, C. J. (1980). Manual de mineralogía de Dana. Edición. Reverté, S. A.
- Ilangovan, K. (1993). Heavy Metal Removal by Zeolite. Primer Minisimposio sobre Remoción de Contaminantes de Agua y Suelos. UNAM, Instituto de Ingeniería y Fac. de Química. México, D.F.: UNAM.
- Knoche, W. (1990). Removal of soluble manganese from water by Oxide-coated filter media. USA: American Water Works Association Research.
- Morgan, J. (1964). Chemistry of Aqueous Manganese II and IV. Cambridge, Mass: Doctoral disertation, Harvard University.
- Pablo-Galán de, L. (1986). Geochemical Trends in the Alteration of Miocene Vitric Tuffs to Economic Zeolite Deposits, Oaxaca, Mexico. Applied Geochemistry (1), 273-28.
- 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.
- Villarreal, A. (Notas sobre Diseño de experimentos). 1996. Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado. México: UNAM.
- Weber, J. (1972). Physicochemical Processes for Water Quality Control. Wiley Interscience.

Calidad del Agua Superficial en la Parte Sur del Distrito Minero El Triunfo-San Antonio, B.C.S., México

Jobst Wurl¹, Lía Mendez-Rodriguez², Baudilio Acosta-Vargas², Ernesto Ramos Velázquez¹

¹Departamento De Geología Marina, Universidad Autónoma De Baja California Sur, Carretera Al Sur Km 5.5.
Apartado Postal 19-B, C.P. 23080. La Paz (B.C.S.)

²Centro De Investigaciones Biológicas Del Noroeste S. C. (Cibnor) Mar Bermejo 195. Playa Palo De Santa Rita,
C.P. 23096, La Paz (B.C.S.)

jwurl@uabcs.mx

RESUMEN

El distrito minero San Antonio-El Triunfo está ubicado en una región montañosa en una distancia de 60 km al sureste de La Paz, BCS. La actividad minera inició o en el siglo XVIII y se centró en la extracción de oro y plata; se presenta la mayor actividad minera o entre 1878 y 1911. Se distribuyeron los residuos mineros sobre un área de aproximadamente 350-400 km². El área de estudio de 75 km² se encuentra en la parte sur del distrito minero a una altura entre 300 y 700 m sobre el nivel del mar en el flanco noroeste de la sierra La Laguna.

Este estudio fue realizado para analizar la calidad del agua superficial y reconocer contaminaciones en una zona minera. Las muestras fueron tomadas en 10 sitios del arroyo La Junta y sus tributarios. Se registró pH, potencial redox, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica y la temperatura en el campo. Las muestras fueron enviadas a laboratorios certificados para todos los parámetros. La mineralización del agua superficial en el arroyo principal aumenta desde valores menores a 500 µS cm aguas arriba hasta más de 1200 µS cm aguas abajo. El tipo de agua más frecuente es Ca-Na-Mg-Cl, el aumento de la mineralización está relacionado con el aumento en cloruros y sulfatos.

Se registraron elevadas concentraciones de arsénico (con un máximo de 0.04 mg/l). Además, se detectó contaminación antropogénica con grasas y aceites y bacterias fecales. Las concentraciones elevadas de boro y fluoruro están relacionadas con una anomalía hidrotermal.

En ningún caso se detectaron en el agua concentraciones de mercurio, berilio, selenio, plata, cadmio, estaño, antimonio, talio y bismuto mayores al límite de cuantificación del método correspondiente. Los parámetros bario, cadmio, cobre, cromo total y zinc tienen concentraciones por debajo del límite máximo permisible según la Norm-127-SSA1-1994.

ABSTRACT

The mining district San Antonio-El Triunfo is located in a mountainous region at 60 km southeast of La Paz, BCS. Mining activities began in the eighteenth century and focused on the extraction of gold and silver; the main activities took place between 1878 and 1911. The mine waste materials were scattered in an area of approximately 350–400 km². The study area of 75 km² is located in the southern part of the mining district at a height between 300 and 700 m above sea level in the northwestern flank of the Sierra La Laguna.

This study was conducted to analyze the surface water quality and recognize pollution in an area of mining activity. Samples were taken at 10 sites, located in along the creek (arroyo) La Junta and its tributaries. pH, redox potentials, dissolved oxygen, electric conductivities, and temperatures were recorded in the field. The samples were sent to laboratories with certification in all the parameters (major ions, trace metals, physicochemical and bacteriological parameters). The mineralization of surface water in the main stream increases from values less than 500 $\mu\text{S cm}$ upstream to more than 1200 $\mu\text{S cm}$ downstream. The most common type of water is Ca-Na-Mg-Cl; higher mineralization is related to the increase in chlorides and sulphates.

Elevated concentrations of arsenic (with a maximum of 0.04 mg / l) were recorded. In addition, anthropogenic contaminations of fat, oil and fecal bacteria were detected. Higher concentrations of boron and fluoride are related to a hydrothermal anomaly.

Concentrations of mercury, beryllium, selenium, silver, cadmium, tin, antimony, thallium and bismuth were not detected above the quantification limit of the respective method. The concentrations of barium, cadmium, copper, chromium and zinc were below the permissible limit according to the regulation Nom-127-SSA1-1994

INTRODUCCIÓN

El área de estudio de 75 km² se ubica en una región montañosa en una distancia de 60 km al sureste de La Paz, B.C.S., en altitudes que van desde los 400 a los 700 metros sobre el nivel del mar (INEGI 2002). El sur del área de estudio forma parte de la Reserva de la Biosfera Sierra La Laguna (INE, 1996). El tipo de vegetación que predomina en la zona es selva baja caducifolia o bosque tropical caducifolio (CAM, 2007).

El marco geológico regional del área de interés, es representado por el complejo cristalino, constituido por diferentes unidades litológicas de intrusivos como son: dioritas de hornblenda, granitos, granodioritas, tonalitas y algunos gabros, que a su vez todas están intrusionadas por diques andesíticos y diques cuarzomonzoníticos (CAM, 2007).

Los siguientes tipos de suelo están presentes en el área: Regosol: Como suelo predominante es el Regosoleutrico (Re), asociado con los suelos secundarios Fluvisoleutrico (Je) y litosol (L), con clase textural gruesa. Litosol: En estos suelos el principal es el Litosol (L), asociado con el suelo secundario Regosolcalcarico (Rc), con clase textural gruesa.

El área de estudio se encuentra en la parte sur del distrito minero El Triunfo-San Antonio (figura 1). La actividad minera inicio en el siglo XVIII y se centró en la extracción de oro y plata; la mayor actividad minera hubo entre 1878 y 1911. En efecto los residuos mineros resultaron distribuidos sobre un área de aproximadamente 350-400 km². El área contiene hoy varios subproductos como resultado de la oxidación de la arsenopirita. Volke-Sepúlveda et al., (2003) encontraron que los residuos mineros de la zona de El Triunfo-San Antonio, e incluso suelos naturales cercanos, presentan concentraciones de As, Cd, Pb y Zn muy superiores a los límites máximos establecidos por la PROFEPA. La extracción de oro por lixiviación con cianuro y la recuperación de oro por amalgamación con mercurio fueron las técnicas metalúrgicas aplicadas para la extracción de oro de mineral con baja ley (Carrillo, A., 1996; Romero-Guadarrama et. al., 2010). El objetivo del estudio fue documentar contaminaciones en el agua superficial, especialmente con respecto a la concentración de arsénico.

El área se encuentra en la transición entre el desierto tropical subtropical típico de la costa del Pacífico de Baja California hacia el norte y los climas más tropicales más al sur, cerca del extremo sur de la península. La mayoría de las precipitaciones en la región se produce en forma de tormentas de verano ciclón tropical durante los cuatro meses de julio a octubre. La precipitación de invierno contribuye entre un 5% y 10% de la precipitación anual promedio de 370 mm. En general, la evaporación excede la precipitación en gran medida. Las temperaturas oscilan entre una baja de invierno de 10 °C a una alta de verano de 32 °C, con un promedio anual de 21.4 °C (CAM, 2007). El colector principal que drena la zona es el arroyo La Junta; al confluir el arroyo La Junta con el Arroyo Grande, reconstituyen la cuenca del arroyo La Muela ocupa un área de 431.26 km² y tiene un perímetro de 99.146km, con desembocadura en el océano Pacífico, al norte de la población Todos Santos (Cuevas Limón, 1996).

MATERIALES Y MÉTODOS

En el otoño de 2010 se recogieron en 10 sitios muestras de agua superficial, de los cuales 8 sitios se ubicaron en el arroyo La Junta y sus tributarios. A corta distancia aguas abajo del sitio MAN 4 se infiltró el agua y no hubo acceso al agua superficial hasta el rancho La Muela (sitio MAN 9). Además, se tomó una muestra del manantial de Todos Santos (muestra MAN 10,) como referencia en un área sin afectaciones por el distrito minero. De acuerdo con los métodos estándar para las aguas subterráneas (DVWK 1992), se determinaron en el campo los parámetros: pH, potencial redox, oxígeno disuelto conductividad eléctrica y temperatura con un multi-medidor (tipo cinco estrellas de Orión). 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 (para el análisis con ICP-MS) 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 (todos 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). Para asegurar la calidad de los análisis se incluyó un análisis de adiciones conocidas, un duplicado (split) y repeticiones en dos sitios muestreadas.

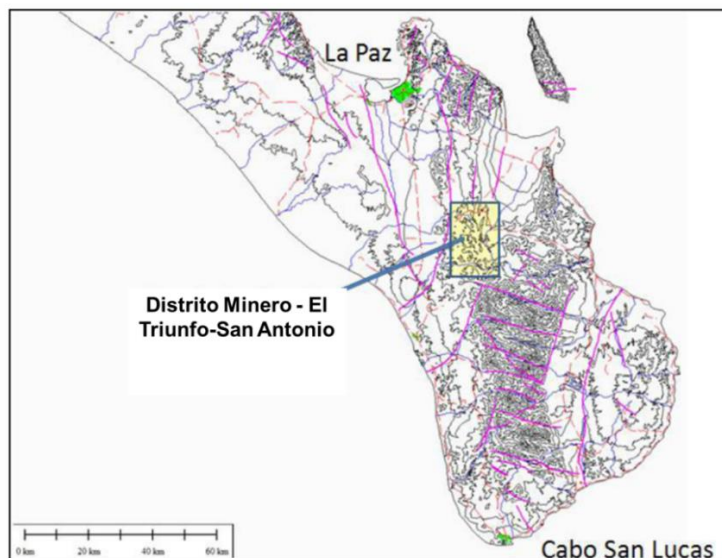


Figura 1: Ubicación del distrito minero El Triunfo-San Antonio, el trabajo se realizó en la parte sur del distrito

RESULTADOS

El tipo de agua superficial más frecuente es Ca-Na-Mg-Cl (50% de las muestras, otros 20% corresponden al tipo Ca-Na-Mg-Cl-SO₄ (tabla 1). La mineralización en el arroyo principal incrementa a lo largo del flujo; se registró la conductividad eléctrica con menos de 500 μS/cm aguas arriba, hasta 1275 μS/cm al final de la subcuenca La Junta (tabla 1 y figura 3). La concentración de sólidos disueltos totales no sobrepasa 1000 mg/l, valor máximo que establece la NOM-127-SSA1-1994 como límite. El pH fue registrado entre 7.12 y 8.50.

| Sitio | Tipo de Agua | Conductividad eléctrica (μS) | pH | Descripción del sitio |
|--------|------------------------------|------------------------------|------|---|
| MAN-1 | Ca-Mg-Na-SO ₄ -Cl | 1275 | 8,06 | Arroyo tributario a la Junta |
| MAN-2 | Ca-Na-Mg-Cl | 842 | 8,50 | Arroyo principal la Junta |
| MAN-3 | Ca-Na-Mg-Cl-SO ₄ | 902 | 8,17 | Arroyo principal la Junta |
| MAN-4 | Ca-Na-Mg-Cl-SO ₄ | 1060 | 86 | Arroyo principal la Junta |
| MAN-5 | Ca-Na-Mg-Cl | 339 | 8,17 | Arroyo tributario a la Junta |
| MAN-6 | Ca-Na-Mg-SO ₄ | 627 | 7,12 | Arroyo principal la Junta |
| MAN-7 | Ca-Na-Mg-Cl | 806 | 8,06 | Arroyo principal la Junta |
| MAN-8 | Ca-Na-Mg-Cl | 816 | 8,00 | Arroyo tributario a la Junta |
| MAN-9 | Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl | 1037 | 7,57 | Arroyo La Muela |
| MAN-10 | Ca-Na-Mg-Cl | 351 | 7,44 | Sitio de referencia fuera del distrito minero |

Tabla 1: Definición del tipo de agua, conductividad eléctrica y pH del agua superficial.

En el diagrama de Piper se observa que la relación entre los cationes es relativamente constante (solo se nota un ligero aumento en sodio), mientras los aniones aumentan en cloruros y sulfatos (de MAN 6 a MAN 4, ver flecha, en figura 2), lo cual está relacionado con un aumento de la mineralización (ver figura 3 y 4).

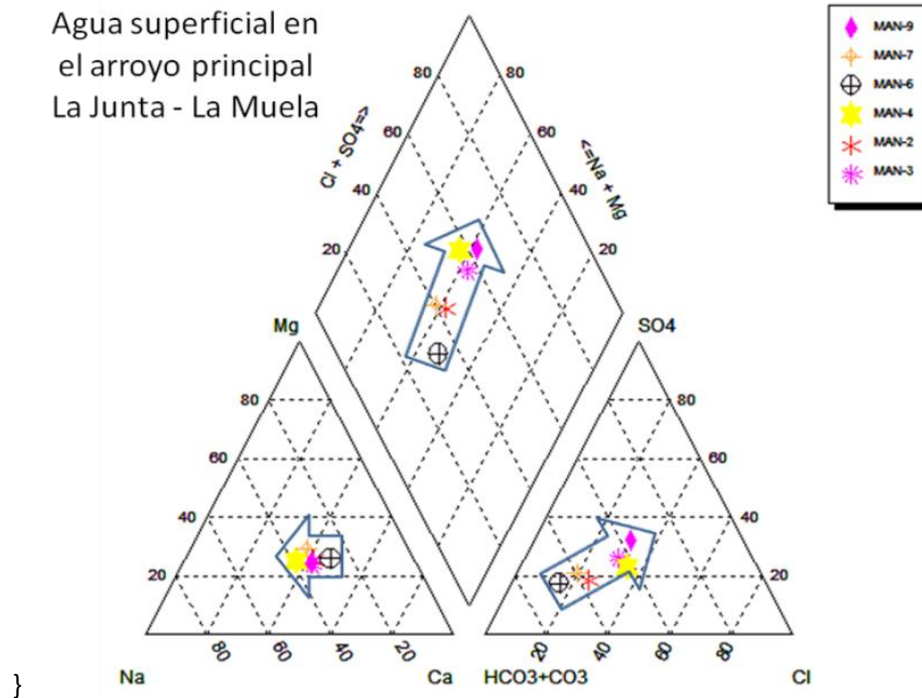


Figura 2: Diagrama según Piper con las muestras, tomadas en el arroyo principal La Junta; la flecha representa el aumento en la mineralización.

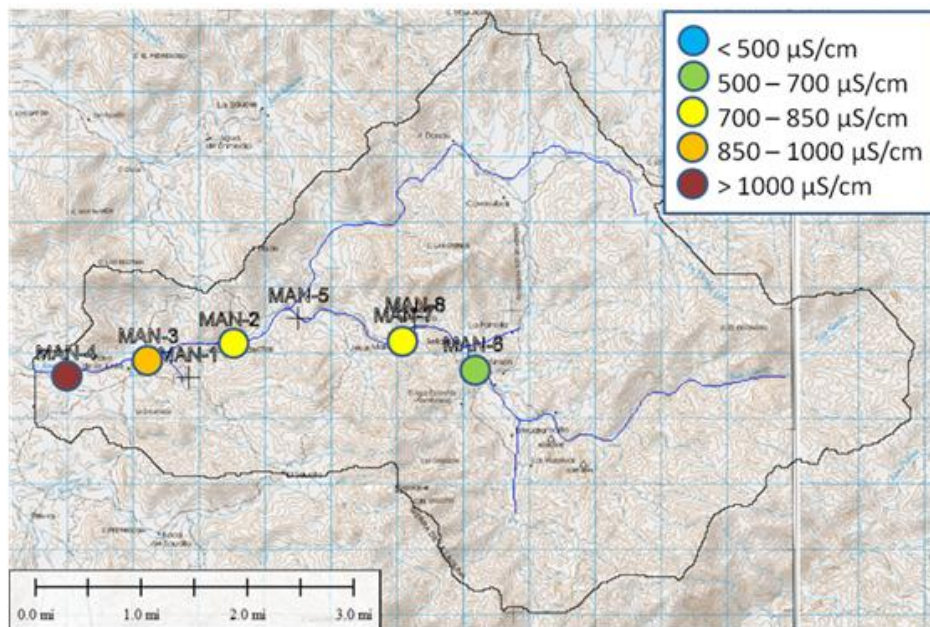


Figura 3: La Conductividad eléctrica del arroyo La Junta (cauce principal).

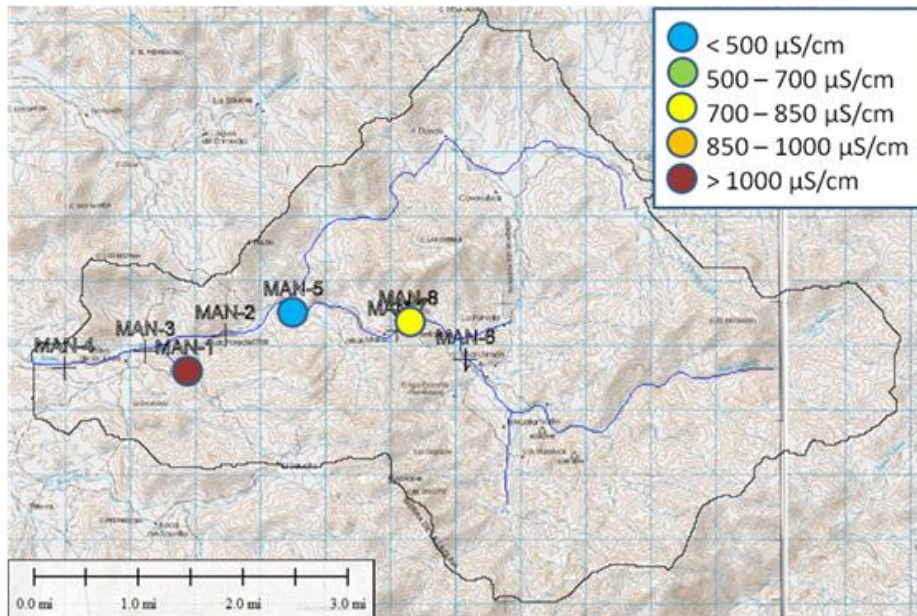


Figura 4: La Conductividad eléctrica en los arroyos tributarios de La Junta.

Parámetros relacionados con la minería histórica del distrito

En ningún caso se detectó en el agua superficial concentraciones de cianuro, mayores al límite de cuantificación de 0.008 mg/l y concentraciones de mercurio, mayores al límite de cuantificación de 0.00067 mg/l. Como máximo para el arsénico la NOM-127-SSA1-1994 establece un límite de 0.025 mg/L. En los sitios MAN 3 y MAN 4 se sobrepasó este límite; la máxima concentración de arsénico fue de 0.045 mg/L (figura 5). En ningún caso se detectó en el agua concentraciones de berilio, selenio, plata, cadmio, estaño, antimonio, talio y bismuto mayores al límite de cuantificación del método correspondiente. En el sitio MAN 5 se registró una elevada concentración de boro (máx. concentración 0.5 mg / L) fluoruro (concentración de 2.1 mg / L) y un valor del pH alcalino (9.7) lo cual corresponde a una composición típica para el agua con un componente hidrotermal (ver Wurl et al., 2014). En este sitio se registró la concentración más elevada (8.1 mg/l de oxígeno disuelto). Este valor corresponde a un agua saturada con oxígeno; las demás muestras de aguas superficiales fueron sub-saturadas con oxígeno; el valor más bajo fue de 1.2 mg/l (MAN 9).

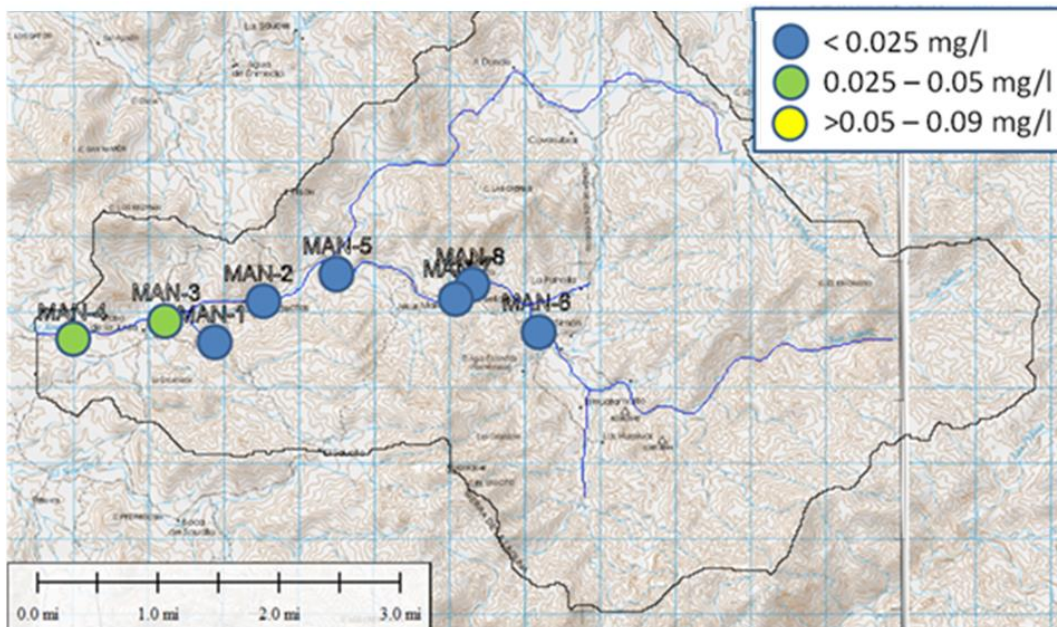


Figura 5: Las concentraciones de arsénico del arroyo La Junta y sus tributarios.

Contaminación por residuos agrícolas y aguas residuales domésticas

La NOM-127-SSA1-1994 establece en agua para el uso humano como límite máximo permisible para coliformes fecales “ausencia o no detectables”. En siete sitios se detectó coliformes fecales hasta un máximo de 500 bacterias en 100ml (número más probable (NMP)), (tabla 2). Para las concentraciones de la suma de grasas y aceites la NOM-001-ECOL-1996 define un valor máximo permisible de 15 mg/l. Se observó solo en el sitio MAN 5 un valor mayor a este límite (18.20).

| Sitio | Coliformes fecales | Unidad |
|--------|--------------------|--------------|
| MAN-2 | 500 | NMP en 100mL |
| MAN-5 | 240 | NMP en 100mL |
| MAN-10 | 220 | NMP en 100mL |
| MAN-6 | 80 | NMP en 100mL |
| MAN-4 | 50 | NMP en 100mL |
| MAN-1 | 50 | NMP en 100mL |
| MAN-7 | 50 | NMP en 100mL |
| MAN-3 | 33 | NMP en 100mL |

Tabla 2: Concentraciones extremas de Coliformes fecales

La concentración de nitrógeno fue analizada como nitrógeno amoniacal, nitrógeno orgánico y nitrógeno total Kjeldahl (la suma de los dos anteriores). La NOM-127-SSA1-1994 establece como límite máximo permisible en agua para el uso humano en caso de nitrógeno total (como N) un valor de 15 mg/l. En el agua superficial ningún valor sobrepasa este límite; la concentración máxima es de solo 1.01 mg/l en el sitio MAN 3. Para nitrógeno amoniacal, la NOM-127-SSA1-1994 establece en agua para el uso humano como límite máximo permisible (como N) un valor de 0.5 mg/l; en siete casos se sobrepasó este límite. La concentración máxima fue de 0.73mg/l en el sitio MAN 8 (tabla 3).

| Muestra | Nitrógeno amoniacal | Unidad |
|---------|---------------------|--------|
| MAN-8 | 0.73 | mg/l |
| MAN-4 | 0.60 | mg/l |
| MAN-1 | 0.60 | mg/l |
| MAN-3 | 0.60 | mg/l |
| MAN-2 | 0.60 | mg/l |
| MAN-5 | 0.60 | mg/l |
| MAN-7 | 0.56 | mg/l |

Tabla 3: Concentraciones extremas de Nitrógeno amoniacal (como N)

CONCLUSIONES

Todas las muestras de agua superficial analizadas corresponden a agua dulce con concentraciones de sólidos disueltos totales menores a 1000 mg/l. La mineralización en el arroyo principal la Junta aumenta al doble desde aguas arriba hasta aguas abajo (a más de 1000 μ S). Contaminación relacionada con la minería histórica del distrito, en especial del arsénico, que fue encontrada en el agua superficial, solo en la parte baja de la cuenca hidrológica La Junta. Con respecto a cianuros y los elementos mercurio, berilio, selenio, plata, cadmio, estaño, antimonio, talio y bismuto, no se detectó en el agua concentraciones mayores al límite de cuantificación del método correspondiente. Los elementos bario, cadmio, cobre, cromo total y zinc tienen concentraciones por debajo del límite máximo permisible según NOM-127-SSA1-1994.

El hidrotermalismo es un aspecto importante en la química del agua de la zona, lo cual se manifestó en elevadas concentraciones de fluoruro y boro.

Se detectó contaminación por residuos agrícolas y aguas residuales domésticas: Bacterias (coliformes fecales) están presentes ampliamente en el agua superficial y además en algunos sitios materia orgánica (como suma de grasas y aceites). También la presencia de amonio en el agua superficial indica una contaminación del agua (contenido aumentado de bacterias fecales). Solo en un sitio se encontró agua superficial en saturación con el oxígeno, los demás están subsaturados con respecto a este gas.

REFERENCIAS

- Corporación Ambiental de México S.A. de C.V., CAM. 2007. Manifestación de Impacto Ambiental Modalidad Particular, Proyecto de exploración minera Paredones Amarillos, Municipio de La Paz B.C.S., Paredones Amarillos S.A. de C.V., La Paz B.C.S., Proyecto CAM 07023, Agosto 2007, 136 pp. Página de internet <http://sinat.semarnat.gob.mx/dgiraDocs/documentos/bcs/resúmenes /2007/03BS2007M0013.pdf> (página de internet 21/11/2010).
- Carrillo, A., 1996. Environmental Geochemistry of the San Antonio-El Triunfo Mining Area. Wyoming United States of America, Southernmost Baja California Peninsula, México. Laramie, p. 130. Ph.D. Thesis in Geology
- Cuevas Limón, L.F. 1996. Estudio geohidrológico-geofísico realizado en la región del proyecto minero "Paredones Amarillos", cuenca del arroyo San Simón La Muela, Municipio de La Paz, B.C.S., para ECHO BAY México, S.A. de C.V., junio de 1996, Pag. 6-14.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK, 1992. Grundwasseruntersuchung (DK 556.32.001.5) und Probenahme (DK 543.3.053). Regeln zur WasserwirtschaftEntnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben, 128, Kommissionsvertrieb, Verlag Paul Parey, Hamburg, 36pp.
- Instituto Nacional de Ecología, INE 1996. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad Reserva de la Biosfera Sierra La Laguna, <http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/libros/2/lala.html>. última Actualización: 15/11/2007
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI 2002. Carta Topográfica 1:50 000, El Rosario F12B23. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.
- NOM-001-Ecol-1996. "Norma oficial mexicana que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en agua y bienes nacionales". Publicada en el Diario Oficial de la Federación.
- NOM-127-SSA1-1994. Norma Oficial Mexicana, "Salud Ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización". Actualización 2000.
- Romero-Guadarrama, J. A., Marmolejo-Rodríguez, A. J., Sánchez-Martínez, M. A., Sanchez-Gonzalez, A., & Magallenes-Ordóñez, V. R. 2010. Mercury in sediments from a drainage catchment basin of the au mining district of el Iriunfo, BCS, Mexico. Water-Rocks Interaction XIII. Crc Press. London UK.
- Sequeira, E. A. T., Miranda, V. M., & Ríos, M. J. S. 2014. Estudio comparativo de adsorbentes para la remoción de iones fluoruro del agua de uso y consumo en México. Tesis de doctorado, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería, Centro Interamericano de Recursos del Agua. http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/_Public/46/116/46116539.pdf
- Volke-Sepúlveda, T., Solórzano-Ochoa, G., Rosas-Domínguez, A., Izumikawa, C., Aguilar, G.E., Velasco-Trejo, J.A. & FloresMartínez, S. 2003. Remediación de sitios contaminados por metales provenientes de jales mineros en los distritos de El Triunfo-San Antonio y Santa Rosalía, Baja California Sur. Informe Técnico. Dirección de Investigación en Residuos y Proyectos Regionales. 1-37pp. Centro Nacional de Investigación y Capacitación Ambiental Instituto Nacional de Ecología (CENICA-INE-SEMARNAT).
- Wurl, J., Mendez-Rodríguez, L., & Acosta-Vargas, B. 2014. Arsenic content in groundwater from the southern part of the San Antonio-El Triunfo mining district, Baja California Sur, Mexico. Journal of Hydrology, 518, 447-459.

GEOQUÍMICA ESTADÍSTICA

Geoquimiometría del Cinturón Volcánico Mexicano

Surendra P. Verma

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

spv@ier.unam.mx

RESUMEN

En trabajos recientes publicados por el autor y colaboradores, se presentan nuevas evidencias geoquimiométricas para el origen y evolución de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Estas evidencias consisten en diagramas multi-elementos normalizados convencionales y multidimensionales basados en transformaciones relaciones logarítmicas, así como en la aplicación de pruebas estadísticas de discordancia y significancia a los datos composicionales y sus transformaciones. Con base a ello, el origen del CVM es complejo donde las rocas básicas se originaron en el manto superior prácticamente sin ninguna contribución de la placa oceánica de Cocos subducida, mientras que las rocas intermedias y ácidas tuvieron lugar a partir de mezclas de fuentes en el manto y la corteza, así como procesos de asimilación con cristalización fraccionada. El ambiente dominante fue de rift continental de acuerdo con las rocas básicas. Debido a su origen más complejo o híbrido, las rocas intermedias señalaron un ambiente transicional y las ácidas resultaron sin ningunas indicaciones claras. En la parte oeste del CVM, origen de magmas aún más complejo parece existir, en donde ambos procesos tectónicos, tanto la subducción de la placa de Rivera como la unión triple de tres rifts continentales, influyen al origen y evolución de los magmas.

ABSTRACT

In recent papers published by the author and collaborators, new geochemometric evidence is presented for the origin and evolution of magmas in the Mexican or Trans-Mexican Volcanic Belt (MVB or TMVB). This evidence consists of conventional multielement normalized diagrams and multidimensional diagrams based on log-ratio transformation as well as the application of discordancy and significance tests to compositional data and their transformations. The origin of the MVB is considered as rather complex, according to which basic magmas originated in the upper mantle without practically any contribution from the subducted Cocos plate and the intermediate and acid magmas resulted from magma mixing from the mantle and crust as well as assimilation coupled or uncoupled with fractional crystallization. From basic rocks, the dominant tectonic setting was a continental rift. Because of a more complex or hybrid origin of intermediate and acid rocks, they suggest a transitional setting and no clear indications, respectively. Even a more complex origin of magmas appears to exist in the western part of the MVB where both tectonic processes (subduction of the Rivera plate and the presence of a triple rift system) have influenced the origin and evolution of the magmas

INTRODUCCIÓN

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), también conocido como la Faja Volcánica Mexicana o Trans-Mexicana y erróneamente como el Eje Neovolcánico, es una región o provincia volcánica de edad Mioceno al Reciente y se ubica aproximadamente este-oeste, con un largo de unos 1000 km y ancho que varía desde unos 200 a 500 km. El origen del CVM ha sido ampliamente debatido.

El tema del CVM es demasiado amplio con un gran número de trabajos publicados, por lo que voy a restringirme al aspecto geoquimiométrico de la investigación. Así mismo, invito a los lectores de este escrito recurrir a la amplia bibliografía que se tiene en los muy pocos trabajos propios geoquimiométricos que voy a citar en este escrito.

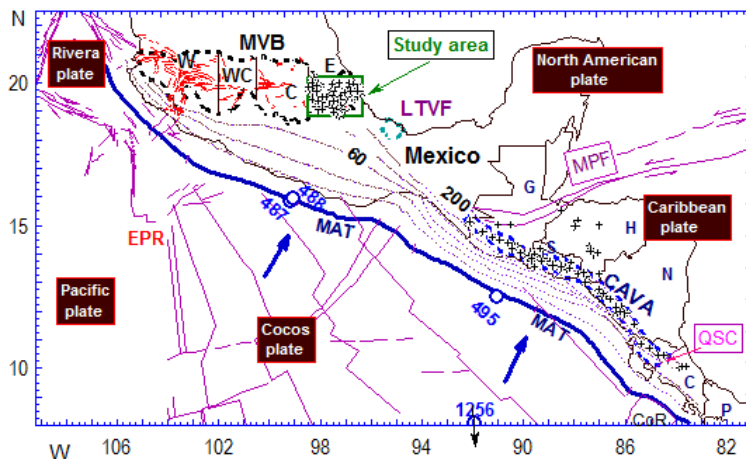
El término Geoquimiometría (*Geochemometrics*) ha sido definido en uno de mis artículos (Verma, 2012). En realidad, la Geoquimiometría es una nueva ciencia que resulta de la combinación de la ciencia tradicional Geoquímica con la Estadística, las Matemáticas y la Computación.

Voy a tratar de resumir la evidencia geoquimiométrica sobre el CVM (Figura 1) que se ha documentado en algunos trabajos publicados en revistas internacionales (Verma, 2009, 2015a, 2015b; Verma et al., 2016). Dividiré esta breve presentación en tres partes: la parte este del CVM (E-CVM); la parte central del CVM (C-CVM); y la parte oeste del CVM (W-CVM).

E-CVM

Verma (2015a) presentó un estudio geoquimiométrico del E-CVM (Figura 1). La Figura 1 también señala la ubicación de las partes central (señalada en la Figura 1 como las partes C y WC; C-CVM; Verma, 2009, 2015b) y occidental (W-CVM; Verma et al., 2016) del CVM.

Figura 1. La ubicación y rasgos tectónicos de la parte este del Cinturón Volcánico Mexicano (E-CVM; Verma, 2015a).



Reproduzco en esta presentación una de las muchas figuras multidimensionales y evidencias geoquimiométricas, con el fin de documentar las implicaciones tectónicas del E-CVM (Figura 2). Verma (2015a) señaló otras evidencias geoquimiométricas, tanto para E-CVM como para el Arco Volcánico de Centro América (CAVA; *Central American Volcanic Arc*). Él concluyó lo siguiente: los procesos petrogenéticos para el E-CVM son más complejos (asimilación con cristalización fraccionada y mezclas de magmas originado en el manto) que los en el CAVA (dominantemente cristalización fraccionada de magmas provenientes de la cuña del manto); las rocas volcánicas básicas del E-CVM indican un ambiente de rift continental mientras que las intermedias transicional entre el rift y colisión y las ácidas incoherente debido a su origen más compleja.

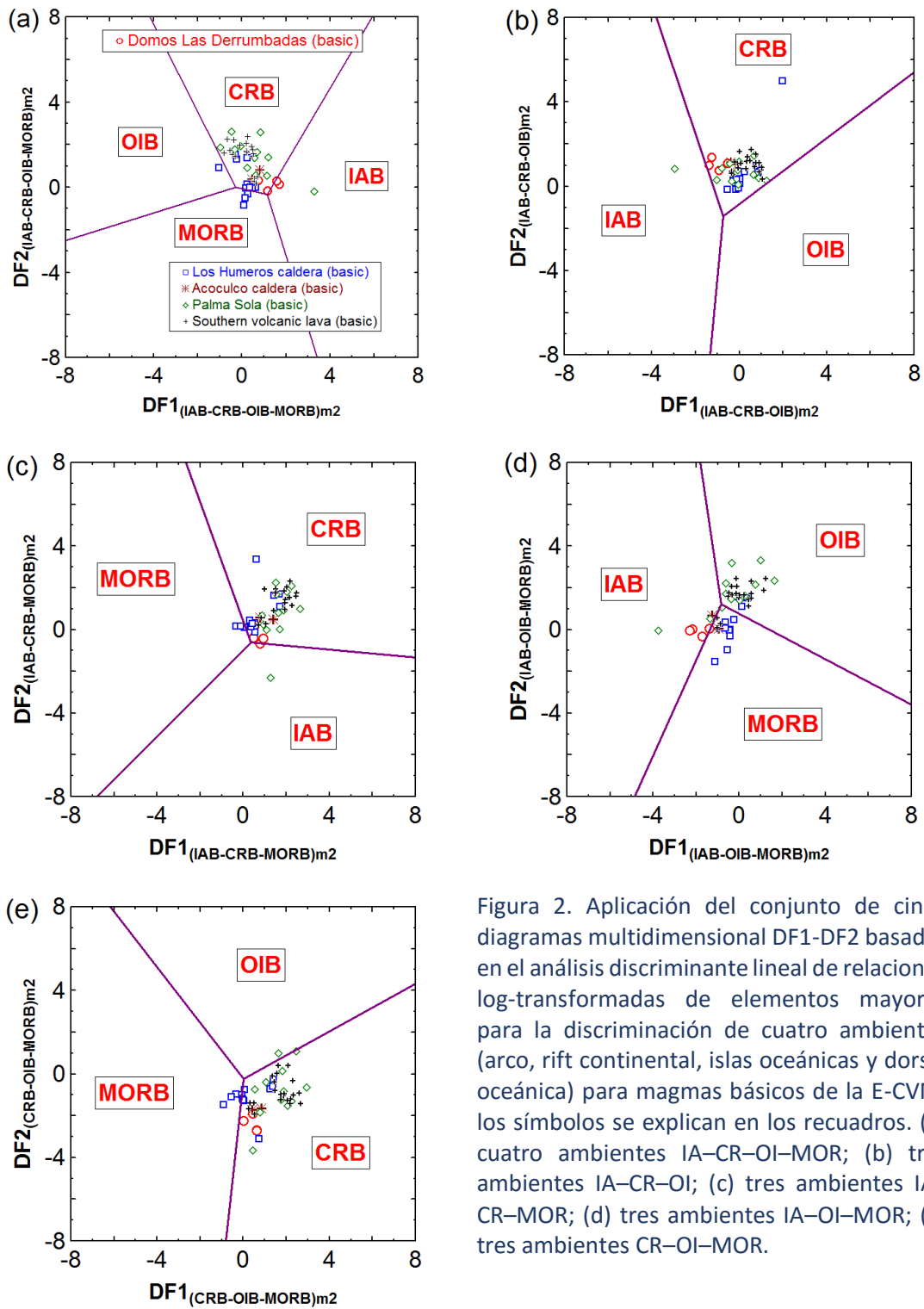


Figura 2. Aplicación del conjunto de cinco diagramas multidimensional DF1-DF2 basados en el análisis discriminante lineal de relaciones log-transformadas de elementos mayores para la discriminación de cuatro ambientes (arco, rift continental, islas oceánicas y dorsal oceánica) para magmas básicos de la E-CVM; los símbolos se explican en los recuadros. (a) cuatro ambientes IA-CR-OI-MOR; (b) tres ambientes IA-CR-OI; (c) tres ambientes IA-CR-MOR; (d) tres ambientes IA-OI-MOR; (e) tres ambientes CR-OI-MOR.

Todos tipos de rocas volcánicas del CAVA indican consistentemente un ambiente de arco. Por otra parte, una comparación objetiva basada en pruebas de discordancia y significancia a un nivel de confianza de 99% indica que la mayoría de los parámetros químicos (43 de los 50 considerados) y de relación-log (25 de los 28) en rocas básicas del E-CVM y CAVA, demuestran diferencias significativas. Para las rocas intermedias y, a un menor grado, las ácidas también demostraron diferencias significativas entre el E-CVM y CAVA.

C-CVM

En ambos trabajos (Verma, 2009, 2015b), el autor resumió toda la evidencia geológica, geoquímica, geofísica y tectónica del C-CVM y presentó nuevas evidencias geoquimiométricas, tanto para el C-CVM como para el CAVA. Así mismo, concluyó que el ambiente tectónico del C-CVM es uno de extensión cortical o un rift continental y los procesos petrogenéticos fueron similares a los del E-CVM. La ausencia de la contribución de la placa subducida en la génesis de los magmas del C-CVM fue confirmada por análisis estadístico (aplicación de las pruebas de significancia) de los magmas cercanos y lejanos de la Trinchería Meso-americana.

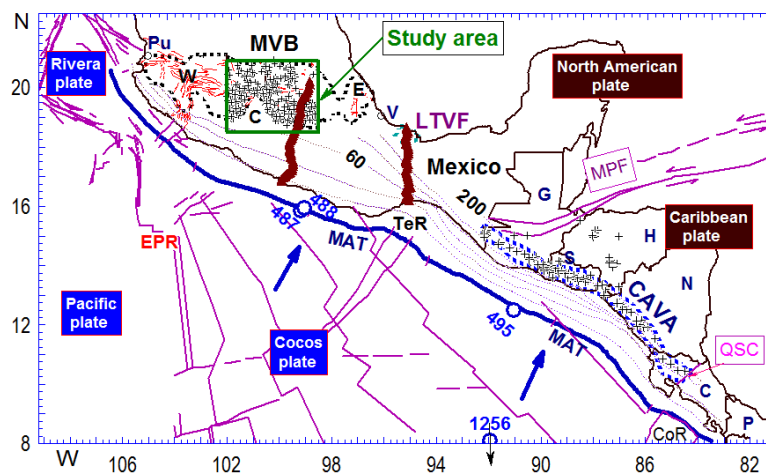


Figura 3. La ubicación y rasgos tectónicos de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (C-CVM; Verma, 2009; 2015b).

W-CVM

Un estudio geoquimiométrico reciente desarrollado por Verma et al. (2016) sobre la parte occidental del CVM (Figura 4) demuestra claramente la gran complejidad de esta región, mucho más que para las partes oriental y central.

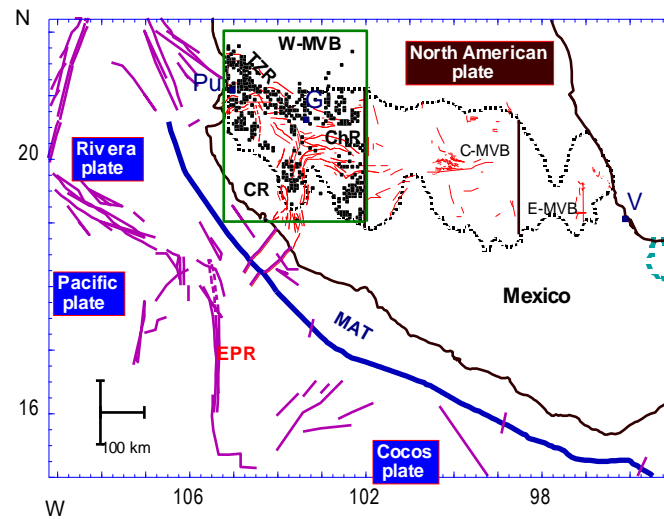


Figura 4. La ubicación y rasgos tectónicos de la parte occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (W-CVM; Verma et al., 2016).

Un conjunto de diagramas multidimensional se presenta en la Figura 5 donde se puede observar la afinidad a un ambiente de rift continental.

Estos autores no pudieron confirmar la presencia de un punto caliente propuesto anteriormente por la presencia del sistema triple de rifts continentales. Las rocas de edad Mioceno presentes en la superficie lejos de la trinchera proporcionaron un origen tectónico complejo (rift por rocas básicas y arco por las intermedias) relacionado con su petrogenesis. Por otra parte, contrario al pensamiento que prevalece en la literatura, el sistema de tres rifts continentales parece haber influenciado a la química de rocas básicas de edad Plioceno-Holoceno.

Las rocas básicas indicaron un ambiente de rift continental no importando si se trata de magmas de sitios cercanos o lejanos de la Trinchera Meso-americana; tampoco importó si se trata de magmas de los rifts o fuera de ellos (Verma et al., 2016). La aplicación de los diagramas multidimensionales a los datos de rocas de los tres rifts reveló las similitudes y las diferencias entre estos tres grupos de rocas.

Agradecimiento

La investigación presentada en esta ponencia fue apoyada por el proyecto DGAPA-PAPIIT IN-100816.

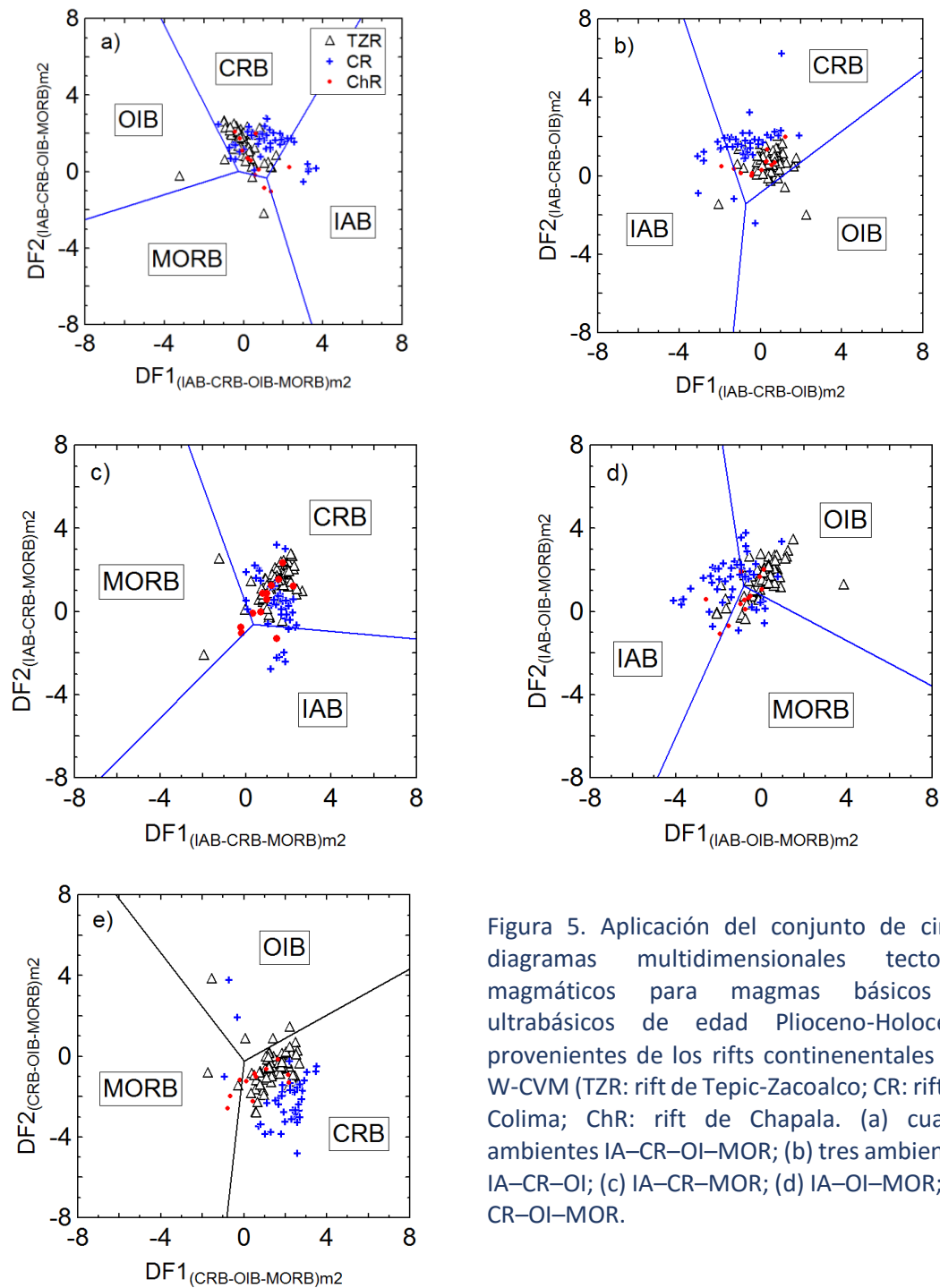


Figura 5. Aplicación del conjunto de cinco diagramas multidimensionales tectono-magmáticos para magmas básicos y ultrabásicos de edad Plioceno-Holoceno provenientes de los rifts continentales del W-CVM (TZR: rift de Tepic-Zacoalco; CR: rift de Colima; ChR: rift de Chapala). (a) cuatro ambientes IA-CR-OI-MOR; (b) tres ambientes IA-CR-OI; (c) IA-CR-MOR; (d) IA-OI-MOR; (e) CR-OI-MOR.

REFERENCIAS

- Verma, S. P. (2009). Continental rift setting for the central part of the Mexican Volcanic Belt: a statistical approach. *Open Geology Journal*, 3, 8-29.
- Verma, S. P. (2012). Geochemometrics. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 276-298.
- Verma, S. P. (2015a). 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(2), 111-164.
- Verma, S. P. (2015b). 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(5), 399-460.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., and Rivera-Gómez, M. A. (2016). Evaluation of the ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 125-148.

Univariate Data Analysis system 2.0: nueva herramienta estadística computacional y su aplicación a la base de datos del material de referencia geoquímica BHVO-1 para la calibración de equipos

Mauricio Rosales-Rivera¹, Surendra P. Verma² y Lorena Díaz-González³

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

²Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, México.

³Centro de Investigación en Ciencias, Universidad Autónoma de Estado de Morelos, Cuernavaca, Morelos 62209, México.

rorm@uaem.mx

RESUMEN

Nuestro objetivo es poder determinar de la mejor manera los parámetros de la tendencia central y dispersión de datos composicionales, en este caso, los datos provenientes del material de referencia geoquímica BHVO-1 para la calibración de equipos analíticos. Primero, siguiendo el camino convencional, se calcula la tendencia central mediante los métodos basados en valores desviados (media) y los robustos (mediana, trimedia, media de Gastwirth) y los de dispersión (desviación estándar, MAD, S_n , Q_n , σ_n). Sin embargo, para la correcta aplicación de las pruebas de significancia, es necesario que las muestras utilizadas presenten una distribución normal para sus datos composicionales y estos muestren la similitud entre los métodos analíticos para poder combinar los datos y proceder al cálculo de los parámetros estadísticos de interés. Por esta razón, UDAsys 2.0 (Univariate Data Analysis system 2.0) fue desarrollado presentando una metodología estadística refinada para el cálculo "correcto" de los parámetros de tendencia central y dispersión en datos experimentales en las áreas de ciencias e ingenierías. Esta metodología fue aplicada para los datos provenientes del material de referencia geoquímica mencionado (BHVO-1).

ABSTRACT

Our objective is to best determine the central tendency and dispersion parameters of compositional data, in this study the reference material BHVO-1 data for the calibration of analytical instruments. First, using the conventional approach the central tendency from outlier based (mean) and robust methods (median, trimean, and Gastwirth mean) and dispersion from standard deviation, MAD, S_n , Q_n , and σ_n , are estimated. However, for the correct application of significance tests, it is necessary that the samples used show a normal distribution for their compositional data and these data show similarities for different analytical methods so that these data could be combined to obtain the final statistical parameters. To achieve this objective, UDAsys 2.0 (Univariate Data Analysis system 2.0) was developed from a refined statistical methodology in order to correctly calculate the central tendency and dispersion parameters of experimental data in science and engineering. This methodology was applied to the data for reference material BHVO-1.

INTRODUCCIÓN

Los datos experimentales de diversas áreas de ciencias e ingenierías presentan una distribución continua de tipo Gaussiana o normal (Barnett and Lewis, 1994; Miller and Miller, 2010; Verma, 2012). En la práctica, es común calcular la tendencia central, dispersión o el uso de las pruebas de significancia (prueba F, prueba t-Student y ANOVA). Sin embargo, previo a cualquier cálculo estadístico, se debe tener la certeza de que los datos experimentales se encuentren libres de valores discordantes (Barnett and Lewis 1994).

Por una parte, diversos autores (p. ej., Dybczynski, 1980; Barnett and Lewis, 1994; Verma, 1997; Verma et al., 2013) sugieren como procedimiento reglamentario la identificación y separación de valores discordantes previo a la aplicación de las pruebas de significancia, debido a que éstos pueden afectar seriamente los parámetros de la tendencia central o la dispersión y, por consecuencia, la inferencia de las pruebas de significancia. En suma, es necesario que los datos experimentales presenten una distribución normal (Miller and Miller, 2010; Verma, 2012). Considerando esta problemática, diversas pruebas estadísticas (Jain 1981; Iglewicz and Hoaglin 1993; Barnett and Lewis 1994) han sido propuestas para la detección de valores discordantes en datos experimentales

PROPUESTA DE NUEVO PROGRAMA DE CÓMPUTO

Debido a que las pruebas de significancia requieren que los datos presenten una distribución Gaussiana (Barnett and Lewis, 1994), hemos propuesto un método refinado para la correcta aplicación de las pruebas de significancia (Figura 1) de la siguiente manera: (i) decidir el hecho de usar los datos composicionales medidos o utilizar los datos log-transformados (Aitchison, 1982; Egozcue et al., 2003); (ii) la aplicación de las pruebas de discordancia; y, (iii) la aplicación de las pruebas de significancia una vez que los datos se encuentran libres de valores discordantes (Dybczynski, 1980; Verma, 2008, 2012; Verma et al., 2013).

Este procedimiento dio lugar a una nueva herramienta estadística computacional (UDAsys2.0), mejorando los programas DODESSYS (Verma and Díaz-González, 2012) y UDASYS (Verma et al., 2013) mediante (i) la incorporación de las pruebas de discordancia recursivas más eficientes y menos propensas a errores tipo swamping y masking; (ii) el cálculo de parámetros de tendencia central y dispersión (tanto robustos y basados en valores desviados) antes y después de las pruebas de discordancia; (iii) la aplicación de las pruebas de significancia a los datos censurados normales obtenidos; y (iv) obtención de parámetros estadísticos de población de donde fueron obtenidas las muestras bajo consideración (Figura 2).

Como ejemplo, esta herramienta será aplicada a la base de datos del material de referencia geoquímica BHVO-1 para la calibración de equipos.

BASE DE DATOS

Este estudio utilizó información contenida en la base de datos BHVO-1 que fue construida a partir de diversos trabajos que reportan los datos composicionales. Siguiendo la metodología propuesta (Figura 1), los datos fueron procesados mediante la herramienta estadística computacional UDAsys 2.0 (Figura 2). Los datos se encuentran agrupados considerando su método analítico correspondiente (Verma, 1998; Velasco-Tapia, 2001) en: (1) clásicos (químicos, gravimétricos y volumétricos); (2) absorción atómica; (3) fluorescencia de rayos-X; (4) espectrometría de emisión; (5) nucleares; (6) espectrometría de masas; (7) cromatográficos; y (8) misceláneos. En la Tabla 1 se muestra algunos datos procesados implementando la herramienta UDAsys 2.0.

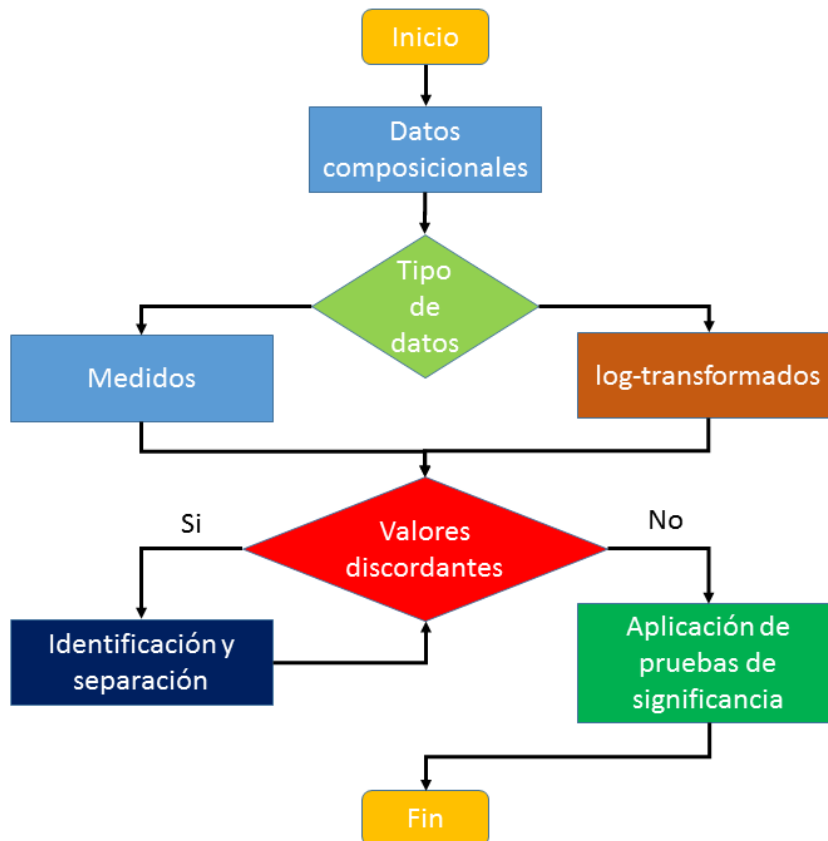


Figura 1. Procedimiento para la correcta aplicación estadística de las pruebas de significancia.

FUNCIONAMIENTO DEL PROGRAMA

La aplicación de esta herramienta estadística computacional (UDAsys 2.0) a los datos de BHVO-1 fue realizada de la siguiente manera: Los datos son introducidos al programa mediante una hoja de cálculo Excel®, donde las primeras 3 columnas proporcionan la información del número de registros, el tipo de método analítico aplicado y el tipo de elemento a analizar (mayor o traza). Las siguientes columnas deben contener la información de los datos medidos. Una vez que UDAsys 2.0 valida la información, despliega un menú que le proporciona al usuario dos opciones: (i) una que es el procedimiento recomendado donde vienen ya seleccionadas previamente los parámetros de tendencia central (tanto basados en valores desviados como robustos), las pruebas de discordancia recursivas que serán aplicadas y la opción de la aplicación de las pruebas de significancia a los datos procesados; y, (ii) se despliegan las opciones para que el usuario pueda seleccionar que tipos de parámetros calcular, las pruebas de discordancia y si desea aplicar las pruebas de significancia. Se debe mencionar que el procedimiento de depuración de los datos mediante las pruebas de discordancia es un requisito indispensable para el correcto funcionamiento de UDAsys 2.0. Finalmente, el usuario recibe los reportes de los datos procesados.

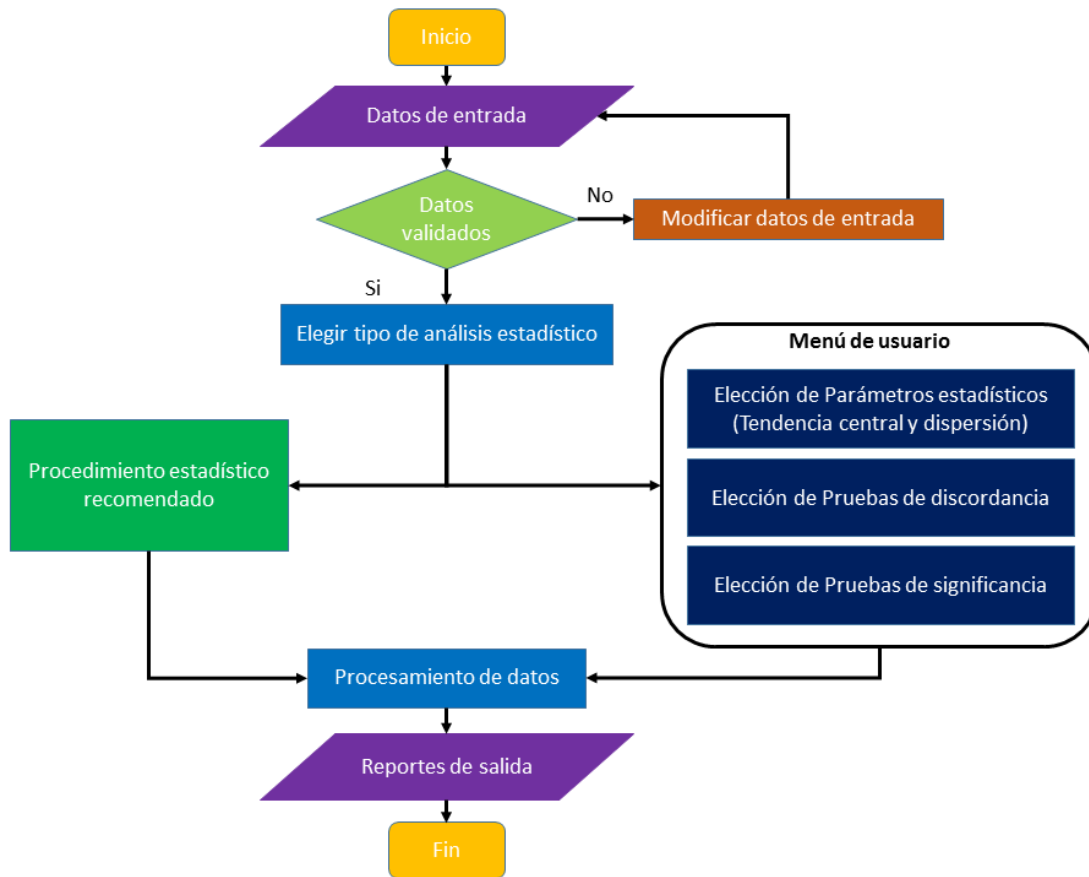


Figura 2: Arquitectura computacional simplificada del funcionamiento de UDA Sys 2.0.

Con este ejemplo, se ha demostrado la utilidad de UDA Sys 2.0, misma que será empleada para base de datos de otros materiales de referencia geoquímica. Mediante esta herramienta, se puede mejorar considerablemente los valores utilizados para la calibración de los equipos analíticos, así como para cualquier aplicación que requiera del uso de la estadística para el cálculo de la tendencia central y dispersión en diversas áreas de ciencias e ingenierías. Los trabajos previos (p. ej., Pandarinath et al., 2008; Pandarinath, 2009; Marroquín-Guerra et al., 2009; Díaz-González y Cruz-Huicochea, 2013) se podrán mejorar con UDA Sys 2.0. Esta herramienta computacional está disponible para el uso de la comunidad que lo considere útil para su trabajo.

AGRADECIMIENTO

El primer autor (MRR) agradece a CONACYT por la beca otorgada para el periodo 2014-2018, en el cual mayor procesamiento y desarrollo computacional está siendo llevado a cabo. Así mismo, se contó con el apoyo del proyecto DGAPA-PAPIIT IN100816.

| Elemento | n | Grupo # | Estimadores de tendencia central de muestra depurada | | | | Estimadores de dispersión de muestra depurada | | | | | Estimadores de dispersión de población depurada (%m/m) | | | | | | |
|--|----|---------|--|-------------|-----------|-----------|---|--------|--------|--------|------------|--|-----------|-----------|-----------|----------------|--|--|
| | | | \bar{x} | \tilde{x} | $(E_L)_T$ | $(E_L)_G$ | s | MAD | S_n | Q_n | σ_n | $(s)_P$ | $(MAD)_P$ | $(S_n)_P$ | $(Q_n)_P$ | $(\sigma_n)_P$ | | |
| Elementos mayores (%m/m) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P2O5 | 10 | 4 | 0.28 | 0.28 | 0.28 | 0.28 | 0.004 | 0.005 | 0.006 | 0.005 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.005 | | |
| Na2O | 19 | 3 | 2.29 | 2.30 | 2.29 | 2.29 | 0.088 | 0.040 | 0.060 | 0.050 | 0.070 | 0.090 | 0.078 | 0.069 | 0.073 | 0.073 | | |
| Al2O3 | 23 | 3 | 13.72 | 13.70 | 13.70 | 13.71 | 0.166 | 0.160 | 0.169 | 0.103 | 0.190 | 0.169 | 0.187 | 0.187 | 0.181 | 0.180 | | |
| CaO | 23 | 3 | 11.45 | 11.47 | 11.45 | 11.46 | 0.091 | 0.080 | 0.100 | 0.062 | 0.109 | 0.092 | 0.081 | 0.077 | 0.095 | 0.092 | | |
| K2O | 15 | 5 | 0.48 | 0.49 | 0.49 | 0.49 | 0.039 | 0.030 | 0.038 | 0.027 | 0.047 | 0.040 | 0.032 | 0.031 | 0.035 | 0.035 | | |
| Fe2O3t | 19 | 3 | 12.29 | 12.35 | 12.30 | 12.32 | 0.261 | 0.228 | 0.271 | 0.190 | 0.328 | 0.265 | 0.280 | 0.301 | 0.288 | 0.286 | | |
| SiO2 | 21 | 3 | 49.78 | 49.81 | 49.82 | 49.80 | 0.281 | 0.160 | 0.240 | 0.160 | 0.260 | 0.285 | 0.232 | 0.266 | 0.233 | 0.246 | | |
| MnO | 22 | 3 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | | |
| MGO | 22 | 3 | 7.28 | 7.25 | 7.26 | 7.26 | 0.131 | 0.083 | 0.111 | 0.080 | 0.131 | 0.133 | 0.103 | 0.083 | 0.094 | 0.114 | | |
| K2O | 22 | 3 | 0.52 | 0.52 | 0.52 | 0.52 | 0.015 | 0.006 | 0.011 | 0.008 | 0.011 | 0.015 | 0.009 | 0.010 | 0.010 | 0.011 | | |
| Elementos Traza ($\mu\text{g g}^{-1}$) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ce | 10 | 3 | 40.55 | 40.60 | 40.70 | 40.65 | 1.957 | 2.250 | 2.600 | 2.200 | 3.071 | 2.028 | 2.424 | 2.340 | 2.082 | 2.234 | | |
| La | 11 | 3 | 17.56 | 16.50 | 17.30 | 16.77 | 2.327 | 1.200 | 1.500 | 1.400 | 2.299 | 2.401 | 2.287 | 1.890 | 1.922 | 2.788 | | |
| V | 14 | 4 | 314.95 | 315.00 | 314.88 | 314.22 | 11.912 | 7.500 | 10.750 | 8.400 | 12.513 | 12.188 | 8.783 | 10.739 | 11.770 | 11.113 | | |
| Zn | 16 | 3 | 105.91 | 104.00 | 104.50 | 104.30 | 5.880 | 3.800 | 4.300 | 3.700 | 6.531 | 5.996 | 4.417 | 4.192 | 5.230 | 5.098 | | |
| Sc | 21 | 6 | 31.35 | 31.60 | 31.43 | 31.55 | 1.771 | 1.000 | 1.410 | 0.960 | 1.710 | 1.796 | 1.238 | 1.244 | 1.490 | 1.497 | | |
| Co | 28 | 5 | 45.10 | 45.00 | 45.00 | 44.77 | 1.743 | 1.050 | 1.425 | 1.000 | 1.582 | 1.760 | 1.530 | 1.566 | 1.746 | 1.534 | | |
| La | 94 | 6 | 15.60 | 15.50 | 15.56 | 15.56 | 0.519 | 0.300 | 0.400 | 0.220 | 0.470 | 0.521 | 0.449 | 0.481 | 0.427 | 0.481 | | |
| Zr | 10 | 5 | 180.38 | 200.00 | 191.25 | 198.40 | 36.621 | 12.500 | 17.750 | 21.000 | 23.238 | 37.960 | 7.522 | 9.025 | 13.386 | 10.686 | | |
| Ba | 13 | 4 | 131.82 | 132.00 | 133.25 | 132.50 | 8.244 | 5.000 | 9.000 | 8.000 | 9.124 | 8.455 | 11.213 | 11.768 | 6.929 | 9.224 | | |
| Mo | 13 | 6 | 1.00 | 0.99 | 0.99 | 0.98 | 0.141 | 0.105 | 0.105 | 0.105 | 0.175 | 0.145 | 0.138 | 0.131 | 0.149 | 0.153 | | |

Tabla 1. Parámetros de tendencia central y dispersión (muestra y población) para elementos mayores y traza de BHVO-1

REFERENCIAS

- Aitchison, J. 1982. "The Statistical Analysis of Compositional Data (with Discussion)." *Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Statistical Methodology)* 44(2): 137–77.
- Barnett, V, and T Lewis. 1994. *Outliers in Statistical Data*. Third. Chichester: John Wiley & Sons.
- Díaz-González, L., and R Cruz-Huicochea. 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(11): 158-178.
- Dybczynski, R. 1980. "Comparison of the Effectiveness of Various Procedures for the Rejection of Outlying Results and Assigning Consensus Values in Interlaboratory Programs Involving Determination of Trace Elements or Radionuclides." *Analytica Chimica Acta* 117(1): 53–70.
- Egozcue, J J, V Pawlowsky-Glahn, G Mateu-Figueras, and C Barceló-Vidal. 2003. "Isometric Logratio Transformations for Compositional Data Analysis." *Mathematical Geology* 35(3): 279–300.
- Iglewicz, B, and D C Hoaglin. 1993. *16 Statistical Techniques How to Detect and Handle Outliers*. ed. The American Society for Quality Control Basic References in Quality Control. Milwaukee, WI: ASQC Quality Press.
- Jain, R B. 1981. "Detecting Outliers: Power and Some Other Considerations." *Communications in Statistics - Theory and Methods* 10(22): 2299–2314.
- Marroquín-Guerra, S G, F Velasco-Tapia, and L Díaz-González. 2009. "Evaluación estadística de Materiales de Referencia Geoquímica del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Francia) aplicando un esquema de detección y eliminación de valores desviados." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(2): 530-542.
- Miller, J N, and J C Miller. 2010. *Statistics and Chemometrics for Analytical Chemistry*. Sixth. Essex CM20 2JE, England: Pearson Prentice Hall.
- Pandarínath, K. 2009. "Evaluation of geochemical sedimentary reference materials of the Geological Survey of Japan (GSJ) by an objective outlier rejection statistical method." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(3): 638-646.
- Pandarínath, K, P Dulski, I S Torres-Alvarado, and S P Verma. 2008. "Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico." *Geothermics* 37(1): 53-72.
- Velasco Tapia, F. 2001. "Aspectos Geoestadísticos En Geoquímica Analítica: Aplicación en el Modelado Geoquímico e Isotópico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano." Tesis doctoral, UNAM.
- Verma, S P. 1997. "Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: example of microgabbro PM-S." *Geostandards Newsletter The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 21(1): 59-75.
- Verma, S P. 2008. "Improved concentration data in two international geochemical reference materials (USGS basalt BIR-1 and GSJ peridotite JP-1) by outlier rejection." *Geofísica Internacional* 37(3): 215-250.
- Verma, S P. 2012. "Geochemometrics." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29(1): 276–98.
- Verma, S P, and L Díaz-González. 2012. "Application of the Discordant Outlier Detection and Separation System in the Geosciences." *International Geology Review* 54(3): 593–614.
- Verma, S P, R Cruz-Huicochea, and L Díaz-González. 2013. "Univariate Data Analysis System: Deciphering Mean Compositions of Island and Continental Arc Magmas, and Influence of Underlying Crust." *International Geology Review* 55(15): 1922–40.

Nuevos diagramas y software para clasificación de rocas ígneas alteradas tipo alto-magnesio

M. Abdelaly Rivera-Gómez¹, Surendra P. Verma², Lorena Díaz-González³, Alfredo Quiroz-Ruiz²

¹Posgrado en Ingeniería, Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Mor. 62580, México.

²Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Mor. 62580, México

³Centro de Investigación en Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Básicas y Aplicadas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, Cuernavaca, Mor. 62209, México.

marig@ier.unam.mx

RESUMEN

Siguiendo la nomenclatura recomendada por la “Unión Internacional de Ciencias Geológicas” (que por sus siglas en inglés IUGS), proponemos nuevos diagramas de clasificación para rocas ígneas alteradas con alto contenido de magnesio. Estos diagramas se realizaron mediante la técnica estadística multivariable de análisis discriminante lineal y análisis canónico. Como variables de discriminación, se utilizaron las transformaciones de la relación-logarítmica isométrica (ilr) de los 10 óxidos mayores de una extensa base de datos mundial que consistió de un total de 33868 muestras de rocas frescas (920 de tipo Alto-Magnesio-“High-Mg” y 32948 de tipo Común-“Common”, de acuerdo con los criterios de IUGS) multinormalmente distribuidas en términos de las variables relación-log. La primera función discriminante permite separar el grupo de Alto-Magnesio del grupo Común, con porcentajes de éxito relativamente altos de 86% y 99%, respectivamente. Posteriormente, fueron propuestas diez funciones discriminantes en cinco diagramas para la clasificación de los cuatro tipos de rocas ígneas de Alto-Magnesio: komatiita, meimechita, picrita y boninita, para los cuales obtuvimos porcentajes altos de éxito de entre el 88% y el 100%. Finalmente, fue desarrollado un software llamado HMgClaMSys para facilitar el uso de los 6 diagramas en total, el cual estará disponible en línea en <http://tlaloc.ier.unam.mx/>.

ABSTRACT

Following the nomenclature recommended by the International Union of Geological Sciences (IUGS), we propose new classification diagrams for altered High-Mg igneous rocks. These diagrams were obtained from linear discriminant and canonical analysis. For discriminant variables, isometric log-transformation (ilr) of 10 major elements of an extensive database of 33868 multinormally distributed fresh rock samples (920 High-Mg and 32948 Common, following the IUGS criteria) was used. The first discriminant function is for the separation of High-Mg and Common rocks, for which success of about 86% and 99%, respectively. Later, 10 more discriminant functions in five diagrams were proposed for the classification of four types of High-Mg igneous rocks (komatiite, meimechite, picrite, and boninite), which showed high success between about 88% and 100%. We have written new software HMgClaMSys to facilitate the use of our proposal which will be available on tlaloc.ier.unam.mx for on-line processing

INTRODUCCIÓN

Para la clasificación de rocas ígneas frescas de alto contenido en magnesio, la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) ha recomendado el esquema basado en contenidos de algunos óxidos mayores (Le Bas, 2000). De acuerdo a IUGS, los cuatro tipos de rocas de Alto-Magnesio se clasifican por los siguientes criterios: komatiita ($MgO > 18\%$; $30\% < SiO_2 < 52\%$; $Na_2O + K_2O < 2\%$; y $TiO_2 < 1\%$); meimechita ($MgO > 18\%$; $30\% < SiO_2 < 52\%$; $Na_2O + K_2O < 2\%$; y $TiO_2 > 1\%$); picrita ($MgO > 12\%$; $30\% < SiO_2 < 52\%$; y $Na_2O + K_2O < 3\%$); y boninita ($MgO > 8\%$; $SiO_2 > 52\%$; y $TiO_2 < 0.5\%$). Sin embargo, la IUGS no recomienda esta clasificación para rocas alteradas; en realidad, no recomienda ninguna alternativa para ello.

Existen en la literatura algunos diagramas que se han propuesto de forma alternativa, para la clasificación de rocas alteradas como es el caso de Floyd y Winchester (1975, 1978), Winchester y Floyd (1976, 1977) y Hastie et al. (2007). Sin embargo, no son esquemas de clasificación en donde los autores incluyan nomenclatura de acuerdo a la subdivisión propuesta por la IUGS para rocas con Alto-Magnesio.

Adicionalmente, las concentraciones de elementos químicos en rocas alteradas son susceptibles a cambios significativos, por lo que la clasificación basada en netamente concentraciones no proporcionaría nombres correctos a rocas alteradas. Por ello, hay que buscar una alternativa más robusta basada en relaciones logarítmicas en lugar de las concentraciones (p , ej., Aitchison, 1986; Egozcue et al., 2003; Verma et al., 2010).

Proponemos una alternativa de clasificación novedosa para rocas ígneas alteradas de Alto-Magnesio, mediante las técnicas estadísticas coherentes que, además, es consistente con la IUGS.

METODOLOGÍA

Se estableció una base de datos mundial con la composición química de rocas ígneas frescas del Mioceno al Reciente, con 33868 muestras, multinormalmente distribuidas y clasificadas como: 920 de tipo Alto-Magnesio (76 komatiitas, 172 meimechitas, 546 picritas y 126 boninitas) de acuerdo a Le Bas (2000) y 32948 de tipo Común de acuerdo con Le Bas et al. (1986). La localización mundial de las muestras se puede observar en las Figuras 1 y 2, respectivamente. En todos los casos, las muestras fueron clasificadas mediante el programa IgRoCS (Verma and Rivera-Gómez, 2013).

El esquema de análisis discriminante lineal (LDA) es una técnica estadística multivariable, la cual nos permitió utilizar una combinación lineal de todos los llamados elementos mayores en un espacio multidimensional de transformación relación-log isométrica. Se logró encontrar diferencias entre los dos grupos de roca Alto-Magnesio y roca Común, así como entre los cuatro tipos de rocas de Alto-Magnesio (komatiita, meimechita, picrita y boninita). La técnica LDA requiere que las muestras se encuentren distribuidas multinormalmente en el espacio de parámetros. Para asegurar esto, se utilizó el programa DOMuDaF, el cual fue desarrollado para detectar datos discordantes en un espacio multivariable (Verma et al., 2016).

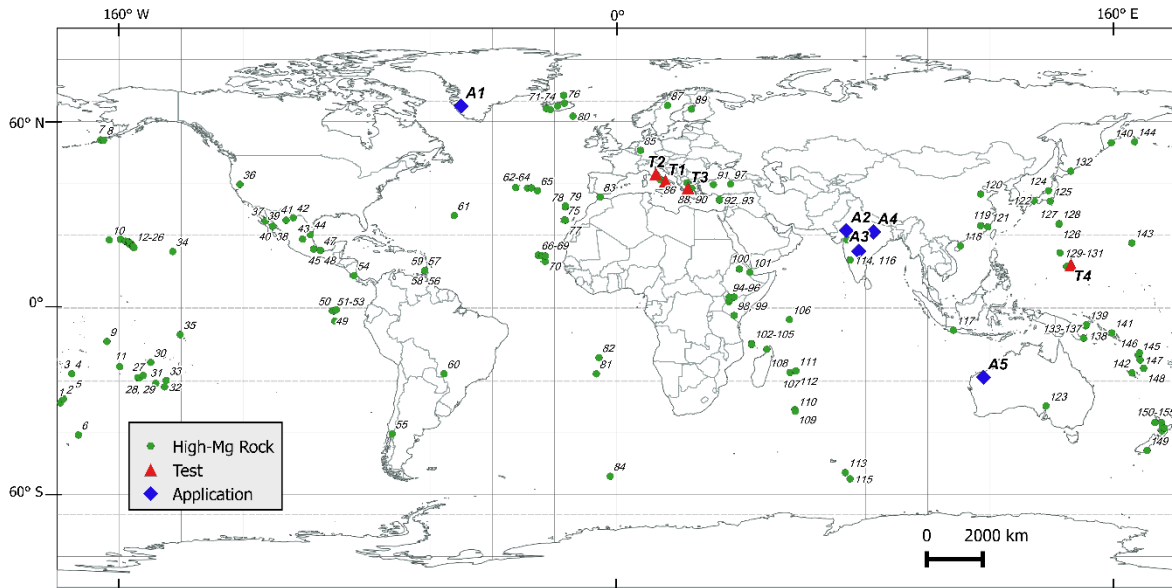


Figura 1. Localización de las rocas ígneas tipo Alto-Magnesio contenidas en la base de datos.

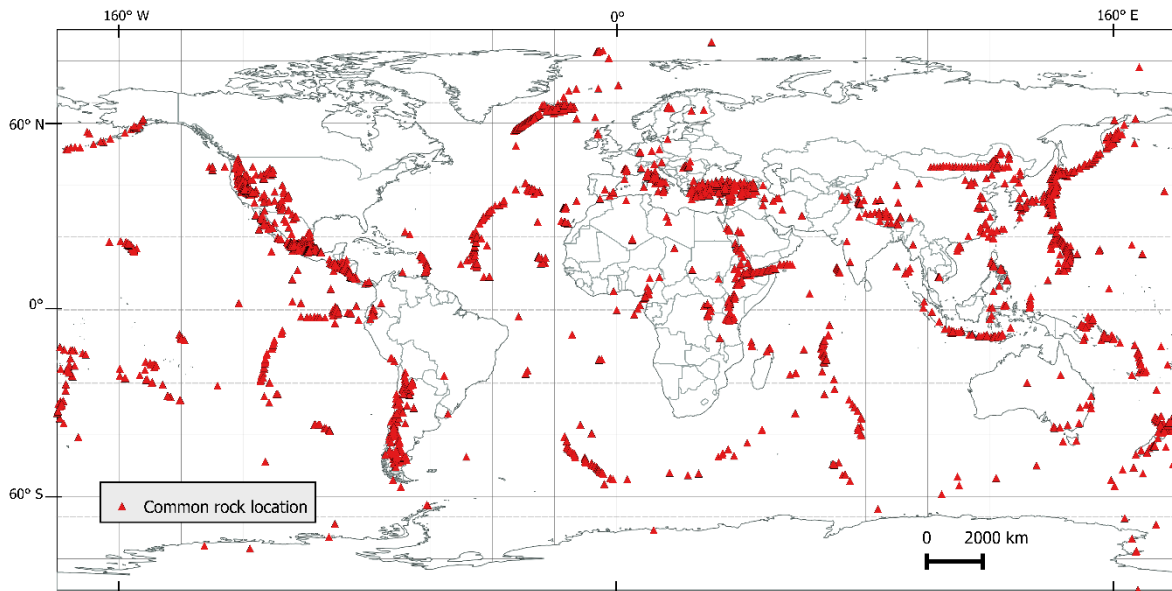


Figura 2. Localización de las rocas ígneas tipo Común contenidas en la base de datos.

RESULTADOS

Debido a la extensión limitada del presente escrito, presentaremos solamente la primera función de discriminación basada en transformación de elementos mayores para rocas tipo Alto-Magnesio y rocas tipo Común. Se aplicó LDA y análisis canónico para obtener la siguiente función de discriminación que permite separar las muestras de Alto-Magnesio de las rocas tipo Común, con porcentajes de éxito del 86.4% y 98.9%.

$$DF_{(HMg-Com)M} = (7.3517 \times [ilr1]_{TiM}) + (10.3179 \times [ilr2]_{AlM}) + (3.8554 \times [ilr3]_{FeM}) \\ + (4.5485 \times [ilr4]_{MnM}) + (3.5601 \times [ilr5]_{MgM}) + (5.9130 \times [ilr6]_{CaM}) \\ + (5.8599 \times [ilr7]_{NaM}) + (4.7085 \times [ilr8]_{KM}) + (4.6514 \times [ilr9]_{PM})^{-6.2604}$$

Donde las funciones ilr representan las transformaciones isométricas de las relaciones de elementos mayores (p. ej., Egozcue et al., 2003; Verma y Armstrong-Altrin, 2016).

Las otras 10 funciones que constituyen 5 diagramas multidimensionales (Verma et al., 2016) no son abordados en este documento, pero serán presentadas en la ponencia correspondiente. En esta clasificación de rocas tipo Alto-Magnesio en cuatro grupos (komatiita, meimechita, picrita y boninita), se logró un éxito de entre el 88% y el 100%. La eficacia de estos diagramas y funciones discriminantes fue confirmada por 4 estudios de prueba (*Test Study* T1-T4) y 5 de aplicación (*Application* A1-A5). La localización de estos estudios se encuentra también en la Figura 1. Presentamos aquí un ejemplo de diagrama multidimensional para discriminar las rocas tipo Alto-Magnesio de las de tipo Común (Figura 3).

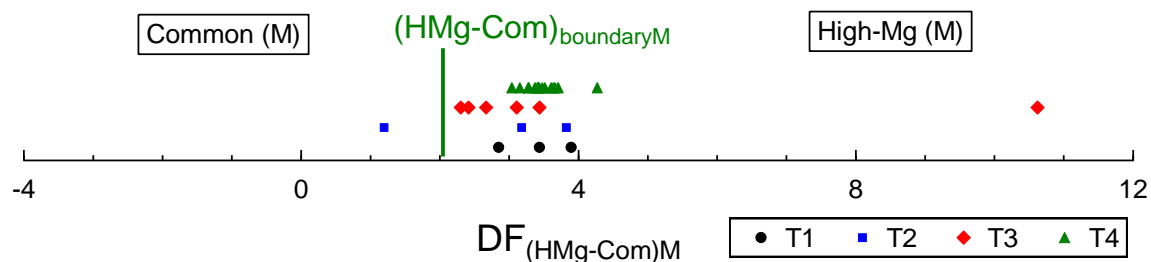


Figura 3. Diagrama multidimensional para la discriminación de rocas Alto-Magnesio y Común aplicado a cuatro estudios de prueba (T1-T4).

Casi todas las rocas Alto-Magnesio relativamente frescas se clasifican correctamente, con excepción de una. Aunque el presente escrito es relativamente corto, se presentarán evidencias de la alta robustez de estas funciones y diagramas multidimensionales en comparación con la metodología original de la IUGS bajo dos tipos de escenarios: (1) errores analíticos que inevitablemente siempre están presentes en los datos geoquímicos a pesar de que no son reportados en los trabajos publicados; (2) cambios composicionales post-emplazamiento previo a la colección de rocas en el campo. Los cambios químicos en una gran mayoría de rocas ígneas siempre están presentes, aunque no hay manera de estimarlos con exactitud ya que no se tiene acceso a la composición previa a los cambios.

Software HMgClaMSys

Se desarrolló un software HMgClaMSys (High-Mg Classification Major-element based System), el cual fue escrito en el lenguaje de programación JAVA usando el FRAMEWORK de ZK. Un esquema simplificado de HMgClaMSys se presenta en la Figura 4. Nótese que se usa el concepto de probabilidades en la toma de decisiones en la propuesta de clasificación que hemos desarrollado (Figura 4).

Finalmente, debemos señalar que lo más novedoso de este nuevo software es que será disponible para su uso en línea en el sitio web <http://tloloc.ier.unam.mx/>. Los interesados en su uso podrán preparar su archivo de datos (en Excel), procesarlo en nuestra página web y recibir los resultados en otro archivo.

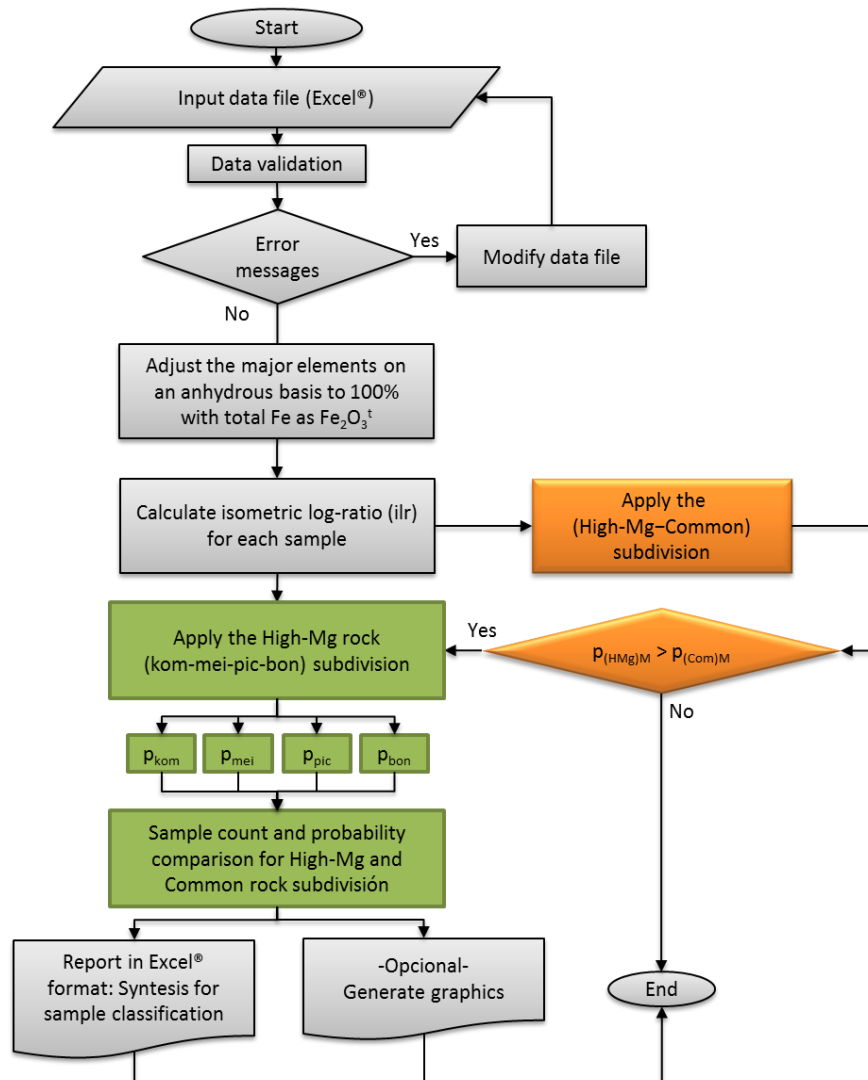


Figura 4. Diagrama de Flujo del software HMgClaMSys tipo en línea.

AGRADECIMIENTOS

La primera autora (MARG) agradece al CONACYT por la beca para sus estudios doctorales. Agradecemos a todas las personas que contribuyeron a la realización de la base de datos en los años anteriores. Este trabajo fue financiado por DGAPA-PAPIIT IN100816.

REFERENCIAS

- Aitchison, J. (1986), *The statistical analysis of compositional data*, Chapman and Hall, London, UK, 416 p.
- Egozcue, J. J., V. Pawlowsky-Glahn, G. Mateu-Figueras, and C. Barceló-Vidal (2003), Isometric logratio transformations for compositional data analysis, *Mathematical Geology*, 35, 279–300.
- Floyd, P. A., and J. A. Winchester (1975), Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211–218.
- Floyd, P. A., and J. A. Winchester (1978), Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements, *Chemical Geology*, 21, 291–306.
- Hastie, A. R., A. C. Kerr, J. A. Pearce, and S. F. Mitchell (2007), Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram, *J. Pet.*, 48, 2341–2357.
- Le Bas, M.J. (2000), IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks, *J. Pet.*, 41, 1467–1470.
- Verma, S. P., and J. S. Armstrong-Altrin (2016), Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings, *Sedimentary Geology*, 332, 1–12.
- Verma, S. P., and M. A. Rivera-Gómez (2013), Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks, *Episodes*, 36, 115–124.
- Verma, S. P., S. K. Verma, and K. Pandarinath (2010), statistically correct methodology for compositional data in new discriminant function tectonomagmatic diagrams and application to ophiolite origin, *Advances in Geosciences*, 26, 11-22.
- Verma, S. P., M. A. Rivera-Gómez, L. Díaz-González, and A. Quiroz-Ruiz (2016), The IUGS consistent transformed major-element based multidimensional classification for altered high-Mg igneous rocks, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, submitted.
- Winchester, J. A., and P. A. Floyd (1976), Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459–469.
- Winchester, J. A., and P. A. Floyd (1977), Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325–343.

Obtención de Parámetros Estadísticos de Materiales de Referencia Geoquímica útiles en la Calibración Geoquimimétrica de Equipos Analíticos

Alejandra Amezcua-Valdez¹, Surendra P. Verma², Mauricio Rosales-Rivera³

¹Estudiante de Prácticas Profesionales, Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, México.

²Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, México.

³Posgrado en Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Básicas y Aplicadas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, Cuernavaca, Morelos, 62209, México.

a.amezcuavaldez@hotmail.com

RESUMEN

Para calibrar un equipo bajo el modelo geoquimimétrico, es indispensable contar con los parámetros de tendencia central y dispersión, en especial los límites o intervalos de confianza de los materiales de referencia geoquímica usados. Presentaremos, como ejemplo, los materiales provenientes de Japón (GSJ: Geological Survey of Japan). En el IER-UNAM y UAEM, contamos con una nueva herramienta estadística computacional UDAsys 2.0 (Univariate Data Analysis system 2.0), misma que se aplicará a los conjuntos de datos individuales obtenidos de distintos métodos y de diversos laboratorios compilados como datos univariados. Aunque el sitio web GSJ (<https://gbank.gsj.jp/geostandards/welcome.html>) reporta la información de la tendencia central y dispersión, ésta ha sido basada en publicaciones de hace casi 20 años. Además, los datos individuales presentados también son de hace muchos años, por lo que es necesario la actualización de dicha base de datos geoquímicos, compilando nuevos datos individuales. Eventualmente, esta información será procesada con UDAsys 2.0 y utilizada para calibración geoquimimétrica de equipos analíticos.

ABSTRACT

To calibrate an instrument by a geochemometric model, it is essential to have the central tendency and dispersion parameters, especially the confidence limits of the mean for geochemical reference materials to be used in such calibrations. To illustrate our method, we will use the geochemical reference materials from Japan (GSJ: Geological Survey of Japan). At IER-UNAM and UAEM, we have developed a new computer statistical tool UDAsys 2.0 (Univariate Data Analysis system 2.0), which will be used for processing the individual univariate data arrays from different analytical methods in different laboratories. Although the GSJ web site (<https://gbank.gsj.jp/geostandards/welcome.html>) reports both the central tendency and dispersion parameters, they have been based on almost 20 years old publications. Besides, the individual data on this website are also those obtained many years ago. It is necessary, therefore, to establish updated compilations of geochemical data and process them with UDAsys 2.0. The resulting statistics can then be used for geochemometric calibration of analytical equipment.

INTRODUCCIÓN

Para la calibración de equipos analíticos, se cuenta principalmente con dos tipos de regresiones (Draper y Smith, 1998; Miller y Miller, 2010; Verma, 2012): (i) regresión lineal ordinaria (RLO); y (ii) regresión lineal ponderada (RLP). Aunque, a lo largo del tiempo, la aplicación de RLO para las calibraciones ha sido más usada, el modelo de RLP es más apropiado desde el punto de vista estadístico (Guevara et al., 2005; Verma, 2005, 2012). Adicionalmente, la RLP proporciona mejor calidad de datos en muestras “desconocidas” que se quiere analizar en el laboratorio (Guevara et al., 2005; Verma, 2005). Esta metodología (RLP) requiere que los parámetros de tendencia central y de dispersión de los datos en los materiales de referencia se encuentren disponibles para poder realizar una mejor calibración de los equipos analíticos. El objetivo de este trabajo es aplicar la metodología desarrollada en el IER-UNAM y UAEM a los datos de materiales de referencia geoquímica, mediante el nuevo programa de cómputo UDAsys 2.0 (Univariate Data Analysis system 2.0). Este programa aún no-publicado ha sido mejorado con respecto a la versión anterior UDASYS (Verma et al., 2013). En particular, ejemplificaremos este procedimiento con datos de elementos mayores de un material de referencia geoquímica JB-1 (Geological Survey of Japan GSI, <https://gbank.gsj.jp/geostandards/welcome.html>).

BASE DE DATOS

El sitio web de GSI presenta la compilación de los datos procesados provenientes de laboratorios analíticos a través del mundo que conformaron dicho análisis. Además, se encuentran descritas las distintas rocas que fueron recolectadas, así como su localización geográfica (Figura 1) y composición, completando así un total de 42 materiales de referencia para el análisis de los elementos mayores, menores y traza. Es importante señalar que las referencias usadas en dicha base de datos corresponden en su mayoría a los años 90's, lo que nos lleva a una carencia de información actualizada.

Con fines de ilustración, el objetivo es establecer la base de datos provenientes del material de referencia geoquímica JB-1, recolectado en 1968 en el sureste de Japón (Figura 1) y distribuido a diferentes laboratorios del mundo. Presentamos una síntesis de los datos de elementos mayores compilados a la fecha. Para procesar los datos en UDAsys 2.0, fue necesario establecer una agrupación de los métodos analíticos (Tabla 1), tomando en cuenta las recomendaciones de Verma (1998) y Velasco-Tapia et al. (2001).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para JB-1, los parámetros de tendencia central y dispersión fueron obtenidos por UDAsys 2.0 (Tabla 1) donde se mantuvo la identidad de diferentes grupos de métodos analíticos. Se puede observar tanto los “Parámetros iniciales” (número de datos n , la media aritmética \bar{x} y la desviación estándar s ; con subíndices “*in*”) como los “Parámetros finales” (n , \bar{x} y s , con “*fin*”). Los parámetros finales se refieren a los datos depurados, después de la aplicación de las pruebas de discordancia con un alto nivel de confianza de 99%. Dado que los datos finales están libres de valores discordantes, se puede estimar los intervalos de confianza de la media a 99% (IC) para cada grupo de métodos analíticos, mismos que se encuentran en la Tabla 1.

Se aplicó la prueba de significancia ANOVA al nivel de confianza de 99% a todos los grupos de datos para cada elemento. Para prácticamente todos los elementos (Tabla 1), la prueba ANOVA arrojó el resultado de que no existen diferencias significativas entre los diversos métodos analíticos (Tabla 1). Estas inferencias permitieron combinar los datos de diferentes métodos como un solo grupo (Tabla 1). Los datos combinados fueron procesados nuevamente por UDAsys 2.0. Los resultados finales fueron comparados con los presentados por la GSI en la Tabla 2.

| Elemento | Grupo | Parámetros Iniciales | | | Parámetros Finales | | | |
|---|-------|----------------------|----------------|----------|--------------------|-----------------|-----------|---------------|
| | | n_{in} | \bar{x}_{in} | s_{in} | n_{fin} | \bar{x}_{fin} | s_{fin} | $IC_x^{99\%}$ |
| SiO ₂ | 1 | 23 | 52.17 | 0.31 | 20 | 52.08 | 0.16 | 52.04 - 52.11 |
| SiO ₂ | 2 | 4 | 52.08 | 0.19 | 4 | 52.08 | 0.19 | 51.99 - 52.18 |
| SiO ₂ | 3 | 30 | 52.23 | 1.43 | 26 | 52.66 | 0.43 | 52.57 - 52.74 |
| SiO ₂ | 4 | 4 | 52.37 | 0.36 | 4 | 52.37 | 0.36 | 52.19 - 52.55 |
| SiO ₂ | 5 | 4 | 52.60 | 3.16 | 4 | 52.60 | 3.16 | 51.02 - 54.18 |
| SiO ₂ | 6 | 2 | 52.35 | 0.22 | 2 | 52.35 | 0.22 | --- |
| SiO ₂ | 8 | 8 | 52.58 | 0.66 | 8 | 52.58 | 0.66 | 52.34 - 52.81 |
| TiO ₂ | 1 | 17 | 1.38 | 0.10 | 16 | 1.36 | 0.07 | 1.34 - 1.37 |
| TiO ₂ | 2 | 2 | 1.350 | 0.028 | 2 | 1.350 | 0.028 | --- |
| TiO ₂ | 3 | 33 | 1.32 | 0.06 | 28 | 1.322 | 0.027 | 1.316 - 1.327 |
| TiO ₂ | 4 | 9 | 1.310 | 0.041 | 9 | 1.310 | 0.041 | 1.296 - 1.324 |
| TiO ₂ | 5 | 12 | 1.33 | 0.07 | 10 | 1.306 | 0.026 | 1.298 - 1.315 |
| TiO ₂ | 6 | 2 | 1.243 | 0.010 | 2 | 1.243 | 0.010 | --- |
| TiO ₂ | 8 | 14 | 1.32 | 0.06 | 11 | 1.334 | 0.012 | 1.330 - 1.337 |
| Al ₂ O ₃ | 1 | 23 | 14.58 | 0.16 | 20 | 14.53 | 0.10 | 14.51 - 14.55 |
| Al ₂ O ₃ | 2 | 9 | 14.53 | 0.21 | 9 | 14.53 | 0.21 | 14.46 - 14.60 |
| Al ₂ O ₃ | 3 | 29 | 14.532 | 1.023 | 25 | 14.54 | 0.20 | 14.50 - 14.58 |
| Al ₂ O ₃ | 4 | 8 | 14.53 | 0.22 | 8 | 14.53 | 0.22 | 14.46 - 14.61 |
| Al ₂ O ₃ | 5 | 6 | 15.13 | 0.99 | 6 | 15.13 | 0.99 | 14.73 - 15.54 |
| Al ₂ O ₃ | 6 | 2 | 14.60 | 0.29 | 2 | 14.60 | 0.29 | --- |
| Al ₂ O ₃ | 8 | 6 | 14.57 | 0.22 | 6 | 14.57 | 0.22 | 14.48 - 14.66 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 1 | 19 | 9.01 | 0.13 | 19 | 9.01 | 0.13 | 8.98 - 9.04 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 2 | 8 | 8.99 | 0.23 | 8 | 8.99 | 0.23 | 8.91 - 9.07 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 3 | 30 | 8.90 | 0.30 | 26 | 8.99 | 0.14 | 8.97 - 9.02 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 4 | 8 | 8.94 | 0.12 | 8 | 8.94 | 0.12 | 8.90 - 8.98 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 5 | 15 | 9.10 | 0.36 | 15 | 9.10 | 0.36 | 9.01 - 9.19 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 6 | 2 | 8.41 | 0.72 | 2 | 8.41 | 0.72 | --- |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 8 | 10 | 9.03 | 0.18 | 8 | 8.97 | 0.09 | 8.94 - 9.00 |
| MnO | 1 | 16 | 0.156 | 0.010 | 16 | 0.156 | 0.010 | 0.154 - 0.159 |
| MnO | 2 | 21 | 0.157 | 0.015 | 17 | 0.157 | 0.007 | 0.155 - 0.159 |
| MnO | 3 | 26 | 0.148 | 0.011 | 26 | 0.148 | 0.011 | 0.146 - 0.150 |
| MnO | 4 | 9 | 0.155 | 0.011 | 8 | 0.158 | 0.006 | 0.156 - 0.160 |
| MnO | 5 | 12 | 0.150 | 0.017 | 10 | 0.156 | 0.008 | 0.153 - 0.159 |
| MnO | 6 | 2 | 0.141 | 0.017 | 2 | 0.141 | 0.017 | --- |
| MnO | 8 | 8 | 0.14 | 0.05 | 7 | 0.158 | 0.008 | 0.155 - 0.161 |
| MgO | 1 | 22 | 7.73 | 0.10 | 22 | 7.73 | 0.10 | 7.71 - 7.75 |
| MgO | 2 | 17 | 7.68 | 0.15 | 17 | 7.68 | 0.15 | 7.65 - 7.72 |

| | | | | | | | | |
|-------------------------------|---|----|-------|-------|----|-------|-------|---------------|
| MgO | 3 | 24 | 7.80 | 0.17 | 22 | 7.77 | 0.12 | 7.74 - 7.79 |
| MgO | 4 | 8 | 7.83 | 0.23 | 8 | 7.83 | 0.23 | 7.74 - 7.91 |
| MgO | 5 | 5 | 7.22 | 1.19 | 4 | 7.74 | 0.27 | 7.60 - 7.88 |
| MgO | 6 | 2 | 7.38 | 0.51 | 2 | 7.38 | 0.51 | --- |
| MgO | 8 | 4 | 7.73 | 0.14 | 4 | 7.73 | 0.14 | 7.66 - 7.80 |
| CaO | 1 | 22 | 9.26 | 0.11 | 22 | 9.26 | 0.11 | 9.24 - 9.29 |
| CaO | 2 | 13 | 9.33 | 0.28 | 11 | 9.23 | 0.13 | 9.19 - 9.27 |
| CaO | 3 | 29 | 9.20 | 0.55 | 23 | 9.31 | 0.06 | 9.29 - 9.32 |
| CaO | 4 | 7 | 9.38 | 0.26 | 7 | 9.38 | 0.26 | 9.28 - 9.47 |
| CaO | 5 | 5 | 9.13 | 0.92 | 5 | 9.13 | 0.92 | 8.72 - 9.54 |
| CaO | 6 | 2 | 8.965 | 0.036 | 2 | 8.965 | 0.036 | --- |
| CaO | 8 | 4 | 9.25 | 0.16 | 4 | 9.25 | 0.16 | 9.17 - 9.32 |
| Na ₂ O | 1 | 8 | 2.79 | 0.09 | 8 | 2.79 | 0.09 | 2.76 - 2.82 |
| Na ₂ O | 2 | 21 | 2.81 | 0.20 | 16 | 2.780 | 0.033 | 2.772 - 2.788 |
| Na ₂ O | 3 | 16 | 2.75 | 0.11 | 14 | 2.78 | 0.08 | 2.76 - 2.80 |
| Na ₂ O | 4 | 6 | 2.71 | 0.16 | 6 | 2.71 | 0.16 | 2.64 - 2.78 |
| Na ₂ O | 5 | 13 | 2.84 | 0.16 | 13 | 2.84 | 0.16 | 2.80 - 2.89 |
| Na ₂ O | 6 | 2 | 2.751 | 0.029 | 2 | 2.751 | 0.029 | --- |
| Na ₂ O | 8 | 15 | 2.79 | 0.07 | 13 | 2.81 | 0.05 | 2.80 - 2.82 |
| K ₂ O | 1 | 8 | 1.40 | 0.11 | 7 | 1.37 | 0.07 | 1.34 - 1.39 |
| K ₂ O | 2 | 18 | 1.446 | 0.043 | 16 | 1.435 | 0.030 | 1.428 - 1.443 |
| K ₂ O | 3 | 28 | 1.46 | 0.10 | 25 | 1.43 | 0.05 | 1.42 - 1.44 |
| K ₂ O | 4 | 6 | 1.42 | 0.10 | 6 | 1.42 | 0.10 | 1.38 - 1.46 |
| K ₂ O | 5 | 17 | 1.47 | 0.11 | 17 | 1.47 | 0.11 | 1.44 - 1.49 |
| K ₂ O | 6 | 4 | 1.433 | 0.044 | 3 | 1.453 | 0.023 | 1.440 - 1.467 |
| K ₂ O | 8 | 15 | 1.42 | 0.06 | 14 | 1.406 | 0.042 | 1.394 - 1.417 |
| P ₂ O ₅ | 1 | 15 | 0.258 | 0.019 | 15 | 0.258 | 0.019 | 0.253 - 0.263 |
| P ₂ O ₅ | 2 | 1 | 0.25 | --- | 1 | 0.25 | --- | --- |
| P ₂ O ₅ | 3 | 21 | 0.263 | 0.024 | 17 | 0.264 | 0.009 | 0.261 - 0.266 |
| P ₂ O ₅ | 4 | 6 | 0.251 | 0.022 | 6 | 0.251 | 0.022 | 0.242 - 0.260 |
| P ₂ O ₅ | 5 | 1 | 0.26 | --- | 1 | 0.26 | --- | --- |
| P ₂ O ₅ | 6 | 2 | 0.258 | 0.005 | 2 | 0.258 | 0.005 | --- |
| P ₂ O ₅ | 8 | 17 | 0.248 | 0.018 | 13 | 0.257 | 0.006 | 0.255 - 0.258 |

Tabla 1. Cálculo de los parámetros de tendencia central y dispersión para el material de referencia geoquímica JB-1 en elementos mayores, antes y después de depurar los datos discordantes. Los métodos analíticos fueron agrupados de la siguiente manera (Verma, 1998; Velasco Tapia, 2001): 1 = métodos clásicos; Grupo 2 = métodos de absorción atómica; Grupo 3 = métodos de fluorescencia de rayos-x; 4 = métodos espectrofotométricos; 5 = métodos nucleares; 6 = métodos espectrométricos de masa; 7 = métodos cromatográficos; 8 = métodos misceláneos.

| Elemento | Base de Datos GJS (Terashima et al., 1994) | | | Resultados IER-UNAM UDAsys 2.0 | | | |
|---|---|-------------------------|-------------------|-----------------------------------|-----------------|-----------|-----------------------|
| | $(n_{fin})_{lit}$ | $(\bar{x}_{fin})_{lit}$ | $(s_{fin})_{lit}$ | n_{fin} | \bar{x}_{fin} | s_{fin} | $IC_{\bar{x}}^{99\%}$ |
| | SiO ₂ | 59 | 52.37 | 0.44 | 62 | 52.43 | 0.44 |
| TiO ₂ | 59 | 1.32 | 0.06 | 74 | 1.323 | 0.039 | 1.318 - 1.327 |
| Al ₂ O ₃ | 63 | 14.53 | 0.20 | 72 | 14.54 | 0.17 | 14.52 - 14.56 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 60 | 8.99 | 0.16 | 81 | 9.01 | 0.19 | 8.99 - 9.03 |
| MnO | 59 | 0.153 | 0.011 | 82 | 0.155 | 0.009 | 0.154 - 0.156 |
| MgO | 64 | 7.71 | 0.16 | 74 | 7.76 | 0.13 | 7.74 - 7.77 |
| CaO | 57 | 9.25 | 0.12 | 65 | 9.28 | 0.12 | 9.26 - 9.29 |
| Na ₂ O | 59 | 2.77 | 0.12 | 66 | 2.79 | 0.06 | 2.78 - 2.79 |
| K ₂ O | 63 | 1.43 | 0.07 | 82 | 1.42 | 0.05 | 1.42 - 1.43 |
| P ₂ O ₅ | 52 | 0.255 | 0.022 | 55 | 0.258 | 0.015 | 0.256 - 0.260 |

Tabla 2. Comparación del material de referencia geoquímica JB-1 base de datos GSJ con los resultados después de pruebas de significancia con UDAsys 2.0.

REFERENCIAS

- Draper, N.R. & Smith, H. (1998). Applied regression analysis. Third. John Wiley & Sons: New York.
- Guevara, M., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Lozano-Santa Cruz, R. & Girón, P. (2005). Comparison of linear regression models for quantitative geochemical analysis: an example using x-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29 (3): 271–284.
- Miller, J N, and J C Miller. (2010). *Statistics and Chemometrics for Analytical Chemistry*. Sixth. Essex CM20 2JE, England: Pearson Prentice Hall.
- Terashima, S, Imai, N, Itoh, S, Ando A, and Mita N. (1994). 1993 compilation of analytical data for major elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series", *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 45 (6): 305-381.
- Velasco Tapia, F. Guevara, M., & Verma, S. P. (2001). Evaluation of concentration data in geochemical reference materials. *Chemie der Erde*, 61(1), 69-91.
- Verma, S.P. (1998). Improved concentration data in two international geochemical reference materials (USGS basalt BIR-1 and GSJ peridotite JP-1) by outlier rejection. *Geofísica Internacional*, 37 (3): 215–250.
- Verma, S.P. (2005). Estadística básica para el manejo de datos experimentales: aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría). México, D.F.: UNAM.
- Verma, S.P. (2012). Geochemometrics. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (1): 276–298.
- Verma, S.P., Cruz-Huicochea, R. & Díaz-González, L. (2013). Univariate data analysis system: deciphering mean compositions of island and continental arc magmas, and influence of underlying crust. *International Geology Review*, 55 (15): 1922–1940.

Nuevo programa para discriminar sedimentos siliciclásticos de márgenes activo y pasivo

Lorena Díaz-González¹, M. Abdelaly Rivera-Gómez², Surendra P. Verma³, John S. Armstrong-Altrin⁴

¹Centro de Investigación en Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Básicas y Aplicadas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, Cuernavaca, Mor. 62209, México.

²Posgrado en Ingeniería, Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Mor. 62580, México.

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

⁴Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad de Procesos Oceánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, 04510 México D.F., Mexico.

ldg@uaem.mx

RESUMEN

El nuevo programa APMdisc, escrito en Java usando el framework de ZK, permite la eficiente aplicación de los dos nuevos diagramas multidimensionales para la discriminación de sedimentos siliciclásticos de márgenes activo y pasivo. APMdisc calcula dos complejas funciones discriminantes basadas en las relaciones-log isométricas: (i) $DF_{(A-P)M}$, esta función requiere la composición química de los diez elementos mayores (SiO_2 a P_2O_5); y (ii) $DF_{(A-P)MT}$, esta función requiere la composición de los diez elementos mayores y seis elementos trazas (Cr, Nb, Ni, V, Y y Zr). Este programa contabiliza las muestras de sedimentos procesadas y calcula las probabilidades para los dos tipos de márgenes a discriminar (activo y pasivo). APMdisc genera un gráfico por cada diagrama, así como un reporte de gran utilidad para la publicación de los resultados del usuario. Finalmente, para facilitar el uso de este programa, las muestras de sedimentos son procesadas en línea a través del servidor web <http://tlaloc.ier.unam.mx/index.html>; los usuarios interesados en usar el programa APMdisc deben registrarse en este sitio web.

ABSTRACT

A new program APMdisc, written in Java FrameWork ZK, allows us an efficient application of two new multidimensional diagrams for the discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margins. APMdisc calculates two complex discriminant functions based on isometric log-ratios: (i) $DF_{(A-P)M}$, this function requires the availability of 10 major elements (SiO_2 a P_2O_5); and (ii) $DF_{(A-P)MT}$, for this function, the 10 major and 6 trace elements (Cr, Nb, Ni, V, Y y Zr) should be available. This programs counts the processed samples and calculates their probability values for the two margins to be discriminated (active and passive). APMdisc also generates the respective one-axis diagrams as well as synthesis report suitable for publication of the results. Finally, to facilitate the use of this program, the sediment samples are processed on-line at our server <http://tlaloc.ier.unam.mx/index.html>; the interested users of this program must register onto this website and then process their samples online.

INTRODUCCIÓN

La discriminación de márgenes activos y pasivos es relevante tanto desde el punto de vista económico y como académico. Verma y Armstrong-Altrin (2016) evaluaron el desempeño de los diagramas convencionales de Bhatia (1983), Roser y Korsch (1986), y Bhatia y Crook (1986) para la discriminación de márgenes activos y pasivos, y demostraron que no funcionan de manera satisfactoria. Por tanto, Verma y Armstrong-Altrin (2016) desarrollaron nuevos diagramas a partir de una extensa base de datos geoquímicos de sedimentos siliciclásticos del Neógeno-Cuaternario de márgenes activos y pasivos (Fig. 1).

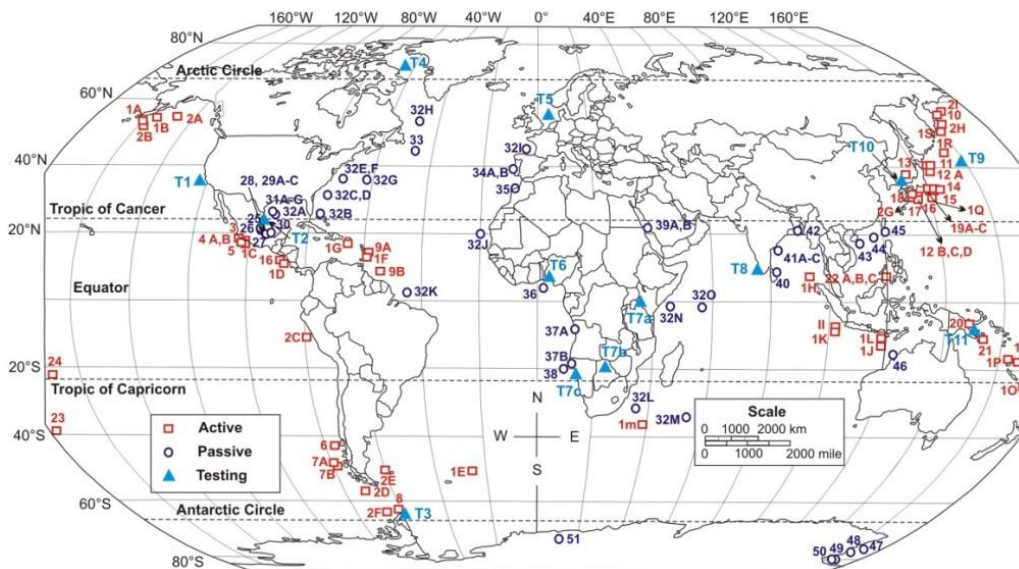


Figura 1. Localización esquemática de las muestras contenidas en la base de datos usada por Verma y Armstrong-Altrin (2016) para proponer y evaluar los nuevos diagramas multidimensionales; los símbolos son descritos dentro de la figura; los números identifican las muestras compiladas (tomada de Verma y Armstrong-Altrin, 2016).

El programa APMdisc fue desarrollado para facilitar la aplicación de los diagramas propuestos por Verma y Armstrong-Altrin (2016), los cuales se derivan de un tratamiento estadístico coherente de los datos composicionales.

DATOS COMPOSICIONALES

Este tipo de datos se caracterizan por la interdependencia estadística entre ellos. Por lo tanto, los diagramas bivariados y ternarios presentan problemas (Verma, 2015), dado que los datos composicionales: (i) no son variables Gaussianas aleatorias; (ii) se caracteriza por tener un campo cerrado, el cual tiene una suma constante de 1 para fracciones o 100% para porcentajes; (iii) no tienen valores negativos de concentraciones; y (iv) debido a la suma constante, no se asegura independencia de las variables. La solución a estos problemas es el manejo de datos composicionales en un espacio multidimensional de transformación basado en relaciones-log (Aitchison, 1986), en este caso, se calculó la relación log isométrica (ilr—"isometric log ratio") propuesta por Egozcue et al. (2003).

NUEVOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN DE SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS

Verma y Armstrong-Altrin (2016) lograron obtener dos diagramas multidimensionales de discriminación de sedimentos siliciclásticos a partir de relaciones *ilr*: (i) la primer función de discriminación $DF_{(A-P)M}$ (Ec. 1; Fig. 2a) requiere la composición geoquímica de los diez elementos mayores (SiO_2 a P_2O_5); y (ii) la segunda función de discriminación $DF_{(A-P)MT}$ (Ec. 2; Fig. 2b) requiere la composición de los diez elementos mayores y seis elementos trazas (Cr, Nb, Ni, V, Y y Zr), los dieciséis en conjunto.

$$DF_{(A-P)M} = (3.0005 \times ilr1_{TiM}) + (-2.8243 \times ilr2_{AlM}) + (-1.0596 \times ilr3_{FeM}) + (-0.7056 \times ilr4_{MnM}) \\ + (-0.3044 \times ilr5_{MgM}) + (0.6277 \times ilr6_{CaM}) + (-1.1838 \times ilr7_{NaM}) + (1.5915 \times ilr8_{KM}) \\ + (0.1526 \times ilr9_{PM}) - 5.9948 \quad (1)$$

$$DF_{(A-P)MT} = (3.2683 \times ilr1_{TiMT}) + (5.3873 \times ilr2_{AlMT}) + (1.5546 \times ilr3_{FeMT}) + (3.2166 \times ilr4_{MnMT}) \\ + (4.7542 \times ilr5_{MgMT}) + (2.0390 \times ilr6_{CaMT}) + (4.0490 \times ilr7_{NaMT}) + (3.1505 \times ilr8_{KMT}) \\ + (2.3688 \times ilr9_{PMT}) + (2.8354 \times ilr10_{CrMT}) + (0.9011 \times ilr11_{NbMT}) \\ + (1.9128 \times ilr12_{NiMT}) + (2.9094 \times ilr13_{VMT}) + (4.1507 \times ilr14_{YMT}) \\ + (3.4871 \times ilr15_{ZrMT}) - 3.2088$$

En la Fig. 2a-b se muestra la representación gráfica de estas funciones de discriminación considerando la totalidad de la base de datos de entrenamiento y los porcentajes de éxito obtenidos (Verma y Armstrong-Altrin, 2016).

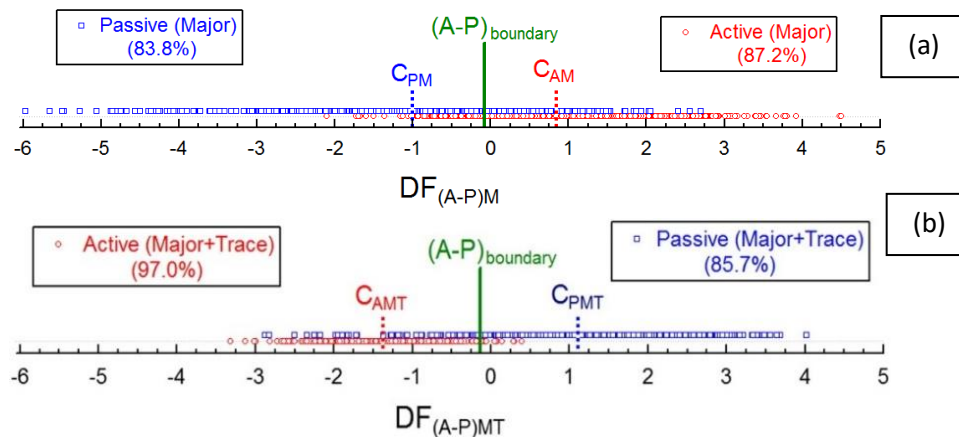
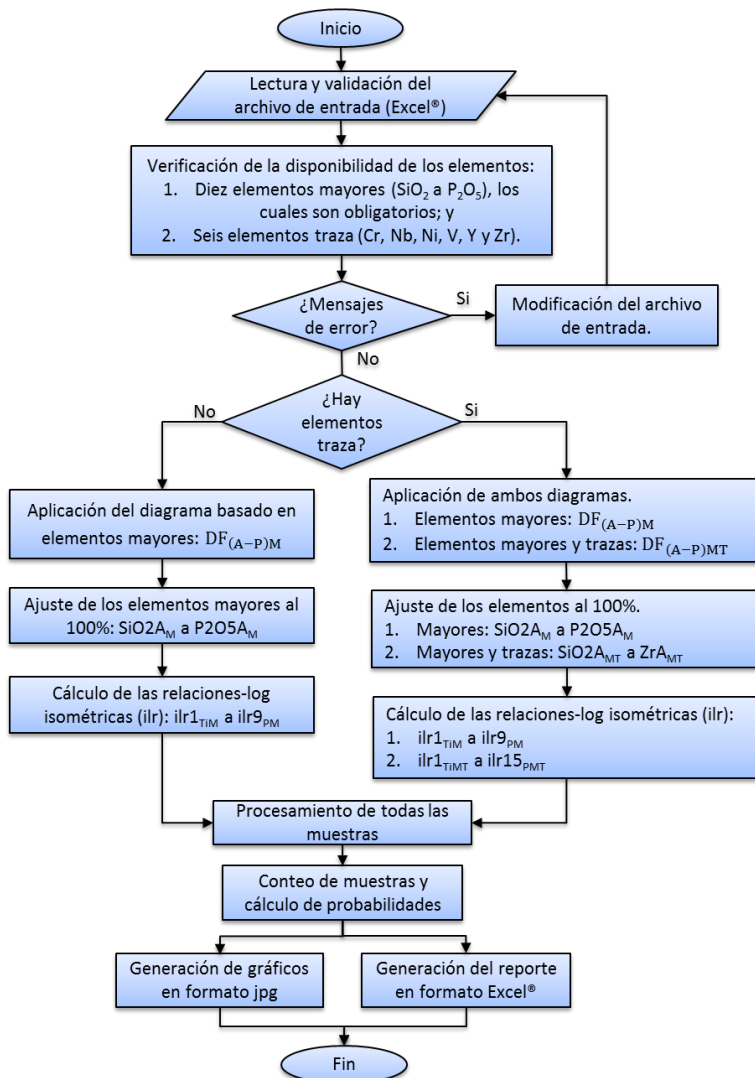


Fig. 2 (tomada de Verma y Armstrong-Altrin, 2016). Funciones de discriminación de sedimentos siliciclásticos de margen activo (A) y pasivo (P): (i) basada en la composición de elementos mayores (M); y, (ii) basada en la composición de elementos mayores y trazas (MT).

El cálculo de cada una de estas dos funciones discriminantes requiere que las concentraciones de los elementos medidos se conviertan primero a valores ajustados sobre una base 100% y después, se calculen las relaciones *ilr*. Una vez calculada una función de discriminación se calculan las dos probabilidades de los márgenes (activo y pasivo) para la toma de decisión en la clasificación.



Programa de cómputo APMdisc

Se consideró pertinente desarrollar el programa APMdisc (Active and Passive Margin discrimination for siliciclastic sediments) para facilitar el uso eficiente de estos nuevos diagramas. El objetivo principal del presente trabajo es presentar este programa y describir su utilidad. La Fig. 3 describe en forma esquemática la funcionalidad de APMdisc. El programa APMdisc fue escrito en el lenguaje de programación JAVA usando el framework de ZK que permite que el programa funcione en línea a través del acceso al servidor web <http://tlaloc.ier.unam.mx/index.html>.

Es relevante, enfatizar que la herramienta APMdisc usa las probabilidades para la toma de decisiones en la clasificación de los sedimentos. Los usuarios interesados en el uso de APMdisc deberán preparar su archivo de datos (en Excel), ingresar al servidor web, procesarlo en línea y recibir los resultados en otro archivo. El programa primero valida el archivo de entrada y verifica la disponibilidad de los elementos: (i) diez elementos mayores (SiO_2 a P_2O_5), los cuales son obligatorios; y, (ii) seis elementos traza (Cr, Nb, Ni, V, Y y Zr), para cada muestra recibida.

Figura 3. Diagrama de flujo que describe la funcionalidad del programa APMdisc.

En caso de que el archivo contenga errores tipográficos o no se cuenten con las columnas mínimas requeridas, el usuario deberá corregir el archivo, actualizar su navegador y volver a leerlo. Posteriormente, APMdisc procesa cada muestra, si se cuenta con la disponibilidad de los seis elementos trazas se aplican ambos diagramas: (i) $DF_{(A-P)M}$ y (ii) $DF_{(A-P)MT}$; no obstante, se aplicará únicamente el diagrama basado en elementos mayores $DF_{(A-P)M}$. La aplicación de cada diagrama implica el cálculo de su respectiva función discriminadora, que requiere que los datos medidos sean convertidos a valores ajustado al 100% y transformados a relaciones *ilr*.

CASOS DE APLICACIÓN

Se presenta un caso de aplicación (T1; ver Fig. 1) con 267 muestras de sedimentos del Cuaternario de la Cuenca de Santa Barbara, Sur de California reportados por Tada et al. (2000), de los cuales únicamente 99 muestras cuentan con la composición de elementos trazas requeridos (Cr, Nb, Ni, V, Y, and Zr), el resto solo cuenta con los elementos mayores. Las Figs. 4a-b presentan las plantillas de los archivos de entrada (en formato xls Excel®) para los diagramas DF_(A-P)M y DF_(A-P)MT, respectivamente. Antes de calcular las funciones de discriminación, APMdisc calcula los valores ajustados y las relaciones *ilr*. Los resultados obtenidos por APMdisc para este caso de aplicación son los siguientes: (i) DF_(A-P)M clasificó todas las muestras como tipo margen pasivo (Fig. 5a) con una alta probabilidad de 0.918 ± 0.027 ; (ii) DF_(A-P)MT clasificó 98 de 99 muestras como tipo margen pasivo con una probabilidad de 0.784 ± 0.096 y una muestra como tipo margen activo con una probabilidad de 0.523.

| CONS | LOCALITY | SIO2 | TIO2 | AL2O3 | FE2O3T | FEO | MNO | MGO | CAO | NA2O | K2O | P2O5 |
|------|-----------|-------|------|-------|--------|-----|-------|------|-------|------|------|------|
| 1 | Ocean ODP | 52.67 | 0.59 | 12.13 | 4.35 | 0 | 0.033 | 2.27 | 9.66 | 2.16 | 2.3 | 0.24 |
| 2 | Ocean ODP | 52.2 | 0.58 | 12.22 | 4.44 | 0 | 0.034 | 2.35 | 10.03 | 1.88 | 2.32 | 0.25 |
| 3 | Ocean ODP | 51.79 | 0.59 | 12.38 | 4.51 | 0 | 0.034 | 2.43 | 9.74 | 1.85 | 2.35 | 0.24 |
| 4 | Ocean ODP | 51.82 | 0.6 | 12.39 | 4.57 | 0 | 0.035 | 2.46 | 9.79 | 1.87 | 2.38 | 0.24 |
| 5 | Ocean ODP | 51.34 | 0.6 | 12.44 | 4.66 | 0 | 0.037 | 2.49 | 9.63 | 1.87 | 2.39 | 0.24 |
| 6 | Ocean ODP | 51.85 | 0.62 | 12.85 | 4.92 | 0 | 0.037 | 2.72 | 8.87 | 1.77 | 2.42 | 0.25 |
| 7 | Ocean ODP | 53.58 | 0.62 | 12.9 | 4.9 | 0 | 0.038 | 2.63 | 7.85 | 1.95 | 2.52 | 0.25 |
| 8 | Ocean ODP | 57.64 | 0.62 | 13.17 | 4.53 | 0 | 0.037 | 2.45 | 5.71 | 2.18 | 2.71 | 0.24 |
| 9 | Ocean ODP | 60.64 | 0.61 | 13.28 | 4.12 | 0 | 0.037 | 2.26 | 4.9 | 2.35 | 2.81 | 0.24 |
| 10 | Ocean ODP | 62.39 | 0.58 | 13.09 | 3.84 | 0 | 0.036 | 2.07 | 4.47 | 2.48 | 2.89 | 0.23 |
| 11 | Ocean ODP | 62.45 | 0.59 | 13.08 | 3.75 | 0 | 0.036 | 2.04 | 4.27 | 2.49 | 2.9 | 0.23 |
| 12 | Ocean ODP | 61.76 | 0.6 | 13.15 | 3.99 | 0 | 0.036 | 2.14 | 4.62 | 2.48 | 2.82 | 0.23 |
| 13 | Ocean ODP | 63.27 | 0.55 | 12.95 | 3.68 | 0 | 0.035 | 1.97 | 4.41 | 2.49 | 2.88 | 0.22 |
| 14 | Ocean ODP | 64.68 | 0.56 | 13.03 | 3.46 | 0 | 0.036 | 1.88 | 3.95 | 2.57 | 2.94 | 0.22 |
| 15 | Ocean ODP | 61.6 | 0.59 | 13.08 | 3.99 | 0 | 0.036 | 2.12 | 4.63 | 2.41 | 2.88 | 0.22 |

| CONS | LOCALITY | SampID | SIO2 | TIO2 | AL2O3 | FE2O3T | FEO | MNO | MGO | CAO | NA2O | K2O | P2O5 | CR | NB | NI | V | Y | ZR |
|------|-----------|--------|-------|------|-------|--------|-----|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-----|------|-----|
| 1 | Ocean ODP | 16441 | 52.67 | 0.59 | 12.13 | 4.35 | 0 | 0.033 | 2.27 | 9.66 | 2.16 | 2.3 | 0.24 | 130.2 | 10.4 | 53.2 | 125 | 24.5 | 159 |
| 2 | Ocean ODP | 16442 | 52.2 | 0.58 | 12.22 | 4.44 | 0 | 0.034 | 2.35 | 10.03 | 1.88 | 2.32 | 0.25 | 133.4 | 8.4 | 55.9 | 123 | 22.8 | 153 |
| 3 | Ocean ODP | 16443 | 51.79 | 0.59 | 12.38 | 4.51 | 0 | 0.034 | 2.43 | 9.74 | 1.85 | 2.35 | 0.24 | 137.3 | 9.3 | 57.2 | 137 | 24.1 | 143 |
| 4 | Ocean ODP | 16444 | 51.82 | 0.6 | 12.39 | 4.57 | 0 | 0.035 | 2.46 | 9.79 | 1.87 | 2.38 | 0.24 | 151.7 | 10.7 | 56.4 | 142 | 23.7 | 137 |
| 5 | Ocean ODP | 16445 | 51.34 | 0.6 | 12.44 | 4.66 | 0 | 0.037 | 2.49 | 9.63 | 1.87 | 2.39 | 0.24 | 143.6 | 8.3 | 56.7 | 143 | 25.2 | 134 |
| 6 | Ocean ODP | 16446 | 51.85 | 0.62 | 12.85 | 4.92 | 0 | 0.037 | 2.72 | 8.87 | 1.77 | 2.42 | 0.25 | 154.9 | 11.5 | 63.1 | 165 | 25.6 | 133 |
| 7 | Ocean ODP | 16447 | 53.58 | 0.62 | 12.9 | 4.9 | 0 | 0.038 | 2.63 | 7.85 | 1.95 | 2.52 | 0.25 | 139.4 | 7.7 | 65 | 159 | 25.1 | 139 |
| 8 | Ocean ODP | 16448 | 57.64 | 0.62 | 13.17 | 4.53 | 0 | 0.037 | 2.45 | 5.71 | 2.18 | 2.71 | 0.24 | 153.7 | 14.4 | 56.3 | 151 | 24.3 | 174 |
| 9 | Ocean ODP | 16449 | 60.64 | 0.61 | 13.28 | 4.12 | 0 | 0.037 | 2.26 | 4.9 | 2.35 | 2.81 | 0.24 | 148.2 | 12.6 | 53.9 | 139 | 24.7 | 182 |
| 10 | Ocean ODP | 16450 | 62.39 | 0.58 | 13.09 | 3.84 | 0 | 0.036 | 2.07 | 4.47 | 2.48 | 2.89 | 0.23 | 133.1 | 13.6 | 50.6 | 125 | 27 | 206 |
| 11 | Ocean ODP | 16451 | 62.45 | 0.59 | 13.08 | 3.75 | 0 | 0.036 | 2.04 | 4.27 | 2.49 | 2.9 | 0.23 | 138.3 | 15 | 48.1 | 122 | 25.4 | 211 |
| 12 | Ocean ODP | 16452 | 61.76 | 0.6 | 13.15 | 3.99 | 0 | 0.036 | 2.14 | 4.62 | 2.48 | 2.82 | 0.23 | 138.6 | 14.3 | 49.3 | 125 | 23.1 | 212 |
| 13 | Ocean ODP | 16453 | 63.27 | 0.55 | 12.95 | 3.68 | 0 | 0.035 | 1.97 | 4.41 | 2.49 | 2.88 | 0.22 | 120.7 | 13 | 44 | 117 | 24.8 | 229 |
| 14 | Ocean ODP | 16454 | 64.68 | 0.56 | 13.03 | 3.46 | 0 | 0.036 | 1.88 | 3.95 | 2.57 | 2.94 | 0.22 | 126.5 | 15.4 | 42.4 | 118 | 24.1 | 264 |
| 15 | Ocean ODP | 16455 | 61.6 | 0.59 | 13.08 | 3.99 | 0 | 0.036 | 2.12 | 4.63 | 2.41 | 2.88 | 0.22 | 140.6 | 11.9 | 48.6 | 125 | 24.7 | 215 |

Figura 4. Plantillas de entrada (xls Excel®) usando los datos geoquímicos del caso de aplicación T1 (Tada et al., 2000) para aplicar los diagrama: (i) DF_(A-P)M; y, (ii) DF_(A-P)MT de APMdisc..

Tada et al. (2000) no reportaron el tipo de ambiente tectónico de sus muestras. Sin embargo, la clasificación realizada por estos nuevos diagramas es consistente con la tectónica reconocida actualmente para el sudoeste de los EE.UU. y el noroeste Pacífico.

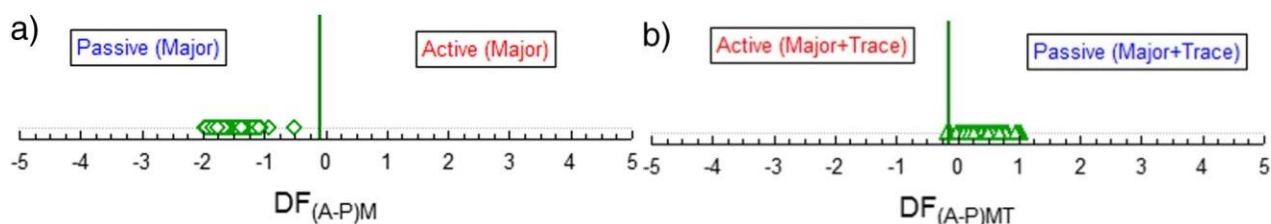


Figura 5. (tomada de Verma y Armstrong-Altrin, 2016). Representación gráfica de las muestras de Tada et al. (2000) clasificadas por las funciones: (a) $DF_{(A-P)M}$; y (b) $DF_{(A-P)MT}$.

AGRADECIMIENTOS

La segunda autora (MARG) agradece al CONACYT por la beca para sus estudios doctorales. Este trabajo fue financiado por DGAPA-PAPIIT IN100816.

REFERENCIAS

- Aitchison, J. (1986). The statistical analysis of compositional data, Chapman and Hall, London, UK, 416 p.
- Bhatia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, 611–627.
- Bhatia, M.R., Crook, A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181–193.
- Egozcue, J. J., Pawłowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G. and Barceló-Vidal C. (2003). Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology*, 35, 279–300.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635–650.
- 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, 393–412.
- Verma, S. P., and J. S. Armstrong-Altrin (2016). Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology*, 332, 1–12.
- Verma, S. P., Rivera-Gómez, M. A., Díaz-González, L. and Quiroz-Ruiz A. (2016). The IUGS consistent transformed major-element based multidimensional classification for altered high-Mg igneous rocks. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, submitted.

GEOQUÍMICA Y GEOTERMIA

Potencial Energético del NE de México a partir de la evolución térmica de las cuencas de Sabinas- Chihuahua.

Eduardo González Partida E¹, Luis Eduardo González Ruiz^{2,3}, J. Pironon, Mari Carmen Romero Rojas¹, A. González Betancourt¹

¹ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

² UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

³ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F. Jurica Querétaro, Qro., México

edgopa@gmail.com

RESUMEN

La configuración estructural, paleo-geográfica y estratigráfica del NE de México es el resultado de una evolución tectónica compleja, que se compone de varios eventos cronológicos: La Orogenia Marathon-Ouachita en el Pérmico-Triásico; El desmembramiento de Pangaea entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio; La apertura del Golfo de México de manera subsecuente a la separación de Pangaea: El desarrollo del margen pasivo hasta el Cretácico Tardío y la deformación Laramide en el Terciario Temprano.

En la cuenca de Sabinas- Chihuahua los estudios de la materia orgánica de las formaciones La Gloria, La Casita, Padilla y La Virgen muestran una evolución térmica avanzada donde el gas seco es termo génico producto de una materia orgánica del tipo III con poco aporte del tipo II, una reflectancia de la vitrinita elevada y con profundidades de generación entre los 4 a 5 km, el proceso de sobre maduración se da a finales del Cretácico y principios del Terciario. La Orogenia Larámide detonó el flujo de fluidos asociado a las zonas más profundas de las cuencas, iniciándose así la acumulación de yacimientos estratoligados en el Noreste de México y de gas, los cuales se acumularon preferencialmente en los bordes de las plataformas que limitan dichas cuencas; las condiciones de temperatura, están en un rango de 130 °C a 210 °C, composición de 10 a 22 % Eq. en peso CaCl₂, presión de los fluidos transportadores en un rango de 60 a 450 bares.

SUMMARY

The structural, paleo-geographic and stratigraphic settings of NE Mexico is the result of a complex tectonic evolution, which is composed of various chronological events: the orogeny Marathon-Ouachita in the Triassic; The dismemberment of Pangaea between the late Triassic and Middle Jurassic; The opening of the Gulf of Mexico in a way subsequent to the separation of Pangaea: the development of the passive margin until the late Cretaceous and in early tertiary Laramide deformation. In the basin of Sabinas - Chihuahua studies of Organics of formations La Gloria, La Casita, Padilla and the Virgin shows an advanced thermal evolution where dry gas is Thermo gene product of an organic material of type III with little contribution of type II, a reflectance of high vitrinite and depths of generation between 4 to 5 Km, the above process maturation occurs in late Cretaceous and early tertiary. The Laramide orogeny detonated fluid flow associated with deeper areas of the basins, thus initiating the accumulation of deposits in the northeast of Mexico stratabound and gas, which were preferentially accumulated in the edges of the platforms that limit such basins; temperature conditions, are in the range of 130 °C to 210 °C, 10 to 22 Eq composition weight CaCl₂, pressure fluid conveyors in a range from 60 to 450 bars.

INTRODUCCION

En el entendimiento de la evolución térmica de una cuenca se han utilizado herramientas convencionales como el estudio de minerales de neoformación y de la materia orgánica (Eguiluz de Antuñano 2001 y 2007), de isótopos estables y radioactivos (Pagel et al., 1997, 2014, Gray et al., 2001, Ferket 2004), así como otros métodos que comprenden la reflectancia de la vitrinita (Piedad Sanchez 2005), estudio detallado de las arcillas, trazas de fisión en apatitos y microtermometría de inclusiones fluidas (González-Partida E. et al., 2002, 2003, 2008^a, 2008^b, González -Sánchez et al., 2007, 2008, Pagel et al., 2014, Beaufort 2014, Pironon 2014, Barbarand 2014, Gautheron 2014). Estas técnicas han sido utilizadas en cuencas como la de Paris (Pagel et al., 1997) y en la de Parras, la Popa y Tampico-Misantla (Gray et al., 2001, Ferket 2004).

La presencia de fluidos en una cuenca es una característica inherente y un factor esencial en su evolución, ya que estos son los responsables del transporte de los constituyentes químicos y dispersión de la temperatura a través de la cuenca, al mismo tiempo que interactúan con los diferentes estratos rocosos que atraviesan en el transcurso de su migración. La interacción agua/roca en ambientes carbonatados y evaporíticos tiene especial interés debido a que grandes extensiones de estas rocas son formadas durante la evolución de una cuenca. Las rocas evaporíticas juegan un papel muy importante debido a la facilidad con que estas pueden interactuar con los fluidos enriquecidos con componentes provenientes de zonas distantes o más profundas de la cuenca y de esta manera efectuar reacciones químicas que disuelven, precipitan o simplemente sustituyen los compuestos químicos preexistentes. En este trabajo se presentan de manera resumida datos de microtermometría de inclusiones fluidas obtenidos de fenómenos diagénéticos ligados a la evolución térmica de las cuencas de Sabinas y Chihuahua, en el sentido de entender la maduración térmica de la materia orgánica y su potencial energético.

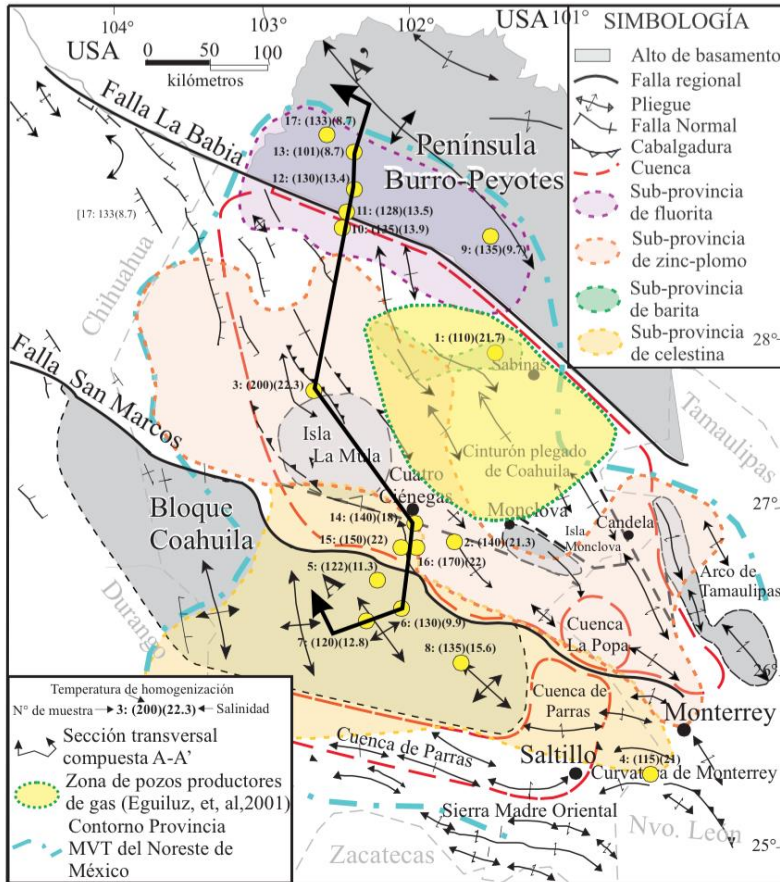
ANTECEDENTES

La Cuenca de Sabinas posee un área de aproximadamente 37,000 km², sedimentos de edad Mesozoica, con espesores actuales de hasta 6000 m (Piedad-Sánchez, 2004, Menetrier, 2005, Camacho, 2009 y Martínez et al., 2015); La formación de la Cuenca de Sabinas, está relacionada con la apertura del proto-Golfo de México, y su extinción con el evento tectonogénico de la Orogenia Laramide (Márquez, 1979; Charleston, 1973, 1981; Longoria, 1984; Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001; Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello et al., 2005, 2011). Los sedimentos se depositaron en un ambiente marino con aporte de terrígenos (con rocas generadoras a nivel de las formaciones La Casita, La Peña, Eagle Ford).

Por otro lado, la cuenca de Chihuahua, se localiza en el estado mexicano del mismo nombre, cubre una superficie aproximada de 72,000 km², e integra a las sub-cuencas Ascensión, Chihuahua, Guadalupe, Juárez, Ojinaga, Satevo y Zaragoza. Esta cuenca contiene numerosos estudios de carácter geológico, estructural y estratigráfico recientes (Tucholke et Schouten 1988, Woodward et al., 1999, Miller et al., 1963, Muehlberger 1980); estos autores tratan principalmente cuestiones ligadas a la geometría de la Cuenca de Chihuahua; Córdoba et al., (1970), De Ford, 1964, Haenggi and Gries (1970), Cantú-Chapa et al. (1985), Monreal (1989), Monreal et Longoria (1999), tratan cuestiones más ligadas a la estratigrafía del noroeste de México en general. Los principales resultados obtenidos para la cuenca de Chihuahua son los siguientes:

- a) El kerogeno de los carbones de La Formación San Carlos es de tipo III
- b) La mayoría de las muestras de la Formación San Carlos se encuentran al inicio de la ventana del aceite con un índice de producción en hidrocarburos débil.
- c) Los mayores isovalores de %TOC (de 19 a 42 de %) se encuentran para la Formación San Carlos (de la O Burrola 2013).

MARCO GEOLÓGICO



La Cuenca de Sabinas es una depresión delimitada por la Península de Coahuila al Sur, Burro – Peyotes al Norte, y el Arco de Tamaulipas al oriente (Enciso Cárdena 2015). Su origen está íntimamente relacionado al rompimiento y separación de Pangea que propició la formación de pilares y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que controlaron los patrones sedimentarios del Mesozoico en la región (Padilla y Sánchez 1986a, 1986b) y posteriormente determinaron los estilos estructurales de la Orogenia Laramide (Wilson, 1990). La Cuenca de Sabinas está constituida principalmente por rocas sedimentarias tanto marinas como continentales, y estas varían en edad desde el Jurásico Tardío al Cuaternario. Los materiales Mesozoicos están representados por roca sedimentarias de ambientes marinos, mientras que los sedimentos del terciario y cuaternario son representadas por rocas tipo continental.

Figura 1.- Distribución térmica en la cuenca Sabinas-Chihuahua y zonas con potencial productor de gas. (Tomado de González-Partida et al., en preparación).

También se tienen algunos derrames de basaltos, que fueron originados principalmente por Los Campos Volcánicos Las Esperanzas y el de Ocampo. En general estas rocas han sido afectadas por intensos esfuerzos compresivos, que han dado origen a fuertes plegamientos y con ello a la formación de anticlinales y sinclinales relativamente de gran tamaño. La geología de esta región es afectada por los eventos ocurridos durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano (Enciso- Cárdena 2015).

La Cuenca de Chihuahua, fue inicialmente propuesta por De Ford (1964) y retomada después por Haenggi (2001). Esta está limitada al norte y sur por las plataformas calcáreas El Diablo y Aldama, respectivamente. Es una zona de forma alargada con dirección NW y cubre no solamente la parte oriente y norte del estado de Chihuahua, sino también las partes adyacentes de Texas, New México y el extremo NE de Sonora.

La Cuenca de Chihuahua, es de tipo pull-apart de movimiento lateral derecho que empezó a formarse hace 159-156 Ma (Oxfordiano) durante un periodo de rotación relativa de la placa de Norteamérica en sentido antihorario, (Busby-Spera y Kokelaar, 1991; Fackler-Adams et al., 1997; Lawton et al., 1997). Se puede decir también que las cuencas de Marfa y Pedregosa (Greenwood et al., 1977) son cuencas jurásicas que se formaron al inicio de la extensión y, actualmente, se interpreta a la Cuenca de Pedregosa como el antecesor de la Cuenca de Chihuahua. La Cuenca de Chihuahua estuvo así conectada con las cuencas de Sabinas en Coahuila (al sureste) y Bisbee en el sur de Arizona y NE de Sonora. Las dos cuencas: Sabinas y Chihuahua son en realidad una sola.

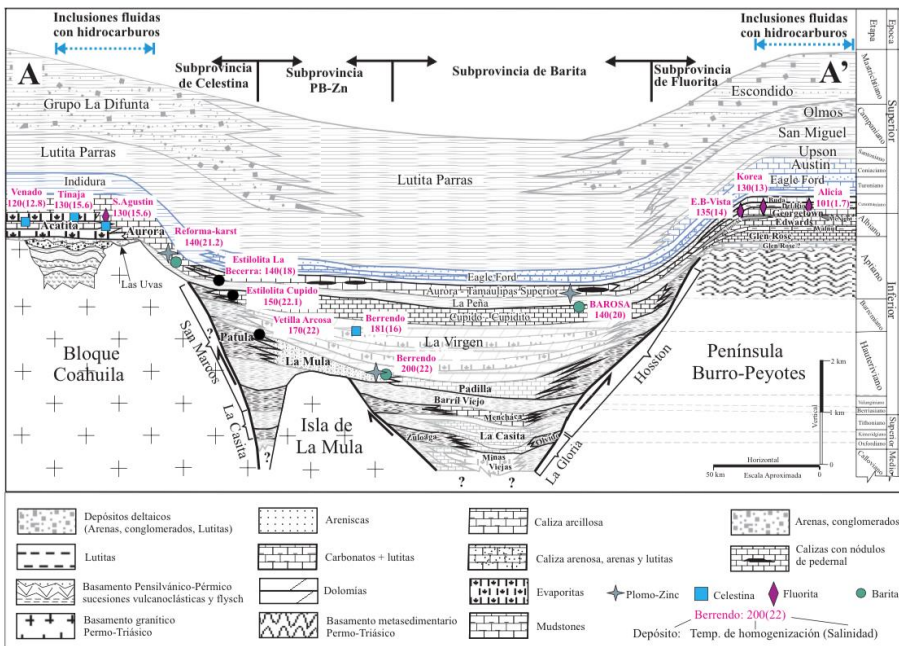


Figura 2. Corte esquemático geológico marcado en la figura 1, donde se muestra la distribución térmica encontrada a profundidad en la cuenca y su evolución hacia las plataformas a partir de una síntesis de resultados microtermométricos de inclusiones fluidas (Tomado de González-Partida et al., en preparación).

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Del análisis microtermométricos en inclusiones fluidas se obtienen tres tipos fundamentales de información, T_e = temperatura eutéctica del sistema, T_f = temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de la inclusión, y T_h = temperatura de homogeneización de fases. Generalmente, en inclusiones fluidas acuosas se observan estos tres parámetros, pero en las de HC generalmente sólo se puede medir la T_h .

El análisis se realiza con la ayuda de un microscopio petrográfico de luz transmitida, de 1000 aumentos, al que se le ha adicionado una platina térmica que permite el calentamiento de especímenes hasta 650°C, y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido que baja la temperatura hasta -200°C. El método consiste en provocar la solidificación (bajo observación microscópica) de las fases fluidas, mediante la disminución progresiva de la temperatura (hasta -200°C). El punto de solidificación de una sustancia es función de su contenido salino, por lo cual esta determinación permite el cálculo del porcentaje de sales disueltas en la fase acuosa en fluidos subsaturados. La temperatura de fusión es la temperatura a la cual el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada desaparece.

Por convención, la salinidad es calculada a partir de la T_f asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl. El análisis a altas temperaturas se fundamenta en homogeneizar las diferentes fases presentes a medida que se eleva la temperatura, así como obtener información sobre la temperatura de decrepitación (explosión) de la inclusión.

El proceso de calentamiento se efectúa exactamente sobre las mismas inclusiones que se analizaron a baja temperatura, y es indispensable este análisis antes de calentarlas, ya que existe la posibilidad de que se produzca una decrepitación, sobre todo cuando los fluidos son muy densos. La temperatura de homogeneización brinda información sobre la temperatura de formación del cristal y las temperaturas de fusión sobre la salinidad del fluido. Los procesos de enfriamiento y calentamiento de las muestras se realizan a una velocidad lenta (1 °C por minuto) a fin de permitir el equilibrio de las fases, y detectar ópticamente los fenómenos de fusión y homogeneización. Sabiendo que el rango de temperaturas de observación es de - 200 a + 650 °C, hacen del método un proceso meticuloso y dispendioso. Finalmente es importante mencionar que los datos de T_f y T_h obtenidos deben de corregirse usando una curva de calibración para el equipo, construida con estándares de puntos de fusión conocidos, con la finalidad de tener una base de referencia para el manejo de los resultados, cabe mencionar que los equipos modernos presentan directamente una auto corrección como la platina tipo Linkam.

RESULTADOS

Por medio de la microtermometría de inclusiones fluidas las temperaturas de fusión final (T_{ff}) en los distintos yacimientos estratoligados de la cuenca de Sabinas indican salinidades bajas a medias y temperaturas de homogeneización (T_h) bajas a moderadas. Así las inclusiones fluidas relacionadas con yacimientos estratiformes de cobre se caracterizan por contener un fluido cálcico, presentando una $T_h = 149$ a 152 °C y una salinidad promedio de 22 wt. % CaCl_2 . Los mantos de plomo+zinc presentan salinidades entre 7 y 22 wt.% NaCl equiv y T_h de 75 a 225 °C; los mantos de barita presentan una salmuera clorurado sódica y cálcica con predominio de esta última en un rango de 1 a 2 wt.% NaCl equiv y de 8 a 24 wt.% CaCl_2 , en un rango de T_h entre 50 y 155 °C; los cuerpos de celestina presentan salinidades de 1 a 12 wt.% NaCl equiv y T_h de 70 a 165 °C; los mantos y brechas de fluorita presentan salinidades de 6 a 14 wt.% NaCl equiv y T_h de 50 a 159 °C, y presentan inclusiones fluidas con hidrocarburos. Una síntesis de los resultados se presenta de manera gráfica en la figura 1 y 2 (Tomada de González-Partida et al., en preparación). Se interpreta que los fluidos con alta salinidad y temperaturas superiores a los 210 °C y presurizados (> 400 bars) registran una caída de presión y temperatura, iniciándose la precipitación de cuerpos estratiformes de cobre, barita ± zinc/plomo, celestina y, finalmente, de fluorita. Se determina un enfriamiento desde posiciones depocéntricas en la cuenca hacia los bordes de las plataformas de al menos 100 °C, y una caída de presión al menos de 300 bar, con una evidente dilución de la salmuera cálcica inicial debido posiblemente a su interacción con aguas meteóricas (González-Partida et al., en preparación).

DISCUSIÓN

En este trabajo las temperaturas de homogeneización obtenidas a partir del análisis de inclusiones fluidas en los minerales de mena y ganga de los yacimientos MVT de la cuenca de Sabinas representan las temperaturas mínimas de atrapamiento de los fluidos mineralizantes. Así mismo, las salinidades determinadas representan el equivalente total de sales disueltas.

En este último caso solo se puede saber si los fluidos son predominantemente ricos en NaCl ó en CaCl₂ (de acuerdo a su temperatura eutéctica), en la cuenca son fluidos cálcicos, cuyas Th son igualmente más elevadas; un proceso de enfriamiento con dilución es manifiesto a medida que las minas se localizan sobre las plataformas y de manera más alejada de la cuenca, como lo son los fluidos relacionados a los cuerpos de fluorita en donde la posible participación de aguas meteóricas es un mecanismo muy plausible para dicha dilución. Se sabe que la salinidad de los fluidos de cuenca es hasta cinco veces mayor que los fluidos meteóricos (desde <100 mg/L en sistemas de aguas meteóricas subterráneas someras a salmueras hipersalinas que contienen >400,000 mg/L in Hanor 2001) donde los cationes predominantes son Na-Ca-Cl; este mismo autor prueba que las salinidades se incrementan con la profundidad donde predominan los fluidos cálcicos.

La diagénesis de sepultamiento en régimen de margen de colisión se caracteriza por tectónica compresional, fallamiento inverso, velocidades variables de levantamiento/subsidencia y episodios localizados de expulsión de fluidos tectónicos hacia el cratón. Los eventos diagénéticos más importantes en los márgenes de colisión son: a) alta presión de las soluciones y de relleno de fracturas con carbonatos cementados, b) mineralización tipo Mississippi Valley (MVT) y c) precipitación de feldespatos, disolución de carbonatos y evaporitas, de-dolomitación y reducción bacteriana de sulfato, fenómenos presentes en la cuenca de estudio.

Por otro lado, se ha demostrado que el principal potencial energético de la cuenca son las lutitas de las formaciones La Casita, La Peña, Eagle Ford (principal blanco de explotación a futuro en la zona de estudio). Estas son rocas sedimentarias de permeabilidad extremadamente baja y aunque son muy abundantes, generalmente se consideran una barrera natural para la migración del petróleo y el gas. Esto contrasta con los yacimientos de gas convencionales, en los que el gas migra desde su roca generadora hacia una arenisca o carbonato donde se acumula en una trampa estructural o estratigráfica, a la que a menudo subyace un contacto gas-agua, de aquí que estas lutitas gasíferas se consideren yacimientos no convencionales.

Las cualidades características de la lutita gasífera (ricas en materia orgánica) incluyen: (1) El alcance regional, (2) la falta de un sello y trampa obvios, (3) la ausencia de un contacto gas-agua bien definido, (4) la presencia de fracturas naturales, (5) una recuperación final estimada que es por lo general más baja que la de una acumulación convencional, (6) una matriz de permeabilidad muy baja, y (7) una adecuada tecnología de terminación de pozos; Por otro lado el petróleo es un derivado de la materia orgánica (kerógeno: El cual es un residuo orgánico contenido en una roca sedimentaria que es formado por la concentración de materia orgánica al final de la etapa diagenética), contenida en las rocas sedimentarias y se origina principalmente en las cuencas sedimentarias, especialmente en ambientes donde las condiciones de acumulación y preservación de la materia orgánica son favorables. En los ambientes acuáticos reductores se produce y preserva la mayor cantidad de materia orgánica, la cual consta de los organismos propios del ambiente y de microorganismos degradadores (Santamaría et al., 2009).

La etapa que comprende desde el inicio hasta el fin de la generación de hidrocarburos por el aumento de las condiciones de presión y temperatura a través del tiempo se denomina “ventana de generación de petróleo”, y coincide grosso modo con la catagénesis (Santamaría et al., 2009). De esa manera, los valores de temperatura del inicio de la generación de hidrocarburos líquidos se encuentran entre 65 y 90 °C, mientras que las profundidades pueden variar de 1500 a 4000 m; de acuerdo con Santamaría et al., (2009), el factor más importante en la generación de hidrocarburos es la temperatura.

La riqueza orgánica de las rocas se origina en ambientes sedimentarios que tuvieron condiciones apropiadas para la acumulación y preservación de ésta. Las variaciones en composición del kerógeno están influenciadas por: (A) el tipo de materia orgánica original o facies orgánicas donde fue depositada y (B) por la temperatura y su grado de madurez que haya alcanzado la roca a través del tiempo en la cuenca sedimentaria y por los procesos de alteración bio-fisicoquímicos, a los que se haya sometido la roca.

El kerógeno tipo I se origina a partir de material orgánico de tipo algáceo depositado en ambientes lagunares continentales; El kerógeno tipo II se caracteriza por que sus organismos son de origen marino y su textura sapropélica con escasos aportes de material terrígeno, depositados mayoritariamente en ambientes de plataforma continental, ya sea somera o profunda y está constituido por alginitas, esporinitas, cuti- nitas, polen y exinitas; El kerógeno tipo III está representado por material orgánico húmico de origen primordialmente continental y costero, constituido por plantas mayores, con altos contenidos de celulosas, lignitos, huminitas, vitrinitas y todo tipo de maderas (Santamaría et al., 2009, Piedad-Sánchez, 2004, Menetrier, 2005, Camacho, 2009 y Martínez et al., 2015, Enciso- Cárdena 2015 y De la O Burrola 2013).

En este sentido, en la cuenca Sabinas-Chihuahua, se tiene una mezcla de materia orgánica tipo II y III (Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001; Piedad-Sánchez, 2004; Menetrier, 2005; Camacho, 2009), y con una madurez térmica de hasta 2.5 %R (poder reflector de la vitrinita) a profundidad (Formación La Casita), datos de %R y isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ para el CH_4 , determinan la ventana de aceite para el Jurásico, y la ventana de gas para el Cretácico, en la materia orgánica estudiada. La relación isotópica $\delta^{13}\text{C}_2 - \delta^{13}\text{C}_3$ versus C_2/C_3 indica que el gas estudiado es producto primordialmente del raqueo secundario de aceite y gas.

CONCLUSIONES

En la cuenca de Sabinas a principios del Terciario, se inicia un importante proceso de migración de fluidos propiciados principalmente por los efectos de la Orogenia Laramide; los fluidos con alta salinidad y temperaturas superiores a los 220 °C y presurizados (>400 bares) registran una caída de presión y temperatura iniciándose la precipitación de cuerpos estratiformes de barita, luego de zinc/plomo, celestina y finalmente de fluorita, las condiciones termobáricas y composicionales de su formación quedaron registradas en las inclusiones fluidas. Se determina un enfriamiento que va del depocentro de la cuenca hacia los bordes de las plataformas de al menos 100°C y una caída de presión al menos de 300 bares, con una evidente dilución de la salmuera cálcica inicial debido muy posiblemente a la participación de aguas meteóricas. Estos mecanismos son comúnmente invocados para la generación de este tipo de yacimientos estratoligados en otras partes del mundo y en este caso están relacionados igualmente a la maduración de la materia orgánica que genero el potencial energético de la cuenca: Carbón, gas e hidrocarburos en menos proporción. En la cuenca Sabinas-Chihuahua, se tiene una mezcla de materia orgánica tipo II y III y con una madurez térmica de hasta 2.5 % de poder reflector, lo que hace propicio las formaciones generadoras de gas: La Casita, La Peña y Eagle Ford, un blanco de exploración.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo financiero obtenido a partir de los proyectos UNAM-PAPIIT número IG100116 y a los técnicos que apoyaron en la preparación de las muestras, figuras y material fotográfico, en especial al Ing. Juan Tomas Vázquez y al Ing. Erik Hugo Díaz Carreño.

REFERENCIAS

- Beufort D., Les minerux argileux. Chap. 2. Pp 73-120. In: Ed. Coordinador: Pagel M., 2014. Bassins sédimentaire: Les marqueurs de leur histoire thermique. Géophères. Eco-sciences.
- Barbarand J. 2014. Les traces de fision Chap. 4 pp 155-177. n: Ed. Coordinador: Pagel M., 2014. Bassins sédimentaire: Les marqueurs de leur histoire thermique. Géophères. Eco-sciences.
- Busby-Spera, C.J., Kokelaar, B.P., 1991. Controls of the Sawmill Canyon fault zone on Jurassic magmatism and extension/transension in southern Arizona: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 23, A-250. America: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 29, A-200-A-201.
- Camacho-Ortegón L. F., 2009. Origine-Evolution-Migration et Stockage, des hydrocarbures dans le bassin de Sabinas, NE Mexique: étude intégrée de pétrographie, géochimie, géophysique et modélisation numérique 1D-2D et 3D. Soutenance p 337.
- Cantú-Chapa, C.M., Sandoval-Silva, R., Arenas-Partida, R., 1985. Evolución sedimentaria del Cretácico inferior en el norte de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, XVII (2), 14-37.
- Córdoba, D.A., Rodríguez-Torres, R., Guerrero-García, J., 1970. Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough, in The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of Professor Ronald K. DeFord: West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, 83-97.
- Chávez-Cabello, G. 2005. Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Qro. México, 312 p.
- Charleston, S., 1973. Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México; University of Michigan [Ph. D. Dissertation], 268 p.
- Charleston, S., 1981. A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, 28-36.
- De Ford, R.K., 1964. History of geologic exploration in Chihuahua, in Geology of the Mina Plomosos-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico; West Texas Geological Society Publication 64-50, 116-129.
- De La O Burrola F., y Martínez. L. 2013., Caracterización petrográfica y geoquímica de los carbónes de la subcuencas Ojinaga, Chihuahua, México: aplicación a la modelización en 1D del sistema petrolero., reporte de stage M2 septiembre 2011, Laboratoire G2R UMR 7566 CNRS, Département des Géosciences Faculté des Sciences et Technologies, Université Henri Poincare, Nancy, France. 41 p.
- Eguiluz y de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270.
- Eguiluz y de Antuñano, S., 2007, Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en la cuenca de sabinas, Coahuila, México. Geo/Ciencia, Revista del Servicio Geológico Mexicano, Año 1, N° 1, 1-34.
- Enciso Cárdenas 2015. "estudio de las propiedades de adsorción – desorción de gases en los sistemas petroleros no convencionales en mexico y su aplicacion al modelo cinetico de generacion de hidrocarburos. "estudio de las propiedades de adsorción – desorción de gases en los sistemas petroleros no convencionales en mexico y su aplicacion al modelo cinetico de generacion de hidrocarburos. Docteur de l'Université de Lorraine En Géosciences, Francia 450p.
- Ferket H. 2004. Sedimentology, diagenesis and fluid flow reconstruction in the Laramide fold-and-thrust belt of eastern Mexico (Córdoba Plataform): implications for petroleum exploration. Tesis de Doctorado. Katholieke Universiteit Leuven. Bélgica. 430 p.
- 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.
- Gautheron C. 2014. La méthode U-Th/He sur apatite, pp. 187-212. In Ed. Coordinador: Pagel M., 2014. Bassins sédimentaire: Les marqueurs de leur histoire thermique. Géophères. Eco-sciences.

- González-partida E., Carrillo-Chavez A., Grimmer J., y Pironon J. 2002. Petroleum-rich fluid inclusions in fluorite, Purisima mine, Coahuila, Mexico. *International Geology Review*. Vol. 44, N° 8, pp.755-764.
- González-Partida E., Carrillo-Chavez A., Grimmer J., y Pironon J., Mutterer J., y Levresse G. 2003. Geochemical evolution of mineralizing fluids at the fluorite La Encantada - Buenavista district: A Mississippi Valley Type deposit. *Ore Geology Reviews* vol. 4, pp. 107-124.
- González-Partida E., Antoní Camprubí i Cano, Carles Canet Miquel. y González-Sanchez F.2008a. Termodinámica e inmiscibilidad de fluidos aplicada en las inclusiones fluidas para entender las condiciones PVTX en la evolución de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en yacimientos estratoligados; primera parte: teoría. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* pp. 1-11.
- González-Partida E., Antoní Camprubí i Cano, Carles Canet Miquel. y González-Sanchez F.2008b. Comportamiento y evolución de fluidos en yacimientos estratoligados de la cuenca de Sabinas y su comparación con los sistemas petroleros de la cuenca del Sureste México: Segunda parte. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* pp. 20-31.
- 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*, v. 59 (1), 43-62.
- González-Sánchez F., Antoni Camprubí, González-Partida E., Puente-SolísR., Carles Canet 2008. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite, and Zn-Pb deposits in the MVT province of Northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*, pp 20-31
- Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, 1-58.
- Goldhammer, R. K., and Johnson, C. A., 2001. Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, 45-81.
- Gray G., Potterf R., Yurewicz D., Mahon K., Pevear D., Chuchula R., 2001. Thermal and Chronological Record of Synto Post-Laramide Burial and Exhumation Sierra Madre Oriental México. In Bartolini C. and Buffler R. T., and Cantú Chapa eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basin, and petroleum systems; AAPG Memoir 75*, pp. 159-181.
- Greenwood, E., Kottlowski, F.E., Thompson, III, S., 1977. Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa basin; comparison with Permian and Orogande basins: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 61*, 1448-1469.
- Hanor J. S. 2001. Reactive transport involving rock-buffered fluids of varying salinity: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 3721-3732.
- Haenggi, W.T., and Gries, J.F., 1970. Structural evolution of the northeastern Chihuahua Tectonic Belt, in *Geology of the Southern Quitman Mountains Area, Trans-Pecos Texas; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 70-12*, 55-69.
- Haenggi, W.T., 2001, Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA; Part I, the pre-Mesozoic setting: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIV, 28- 66.
- Lawton, T.F., Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1997. Late Jurassic transtensional borderland on the southwestern margin of North America: *Geological Society of America, Abstracts with Programs 29*, A-200-A-201.
- Longoria, J. F., 1984. Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, in: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., y Moore, C. H., eds., *The Jurassic of the Gulf Rim. Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, Proceedings of the Third Annual Research Conference*, p. 171-193.
- Márquez, B., 1979. Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del Cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México: *Ingeniería Petrolera 19*, no. 8, 28-36.
- Ménétrier, C., 2005. Modelisation Termique Applique aux Bassins Sedimentaires: Bassin de Paris (France) et Bassin de Sabinas (Mexique). Thèse PhD Université Henri POINCARÉ Nancy I, Faculte des Sciences, UMR G2R/7566, U.F.R.S.T.M.P. Ecole Doctorale RP2E, Vandœuvre les Nancy CEDEX, France. 268 p.

- Miller, J.P., Montgomery, A., Sutherland, P.K., 1963. Geology of part of the Sangre de Cristo Mountains, New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Memoir 11, 106 p.
- Monreal, R., 1989. Regional stratigraphic studies of the Lower Cretaceous in northern Mexico and the southern United States: University of Texas at Dallas, Ph.D. dissertation, 371 p.
- Monreal, R., Longoria, J., 1999. A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico: Implications for lithocorrelations, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America, Special Paper 340, 69-92.
- Muehlberger, W.R., 1980. Texas lineament revisited, in Dickerson, P. W., Hoffer, J.M., Callender, J.F. (eds.), Trans-Pecos region, southeastern New Mexico and West Texas: New Mexico Geological Society, Guidebook, núm.31, 113-121.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986a, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Austin, Texas, EUA, The University of Texas at Austin, Tesis de doctorado inédita, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986b, Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional, 25, 157-206.
- Pagel M., Braun J.J., Disnar J. R., Martínez L., Renac C., Vasseur G., 1997. Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions and apatite fission tracks at the ardeche paleo-margin (BA1 drill hole GPF program), France. Journal of Sedimentary Research, v. 67 N° 1, 235-245.
- Pagel M., 2014. Bassins sédimentaire: Les marqueurs de leur histoire thermique. Géophères. Eco-sciences. 222 p.
- Piedad Sánchez N. 2005. Prospección des hidrocarbures par une approche intégrée de pétrographie, géochimie et modélisation de la transformation de la matière organique: Analyse et reconstruction de la histoire thermique des Bassins Carbonifère Central des Asturies (Espagne) et Sabinas-Piedras Negras (Coahuila, Mexique). Tesis de Doctorado. UMR-CNRS G2R/7566-Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques. Faculte des Sciences- Université Henri Poincaré - Nancy I. 350 p.
- Pironon J. 2014. Les inclusions fluides: indicateurs thermobarométriques Chap. 3 pp 127-150. In: Ed. Coordinador: Pagel M., 2014. Bassins sédimentaire: Les marqueurs de leur histoire thermique. Géophères. Eco-sciences.
- Román R., J.R., Holguín Q. N. 2001. Subsistemas generadores de la Región Norte de México. Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, pp. 48,68-84.
- Santamaría – Orozco, D., Arenas, P. R. y Escamilla, H., 1990. Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico). Inst. Mex. Petr. Proyecto CAO-3052. 140 p. Inédito.
- Santamaría Orozco, Myriam Adela Amezcua Allieri, Teresita de Jesús Carrillo Hernández. 2009. Generación de petróleo mediante experimentos de pirólisis: revisión sobre el conocimiento actual. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 61, núm. 3, 2009, p. 353-366.
- Tucholke, B.E and Schouten, H., 1988. Kane Fracture Zone, Marine Geophysical Research, 10, 1-2, 1-39.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review, en Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F. (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication, 9, 235-255.
- Woodward, L.A., Anderson, O.J., Lucas, S.G., 1999. Late Paleozoic right-slip faults in the Ancestral Rocky Mountains, in Albuquerque Geology: New Mexico Geological Society, 50th Field Conference, 149-153.

La Geología en la Geotermia: Reflexiones y análisis de cómo explorar este recurso energético

Eduardo González Partida¹, Luis Eduardo González Ruiz^{2,3}

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

² UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

³ Geología Minería y Consultoría, y CENIAPET, Cipreses 104 F. Jurica Querétaro, Qro., México

edgopa@gmail.com

RESUMEN

En cualquier proceso de exploración, caracterización y explotación, tanto en reservorios geotérmicos como sistemas hidrotermales y recursos energéticos fósiles, se necesita un entendimiento detallado de lo que ocurre en las diversas escalas de observación (las cuales no se deben de contradecir): desde las imágenes de satélites hasta estudios isotópicos detallados. En un sentido más estricto el “*geólogo pensante*” siempre (con herramientas de trabajo adecuadas) debe entender, i tratése del recurso que sea!, el origen-transporte-depósito del yacimiento y/o reservorio. Para lograr este importante objetivo, se debe de seguir una metodología que para todo tipo de recurso es diferente, en el caso de la geotermia y en particular los estudios geológicos siguen una metodología de trabajo probada que comprende fases de conocimiento que coadyuvan a tener éxito geotérmico. En este trabajo, se ha amalgamando en un sentido ordenado los elementos que un geólogo debe saber para poder enfrentar los retos de descubrir y caracterizar un reservorio geotérmico. Se considera que una sola disciplina no es garantía para tener éxito y que la geología debe ir de la mano de la geofísica, geoquímica, geohidrología, impacto ambiental e ingeniería de yacimientos, siendo estas las especialidades geocientíficas más importantes que inciden en el conocimiento geotérmico. Evidentemente existen otros factores además de los técnicos como los sociales, políticos y económicos a considerar.

INTRODUCCIÓN

En general, “la palabra geotermia se refiere a la energía térmica natural existente en el interior de la Tierra”; De todos es sabido que este interior está caliente y que, a medida que se profundiza hacia la corteza se encuentran temperaturas crecientes. El calor se mueve hacia la superficie por medio de conducción y convección. En la corteza, el gradiente de temperatura es típicamente entre 25 a 30 °C por kilómetro, pero puede ser tan alto como 150 °C por kilómetro en áreas geotérmicas calientes, donde las fumarolas, géiseres y fuentes termales son fenómenos observables en superficie que denotan un calor que proviene del subsuelo. Desde una perspectiva ambiental global, los beneficios del desarrollo de la energía geotérmica son incuestionables. Las condiciones clásicas para la existencia de un yacimiento geotérmico son la presencia de: A) Un foco de calor activo, B) Un material permeable (el almacén geotérmico) por el que circula un fluido (en general agua de origen meteórica, en fase líquida y/o vapor) y C) Una cobertera o sello que impida (o al menos limite) el escape del fluido.

Se conoce como “yacimiento geotérmico” a el espacio de la corteza terrestre en el que se localizan materiales permeables que albergan un recurso geotérmico susceptible de ser aprovechado por el hombre, pero se denomina “recurso geotérmico” a la porción de calor desprendido desde el interior de la Tierra que puede ser aprovechado por el hombre en condiciones técnicas y económicas.

A la fecha se han identificado cinco tipos de sistemas geotérmicos (in González Partida y González Ruiz, 2016): (1) hidrotermales; (2) roca seca caliente; (3) geopresurizados; (4) marinos y (5) magmáticos. El uso de los recursos geotérmicos se ve fuertemente influido por la naturaleza del sistema que los produce. En términos generales, los recursos de los sistemas volcánicos calientes se utilizan principalmente para generación de energía eléctrica, en tanto que los recursos de sistemas de temperatura más bajos se utilizan principalmente para calefacción de espacios y otros usos directos. Parte de la información que se presenta a continuación fue en parte tomada de los siguientes trabajos: Armstead 1978, Di Pippo 1984, Ellis (1979), Ellis y Mahon (1977), Fernández Ruiz 2000, García Estrada 1989, Gutiérrez Negrín et al., (1989), Ordaz Méndez et al., 2011, González-Ruiz, et al. 2015 y González Partida y González-Ruiz, 2016.

FASES DE DESARROLLO DE UN CAMPO GEOTÉRMICO

Una gran diferencia entre la energía geotérmica y otras energías renovables es que la geotermia requiere una estrategia de búsqueda que se debe al carácter de recurso que posee la característica de la renovabilidad que los otros recursos no poseen. Las estrategias de exploración dependen del tipo de recurso que se pretende localizar y del área que se plantea cubrir. Las fases mas características de la investigación de recursos geotérmicos de alta (y media) entalpía se resumen en la figura 1. Un proyecto de energía geotérmica se puede dividir en una serie de fases de desarrollo antes de que inicie la fase real de operación y mantenimiento: inspección preliminar; exploración; perforación de prueba; revisión y planificación del proyecto; desarrollo del campo; construcción, y arranque y puesta en servicio. El desarrollo de un proyecto típico geotérmico para la industria de servicios públicos usualmente toma entre 5 y 10 años, dependiendo de las condiciones geológicas del país, la información disponible sobre el recurso, el clima institucional, normativo y el acceso a financiamiento adecuado.

| Etapas | Fases | Objetivos | Área | Duración (años) |
|--------------------------|-------------------------------|--|--|------------------------|
| Investigación | Reconocimiento | Caracterización general regiones geotérmicas, modelo general de funcionamiento, priorización y propuesta de actuaciones | Nacional 10.000-100.000 km ² | 3-4 |
| | Prefactibilidad | Selección zonas y áreas, estimación potencial, modelo de campo y delimitación puntos de interés | Regional 500-2.000 km ² | 4-5 |
| | Factibilidad | Confirmación y adecuación modelo campo, evaluación del yacimiento, diseño modelo explotación, valoración económica detallada | Yacimiento 10-100 km ² | 2-3 |
| Desarrollo y explotación | Desarrollo y explotación | Actualización de información y evaluación precisa del modelo | Local | 25-30 |
| | Renovación o Desmantelamiento | Retorno a fase de explotación o restauración de los terrenos | Local | 2-3 |

Figura 1. Esquema general que muestra las fases de un desarrollo geotérmico

Las fases exploración/explotación/producción, y especialmente la fase de perforación de prueba, usualmente se ven como las partes de mayor riesgo del desarrollo de proyectos geotérmicos. La fase de reconocimiento preliminar incluye una observación de un área geotérmica con base en un estudio a nivel nacional o regional. El estudio de prefactibilidad también abarca aspectos tales como las características del mercado de electricidad del país (demanda y suministro, tomadores regulares potenciales y clientes), sistema de transmisión y distribución, disponibilidad de infraestructura básica (carreteras, suministro de agua potable, comunicaciones, etc.), y asuntos ambientales y sociales. Según la OLADE un estudio de reconocimiento consiste en la evaluación preliminar de los recursos geotérmicos susceptibles de ser aprovechados con fines de generación eléctrica u otros usos en una región determinada, identificando y delimitando las áreas de mayor interés, para plantear, de manera concreta, las líneas de acción a seguir en la siguiente etapa de la investigación. La evaluación será realizada mediante la recopilación, evaluación, análisis y procesamiento de la información geocientífica y técnica existente, e investigaciones de campo geológicas, geo hidrológicas, geofísica, y geoquímicas de carácter regional y local, en la figura 2 se muestra un esquema de las principales herramientas a emplear en las fases de conocimiento. Una vez realizada la selección del área o áreas de mayor interés, se deberán proporcionar las recomendaciones para los estudios de la fase de pre-factibilidad, señalando en detalle los trabajos que se tendrán que realizar en lo que respecta a geología, geoquímica, geofísica, hidrogeología y algunas perforaciones someras. Los objetivos generales del estudio de pre-factibilidad de un área geotérmica, están dirigidos a:

- 1) *Optimizar el modelo preliminar del área geotérmica investigada, el cual deberá aportar información sobre los siguientes aspectos:* a) Naturaleza, ubicación y dimensión estimada de la fuente de calor, b) Presencia y características de la cobertura o capa sello, c) Extensión del área y profundidad del posible yacimiento, d) Modelo preliminar del sistema de circulación hídrica, el cual incluirá un balance hidrológico preliminar, zonas de recarga y definición de la cuenca subterránea, e) Identificación y caracterización del eventual yacimiento con base en la información de los estudios de superficie, buscando describir su litología, y estimando su temperatura y las características fisicoquímicas del fluido geotérmico y f) En el caso de que el yacimiento sea alcanzado por un pozo de propósito múltiple, se obtendrá información más directa sobre estos aspectos.

| Técnicas | Objetivos | Pruebas |
|-------------|---|---|
| Geológicas | Confirmar las condiciones geológicas del yacimiento: foco de calor, almacén y cobertera | <ul style="list-style-type: none"> • Fotointerpretación • Tectónica • Estratigrafía • Volcanología • Sismología • Petrografía • Datación absoluta |
| Geoquímicas | Confirmar la existencia de fluidos geotérmicos y definir sus características físico-químicas | <ul style="list-style-type: none"> • Hidroquímica • Geotermometría química • Técnicas isotópicas • Geoquímica de gases y volátiles • Estudio de depósitos y alteraciones hidrotermales |
| Geofísicas | Delimitar geoméricamente el yacimiento geotérmico y definir sus características térmicas (temperatura y flujo de calor) | <p>Geofísica estructural:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Teledetección • Gravimetría • Magnetismo • Sísmica <p>Geofísica de detalle:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Eléctrica • Electromagnética • Magnetotélúricos • Microsísmicidad • Polarización espontánea • Sísmica 3D • Termometrías y medidas de flujo |

Figura 2.- técnicas de prospección en un desarrollo geotérmico.

- 2) *Determinar sitios alternos para la perforación de pozos exploratorios profundos. Esta localización estará basada en criterios técnico-científicos, tales como: a) Explorar dentro del área geotérmica, las anomalías prioritarias determinadas por los estudios de pre-factibilidad, b) Programar uno de los pozos exploratorios a una profundidad tal que, dentro los límites económicos, atraviese la totalidad del yacimiento geotérmico.*

En caso de que las investigaciones señalen la presencia de un segundo yacimiento a una profundidad comercial, cuando menos un pozo debe ser programado para alcanzarlo y c) La distribución de las perforaciones deberá satisfacer equilibradamente los objetivos de la exploración del subsuelo y de esta manera los pozos se programarán para explorar zonas productoras y zonas de reinyección. Su distribución podrá plantearse bajo dos normas factibles: una, que se sitúen estratégicamente y con espaciamientos adecuados a partir del centro de la anomalía principal; y la otra, que estén distribuidos de tal manera que cubran representativamente el área de la anomalía geotérmica delimitada con los métodos indirectos de superficie. El objetivo principal de la geología en la etapa de pre-factibilidad, es el de definir con mayor detalle las características geológicas, vulcanológicas y estructurales del área iniciada en la etapa de reconocimiento y escogida para la continuación de las investigaciones. El estudio geológico tendrá como propósito elaborar un modelo conceptual preliminar del campo geotérmico, para su evaluación técnica y comercial. El mismo estudio permitirá disminuir el riesgo económico en la perforación de los pozos exploratorios. Para la elaboración del modelo conceptual del yacimiento será necesario caracterizar los elementos geológicos que forman parte de este.

Para este propósito será necesario: 1) Definir la naturaleza de la fuente de calor, su posible extensión del área, profundidad y edad. 2) Definir el gradiente de temperatura del área, 3) Definir la litología del yacimiento y de la cobertura, y estimar sus permeabilidades, 4) Definir la geometría del yacimiento y de la cobertura, cuantificando la extensión del área y los espesores presumibles y 5) Evaluar la posibilidad y el tiempo de recarga del acuífero. Finalmente, será necesario evaluar también el impacto ambiental del proyecto geotérmico y sus infraestructuras, de acuerdo a la legislación nacional vigente en cada país.

La exploración, ya sea regional o de detalle, debe iniciar con una buena cartografía de la zona. Esta cartografía incluye información de la secuencia litológica y vulcanológica, información estructural (fallas y fracturas, campo de esfuerzos), información topográfica, información hidrotermal (manifestaciones superficiales, áreas de alteración).

Los objetivos principales de un estudio hidrogeológico con fines geotérmicos, se pueden definir en los siguientes puntos: 1º).-Desarrollar el inventario de puntos de agua del área; 2).-Elaborar el mapa hidrogeológico; 3).- Establecer, dentro de lo posible, la cuenca hidrogeológica subterránea del eventual campo geotérmico; 4).- Estimar la recarga hídrica profunda y 5).-Planificar e iniciar la implementación de una red hidrológica y meteorológica para el área de estudio, para la cuantificación de los siguientes parámetros hidrometeorológicos: Precipitación, escorrentía, infiltración, evapotranspiración, caracterización de los acuíferos, elaborar el balance hídrico preliminar del área y elaborar el modelo preliminar hidrogeológico del campo. En la presente fase se establecerá el balance hidrogeológico preliminar de la cuenca incidente en el área; haciendo énfasis en la estimación de la recarga subterránea, la cartografía hidrogeológica del área, planificación y montaje de la red hidrométrica y meteorológica; y determinación de la zona adecuada del campo para la reinyección de aguas residuales al subsuelo.

Los estudios se realizan en forma coordinada con las investigaciones geoquímicas e isotópicas, geológicas y geofísicas, y comprenden esencialmente las siguientes actividades: l) La interpretación y correlación de los resultados de los estudios hidrológicos, hidrogeológicos y de laboratorio con la información aportada por los pozos existentes, conducirá a definir los objetivos fijados en la presente fase, esto es: a) Mediante el estudio del ciclo hídrico, el estudio isotópico y el establecimiento del balance hidrológico, en correlación con la información hidrogeológica obtenida tanto en superficie como en los pozos; se elaborará el modelo hidrogeológico preliminar de circulación hídrica del área. b) Mediante la correlación de la información aportada por el presente estudio hidrogeológico, con el resultado del estudio de los xenolitos hidrotermalizados y del fenómeno freatomagmático, se determinarán, a priori, algunas características del eventual yacimiento geotérmico. c) Con estudio estructural y litoestratigráfico del área, se definirá en forma preliminar la cuenca hidrogeológica incidente en el campo geotérmico, se identificarán las zonas de infiltración profunda y las eventuales zonas de reinyección de aguas residuales. d) Con la delimitación de dicha cuenca, se podrá planificar eficazmente la ampliación de la red hidrológica en la subsiguiente fase de factibilidad.

En la fase final del estudio de pre-factibilidad, antes de perforar pozos de exploración profundos en algunos casos será aconsejable la ejecución de pozos de gradiente, para disminuir el riesgo económico. La perforación de pozos de gradiente es el primer método directo de la exploración del subsuelo y las mediciones del gradiente térmico pueden ser suficientes para determinar la presencia de un área geotérmica de importancia. El objetivo de estos pozos es el de definir en tres dimensiones las variaciones de temperatura en la parte superior del yacimiento y, de ser posible, en las áreas marginales del yacimiento y dentro del mismo. Esto con el propósito de delinear las zonas más someras del yacimiento. Los datos adquiridos durante la perforación de pozos de gradiente, deberán ayudar a la integración científica de la información generada por los estudios de superficie con la información generada por los pozos exploratorios, llevará a la formulación de un modelo conceptual del sistema geotérmico. El modelo deberá definir, como mínimo, los aspectos fundamentales para la estimación del potencial del recurso para su explotación con fines de generación de electricidad.

Entre otras cosas deberá describir: El modelo de evolución geovulcanológica de la zona; la naturaleza, características principales, dimensión estimada y ubicación de la fuente de calor; la columna litológica, y las principales propiedades petrofísicas (capacidad calorífica, conductividad térmica, porosidad, permeabilidad) de las rocas de las diversas unidades, particularmente de la roca del yacimiento y de la capa sello; descripción de los principales rasgos geológico-estructurales de la zona. En particular, una descripción de los rasgos relacionados con el modelo vulcanológico (estructuras caldéricas, estratovolcanes), y de los sistemas principales de fallas que jueguen un papel importante en la definición del patrón de flujo de fluidos a profundidad; delimitación de los límites del yacimiento explotable; estimación de la distribución de temperatura en el yacimiento; el modelo de flujo subterráneo, incluyendo la ubicación de la(s) probable(s) zona(s) de recarga, la dirección general de flujo, la ubicación de la(s) zona(s) de ascenso de vapor, descripción de procesos de mezcla en el subsuelo, y la ubicación de las descargas de agua geotérmica. Contemporánea y consecuentemente con las actividades derivadas de las perforaciones exploratorias profundas, durante los estudios de factibilidad será necesario continuar con estudios geocientífica de superficie, cuyos objetivos fundamentalmente serán: Verificar y detallar el modelo geológico conceptual de la zona de interés; delimitar la extensión del posible yacimiento geotérmico descubierto; determinar los posibles riesgos naturales a que este expuesto el proyecto; evaluar los problemas relacionados con el impacto ambiental que podría ocasionar el proyecto. Las investigaciones que normalmente se realizan en esta etapa, son similares a las que se efectúan en los estudios de pre-factibilidad, esto es: geología, geoquímica, hidrogeología y geofísica.

El inicio del desarrollo en sí del proyecto de energía consiste en perforar pozos de producción y reinyección, y construir parcialmente la tubería para conectar los pozos a la central. Mantener el entorno natural y la integridad de los ecosistemas subterráneos es una consideración importante para cualquier proyecto de desarrollo significativo; deben colocarse barreras de protección efectivas con el propósito de proteger el entorno y las comunidades que viven en el área. Los conceptos fundamentales de la sostenibilidad ambiental y social son ahora ampliamente reconocidos por los legisladores, las instituciones de desarrollo y la sociedad en general. Los principales impactos de los yacimientos geotérmicos vienen derivados de la propia naturaleza del recurso, por los compuestos salinos y los gases disueltos que lleva el fluido hidrotermal, que hay que tratar adecuadamente para evitar que contaminen la atmósfera, el terreno y las aguas circundantes.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo financiero obtenido a partir del proyecto número 08 del CEMIEGEO (207032) SENER-CONACYT. y a los técnicos que apoyaron en especial al Ing. Juan Tomas Vázquez y al Ing. Erik Hugo Díaz Carreño.

REFERENCIAS

- Armstead H.C.H., 1978. Geothermal energy. John Wiley & sons, New York, 357 p.
- Di Pippo R., 1984. Worldwide geothermal power development; an overview and update. Geothermal resources council bulletin, 13, 4-16.
- Ellis, A. J. (1979) "Explored geothermal systems", en Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Barnes, H.L., ed.), Wiley, Nueva York, pp 632-683.
- Ellis, A. J. y Mahon, W. A. J. (1977) Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press, Nueva York.
- Fernández Ruiz, J., 2000. Derecho Administrativo. Editorial Porrúa, S.A., México.
- García Estrada, G., 1989. Las técnicas de medida de flujo térmico en continentes, métodos opciones y su aplicación en México. Geotermia, Vol. 5. No. 3, pp. 375-410.
- González-Ruiz, L.E., González-Partida, E., Garduño-Monroy, V.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, pp. 1-8.
- Gonzalez Partida y González-Ruiz, 2016. Apuntes de geología de la geotermia. Centro de Geociencias, UNAM. 169 p.
- Gutiérrez Negrín, L., A. López Hernández, y J.L. Quijano León, 1989. Zonas geotérmicas de interés en México. Geotermia, Vol. 5, No. 3, pp. 283-346.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., V.H. Garduño-Monroy, and Z. Casarrubias-Unzueta, 2000. Tectonic Characteristics of the Geothermal Zone of Pathé, Mexico. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000. pp. 1189-1193.
- Ordaz Méndez, C.A., Flores Armenta, M., y Ramírez Silva, G., 2011. Potencial geotérmico de la República Mexicana. Geotermia, Vol. 24-1, pp. 50-58.

GEOQUÍMICA Y PATRIMONIO CULTURAL

Aplicación de fluorescencia y difracción de rayos-X de manera simultánea para la identificación de minerales en artefactos de piedra verde de contexto arqueológico

Valentina Aguilar-Melo¹, José Luis Ruvalcaba²

¹Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC).

²Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México.

valbetel@yahoo.com.mx

RESUMEN

El análisis del patrimonio cultural material requiere del uso de técnicas no destructivas y portátiles, ya que en general no es posible transportar el objeto del acervo al laboratorio y tampoco es fácil tener la autorización para tomar muestras del mismo. Para este fin, las técnicas espectroscópicas son ampliamente utilizadas y su precisión cada vez mayor permite tener certeza de las caracterizaciones. Al respecto, la identificación de elementos químicos por Fluorescencia de Rayos X (XRF, por sus siglas en inglés) proporciona indicios sobre composición y origen natural de los materiales. Sin embargo, en muchos casos suele ser difícil la identificación sólo a partir de la composición elemental, por lo que las técnicas espectroscópicas como Raman e Infrarrojo permiten complementar este tipo de análisis, pudiendo identificar las principales fases minerales; aunque hasta ahora la Difracción de Rayos X (XRD, por sus siglas en inglés) es la técnica más consolidada y eficiente para este fin.

Un análisis simultáneo de XRF y XRD reduce la ambigüedad en la identificación de los materiales, ya que los patrones de difracción sugieren el arreglo cristalquímico o paragénesis (dos o más minerales) y el análisis composicional permite concluir sobre la naturaleza del agregado. Hasta hace pocos años la forma de realizar análisis por XRD era mediante preparación de muestra pulverizada, por lo tanto, realizar un estudio no destructivo o no invasivo con esta técnica no era factible. Recientemente se han desarrollado dispositivos no invasivos que utilizan estas técnicas para estudiar bienes culturales. En este grupo de trabajo se ha desarrollado un prototipo transportable que utiliza de manera simultánea las técnicas XRF y XRD para su aplicación in situ en artefactos de piedra verde, pigmentos, metales y otros materiales de contexto arqueológico (Fig. 1). En este trabajo se presentan los resultados del análisis de piezas provenientes del sitio La Joya, Veracruz; Tamtoc, San Luis Potosí y Bonampak, Chiapas. Se identificaron, entre otros minerales, diópsido, cosmoclor y onfacita, además de jadeíta en algunas piezas de piedra verde. Una de las mayores dificultades que presenta esta técnica es la orientación preferencial. Por ejemplo, las piezas de amazonita están fuertemente orientadas, lo que puede dificultar su identificación (Fig. 2 y 3).

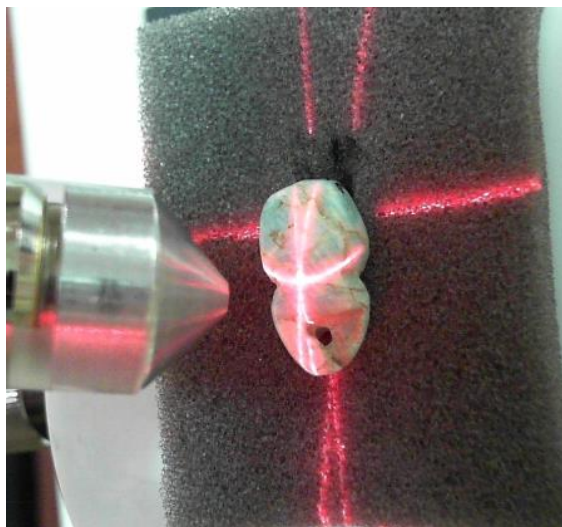


Figura 1. Pieza de amazonita, proveniente de un entierro en Bonampak.

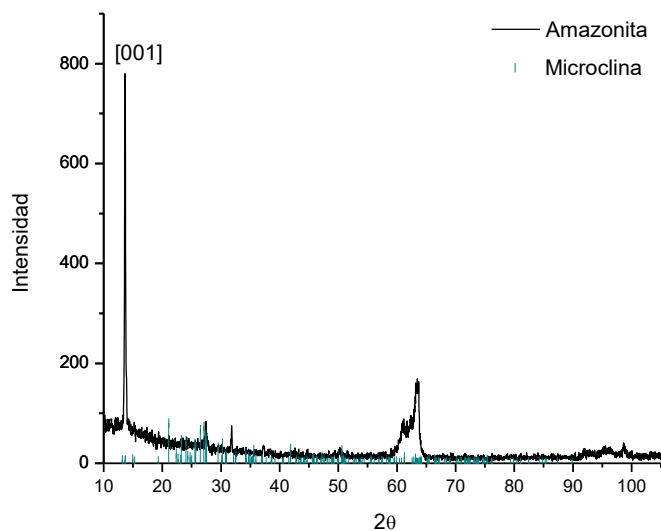


Figura 2. Difractograma de la pieza de amazonita, con una orientación preferencial en la dirección [001].

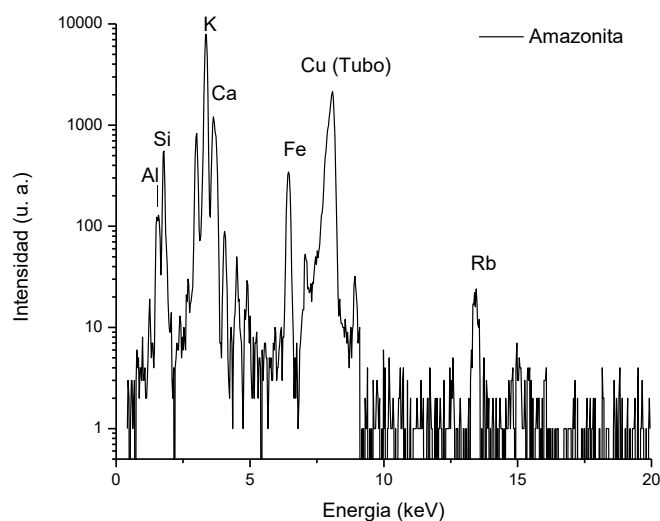


Figura 3. Espectro XRF de la pieza de amazonita analizada en Bonampak.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo de los proyectos CONACYT LN 232619, LN 260779 y LN271614, así como el apoyo parcial de los proyectos PAPIIT UNAM IN110416 y CONACYT CB 239609.

GEOQUÍMICA Y EDUCACIÓN

La enseñanza de la Química, desde el nivel básico hasta el nivel superior y su relación con las Geociencias.

María del Sol Hernández-Bernal

Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia, UNAM
msol_hernandez@enesmorelia.unam.mx

RESUMEN

En este trabajo se aborda una reflexión acerca de la enseñanza de las ciencias en general en México y sus resultados a nivel internacional, así como del tiempo que la educación formal y oficial le dedica en sus planes de estudio a los temas específicos de la química a lo largo de los 12 años que un alumno cursa en educación básica y media superior. Se describen, en lo general, los temas que cubren los planes de estudio y se realizará una discusión de la incidencia de esos temas en las Geociencias. Se muestran ejemplos de científicos que desarrollaron temas de gran importancia en las Ciencias de la Tierra. Una de las metas de la enseñanza de las ciencias debería ser generar curiosidad e inquietud en los estudiantes por la forma en que el conocimiento científico se construye a partir de una serie de hechos históricos, culturales y sociales. El papel de los profesores es el de hacer suyo el conocimiento científico, proveer herramientas de aprendizaje y acompañar en el proceso de construcción de conocimientos de los alumnos.

INTRODUCCIÓN

En las Geociencias los conocimientos de Química son fundamentales. El primer contacto que tienen los estudiantes con esta asignatura es en el campo de la Mineralogía y de forma más franca en la Petrología y más específicamente en la Geoquímica. Los estudiantes deben, desde sus cursos iniciales, aprender una serie de grupos minerales y estructuras cristalinas basadas en sus conocimientos previos de química. De allí, comienzan a hablar en el laboratorio, en sus prácticas de campo y en sus reportes, de carbonatos, silicatos, óxidos, etc. Conforme avanzan en sus cursos el lenguaje se torna más rico en términos y conceptos ya que al estudiar las petrologías entran al campo de la Termodinámica, de la Geoquímica y en los últimos semestres en asignaturas avanzadas como la Geoquímica Isotópica. A pesar de que la Química, al igual que la Física, la Matemática y la Biología, es una disciplina fundamental en las Geociencias, el número de estudiantes y académicos que se dedican a ella por completo son pocos.

PANORAMA DE LA EDUCACIÓN EN CIENCIAS EN MÉXICO

En México, la ciencia y el desarrollo de tecnología no forman parte de la cultura nacional o de las aspiraciones primarias de la población en general. La inversión que se hace en este campo es aún baja e implica un rezago tecnológico, así como un bajo número de patentes respecto a otros países.

De acuerdo a los resultados de evaluaciones en las ciencias, como PISA (Programme for International Student Assessment), 47% de los alumnos mexicanos de 15 años (tercero de secundaria) no alcanzan el nivel de competencias básico (nivel 2). El promedio que muestran los países miembros de la OCDE (Organización para la Cooperación y el Desarrollo Económicos) que no alcanzan el nivel 2 es de 18%. Sólo el 0.5 % de alumnos mexicanos de 15 años alcanza los niveles de competencias más altos (5 y 6) en Ciencias, mientras que el promedio del OCDE es de 8%. El alumno promedio en México obtiene 415 puntos en Ciencia; el puntaje promedio de la OCDE es de 501, lo cual implica una diferencia de alrededor de dos años de escolaridad (OECD, 2013).

A lo largo de la historia de la educación básica en México, las ciencias han ocupado un lugar secundario. Los programas enfáticos por muchos años en lengua y matemáticas, orientados bajo el supuesto no demostrado de que son, cada uno por su lado, los garantes del desarrollo de personas con habilidades para la vida y el aprendizaje futuro, han ocupado la mayor parte de la atención en materiales, formación docente y, sobre todo, tiempo y recursos para las clases de preescolar y primaria (Flores-Camacho, 2012).

Haciendo una revisión de los currículos de los 6 grados de primaria (Reforma del año 1993), se advierte que sólo en el tercer grado se tocan temas específicos de la química, en el bloque III y IV, y en quinto grado en el bloque III. Del tercer al sexto grado se utilizan sólo 3 horas por semana para los temas de Ciencias. Entonces, considerando un calendario de 200 días, tendremos como máximo 24 horas dedicadas a cada bloque anualmente; es decir, el 3% del total. El resto de los bloques dedicados a los temas de ciencia se enfocan a temas predominantemente de la Física y Biología (Tabla 1).

| Tabla 1. Horas de estudio de la asignatura Química en la educación básica y media en México (SEP). | | |
|--|---------------|------------------|
| Educación básica primaria | | |
| 1° y 2° grado | | |
| Asignatura | Horas por año | Horas por semana |
| Conocimientos del medio* | 120 (15%) | 3 |
| Español | 360 (45%) | 9 |
| Matemáticas | 240 (30%) | 6 |
| Educación Artística | 40 (5%) | 1 |
| Educación Física | 40 (5%) | 1 |
| Total | 800 | 20 |
| 3° a 6° grado | | |
| Ciencias Naturales | 120 (15%) | 3 |
| Español | 240 (30%) | 6 |
| Matemáticas | 200 (25%) | 5 |
| Historia | 60 (7.5 %) | 1.5 |
| Geografía | 60 (7.5%) | 1.5 |
| Educación Cívica | 40 (5%) | 1 |
| Educación Artística | 40 (5%) | 1 |
| Educación Física | 40 (5%) | 1 |
| Total | 800 | 20 |

* Trabajo integrado por ciencias naturales, historia, geografía, y educación cívica.

En el caso de la secundaria, el panorama no mejora. Entre 1993 y 2006 los alumnos tenían 360 horas de clases de química, a lo largo de los 3 años de escuela. A partir de 2006, las horas asignadas a la Química son sólo 240, impartidas durante el tercer año; es decir el 10% de las hipotéticas 2400 horas de clases de educación básica secundaria. Cabe mencionar que cada hora de clase, son horas de 50 minutos, menos el tiempo que conlleva el tomar asistencia, recoger tareas, etc. El panorama de la educación en Química en México es desolador.

| Grado | Reforma 1993 | | Reforma 2006 | |
|---------|---|--------------|-------------------------------------|--------------|
| | Asignatura | Horas/semana | Asignatura | Horas/semana |
| Primero | Biología | 3 | Ciencias I con énfasis en Biología | 6 |
| | Introducción a la Física y a la Química | 3 | | |
| Segundo | Biología | 2 | Ciencias II con énfasis en Física | 6 |
| | Física | 3 | | |
| | Química | 3 | | |
| Tercero | Física | 3 | Ciencias III con énfasis en Química | 6 |
| | Química | 3 | | |

La asignatura de Ciencias III con énfasis en Química se enfoca al estudio de los materiales a escala molecular y atómica, al empleo del modelo cinético-corpúscular como base para la representación del microcosmos y algunos aspectos relacionados con la composición de la materia y sus transformaciones.

En el nivel medio superior, en el bachillerato, se cursa la asignatura de Química durante el primer año con 5 horas a la semana: 160 horas (de 50 minutos, por supuesto). Dependiendo del área del conocimiento que elijan los alumnos en el tercer año, pueden cursar temas de química con 3 horas por semana (en el caso de las áreas de Ciencias Físico – Matemáticas y Ciencias Químico-Biológicas) (Tabla 2). El plan de estudios de la SEP para bachillerato indica que los temas que se revisan son prácticamente los mismos que en la secundaria, aumentando sólo tres temas nuevos que son: a) procesos asociados al calor y velocidad de reacciones químicas, b) leyes de los gases y c) nomenclatura de moléculas orgánicas (Figura 1).

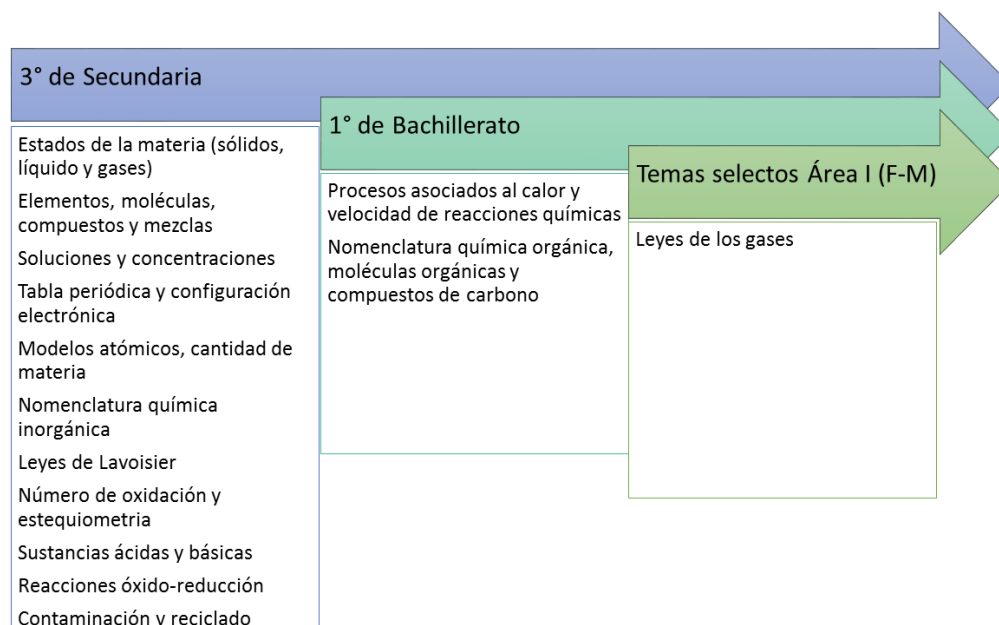


Figura 1. Resumen de los temas principales de Química estudiados en la educación básica y media (SEP).

En resumen, considerando las horas impartidas en el aula, un alumno que ingresa a una carrera de Ciencias de la Tierra (Área I), tiene en su bagaje un promedio de 570 horas académicas de conocimientos de Química. Un escaso 4.5 % de las horas que hipotéticamente ha pasado en la escuela desde la educación básica.

Otro de los problemas relacionados al aprendizaje de la química es que la mayor parte de los profesores promueven la memorización del conocimiento y con ello, los conceptos difícilmente se convertirán en un aprendizaje significativo, a pesar de que en los planes de estudio se establezca que se promueve el pensamiento científico. Aunado a ello, las facilidades tecnológicas han propiciado que las escuelas prefieran los laboratorios virtuales contruidos a partir de las tecnologías para la información y las ciencias (TICs), ya que implican un menor gasto en materiales, reactivos, riesgos de accidentes y costos de mantenimiento de laboratorios. Con ello, la experimentación tradicional ha disminuido notablemente, con consecuencias didácticas notables. Los temas de la evaluación de los alumnos, capacitación de los docentes y la calidad de los libros de texto autorizados por la SEP para las asignaturas son aún más complicados y escapan de la intención de este trabajo.

La enseñanza de la Química, prácticamente en todo el mundo, asume un currículo “químicamente puro” que difícilmente propicia la construcción de una actitud científica de los alumnos frente a la vida ya que está basada en la teoría corpuscular rígidamente combinada con una estructura filosófica (el positivismo y constructivismo educativo) y una estructura pedagógica (la preparación del futuro químico profesional). Las investigaciones han mostrado la enorme dificultad que tienen los estudiantes de secundaria, bachillerato y licenciatura para entender el abstracto e inobservable mundo microscópico y las representaciones simbólicas (como el lenguaje) de sustancias y procesos. Es decir, el resto de la química se construye, en los distintos niveles, sobre unos cimientos frágiles e inestables que no permiten un aprendizaje cabal de la disciplina (Chamizo, et al., 2004). Debido a ello, es deseable privilegiar el desarrollo de un “pensamiento químico” en donde el alumno sea capaz de analizar evidencias observadas durante la experimentación y búsqueda documental, establecer, comprobar y/o refutar hipótesis, así como elaborar conclusiones; todo ello con un lenguaje correcto, escrito y simbólico en un informe.

¿LAS GEOCIENCIAS EN LAS CLASES DE QUÍMICA O LA QUÍMICA EN LAS CLASES DE GEOCIENCIAS?

Haciendo una relación de los principales temas que se estudian en la educación básica y media superior, analizamos la relación que tienen con la Geoquímica. En la licenciatura, uno de los primeros conceptos con los que los alumnos se reencuentran con sus clases de química es cuando se estudia el concepto de mineral: Los minerales pueden ser definidos como sólidos naturales, con arreglo atómico ordenado y una composición química definida y variable en ciertos rangos que se forman principalmente por procesos inorgánicos.

Actualmente, se conocen más de cuatro mil quinientas especies minerales, aunque solo algunas docenas son realmente comunes. En esta definición de mineral, encontramos importantes conceptos químicos, tales como: estados físicos de la materia (sólidos), enlaces químicos, redes cristalinas e interacciones intermoleculares (arreglo atómico altamente ordenado) y compuestos y reacciones inorgánicas (Gandolfi & Mendonça-Figueirôa, 2016). Los enlaces químicos de los átomos en los minerales, son enlaces de tipo iónico, como en los haluros, covalentes como en el diamante, metálicos como en los metales nativos.

Sin embargo, de acuerdo a las diferencias de valores de electronegatividad de Pauling, la mayoría de los minerales exhiben una mezcla de enlaces: la galena es un mineral (PbS) que exhibe aproximadamente 80-20 % de enlace metálico-iónico, el cuarzo (SiO₂) exhibe casi 50-50% enlaces iónico-covalente y la pirita (FeS₂) enlace covalente-metálico 60-40%. Las características macroscópicas (dureza, solubilidad) y microscópicas (sistema cristalino) de los minerales se deben precisamente al tipo y proporción de enlaces.

A su vez, el tipo de enlace viene determinado por el número de oxidación de los elementos; el número de oxidación se define a partir de la configuración electrónica y la configuración electrónica a partir del número atómico del elemento.

La composición química de un mineral también determina el tipo de estructura cristalina que construyen los poliedros formados por cationes y aniones y sus celdas unitarias. En este caso, los conceptos de radio iónico y número de oxidación son muy importantes. A partir del sitio que ocupan los cationes en los poliedros será posible, en algunos pares minerales, determinar el intercambio catiónico en sitios vacantes y poder establecer termómetros y barómetros, tan útiles en la Petrología ígnea y metamórfica.

Otro ejemplo lo constituye la geoquímica isotópica, en donde la configuración nuclear del elemento da la pauta para establecer pares isotópicos radiogénicos y estables para obtener edades absolutas, establecer procesos genéticos de magmas y minerales, variaciones en las condiciones de temperatura de un sistema y un gran número de aplicaciones al estudio de los materiales geológicos. Estos son solo algunos ejemplos de la estrecha relación de la Química con la Geología. Por ello, la importancia de que los alumnos tengan claros los principios químicos.

Es claro que no podemos incidir de forma directa en los planes de estudio de la SEP o de otras instancias que se encargan de la educación básica y media. Sin embargo, nos corresponde tener muy claro los temas que manejan los alumnos, realizar evaluaciones diagnósticas y con ello mejorar la calidad de la enseñanza en las asignaturas que impartimos.

Existen revistas, congresos y publicaciones periódicas que abordan los temas de didácticas de las Ciencias. Particularmente en México, existe la revista *Educación Química*, publicada por Elsevier. Al realizar una búsqueda en esta revista de temas específicamente de Ciencias de la Tierra, los resultados son mínimos. Es en países como Brasil o España donde hay más ejemplos de publicaciones y congresos dedicados a la didáctica del par Química-Ciencias de la Tierra.

ALGUNAS SUGERENCIAS DE CÓMO RELACIONAR DE FORMA SIGNIFICATIVA LOS TEMAS DE QUÍMICA-CIENCIAS DE LA TIERRA

A partir de estas preocupaciones se presentan sugerencias de actividades para profundizar los conceptos en clases de Química, a partir de lectura de algunos textos originales (fuentes históricas primarias) que son la base de los temas fundamentales de la Química. Es importante que los profesores que imparten las asignaturas profundicen sus propios conocimientos y ellos mismos lean y analicen previamente las lecturas.

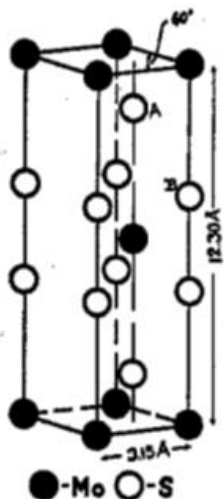
El uso de la Historia y Filosofía de la Ciencia (HFC) en la enseñanza de las Ciencias Naturales ya es defendido desde la década de 1970 como una potencial herramienta para la enseñanza más coherente con la realidad científica y tecnológica, comprometida con la naturaleza de la Ciencia y sus relaciones con la sociedad (Gandolfi & Mendonça-Figueirôa, 2016).

Un aspecto importante que debemos resaltar es que la Geología ha dado a la humanidad los materiales para generar toda su tecnología, desde la más rústica Edad de Piedra, pasando por la Alquimia, hasta la tecnología satelital y computacional actual; toda ella basada, al menos sus materiales, en productos de la actividad minera. México ha aportado conocimiento en el tema de la minería a lo largo de más de cinco siglos, pues su historia está firmemente ligada a sus yacimientos, ha mostrado al mundo varias especies minerales y ha puesto un elemento en la tabla periódica. Debemos utilizar esta relación histórica para tratar temas de la Química con ejemplos de los materiales geológicos y viceversa. La relación Química- Ciencias de la Tierra es muy importante, de ser éste un vínculo más fuerte, posiblemente la aportación de México a estas ciencias sería mayor.

En nuestras aulas debemos cambiar la enseñanza tradicional y mecanizada, en la cual se privilegian la memorización y repetición de tareas sin entender de dónde y cómo se construye el conocimiento. En este contexto, la importancia de la Historia Natural se ubica en la posibilidad de abordar el conocimiento químico en una perspectiva temporal amplia, involucrando el pasado (origen y evolución de la Tierra), presente (natural ocupación y explotación) y futuro (problemas e impactos) de nuestro medio ambiente (Gandolfi & Mendonça-Figueirôa, 2016).

Como un ejemplo, tomamos extractos de la historia de un personaje muy importante en el desarrollo de la Química y ganador de dos premios Nobel, uno en Química y otro por la Paz: Linus Pauling. Se ha tomado a este científico, además de la importancia de sus aportaciones en la Química, porque es un ejemplo de que la Geología o ciencias afines van de la mano con las demás ciencias.

“Pauling mostró desde muy pequeño un gran interés por la lectura, la historia y las ciencias naturales. Pero su infancia y su posterior vida quedaron marcadas muy pronto por la repentina muerte de su padre como consecuencia de una úlcera estomacal agravada por una desatendida peritonitis. El pequeño Linus buscó consuelo en los libros y en la colección de insectos. Pauling no se dedicó exclusivamente a capturar y mirar insectos, también leía sobre ellos. Además, “una persona que colecciona insectos necesita determinados productos químicos; 10 gramos de cianuro potásico y quizás 50 grs. de yeso blanco”. Sin embargo, pronto la entomología dejó de interesarle y empezó, a los 12 años, a inquietarse por las rocas y los minerales. Su afición por la colección primero de insectos y luego de rocas marcaría –como él mismo reconocería muchos años más tarde– su posterior desarrollo científico. Especial interés levantó en él el granito, que desmenuzaba para observar detenidamente. En la roca podía percibir y distinguir tres tipos de granos de cristal: granos blancos o transparentes, granos rosas y granos negros. Gracias a sus lecturas ya sabía entonces que los granos blancos o transparentes eran de cuarzo, los rosas de feldespato y los negros de mica. Aunque su mayor interés y curiosidad estaban centrados en el granito y en otras rocas, estimó que para poder comprender las rocas necesitaba entender antes los minerales; si era capaz de comprender la naturaleza del cuarzo, de la mica y del feldespato, de su estructura y propiedades, podría tener posteriormente una mejor comprensión de la naturaleza de las rocas.” (Serrano-Bosquet, 2009).



En los últimos años de sus estudios universitarios Pauling reflexionó sobre algunas propiedades y características de los cristales y minerales; su dureza, la transparencia y el color e intentó explicar la estructura de varios cristales como el cuarzo, la mica o el feldespato del granito que había coleccionado de niño. Esta curiosidad por las estructuras moleculares de los minerales condicionó su trabajo por más de 50 años. El primer trabajo publicado, junto a su asesor, fue acerca de la estructura cristalina de la molibdenita (MoS_2) (Figura 2), descubriendo que el átomo de Mo estaba rodeado por seis átomos de S, en lugar de 8 como se pensaba entonces, formando un prisma del sistema hexagonal. Además, sus cálculos de los radios atómicos mejoraron los mostrados por Bragg en 1920. Los siguientes 10 años estudió la estructura de aproximadamente 70 minerales (Serrano-Bosquet, 2009).

Figura 2. Prisma de molibdenita (Dickinson & Pauling, 1923).

Otro ejemplo que puede resultar interesante y didáctico para alumnos de nivel superior en el interés de fortalecer la dupla Química-Ciencias de la Tierra, lo constituye el libro de Sam Kean: La Cuchara Menguante (Kean, 2011). A pesar de que el hilo conductor de esta obra es la Tabla Periódica de los Elementos, la Física, Biología, Geología, Historia, Matemáticas, Geografía, Farmacia, Genética y hasta Filosofía son algunas de las disciplinas que evidentemente se muestran apareadas a la Química. La palabra “mineral” aparece 41 veces, la palabra “geología” o “geólogos” 21; “rocas” en 38 y “meteoritos” en 8 ocasiones, mostrando la íntima relación que existe entre la Historia, la Geología, la Química y la Tecnología.

Para relacionar los conceptos básicos de Química, específicamente la configuración electrónica y su gran relevancia en el tipo de enlace químico y el comportamiento de ácidos y bases, es el papel de Gilbert Lewis en este tema. Gilbert Newton Lewis (1875-1946) desarrolló, entre otras ideas, una teoría del enlace basada en el número de electrones de la capa más externa de electrones del átomo, la capa de “valencia”. En 1902, representó para sus estudiantes un modelo de átomos cúbicos con electrones en cada vértice (figura 3). Este átomo cúbico explicaba los ocho grupos de la tabla periódica y su idea de que los enlaces químicos se formaban por una transferencia electrónica que completaba el conjunto de ocho electrones más externos (un “octeto”). La teoría de Lewis del enlace químico evolucionó y, en 1916, publicó su artículo fundamental (Lewis, 1916) en el que sugería que el enlace químico era un par de electrones compartidos por dos átomos.

El modelo de Lewis acude a las representaciones pictóricas de los cubos, es icónico o gráfico y dejó sentada la idea de unos electrones estáticos que estaban ubicados espacialmente. La novedad del aporte consistió en que con esta representación gráfica comenzó a generalizarse el concepto de enlace químico y dio pie a una discusión acerca de la formación de las moléculas; Lewis abandonó esta propuesta originaria, para plasmar la compartición de electrones empleando los puntos, cruces, rayas y flechas que conocemos hoy (Herreño-Chaves, et al., 2010).

Dicho modelo de puntos, llamado notación de Lewis, es sin duda una herramienta valiosa en la didáctica de la nomenclatura, no sólo de compuestos químicos “teóricos”, sino de minerales de composición química sencilla como la calcita (figura 4).

El modelo del octeto que presentaba Lewis fue objeto de críticas, burlas y rechazo, pero gracias al interés, revisión y ampliación que de ellos hizo Irving Langmuir, finalmente fue aceptado después de la publicación de su trabajo "La Estructura de los átomos y la Teoría del octeto de Valencia" (Langmuir, 1919).

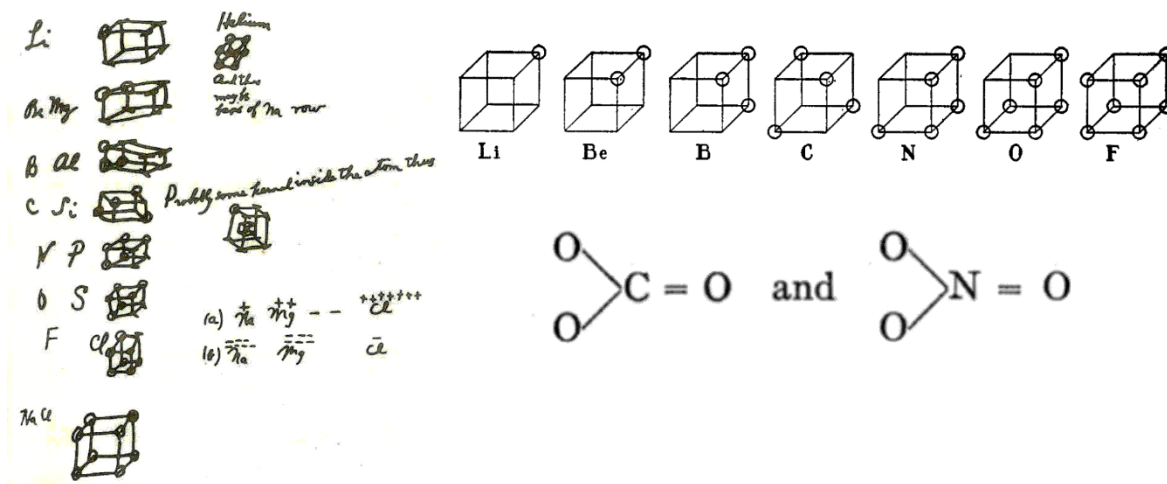


Figura 3. Modelo esbozado por Lewis en 1902 y el publicado en 1916 acerca de la forma en que se enlazan los átomos representados como cubos (Lewis, 1916). También se muestra la notación de puntos y rayas (iones carbonato y nitrato) adoptada posteriormente por Lewis y reafirmada por los trabajos de Langmuir (Langmuir, 1919).

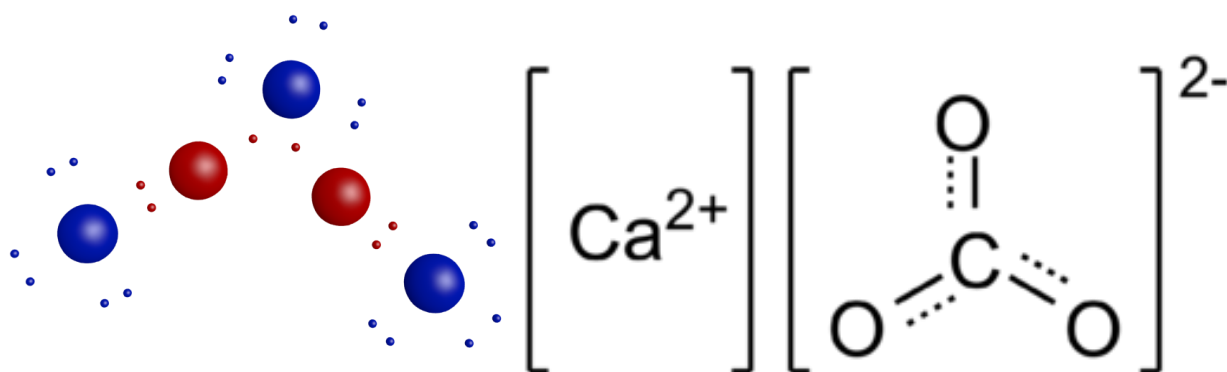


Figura 4. Ejemplo de notación de Lewis para el Al_2O_3 y $CaCO_3$ (corindón y calcita). Estos ejemplos son útiles en el proceso de aprendizaje de la nomenclatura química y de los minerales, las cuales tienen tradicionalmente grandes dificultades.

El desarrollo de las teorías de Lewis y Langmuir constituyen un ejemplo de transposición didáctica, entendiéndola como el proceso mediante el cual los textos de enseñanza, son convertidos en la ciencia que se transmite en las instituciones escolares. En esa transformación los autores o autoras, interpretan esos modelos con base en sus concepciones histórico-epistemológicas, didácticas y pedagógicas, esto es, plasman en esos textos su versión de ciencia, lo que de ella ha de enseñarse y la intencionalidad educativa que se ha de perseguir (Herreño-Chaves, et al., 2010).

CONCLUSIONES

El proceso enseñanza-aprendizaje de la Química en las Geociencias es fundamental. Los conceptos pilares de la Geología: rocas y minerales, como objetos primordiales de estudio, son descritos a través de modelos atómicos, reacciones químicas y origen y abundancia de los elementos en el cosmos. En México, la química es una de las disciplinas menos cultivadas de la divulgación científica. El tiempo que los planes oficiales dedican a su enseñanza es menor al 5% a lo largo de la educación básica y media superior, es decir, 12 años escolares. Los alumnos que optan por una licenciatura o un posgrado en Ciencias de la Tierra tienen un bagaje limitado de experiencias significativas que le permitan relacionar íntegramente a las Geociencias con la Química.

Si bien no podemos incidir de forma directa con los planes de estudio oficiales, lo podemos hacer a través de un proceso de enseñanza-aprendizaje activo utilizando las herramientas que la pedagogía nos ofrece. En este trabajo se han mostrado ejemplos de lectura de fuentes originales y de la ayuda de la Historia y Filosofía de la Ciencia y la Transposición Didáctica como herramientas para que el profesor haga propio el conocimiento científico, así como el entorno cultural, social, político y económico en el que se formulan los modelos. Una de las metas debería ser generar curiosidad e inquietud en los estudiantes por la forma en que el conocimiento científico se construye a partir de una serie de hechos históricos, culturales y sociales.

REFERENCIAS

- Chamizo, J. A., Nieto, E. & Sosa, P., 2004. La enseñanza de la química. Tercera parte. Evaluación de los conocimientos de química desde secundaria hasta licenciatura. *Educación Química*, 15(2), pp. 108-112.
- Dickinson, R. G. & Pauling, L., 1923. The Crystal Structure of Molybdenite. *Journal of the American Chemical Society*, Volumen 45, pp. 1466-71.
- Flores-Camacho, F., 2012. *La enseñanza de la Ciencia en la Educación Básica en México*. Ciudad de México: Instituto Nacional para la Evaluación de la Educación.
- Gandolfi, H. E. & Mendonça-Figueirôa, S. F., 2016. La enseñanza de química desde las geociencias. *Revista de Estudios y Experiencias en Educación*, 15(28), pp. 181-196.
- Gonçalves, P. W., Laguna-Sicca, N. A., dos Santos, M. J. & Corrêa, S. M., 2012. Las Ciencias de la Tierra y la Química: Aproximaciones entre Asignaturas de la Educación Básica. *XVII Simposio sobre Enseñanza de la Geología*.
- Herreño-Chaves, J. I., Gallego-Badillo, R. & Pérez-Miranda, R., 2010. Transposición Didáctica del Modelo Científico De Lewis-Langmuir. *Revista Eureka sobre Enseñanza y Divulgación de las Ciencias*, pp. 527-543.
- Kean, S., 2011. *La cuchara menguante*. España: Ariel.
- Langmuir, I., 1919. The structure of atoms and the octet theory of valence. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Volumen 5, pp. 252-259.
- Lewis, G., 1916. The Atom and the Molecule. *Journal of the American Chemical Society*, 38 (4), 762-785, pp. 762-785.

OECD, 2013. *PISA 2012 Technical Report*. s.l.:s.n.

Serrano-Bosquet, F. S., 2009. *Ciencia, Realidad y Método en la Obra de Linus Pauling*. Madrid: Facultad de Filosofía.

Lecturas recomendadas

Aldersey-William H. (2011), *Periodic Tales A Cultural History of the Elements, from Arsenic to Zinc*, New York, HarperCollins Publishers, 424 p.

Bell, M. S. (2013), *Lavoisier en el año uno de la Revolución*, Barcelona, Antoni Bosch, 208 p.

Cañal-De León, P.; de Pro-Bueno, A.; del Carmen-Martín, L. M., García-Barros, S; Jiménez-Aleixandre, M. P.; Márquez-Bargalló, C.; Martínez-Losada, C., Pedrinaci-Rodríguez, E.; Pujol, R. M.; San Martí-Puig, N. (2011), *Didáctica de la Biología y la Geología*, España, Grao, Barcelona, 175 p.

Partington, J.R. (1945), *Historia de la Química*, Buenos Aires, Espasa-Calpe, 397 p.

Pezaro P., Mazor, E., Samuel D., Ben-Zvi N., (1978). The chemistry of rocks and Minerals, a new interdisciplinary curriculum for secondary schools. *Journal of Chemical Education*, 55, 6, 383-385.

Sureda, R. (2008), *Historia de la Mineralogía, Serie Correlación Geológica 23*, Instituto Superior de Correlación Geológica, San Miguel de Tucumán, Argentina, 189 p.

HIDROGEOQUÍMICA

Efecto del riego con agua residual tratada en sistema de riego y suelo agrícola: Caso de estudio valle de Maneadero, Ensenada B.C., México

Salgado-Méndez, S.O., Gilabert-Alarcón C., Daesslé, L.W., Mendoza-Espinosa, L.G.

Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California,

Ensenada, Baja California, C.P. 22860

walter@uabc.edu.mx

RESUMEN

El riego con agua residual tratada (ART) en el valle agrícola de Maneadero inició en junio del 2014, inicialmente para forraje y posteriormente únicamente para floricultura para especies como girasol, estatices, alélfes, etc. Los objetivos de esta investigación fueron evaluar el efecto del riego agrícola con ART proveniente de la planta de tratamiento El Naranjo durante un primer ciclo 2015-2016 en la parcela de Daniel Jaime. Se analizó la calidad del ART de acuerdo a la FAO para riego agrícola y sistema de riego por goteo, además, el cambio de los parámetros de salinidad, nutrientes y materia orgánica para 6 sitios de muestras de perfiles de suelo a profundidades de 0-30, 30-60, 60-90 y 90-120 cm. Los métodos empleados fueron los siguientes: 1) Muestreo de ART, se colecto directamente de la descarga; 2) Muestreo de suelo, se hizo a criterio con un método no probabilístico; 3) Parámetros ART, pH (potenciómetro), CE y SDT (conductímetro), salinidad (volumetría y calculados), RAS Y PSI (calculados), MO (Walkley y Black), nutrientes N-NO₃⁻ (reducción con cadmio), P-PO₄²⁻ (Olsen), K⁺ (tetrafenilborato); 4) Parámetros en el extracto de saturación de suelo, los mismos que en el inciso 3. Además, % saturación (saturación del suelo) y la textura (medidor de partículas con equipo Laser y diagrama textural de USDA). Los resultados y discusiones a destacar para el ART son de que el catión de mayor concentración es el Na⁺ (23.6 meq/L) y puede representar un peligro de sodificación en relación a las propiedades físicas y químicas del suelo, no obstante, el ART salina tiene una salinidad tolerable para las flores. En cuanto al suelo tiene un tamaño de partícula que va arenas muy finas a limo muy grueso que favorecen el lixiviado de las sales.

INTRODUCCIÓN

El reúso del agua residual tratada (ART) para el valle agrícola de Maneadero emergió como una recomendación en el trabajo de Modelo de Simulación Hidrodinámica del Acuífero de Maneadero en B.C. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2009), cuya finalidad era la de no afectar las extracciones de agua del acuífero de Maneadero para uso agropecuario e industrial. Consecuentemente, en el Plan de Manejo Integrado para el Acuífero de Maneadero B.C. (PMI) (CONAGUA, 2003) se indicó la viabilidad del reúso de ART para riego agrícola de la planta de tratamiento de agua residual (PTAR) El Naranjo para recuperar el equilibrio del acuífero. Para ello, en el PMI se tenía programado en el 2005, la construcción y el funcionamiento del acueducto de ART proveniente de la planta El Naranjo para riego agrícola, para ese entonces la calidad del agua del efluente de la planta era de 2.8 g/l de sólidos disueltos totales (SDT) y con ello se conocía que la concentración representaba un riesgo para cultivos sensibles a la salinidad. Cabe destacar que la PTAR “El Naranjo” proporciona un tratamiento secundario, más un proceso de desinfección con Cl⁻ a las aguas residuales de acuerdo a lo establecido por la Comisión Estatal de Servicios Públicos de Ensenada (CESPE, 2016).

El reúso del ART, empezó con el riego de áreas verdes en el municipio de Ensenada. En el año 2010 se llevó a cabo el proyecto experimental denominado “Reúso de aguas tratadas para el riego de cultivos de flor” en 3 hectáreas dentro los terrenos de la PTAR El Naranjo, para la siembra de flores, árboles frutales y cultivo de Vid (CESPE, 2010). El proyecto tuvo colaboración entre la empresa Sistema Producto Flor, Centro Floricultor de Ensenada Baja California, CESPE e Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP) y consistió en el estudio de la calidad del ART, la evaluación de flores comerciables para la flor girasol con variedades Sunbean, Procut y Sunbright y medición de agentes patógenos en el suelo. En este proyecto se evaluó el ART, flores y suelo y los resultados obtenidos fueron los siguientes: (1) ART, cumplimiento de la NOM-003-SEMARNAT-1997 (DOF, 1998) y lo requerido por esta norma en la NOM-001-SEMARNAT-1996 (DOF, 1996), además demostró un aporte de macronutrientes que representó un ahorro en fertilizantes; (2) Flores, se basó la cantidad de flores comerciables por m² con rendimiento del 98% para las variedades Procut y Sunbright y un 91% para Sunbean y (3) Suelo, los agentes patógenos no rebasaron los límites máximos permisibles a profundidades de 0-30 y 30-60 cm.

El riego agrícola con ART en el valle de Maneadero inició en junio del 2014, cuando se inauguró la línea morada que conduce ART de la PTAR El Naranjo a las parcelas adyacentes a la carretera Maneadero - La Bufadora (Vargas, 2014). Inicialmente se irrigó forraje con una cobertura de 73,454 m² por sistema de canales en una sección de la parcela 93 (fig. 1) y posteriormente solamente riego por goteo para flores con diferentes variedades de estatices, girasoles, alélies, etc. Actualmente, parte del efluente de la PTAR El Naranjo se utiliza para riego agrícola de flores y el excedente se descarga sobre los lechos de los arroyos San Carlos y Las Ánimas.

AREA DE ESTUDIO

El valle de Maneadero se encuentra a 15 kilómetros al sur de la ciudad de Ensenada, B. C., entre los 310 38' 65'' y 310 49' 37'' de latitud N y los 1160 30' 26'' y 1160 38' 26'' y 1160 38' 80'' de longitud W. Es una subcuenca hidrológica que tiene una extensión de 1975 km², de los cuales 64 km² pertenecen a la planicie costera. El valle de Maneadero se encuentra delimitado al norte por una amplia terraza fluvial que lo separa de Ensenada, al sur por la falla de Agua Blanca, al este por el batolito peninsular y al oeste por el Estero de Punta Banda y el Océano Pacífico (Fabriol et al., 1982; Sánchez Rentería, 2004). El área de estudio es la parcela propiedad de Daniel Jiménez, que se encuentra en la parte baja de la subcuenca hidrológica del valle de Maneadero (fig. 1). La parcela se encuentra adentro de la zona cultivable de acuerdo con el INEGI.

OBJETIVOS

Objetivo general

- Evaluar la calidad del ART como agua de riego de acuerdo a la tabla de directrices para la interpretación de la calidad de agua para riego (excepto parámetros de boro, elementos traza y miscelaneos), adaptada por la Universidad de California Comité de Consultores (1974) (FAO, 1985).

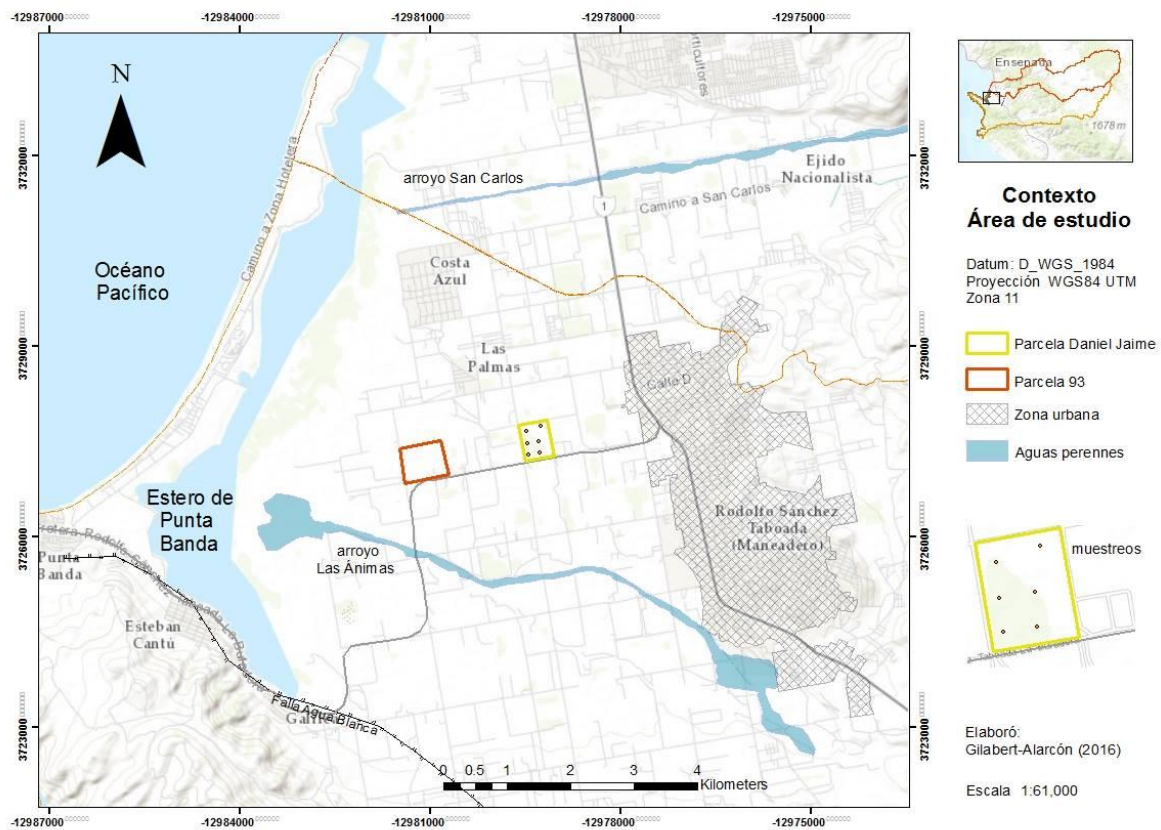


Figura 1. Parte baja de la subcuenca (zonas urbana y agrícola) del valle de Maneadero.

Objetivos específicos

- Evaluar la calidad del ART y su potencial de taponamiento en sistemas de riego por goteo (sólo para el taponamiento químico con base a la concentración de sólidos disueltos y pH) de acuerdo a la tabla adaptada de Nakayama (1982) (FAO, 1992).
- Clasificar el ART con base a la clasificación de las aguas para riego según las normas de Riverside (US Soil Salinity Laboratory).
- Determinar el cambio de la salinidad y sodicidad en suelo (extracto de saturación) antes del riego con ART y al final del periodo del muestreo de acuerdo a la tabla de clasificación de suelos salinos y sódicos de US Salinity Laboratory Staff (1954).
- Determinar la tolerancia a la salinidad de los cultivos con la figura 10 de divisiones para la tasa relativa de tolerancia a la salinidad para los cultivos agrícolas de Mass (1984) (FAO, 1985).
- Determinar la textura de suelo de acuerdo al diagrama de clases texturales de suelo USDA.

MÉTODOS ANALÍTICOS

- ART: La muestra se colectó directamente de la descarga. Se determinaron pH (potenciómetro), CE y SDT (conductímetro), salinidad (aniones: Ca^{2+} y Mg^{2+} titulación con EDTA USSL-1954 y, Na^+ cálculo por diferencia; cationes: HCO_3^- y Cl^- titulación con ácido Bower y Wilco y, SO_4^{2-} cálculo por diferencia), RAS Y PSI (calculados), MO (Walkley y Black), nutrientes N-NO_3^- (reducción con cadmio), P-PO_4^{2-} (Olsen), K^+ (tetrafenilborato).
- Suelo: El muestreo se hizo a criterio; se determinaron los mismos parámetros que en el ART pero en el extracto de saturación de suelo. Además, % saturación (saturación del suelo), coliformes fecales y totales (CF y CT; referido en la NMX-AA-42-1987) y la textura (medidor de partículas con equipo Laser).

RESULTADOS

Salinidad. Dada su conductividad eléctrica tiene un grado de restricción en uso de “severo” y para los SDT de “ligero a moderado”; Infiltración, tiene un grado de restricción en uso de “nulo”, Toxicidad de ión específico, para el Na^+ un grado de restricción en uso de “ligero a moderado” para los sistemas de irrigación por superficie (ejemplo: canales, inundación, etc.) o aspersores un grado de restricción en uso de “ligero a moderado”. Para el Cl^- un grado de restricción de uso de “severo” para el sistema de irrigación por superficie y de “ligero a moderado” para el sistema por aspersores.

Taponamiento químico. Dado el pH se tiene un grado de restricción en uso de “ligero a moderado” y para los sólidos disueltos es “severo”. Al comparar el ART con la clasificación de las aguas para riego según las normas de Riverside, California (Figura 71), se observa que corresponde a las aguas utilizables para el riego con precauciones (C5-S2), donde: C5: Agua de salinidad excesiva, que solo debe usarse en casos excepcionales se deben extremar precauciones y; S2: Agua con contenido medio en Na^+ , y por lo tanto, con cierto peligro de acumulación de Na^+ en el suelo, especialmente en suelos de textura fina (arcillosos y franco-arcillosos) y de baja permeabilidad. Deben vigilarse las condiciones físicas del suelo y especialmente el nivel de Na^+ intercambiable del suelo, corrigiendo en caso necesario.

El perfil de la muestra 1 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), se clasificó como moderadamente salino a suelo salino antes del riego con ART y al final de periodo se mantuvo dentro la misma clasificación. En relación a la sodicidad, se clasificó como no sódico durante todo el periodo; Perfil de la muestra 2 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), se clasificó como fuertemente salino a muy fuertemente salino y al final del periodo se mantuvo dentro la misma clasificación, pero hubo una disminución de alrededor de un 50% de la CE. La clasificación para la sodicidad al inicio fue no sódica y al final del periodo cambió solamente a sódico para la profundidad de 30-60 cm; Perfil de la muestra 3 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), durante todo el periodo prácticamente no presentó cambios y se clasificó como suelo salino a muy fuertemente salino. La clasificación de sodicidad para los perfiles durante el periodo fue no sódica; Perfil de la muestra 4 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), se clasificó como fuertemente salino y para el final del periodo el perfil se encuentra el rango del suelo salino a fuertemente salino. La clasificación para la sodicidad al inicio fue no sódica y al final del periodo cambió solamente a sódico para la profundidad de 60-90 cm; Perfil de la muestra 5 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), se clasificó como fuertemente salino y al final va de suelo salino a muy fuertemente salino. La clasificación para la sodicidad al inicio fue no sódica y al final del periodo

cambió solamente a sódico para la profundidad de 30-60 cm y; Perfil de la muestra 6 (0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm), se clasificó como fuertemente salino a muy fuertemente salino y al final de suelo salino a muy fuertemente salino. LA clasificación para la sodicidad al inicio fue sódica solamente para la profundidad de 30-60 cm y al final del periodo todo el perfil se clasificó como no sódica.

El ART de acuerdo con la tabla de Mass (1984) es adecuada para plantas moderadamente tolerantes a tolerantes, además se deben de considerar las condiciones del suelo. El sitio de muestreo tuvo previamente un arado donde las cuchillas penetran hasta una profundidad de 80 cm, posteriormente se le da un proceso de discado a una profundidad alrededor de 40 cm lo que afecta la heterogeneidad de la muestra. El tamaño de partículas va desde las arenas muy finas hasta limo muy grueso. De acuerdo al digrama de clases texturales de la USDA los perfiles se clasifican: Perfil 1, franco arenosa; Perfil 2, va de franco arenosa a franco limosa; Perfil 3, va de franco arenosa a franco limosa; Perfil 4, va de franco arenosa a franco limosa; Perfil 5, va de franco arenosa a franco limosa y; Perfil 6, franco limosa a franco arenosa.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

ART: Es un agua salina donde el catión y anión predominante son el Na^+ y Cl^- respectivamente, debe considerarse la tolerancia a la salinidad de las plantas a cultivar.

Riego por goteo: Con la calidad del ART puede ocasionar un taponamiento químico en los orificios de la cinta de goteo.

Suelo: Se observa que en los perfiles (principalmente 2 y 4) que tiene mayor grosor tuvieron un mayor lixiviado de los cationes y aniones debido al arrastre por riego con ART.

Dentro los constituyentes catiónicos del ART se tienen una porción de sodio alta por lo que representa un peligro de sodificación en función de las propiedades físicas y químicas del suelo.

La clasificación del suelo varía de suelo salino a muy fuertemente salino y dada la presencia de arcilla con una predominancia en la distribución de partículas de arenas muy finas y limo muy grueso, lo hace un suelo con baja capacidad de retención de agua con una elevada permeabilidad, potencialmente dispersivo, de baja cohesión y de fácil lavado.

REFERENCIAS

CESPE. (2010). Reúso de aguas tratadas para el riego de cultivos de flor. 20/julio/2016, de Comisión Estatal de Servicios Públicos de Ensenada Sitio web: https://www.cespe.gob.mx/otros_docs%5C4to_Ciclo_Conferencias%5Cconferencia_1.pdf

CESPE. (2016). CESPE-infraestructura. 20/julio/2016, de Comisión Estatal de Servicios Públicos de Ensenada Sitio web: <http://www.cespe.gob.mx/index.php/cespe/infraestructura/>

DOF (1998). Diario Oficial de la Federación. NOM-003-SEMARNAT-1997 Que establece los límites máximos permisibles de contaminantes para las aguas residuales tratadas que se reúsen al servicio público. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

DOF (1996). Diario Oficial de la Federación. NOM-001-SEMARNAT-1996 Que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

-
- Fabriol, H., Martínez, M. y Vázquez, R. (1982) Mediciones gravimétricas y telúricas en el valle de Maneadero, Ensenada, Baja California. *Geofísica Internacional* 21:41-55.
- FAO. (1985) Water quality for agriculture. R.S. Ayers and D.W. Westcot. Irrigation and Drainage Paper 29 Rev. 1. FAO, Rome. 174 p.
- FAO. (1992) Wastewater treatment and use in agriculture. M.B. Pescod. Irrigation and Drainage Paper 47 Rev. FAO, Rome.
- Maas E.V. 1984 Salt tolerance of plants. In: *The Handbook of Plant Science in Agriculture*. B.R. Christie (ed). CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Nakayama F.S. (1982) Water analysis and treatment techniques to control emitter plugging. Proc. Irrigation Association Conference, 21-24 February 1982. Portland, Oregon.
- Sánchez Rentería E.C. (2004). Intrusión del agua de mar y la evolución hidrogeoquímica del acuífero costero de Maneadero B.C. Ensenada, Baja California, México.
- Vargas, Elizabeth. (2014). Inauguran obra para usar agua tratada en riego. Recuperado el 8 septiembre del 2014, de Ensenada.Net Sitio web: <http://ensenada.net/noticias/nota.php?id=35293>.

MINERALOGÍA APLICADA

El papel de los minerales fosfatados en la concentración de radionúclidos de uranio (^{238}U) y torio (^{232}Th) en sedimentos fuente de agua potable: el caso de la red municipal de Zimapán, Hidalgo, México

José Luis Cadena¹, Julián Núñez¹, Fidel Pérez¹, Marius Ramírez¹, Alberto Arenas¹, Noé Piedad², Alfonso Atitlan³

¹Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales.

²Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

³Dirección General de Proyectos Estratégicos de Salud, Secretaría de Salud de Hidalgo.

cadenzam@gmail.com

RESUMEN

La presencia y concentración de radionúclidos de Uranio y Torio en sedimentos de pozos profundos de fuentes de agua potable que alimentan a la red municipal de la ciudad de Zimapán, Hidalgo, México, han sido determinados por ICP-MS. La relación de concentración de los radionúclidos $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ en los sedimentos estudiados indica ser > 1 , propio de sistemas abiertos; marcadas diferencias de concentración en la relación Th/U determinadas en sedimentos, indica a la vez dos tipos de comportamiento geoquímico opuestos entre sí. Los datos obtenidos establecen la movilidad de la serie Th y U y su relación con la hidrología subterránea, en esta región donde los depósitos de carbonato estarían siendo disueltos y precipitados de forma continua; este mecanismo permitiría la liberación del UO_2^{2+} principalmente. Estas diferencias entre Uranio y Torio reflejan una mayor movilidad del ^{238}U relativo al ^{232}Th en los sedimentos provenientes de la zona noroeste constituida principalmente por rocas calizas. Sin embargo, debido al cambio en la porosidad y composición de las rocas pertenecientes a la zona noreste (fosforitas y rocas fosfatadas), la movilidad de ambos radionúclidos naturales ^{238}U y ^{232}Th llega a ser similar. Esto es atribuible a que el cambio de mineralización subterránea genera las condiciones para nuevas reacciones químicas, además de la del ácido sulfúrico generado por la oxidación de los sulfuros, y que éste, en su interacción con minerales fosfatados, genera precipitación de fosfoyeso, provocando la disminución de U como UO_2^{2+} por procesos de adsorción. Esta información se suma a la ya conocida sobre el arsénico presente en sedimentos y aguas, que ha sido objeto de una constante preocupación por autoridades de esta ciudad, y que a la fecha originó la implementación de medidas de tratamiento de aguas, con la finalidad de suministrar agua con calidad a los pobladores de este municipio.

INTRODUCCIÓN

La riqueza mineral de elementos metálicos y no metálicos en México, ha sido, a lo largo de su historia, motivo de interés por propios y extraños. Sin embargo, el conocimiento sobre la complejidad de los mismos y su interacción con los seres vivos, es un proceso lento y gradual. Tal es el caso de los cationes y aniones tóxicos en aguas subterráneas que es un problema en muchas regiones de México; en el estado de Hidalgo, el más representativo es Zimapán. El valle de Zimapán es una región semi-árida localizada en el estado de Hidalgo, México (Fig. 1). Zimapán es uno de los más importantes distritos mineros mexicanos cuya historia data desde el año de 1632 (SGM, 2014). Su importancia minera no está limitada al beneficio de metales, concentrados de minerales metálicos de Zn, Pb, Ag, Cu, Fe, etc., sino también a minerales no metálicos, tal como carbonato de calcio y Minerales fosfatados (SGM, 2014).

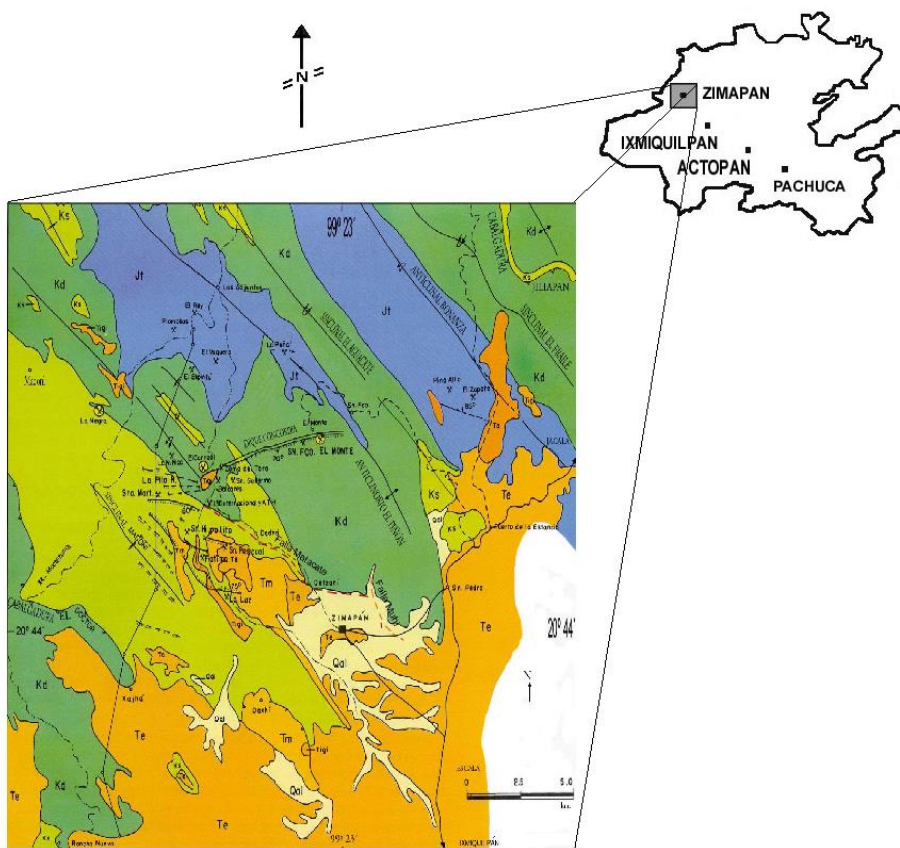
Sin embargo, el As en la red de distribución municipal de aguas potables desde los años 1992-1993 (CNA, 1992-1993) a la fecha ha destacado por ser una fuente de preocupación para autoridades, población e investigadores en el campo de la contaminación ambiental, principalmente (Armienta, et al., 1997; Armienta, et al., 2008; Rodríguez, et al., 2015). Tal complejidad, ha permitido que otros grupos multidisciplinarios aborden el problema buscando disminuir los niveles de As en este tipo de agua hasta que esta esté dentro de la norma mexicana (Prieto, et al. 2012; Rodríguez, et al., 2015). Los materiales adsorbentes investigados comprenden tobas, tobas zeolitizadas y resinas de intercambio iónico.

Este estudio es de importancia estatal, dado que Zimapán cuenta con potentes yacimientos de estos materiales, así como también municipios circunvecinos tal como Tecozautla, Huichapan, Jonacapa y Alfajayucan, principalmente. Poca información existe de la presencia de radionúclidos naturales tal como ^{238}U y ^{232}Th en aguas, suelos, sedimentos de manantiales, norias, pozos poco profundos y profundos del sistema de agua potable que alimentan al municipio de Zimapán, Hidalgo, México. Uno de los objetivos de este trabajo llevado a cabo por este grupo de investigación es determinar los desequilibrios de radionúclidos naturales Th/U presentes en sedimentos de pozos profundos del sistema de agua potable de Zimapán.

GEOLOGÍA DE ZIMAPÁN

El área de estudio está localizada dentro de una provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental y el cinturón Volcánico Trans-mexicano. La columna estratigráfica incluye rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas (Fig. 1).

La formación las Trancas tiene una edad del Jurásico estando compuesta por rocas filíticas de esquistos calcáreos y rocas calizas sedimentarias (Seegerstrom, 1962; Carrillo y Suter, 1982; Simmons y Mapes, 1956). La formación el Doctor y la Formación Tamaulipas Superior consisten de rocas calizas grises y compone al sistema Cretácico. La Formación Soyatal del Cretácico Anterior está compuesta de delgadas capas de rocas calizas con esquistos y arenas intercaladas con rocas calizas arcillosas (Fig. 1).



Carrillo M. and M. Suter. 1982. Geological Excursion Guide Book IV. National Geographic. Convención. Citado por Cárdenas 1992.

Figura 1. Ubicación y geología del distrito minero de Zimapán, Estado de Hidalgo, México (Carrillo y Suter, 1982; citado por Cárdenas, 1992).

Las fallas en la Orogenia Laramide y las rocas Cretácicas están intensamente fracturadas. En la formación del cenozoico terciario se tiene localizado la ocurrencia de la formación conglomerática El Morro, éste está cubierta en discordancia con la Formación Espinas, la composición de este grupo volcánico cambia de latitas-andesitas a basaltos. Los cuerpos intrusivos penetran la secuencia desde el Terciario temprano hasta el Jurásico. Una secuencia Vulcano-sedimentaria formada en terciario tardío es conocida como la formación Tarango. Durante el Terciario tardío e inicios del Cuaternario hay el emplazamiento de la monzonita intrusiva y los diques basálticos. Estos diques causaron un metamorfismo y fracturamiento durante el emplazamiento formando sulfuros de Pb, Ag, Cu, Zn y Fe como minerales tal como arsenopirita, rejalgar y tenantita. Los depósitos aluviales se componen de arenas, limos y gravas depositados en el Cuaternario (Fig. 1).

HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Ramos (1996), delimitó la cuenca hidrológica superficial del arroyo Tolimán (Fig. 2), con una superficie aproximada de 650.2 km², dada por la relación geoespacial que existe entre las diferentes unidades hidrogeológicas que la forman y consideró dos tipos de acuíferos: los formados en rocas calizas fracturadas y los que se forman sobre rocas volcánicas en medio granular fracturado. El área de recarga de los acuíferos en medio fracturado formado por calizas se encuentra en las sierras altas, formadas por los anticlinales de Bonanza, Puerto el Ángel, La Ventolera, El Carrizal y el anticlinorio el Piñón, donde se tiene una precipitación media anual de 800 mm, considerando como zonas de descarga el área de los manantiales de los Carrizos, Las Huertas, San Juan, El Barrón y 3X.

Los ciclos de lluvia y sequía sobre las partes altas de la sierra de Zimapán actuarían como inductor de migración de As y de otros cationes y aniones, enriqueciendo las aguas subterráneas, manantiales y norias (Rodríguez, R. et al. 2004). Dos condiciones hidrogeológicas que pueden conducirnos a variaciones temporales en la calidad del agua son: (1) después de la estación lluviosa, los procesos de oxidación podrían iniciar en la mineralización de los lechos rocosos cuando los niveles de las aguas subterráneas declinan en intrusivos y diques; (2) el transporte de sales solubles acumuladas durante el periodo de sequía en las zonas de oxidación que son movilizadas durante el periodo de recarga de grandes lluvias.

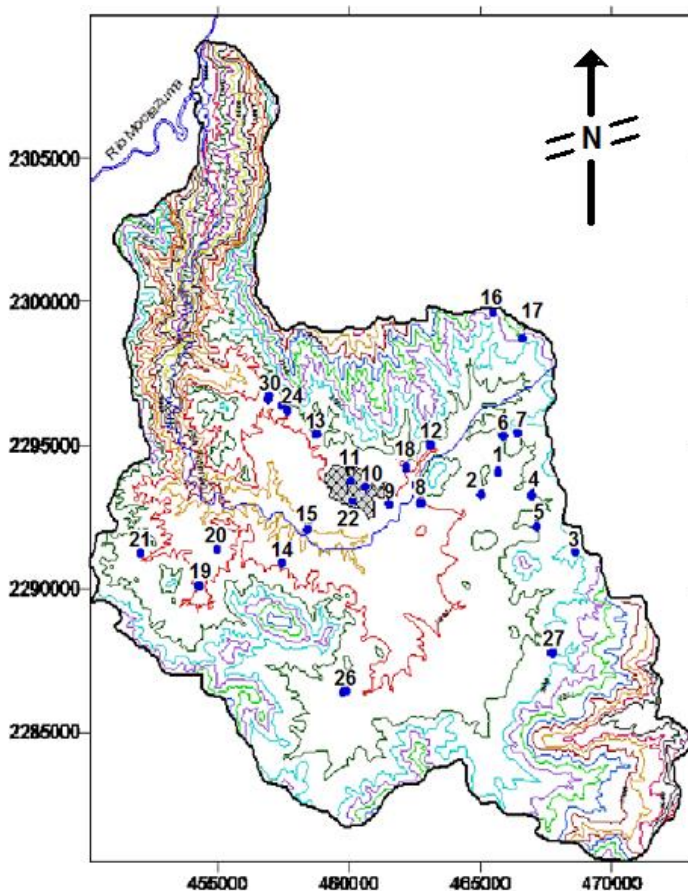


Figura 2. Área de muestreo de sedimentos de pozos, manantiales y norias, del sistema de agua potable de la ciudad de Zimapán.

Hidrogenoquímica del agua de los pozos

El agua subterránea del Valle de Zimapán contiene por los menos 3 tipos de agua de acuerdo con el diagrama de Piper que correlaciona con los diagramas de Stiff y Shoeller (Martín, 2000; Ramos, 1996) y están clasificados como:

1. Bicarbonatadas-Cálcicas: Son predominantes, lo que explica su amplia distribución desde rocas calizas.
2. Sulfatadas-Cálcicas: Son producto de la influencia de los desechos acumulados de la minería subterránea, ya que también este tipo de agua se observa en la cercanía de los jales mineros.
3. Bicarbonatada-Mixtas: Están relacionadas con la captación de agua en rocas volcánicas.

Uno de los aspectos hidrogenoquímicos fundamentales que originan los tipos de agua subterránea son los procesos de oxidación llevados a cabo en los periodos de sequía debido a los niveles de oscilación del agua, los minerales sulfuros en las rocas son vulnerables al ataque de los medios húmedos (zona no saturada) rica en O₂. El O₂ libre en las aguas causa la oxidación de la pirita, marcasita y arsenopirita y libera el H₂SO₄. Este proceso incrementa la solubilidad de los sulfuros y minerales primarios. El proceso de oxidación de la arsenopirita a pH por debajo de 2.2 es dado en la ecuación 1:



Bajo estas condiciones ácidas, el As es altamente móvil (Mok, et al., 2005).

Los productos de los sulfuros oxidados son rápidamente disueltos por el agua subterránea después de los eventos de lluvia y pueden arribar a los pozos y manantiales dentro de un periodo relativamente corto de tiempo debido al flujo preferencial a través de las fracturas.

URANIO Y TORIO, RADIONÚCLIDOS NATURALES

En la corteza terrestre se registra la presencia de ²³⁸U y ²³²Th en niveles de partes por millón, en la naturaleza son encontrados más de 60 radionúclidos naturales (Evans, 1969), que pueden dividirse, según su origen, en dos categorías: originales y cosmogénicos. Los radionúclidos originales de las series radioactivas naturales son: el ²³⁸U (serie del uranio), ²³⁵U (serie del Actinio) y ²³²Th (serie del Torio). Entre los radioisótopos pertenecientes a dichas series los más interesantes se tienen a los de vida media larga, ya que esta característica facilita su determinación. Estos son: ²³⁸U, ²³⁵U, ²³⁴U y ²³²Th, ²²⁸Th.

Los desequilibrios radioactivos entre isótopos padre y uno de sus descendientes, puede emplearse para datar periodos de tiempo comprendidos entre algunas decenas de años y algo más de un millón de años (Ivanovich y Harmon, 1982; Ivanovich, et al., 1992). Los carbonatos, marinos o continentales, pueden datarse por desintegración del exceso de U o por el aumento del contenido en Th.

Los estudios isotópicos de las series radiactivas naturales tienen aplicaciones inmediatas en el estudio de las aguas subterráneas (Bottomley, et al., 1990; Davis, 1989; Hubbard, et al., 1984), en el de la matriz rocosa (Karlsson, 1989; Menager, 1991) y en los estudios de los rellenos fisurales de las fracturas que afectan a las rocas (Golian, 1992; Ivanovich, et al., 1992a, b).

Los minerales fosfatados y su reactividad ante el uranio (U)

Los minerales fosfatados derivan del minado de rocas que se presenta en la naturaleza. Uno de los principales constituyentes de las rocas fosfatadas (o fosforita) es el mineral de apatito (francolita o flúor apatito-carbonatado). La concentración típica del fosfato (P₂O₅) en la roca es del orden del 15 – 30%, con arcillas, arenas, carbonatos y otras impurezas presentes en cantidades variables. Las fosforitas ígneas contienen menos uranio, pero más torio (IAEA, 2003). Los contenidos altos de fosfato por lo general se corresponden con contenidos altos de uranio (50-300 mg/L).

Procesos básicos en la industria de los fosfatos

Beneficio

Generalmente, las materias primas para la producción del ácido fosfórico son por medio de beneficiar minerales fosfatados, referidos como rocas fosfatadas procesables. Durante el beneficio, las partículas de fosfato son separadas del resto de los minerales. En general, el beneficio de los fosfatos no reduce la concentración de radionúclidos en estos minerales (ver Tabla 1).

| País | Uranio | | Torio | | ²²⁶ Ra | ²²⁸ Ra |
|---------------|----------|--------|----------|--------|-------------------|-------------------|
| | (Bq/kg) | (mg/L) | (Bq/kg) | (mg/L) | (Bq/kg) | (Bq/kg) |
| USA | 259-3700 | 62-156 | 3.7-22.2 | ----- | 1540 | ----- |
| Brasil | 114-880 | 27-71 | 204-753 | 55-185 | 330-700 | 350-1550 |
| Chile | 40 | ----- | 30 | ----- | 40 | ----- |

Tabla 1. Concentración de radionúclidos mayoritarios contenidos en diferentes rocas fosfatadas procedentes de USA, Brasil y Chile (AIEA, 2000).

La producción industrial del ácido fosfórico y de los productos fosfatados a aplicar procede de los depósitos de minerales fosfatados naturales (en la mayoría de los casos, del apatito, 3Ca₃(PO₄)₂·CaF₂, y fosforita, 3Ca₃(PO₄)₂·Ca(OH, F, Cl)₂), por medio del tratamiento con ácidos fuertes (ácido sulfúrico, ácido clorhídrico y ácido nítrico). La conversión del apatito toma lugar de acuerdo a la siguiente ecuación general (X = ácido):



El ácido fosfórico (H₃PO₄) obtenido por el tratamiento ácido (HX) es separado y posteriormente procesado. La mayoría (95%) de los ácidos usados en el proceso anterior, es ácido sulfúrico, lo cual conduce a la formación de yeso (CaSO₄·xH₂O) el cual no es muy soluble en la mezcla de reacción resultante. El precipitado sólido de cristales de yeso es fácilmente separado del ácido fosfórico crudo, por medio de etapas siguientes de filtrado y de lavado.

En general, alrededor del 80% del ²²⁶Ra, el 30% del ²³²Th y del 14% del ²³⁸U están contenidos dentro del fosfoyeso. Uranio y Torio estarían enriquecidos en el fertilizante hasta un 150% de su valor original (un 70% del total de U y Th valorados) (Baeslé, 1991; Florida Institute of Phosphate Research, 1995; Hull, et al., 1969). Sin embargo, la cantidad de radioactividad que está distribuida dentro del fosfoyeso varía considerablemente.

En el informe de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, 2003) se registra que la producción de minerales fosfatados en México año 2000 es del orden de 301 000 toneladas P_2O_5 , con recursos geológicos estimados del orden de 195×10^6 ton P_2O_5 . En el municipio de Zimapán la empresa Fosforita de México, S. A., de C. V., explota un yacimiento desde hace más de 50 años. Relativamente cercas de estas minas a cielo abierto se tienen dos pozos profundos “La Fosfora” y “Venustiano Carranza” cuyos sedimentos son parte del presente estudio.

MUESTREO Y PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

Las muestras fueron colectadas en el mes de mayo de 2002. De los sedimentos de pozos profundos seleccionados se colectaron 2.7 L de muestra en cada caso, siguiendo la numeración dada en la Figura 2 y Tabla 2, seleccionándose los pozos profundos ubicados en la zona noroeste El Muhi (8), Pozo 2 (10), Pozo 5 (11) y Detzani (13) contra los pozos ubicados en la zona noreste La Fosfora (2), Guadalupe (5) y Venustiano Carranza (6).

Las muestras fueron colocadas dentro de bolsas de plástico de cierre hermético (previamente tratadas con una mezcla de HNO_3 concentrado y agua destilada, en proporción 1:1, dejadas en recipientes durante 12h y posteriormente enjuagadas con agua destilada). Los sedimentos colectados en cada caso se separaron en dos partes, una para determinar el pH. La segunda parte, fue secada a temperatura ambiente y posteriormente en estufa a $80^\circ C$ durante 5 h. Las muestras fueron tamizadas en malla 90 μm . La muestra con tamaños menores a 90 μm fueron sometidas a la lixiviación con ácido.

Análisis químico elemental de los sedimentos por ICP-MS

Los estudios de lixiviación se realizaron siguiendo el esquema propuesto por Tessier (1979). Una cantidad de 0.3000 g de sedimento se digirió con 5 ml HNO_3 concentrado y 5 mL de agua desionizada, utilizando un horno de microondas marca Questron modelo 1,000 Wave con una potencia de 1,000 Watts y un gradiente de calentamiento de 20 min. La solución se filtró en un sistema de filtro Millipore sobre membrana de 0.45 μm , se aforo a 100 mL y la cuantificación se realizó por ICP-MS (Nölte, 1992).

Se determinó el pH del agua contenida en los sedimentos por medio de una suspensión de 5 g de sedimento con 12.5 g de agua destilada, hervida, y perfectamente bien mezclada, con un potenciómetro marca Corning con electrodo combinado de vidrio (Kane, 1996).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para este caso, únicamente se reportan los resultados de 7 sedimentos de pozos profundos (ver Figura 2 y Tabla 2), dado que se considera que en ellos se tienen las condiciones físico-químicas y geoquímicas descritas previamente, tal es el caso de la semi-reacción 1 y de los desequilibrios Th/U en calizas y minerales fosfatados principalmente.

Comportamiento Hidrogeológico Th/U en la zona de estudio

La zona de desequilibrio isotópico Th/U partiría de los contenidos naturales que las rocas calizas tienen desde el área de recarga de los acuíferos en medio fracturado que se encuentran en las sierras altas, como se ha mencionado previamente y liberados parcialmente por procesos de erosión, reacción de sulfuros con oxígeno, generación de H_2SO_4 , lixiviación por ácido sulfúrico (ver reacción 1) empobreciendo a las rocas expuestas a este medio y enriqueciendo a las aguas con estos iones.

Acorde con el planteamiento propuesto por Rodríguez, (Rodríguez, et al. 2004) en torno a la movilidad del As en las aguas subterráneas, simultáneamente la movilidad de la relación Th/U estaría asociado a estos procesos de acuerdo a Becker, (Becker, 1989) según las reacciones 2, 3 y 4:



| Muestra | # Pozo | As (mg/L) | Ca % | Fe % | Na % | K % | Th (mg/L) | U (mg/L) | pH |
|-------------|--------|-----------|------|-------|------|------|-----------|----------|------|
| La Fosfora | 2 | 14800 | 10.0 | 18.50 | 0.14 | 0.60 | <0.016* | <0.016* | 6.60 |
| Guadalupe | 5 | 152 | 15.0 | 3.40 | 0.59 | 1.28 | 4.6 | <0.016* | 6.90 |
| V. Carranza | 6 | 19200 | 14.0 | 12.40 | 0.19 | 1.80 | <0.016* | <0.016* | 7.25 |
| El Muhi | 8 | 1440 | 11.0 | 5.07 | 0.99 | 1.16 | 5.5 | 2.0 | 7.75 |
| Pozo 2 | 10 | 635 | 13.0 | 4.46 | 0.81 | 1.16 | 4.9 | 2.7 | 7.14 |
| Pozo 5 | 11 | 3480 | 8.0 | 10.00 | 0.70 | 0.95 | 4.5 | <0.016* | 6.93 |
| Detzani | 13 | 43.4 | 6.0 | 4.30 | 1.05 | 1.50 | 7.3 | 2.6 | 7.02 |

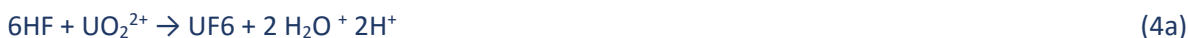
Tabla 2. Relación de concentración de elementos determinados por ICP-MS contenidos en sedimentos de pozos profundos del sistema de agua potable de Zimapán. * < 0.016 mg/L, fuera del límite de detección.

Las reacciones 2, 3, 4 permiten proponer dos posibles mecanismos de interacción del UO_2^{2+} para formar compuestos insolubles del modo siguiente:

1. Adsorción del UO_2^{2+} por el fosfoyeso generado por las reacciones 2, 3, y 4 (Rutherford, et al. 1994; Tayibi, et al. 2009).

El ácido fosfórico generado por la reacción 3, sería neutralizado por las rocas calizas presentes en la zona, lo que, a su vez, incrementaría la precipitación del fosfoyeso, material adsorbente de los radionúclidos naturales ^{232}Th y ^{238}U .

2. Las reacciones 2 y 4 crearían el medio para que el UO_2^{2+} contenido en las aguas se combine formando hexafluoruro de uranio, de acuerdo a la reacción 4a que se da a continuación:



Sin embargo, la ausencia de concentraciones significativas de uranio en los sedimentos estudiados, indica que este no es el más probable mecanismo de fijación del UO_2^{2+} . Ahora bien, en relación a la marcada diferencia que algunos sedimentos de pozos profundos presentan en su relación Th/U, ubicados en la zona noreste tal como es el caso de “La Fosfora” y “Venustiano Carranza” estaría influenciada de acuerdo a García-Ruiz (García-Ruiz, et al. 2007) por la formación y crecimiento cristalino del yeso y/o fosfoyeso a partir de aguas enriquecidas en sulfato cálcico resultante de la disolución de anhidrita previamente precipitada durante la mineralización hidrotermal tardía. De esta manera, el uranio como (UO_2^{2+}) sería fijado por el fosfoyeso, mismo que estaría en un proceso de crecimiento, esto explicaría las bajas concentraciones de U y en algunos casos, menor al límite de detección (ver Tabla 2).

CONCLUSIONES

- I. Las diferencias entre Uranio y Torio reflejan una mayor movilidad del ^{238}U relativo al ^{232}Th en los sedimentos provenientes de zona noroeste constituida principalmente por rocas calizas (Martínez-Aguirre, A. et al. 1995). Sin embargo, debido al cambio en la porosidad y composición de las rocas pertenecientes a la zona noreste, la movilidad de ambos radionúclidos naturales ^{238}U y ^{232}Th llega a empatarse a este nivel de concentración (mg/L).
- II. El equilibrio secular de los radionúclidos naturales Th/U presentes en las rocas calizas del subsuelo de Zimapán es roto principalmente por procesos de erosión-lixiviación desde oxidación de sulfuros, generación de ácidos, H_2SO_4 , H_3PO_4 , transporte de éstas sales por aguas subterráneas, y fijación de U como UO_2^{2+} por proceso de adsorción de fosfatos principalmente.

REFERENCIAS

- Armienta, M. A, Rodríguez, R, Aguillo, A, Cisneros, N, Villaseñor, G and Cruz, O. 1997. Arsenic contamination of groundwater at Zimapán, México. *J. Hydrogeology* 5: 39-46.
- Armienta, M.A, Segovia N. Arsenic and fluoride in the groundwater of Mexico. *Environ Geochem Health* 2008; 30: 345-353.
- Baelsé, L. H. 1991. Study of Radionuclides Contained in Waste Produced by the Phosphate Industry and their Impacts of the Environment, Rep. EUR 13262, Commission of the European Communities, Luxembourg.
- Bottomley, D. J, Gascoiney, M y Kaminemi, D. C. 1990. The Geochemistry, age and origin on groundwater in a mafic pluton, East Bull Lake, Ontario, Canadá. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54, 993-1008.
- Cárdenas, V. J. 1992. Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo. Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal. Subsecretaría de Industria Básica. Consejo de Recursos Minerales. Pub. M-3e. Hidalgo, México: 96.
- Carrillo, M. y Suter, M. 1982. Tectónica de los alrededores de Zimapán Hidalgo y Querétaro. Libro guía de excursión geológica a la región de Zimapán. *Soc. Geol. Méx.* 1-20.
- Davis, S. N. 1989. Use of isotopes techniques in the study of the hydrogeology of fractured rock aquifers. *Proceeding of Advisory Group on Application of Isotope Techniques in the Study of Fractured and Fissured Rocks.* IAEA-EG-329.2 Vienna, 1-4.
- Evans, R.D. 1969, Engineer's guide to elementary behavior of radon daughters. *Health Phys.*: 17, 229-252
- Florida Institute of Phosphate Research. 1995. *Microbiology and Radiochemistry of Phosphogypsum.* Publ. No. 05-035-115, FIPR, Bartow, FL.
- García-Ruiz, J. M. Vellaso, R. Ayora, C. Canals, A. Otálora, F. 2007. Formación de megacristales naturales de yeso en Naica, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* Tomo LIX; 1: 63-70.
- Hubbar, N., Laul, J. C, y Perkins, R. W. 1984. The use of natural radionuclides to predict to behavior of rad-waste radionuclides in far-field aquifers. *Material Research Society Symposia Proceeding 26 (Scientific Basis for Nuclear Waste Management VII)* G. L. Mac Vay, edit. 891-897.
- Hull, C. D, Burnet, W. C. 1969. *Radiochemistry of Florida Phosphogypsum.* *J. Environ. Radioact.* 32; 3: 213-228
- International Atomic Energy Agency 2003. *Technical Reports series no. 419 "Extent of Environmental Contamination by Naturally Occurring Radioactive Material (NORM) and Technological Options for Mitigation"* pp 7, 77, 87.
- Ivanovich, M, Blomqvist, R y Frape, K. S. 1992a. Rock/Water Interaction Study in Deep Crystalline Rocks Using Isotopics and Uranium Series Radionuclide Techniques. *Radiochim. Acta.* 58/59; 401-408.
- Ivanovich, M, y Harmond, R. S. (Edit.) 1982. *Uranium Series Disequilibrium: Application of Environmental Problems.* Clarendon Press, Oxford. 571.

- Ivanovich, M, Lonworth, G., Hasler, S. E., Gardiner, M. P, y Hernández Benítez, A. 1992b. Geochemical Characterization and Migrations Studies. El Berrocal Report EB-AEA(92)9 UKAEA HARWELL.
- Karlsson, F. 1989. The Swedish research programmed on radioactive waste disposal: Experience gained with the use of isotope Techniques in fractured rocks. Proceeding of Advisory Group on Application of Isotope Techniques in the Study of Fractured and Fissured Rocks. IAEA-EG-329.2 Vienna, 69-86.
- Martín, R. F. 2000. Interacción de aguas contaminadas con arsénico con rocas calizas de Zimapán, Hidalgo. Tesis de Maestría. Programa de Posgrado de ciencias de la Tierra. Instituto de geología. UNAM. México.
- Martínez-Aguirre, A. García-León, M. Ivanovich, M. 1995. U and Th speciation in river sediments. *The Science of the Total Environment* 173/174, 203-209.
- Menager, M. T. 1991. Etude de la migration de l'uranium, du Thorium et des terres rares au sei de'un gisement d'uranium intragranitique: analogie avec un stokage en formation granitique de dechets radioactifs de haute activité. Commision des Communautés Européennes, Rapport Final contrat FI1W/0149-F: EUR 13529 FR, Bruxelles
- Mok, W. M. Wai, C. M. 1994. Mobilization of Arsenic in Contaminated River Waters. In. *Arsenic in the Environment Part. I. Cycling and characterization* (ed. J. O. Nriuga), Wiley NY., pp. 99-118.
- Nölte, J. 1992. Analysis of natural waters, wastewaters and sludge in: *Optima 3000, ICP Application studies* 64. Perkin Elmer, 1-9.
- Kane, P. F. 1996. Agriculture Liming Materials in: *Official Methods of Analysis of Association of Official Analytical Chemist (AOAC) International* 16a. Ed. Methodology 955.01.
- Prieto García F, Pérez Moreno F and Marmolejo Santillán Y. 2012. Study of Arsenic Removal with Ionic Exchange Resins in Drinking Water from Zimapán, Hidalgo State, México. *International Journal of Applied Science and Technology* Vol. 2 No. 6; 14-16.
- Ramos, L. J. A. 1996. Parámetros estructurales que controlan la hidrodinámica de las aguas subterráneas en el área de Zimapán, Hidalgo. Tesis de Maestría. Programa de Posgrado de ciencias de la Tierra. Instituto de geología. UNAM. México.
- Rodríguez-Flores Liliana, Marmolejo-Santillán Yolanda, Pérez-Moreno Fidel, Castañeda-Ovando Araceli, Sierra-Zenteno Araceli, Flores-Castro Kinardo and Cadena-Zamudio José Luis. 2015. Adsorption of arsenic in dacitic tuff pretreated with magnesium oxide. *Water Science & Technology: Water Supply*. 15.1: 181-187.
- Rodríguez, R. Ramos, J. A. Armienta, A. 2004. Groundwater arsenic variations: the role of local geology and rainfall. *Applied Geochemistry* 19; 245-250.
- Rutherford, P. M; Dudas, M. J; Samek, R. A. 1994. "Environmental impact of phosphogypsum". *Sci. Total Environ.* 149 (1-2), pp. 1-38. doi: 10-1016/0048-9697(94)90002-7.
- Segerstrom, K. 1956. Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F., y Zimapán, Hgo. Congreso Geoquímico Internacional. Excursiones A-3 y C-1. México, D. F., pp. 11-22.
- Simons, F. S. y Mapes, V. E. 1956. Geología y yacimientos minerales del distrito de Zimapán, Estado de Hidalgo. Congreso Geológico Internacional. Excursiones A-3 y C-1. 59-72.
- Tayibi, H; Choura, M; López, F. A; Alguacil, J. A; López-Delgado, A. 2009. "Environmental impact and management of phosphogypsum (Review)". *J. Environ. Manage.* 90, pp. 277-2386 doi:10-1016/j.jenvman.2009.03.007 PMID: 19406560.
- Tessier, A. Camphell, P. G. C. and M. Bisson, 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, 51 (7) 844-851.
- www.sgm.gob.mx/pdfs/HIDALGO.pdf Servicio Geológico Mexicano, SGM. 2014. Panorama Minero del Estado de Hidalgo. Introducción 3-16.

Potencial Zeta aplicado al proceso de flotación de un mineral de fluorita

Héctor Gutiérrez F., Jorge Ornelas T. y Guadalupe Contreras O.
Depto. de Explotación de Minas y Metalurgia, Facultad de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Cd. Universitaria, CDMX, Deleg. Coyoacán, C.P. 04510
jornelas@unam.mx

RESUMEN

El proceso de concentración de fluorita por flotación se patentó hace más un siglo y se ha tratado de innovar dicho proceso. La variación de reactivos para deprimir la ganga asociada al mineral de fluorita, ha sido estudiada por mucho tiempo y los resultados han sido favorables. En la actualidad los circuitos de flotación de fluorita consisten de hasta 6 flotaciones de limpia, lo cual conlleva a un alto consumo de reactivos y costos de los mismos. El principal inconveniente durante el procesamiento de fluorita es la baja selectividad de los colectores empleados, los cuales son mezclas de ácidos grasos (oleico-linoleico principalmente). Una alternativa de estos colectores es el uso de colectores catiónicos, en donde las sales de amonio primario (cloruro de decilamonio) han sido estudiadas. En este trabajo se evaluaron los reactivos colectores sobre la flotación de fluorita pura: una amina cuaternaria Dimetil Didecil Cloruro de Amonio, la cual posee propiedades altamente tensoactivas; ácido oleico emulsificado y un reactivo comercial AERO 845. Se realizaron determinaciones de potencial ZETA con un equipo ZetaMeter 3.0+ para conocer la relación entre la flotación de fluorita y los fenómenos electrocinéticos. La muestra de llegada se caracterizó vía difracción de rayos X en el instituto de Geología de la UNAM. La recuperación del reactivo ácido oleico fue aproximadamente de 80% en medio ácido, mientras que para el sistema amina-fluorita se obtuvo 64% de recuperación en medio neutro y el AERO 845 fue del 85% también en medio neutro.

ABSTRACT

The fluorite concentration process by froth flotation has been patented from a century ago and it has been tried to innovate such process. Varying reagents to depress gangue associated to fluorite mineral, it has been studied for long time ago and results have been successful. Nowadays the froth flotation circuits of fluorite consists up to six cleaning flotation steps, which takes to a high reagent consumption and costs. The main problema during the fluorite processing is the lowest selectivity of collectors, which are mixture of fatty acids (mainly oleic-linoleic acid). As alternative of these collectors is the employment of cationic collector, in which salts of primary amine (decylamine chloride) has been studied before. In this paper has been evaluated the collectors reagents on the high pure fluorite flotation: a quaternary amine (DidecylDimethylAmmonium Chloride), which posses a highly tensoactiv properties; emulsified oleic acid and a comercial reagent AERO 845. It had been made determination of ZETA potential with a ZetaMeter 3.0+ to stablish a relation between fluorite flotation and electrokinetic phenomena. The sample was characterized by X-Ray diffraction at the Instituto de Geología at the UNAM, the recovery of oleic acid reagent was about 80% in acid media, meanwhile, for ammine-fluoride system was a 64% recovery in neutral media and AERO 845 was about 85% in neutral media.

INTRODUCCIÓN

La flotación de fluorita con ácidos grasos se ha llevado a cabo durante mucho tiempo, los ácidos grasos son colectores a los cuales pertenece el ácido oleico industrial, el oleato de sodio, los ácidos grasos sintéticos, entre otros. Son compuestos industriales, cuya parte activa de flotación son los ácidos carbónicos con forma general $R - COOH$, siendo R el radical hidrocarbonado con un número de C entre 12 a 18. Los ácidos grasos superiores son ácidos débiles. Se ionizan en solución acuosa acorde a la ecuación:



Existen estudios que han probado sales de amonio primario como colectores (Bruque et al., 1981), en donde se mostró que existe una adsorción hacia las partículas de fluorita y por lo tanto existe un proceso de flotabilidad del mineral. Las aminas pueden ser clasificadas como primarias, secundarias, terciarias y cuaternarias, se denominan de acuerdo a los radicales hidrocarburos que entran en su composición. Los colectores evaluados son: ácido oleico emulsificado, didecil dimetil cloruro de amonio y AERO 845 (Bulatovic010).

ANÁLISIS DE FLUORITA VÍA DETERMINACIÓN DE POTENCIAL ZETA

Para las pruebas de potencial ZETA se requirió de 10 mg de CaF_2 (0.019% sol), con la finalidad de observar adecuadamente el movimiento de las partículas sobre la celda de electroforesis. Las condiciones experimentales se encuentran en la Tabla 1 y se empleó una sal (NaCl), a una concentración de 1×10^{-3} M como un electrolito indiferente con la finalidad de mantener constante el espesor de la doble capa (Fuerstenau, 2005). Para los experimentos que se manejaron las concentraciones de colector fueron de 100, 200 y 350 g/t.

ANÁLISIS DE FLUORITA VÍA PRUEBAS DE MICROFLOTACIONES

Las pruebas de microflotaciones se llevaron a cabo en un tubo Hallimond modificado (Drzymala, 1998), se realizó con 1 gramo de mineral para cada prueba, dando un tiempo de acondicionamiento de 10 min, con un tiempo de 1 min para flotación y las condiciones se ajustaron conforme a la Tabla 2.

| pH | | 3 | 5 | 7 | 9 | 11 |
|---------------------------|------------------------|------------------------|---|---|---|----|
| No. de partículas | | 10-20 | | | | |
| Voltaje (mV) | | 75 | | | | |
| Concentración colector | g/t | 0 | | | | |
| | | 100 | | | | |
| | | 200 | | | | |
| | | 350 | | | | |
| | | 3.548x10 ⁻⁸ | | | | |
| | Ácido oleico [M] | 7.096x10 ⁻⁸ | | | | |
| | | 1.240x10 ⁻⁷ | | | | |
| | | 2.761x10 ⁻⁸ | | | | |
| | | 5.523x10 ⁻⁸ | | | | |
| | | 9.666x10 ⁻⁸ | | | | |
| DDCA [M] | 2.761x10 ⁻⁸ | | | | | |
| | 5.523x10 ⁻⁸ | | | | | |
| | 9.666x10 ⁻⁸ | | | | | |

Tabla 1 Condiciones experimentales para determinación de potencial ZETA.

| pH | | 3 | 5 | 7 | 9 | 11 |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|---|---|---|----|
| Masa inicial g | | 1 | | | | |
| Concentración de colectores | g/t | 100 | | | | |
| | | 200 | | | | |
| | | 350 | | | | |
| | Ácido oleico [M] | 3.54032x10 ⁻⁶ | | | | |
| | | 7.08064x10 ⁻⁶ | | | | |
| | | 1.23911x10 ⁻⁵ | | | | |
| DDCA [M] | 2.76182x10 ⁻⁶ | | | | | |
| | 5.52364x10 ⁻⁶ | | | | | |
| | 9.6663x10 ⁻⁶ | | | | | |
| Colector adicionado | AERO 845 mL | 1.0989x10 ⁻⁴ | | | | |
| | | 2.1978x10 ⁻⁴ | | | | |
| | | 3.8461x10 ⁻⁴ | | | | |

Tabla 2 Condiciones experimentales para microflotaciones

RELACIÓN ENTRE EL POTENCIAL ZETA Y MICROFLOTACIONES

En la Figura 1.A se observan las curvas de potencial ZETA para el sistema ácido oleico en las que se observa el efecto que tiene la variación de concentración de ácido oleico vs. pH en 3 de ellas y otra es la referencia sin presencia de colector. Para el caso de 100 y 200 g/t la variación de potencial indica que el sistema se encuentra con mayor estabilidad a pH mayor a 9 y con un valor aproximado de potencial ZETA de -47 mV, este valor indica que existiría una mayor probabilidad de que una burbuja haga contacto y se adhiera a la partícula de mineral, porque las fuerzas de repulsión entre partículas serían mayores que las de atracción. Para el sistema de mayor concentración de ácido oleico se observa que la curva tiene la misma tendencia que la de referencia (sin colector), se puede deber a que la adsorción en este sistema es por quimisorción, lo que indica que la interacción es por formación de un nuevo compuesto en la superficie de fluorita, con lo cual no se garantiza que existan variaciones en el ordenamiento de los iones en la doble capa y por ende en el potencial ZETA.

De acuerdo a la siguiente reacción se puede establecer, la reacción lo que ocurrirá en la superficie de fluorita, conforme a la ecuación (2):



Después de la formación del compuesto en la superficie de fluorita (monocapa), los iones son adsorbidos físicamente, por lo cual la fuerza con la que se adsorban las demás moléculas carecen de una gran energía de adsorción, pero seguirán formando capas poliméricas hasta que deje de existir una atracción (Rosen et al012).

Del punto de vista de flotación por colectores aniónicos se observa en la Figura 1.B una respuesta favorable en pH básicos (9) y pH ácido (5), y concentraciones altas 350 g/t. Para pH 5 predomina la molécula tensoactiva ácido oleico y esta interactúa sobre la superficie mineral formando un enlace físico (fisorcin) a tensoactiva de recuperación.

Para pH 9 se observó que la recuperación aumentó, se puede deber al incremento negativo en el potencial ZETA y por ende la dispersión se mantiene más estable, como se muestra en la Figura 1.A. Por otra parte, las interacciones entre partículas (hidrófobas o estéricas) llegan a un acoplamiento entre ellas y las cuales tienden a poseer un carácter hidrófobo, promoverán la flotación del mineral.

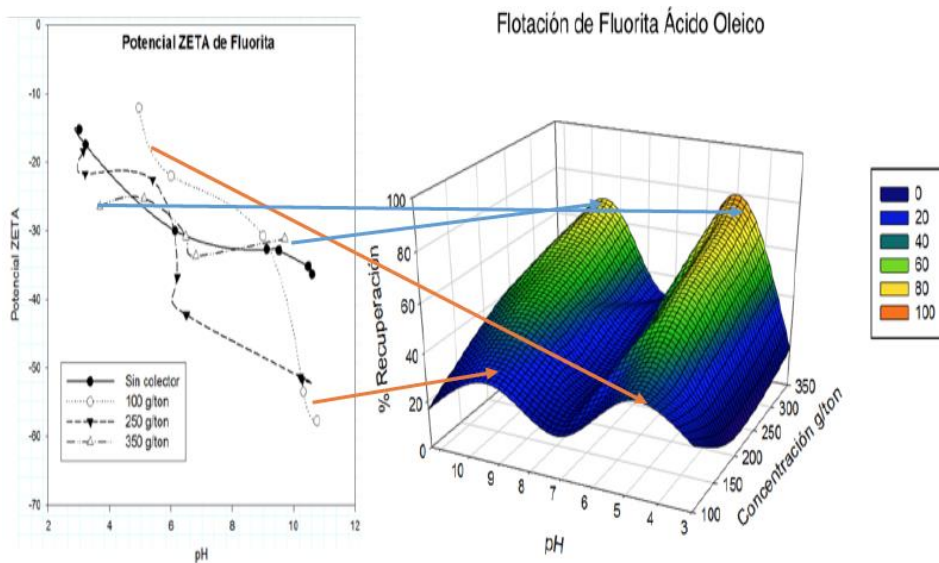


Figura 1 Relación entre potencial ZETA y recuperación de fluorita variando la concentración de colector y pH; A) Curvas de potencial ZETA VS pH a diferentes concentraciones de ácido oleico; B) Superficie de respuesta para la flotación de fluorita con ácido oleico.

El DDCA (Didecil Dimetil Cloruro de Amonio) muestra una reacción diferente entre el colector y superficie de fluorita, por el cambio de signo del potencial ZETA, que indica las interacciones de naturaleza física (Fisorción), en el caso de 200 g/t existe una incremento positivo del potencial ZETA respecto al original, pero indica que el sistema no es estable y habrá poca dispersión y ya que el potencial ZETA se aproxima a 0 se esperaría una aglomeración y precipitación en concentraciones cercanas a 200g/t. El cambio total de signo se dio en la concentración de 350 g/t, en donde el potencial ZETA es completamente positivo en el intervalo propuesto, de acuerdo a la Figura 2.A. En el intervalo de pH (6-8) y con una concentración de 100 g/t, la dispersión es la más negativa, por lo que flotabilidad sería favorecida por la adsorción de DDCA, tal y como se observa en la Figura 2.B la flotabilidad de fluorita en concentración de 100 g/t se ve estable en el intervalo de pH 7-6, con 64% de recuperación y además se observa que la concentración a 200 g/t se tiene un efecto negativo sobre la flotación ya que la interacción entre el colector y superficie de fluorita tiende a la precipitación (mayor energía de atracción que de repulsión) Figura 2.A.

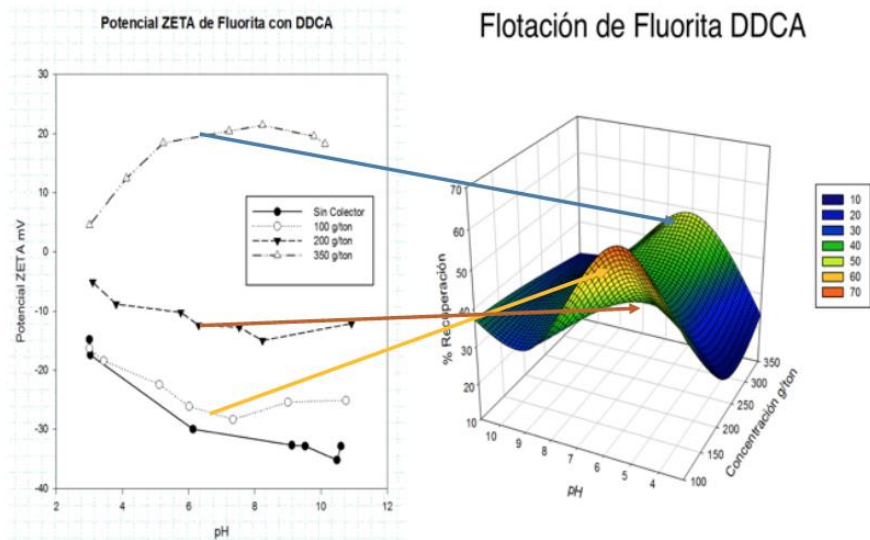
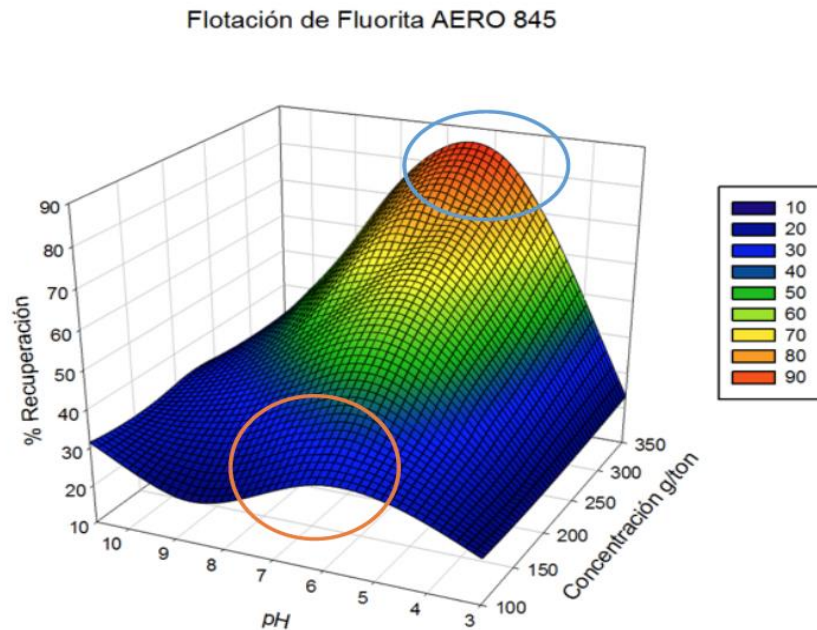


Figura 2 Relación entre potencial ZETA y recuperación de fluorita variando la concentración de colector y pH; A) Curvas de potencial ZETA VS pH a diferentes concentraciones de Didecil Dimetil Cloruro de Amonio; B) Superficie de respuesta para la flotación de fluorita con el

reactivo DDCA.

En el caso opuesto la concentración de 350 g/t aumenta el porcentaje de flotación debido a que las interacciones de repulsión mejoran y la estabilidad coloidal se mantiene dispersa y estable 50% de recuperación.



En la Figura 3 se observa el porcentaje de recuperación para el colector comercial de CYTEC, el cual no se le determinó el potencial ZETA, ya que este colector AERO 845, se presenta como mezcla de tensoactivos aniónicos. Por lo cual un estudio como tal no se puede realizar, porque no habría certeza de que tensoactivo actúe sobre la fluorita. Este colector comercial tiene su pH de acción en pH neutro y se favorece la recuperación hasta 85% de CaF_2 a mientras se aumente la concentración de colector.

Figura 3 Superficie de respuesta para la flotación de fluorita con el reactivo AERO 845.

ANÁLISIS DE COSTOS DE REACTIVO

De acuerdo a costos el ácido oleico cuesta entre 5.60 USD/kg alta pureza, el DDCA (Didecil Dimetil Cloruro de Amonio) el costo es de 5.5 USD/kg al 70-60% y para el AERO 845 se tiene un costo de 4.07 USD/kg y 3.81 USD/kg en dos presentaciones diferentes (Tambo de 227 y Pipa respectivamente). En el sistema estudiado se establecieron diferentes cantidades de colector para los experimentos realizados por potencial ZETA y microflotaciones por tubo Hallimond, haciendo énfasis en el proceso de flotación se calcularon los costos para ejemplificar los experimentos realizados por microflotaciones, y considerando 1 t de mineral se tienen que utilizar aproximadamente un máximo de 350 g de colector. Por lo que para cada colector tendremos diferentes valores como: el ácido oleico tendrá un costo de \$37.24 MXN, para el DDCA un costo de \$36.57 MXN y para el reactivo AERO 845 costará \$27.06 MXN y \$25.33 (barril y pipa respectivamente).

REFERENCIAS

- Bulatovic, S.,(2010), Handbook of Flotation Reagents: Chemistry, Theory and Practice, Volume 3, First Edition, Elsevier Science.
- Bruque, J.M., González-Caballero, F., (1981). Flotation of Fluorite with N-Alkylammonium Chlorides. International Journal of Mineral Processing. Volume 9.
- Drzymala, J., (1998), Characterization of materials by Hallimond tube flotation, Part 3. Maximum size of floating and interacting particles, Technical University of Wrocław, Wybrzeze Wyspianskieg.
- Fuerstenau D.W. (2005), Zeta potentials in the flotation of oxide and silicate minerals, Department of Materials Science and Engineering, University of California, Berkeley, United States.
- Rosen, M. J., Kunjappu, J.T., (2012), Surfactants and Interfacial Phenomena, Fourth Edition, Wiley.

Concentración de óxido cúprico y Crisocola por lixiviación alcalina y cementación con Al y su analogía al lixiviar con $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ y cementar con Fe.

Miguel Márquez M., Jorge Ornelas T. y Guadalupe Contreras O.

Depto. de Explotación de Minas y Metalurgia, Facultad de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Cd. Universitaria, CDMX, Deleg. Coyoacán, C.P. 04510
jornelas@unam.mx

RESUMEN

En este trabajo se presentan resultados de lixiviación del mineral CuCO_3 -Crisocola con NaOH. La lixiviación se realiza a presión atmosférica y se determina la eficiencia y velocidad en función del tamaño de partícula, concentración de NaOH, cambio de temperatura y dilución de pulpa. También se analizan resultados de cementación de la solución alcalina con Al, se determina la eficiencia y velocidad de reducción considerando masa y tamaño de Al, pH, temperatura y velocidad de agitación. Durante la lixiviación con NaOH no se disuelve Fe del mineral y es posible regenerar el reactivo, al cementar Cu con Al. Además, se estudia la lixiviación del mismo mineral CuCO_3 -Crisocola con $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ y KHSO_4 que tampoco disuelven al Fe ya que en solución acuosa no disminuyen el pH, como el H_2SO_4 , así como también la cementación del Cu con Fe a partir de tales soluciones. La lixiviación alcalina de minerales oxidados de Cu es factible, al obtener recuperaciones > 80 % y soluciones de Cu hasta de 4 g l^{-1} . La cementación de Cu, con aluminio, consigue recuperaciones hasta 95 %, en condiciones estáticas, temperatura ambiente en 1-1.5 h. Con $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ se obtiene 90 % de recuperación de cobre y soluciones con 11.5 g Cu l^{-1} . La cementación de Cu con Fe de soluciones $\text{Cu}-(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ logra una recuperación del 95 % en condiciones estáticas al incrementarse la temperatura o la concentración de ácido sulfúrico. En los trabajos comentados se analizan y comparan las diferentes formas de recuperar Cu de la solución de NaOH y se propone una de concentración por precipitación de cuprita y crisocola, estimándose los resultados que se logran por medio de la información obtenida con la caracterización de los tres tipos de lixiviación mencionados y con la cementación de Cu por Al y Fe.

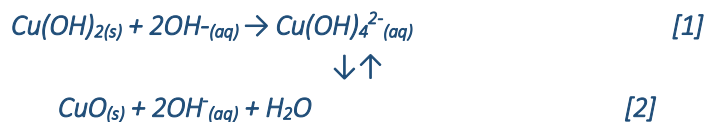
ABSTRACT

This paper shows the leaching results of CuCO_3 -Chrysocola mineral with NaOH. Leaching is carried out at atmospheric pressure, it is determined the efficiency and speed through the particle size, NaOH concentration, temperature change and pulp dilution. Cementing results of the alkaline solution with Al are also analyzed, efficiency and reduction rate is determined by considering mass and size of Al, pH, temperature and stirring speed. Non Fe ore dissolves during leaching with NaOH and it is possible to regenerate the reagent, in order to cement Cu with Al. In addition same mineral CuCO_3 -Crisocola is leached with $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and KHSO_4 that either dissolve the Fe, due the pH value doesn't diminish as well as H_2SO_4 does, it was also studied the copper cementation with Fe from such solutions. Alkaline leaching of copper oxide ores is feasible to obtain recoveries > 80% Cu and solutions

up to 4 g l⁻¹. Copper cementation with aluminum achieved recoveries up to 95%, under static conditions, and 1-1.5 h at room temperature. Copper recovery (90%) is obtained with (NH₄)₂SO₄ and 11.5 g l⁻¹ Cu solutions. Cu cementation with Fe from solutions of Cu-(NH₄)₂SO₄ achieves 95% recovery in static way with increasing temperature or a concentration of sulfuric acid conditions. The reviewed papers, analyzes and compares the different ways to recover Cu from NaOH solution and it was proposed another way of concentration by precipitation of cuprite and chrysocolla. Estimating the results achieved through the information obtained by characterizing the three types leaching and Cu cementation mentioned by Al and Fe.

INTRODUCCIÓN

La concentración de minerales oxidados de Cu, previa disolución con NaOH se debe al interés por la química del NaOH en las especies oxidadas de Cu, y en las de la ganga, presentes en yacimientos (Habashi, 1999, Cudennec et al., 2003). Las ventajas de lixiviar con NaOH a minerales oxidados de Cu consisten en: a) La insolubilidad de minerales de Fe, b) La implementación de técnicas simples para tratar las respectivas soluciones ricas, como cementación o precipitación, c) El NaOH es sólido y puede regenerarse. Existe poca información sobre lixiviación de minerales de Cu con NaOH, no obstante, Cudennec (2003) analiza la conversión de Cu(OH)_{2(aq)} a CuO_(s); algunos aspectos de su estudio explican los resultados experimentales de este trabajo. Establece que en agua desionizada (a temperatura ambiente) el Cu existe como Cu(OH)₂ y no como CuO por tener mayor solubilidad (1.3 x 10⁻⁵ mol l⁻¹ y 2 x 10⁻⁷ mol l⁻¹ respectivamente), sin embargo, a mayor presencia de OH⁻ la concentración de Cu²⁺ aumenta; en soluciones diluidas de NaOH alcanza 10⁻³ mol l⁻¹ y en concentradas hasta 6 x 10⁻² mol l⁻¹. Afirma que estas concentraciones de Cu²⁺ (relativamente elevadas) se atribuyen a la formación temporal del complejo Cu(OH)₄²⁻ que actúa como un ente inicial y necesario para la formación de CuO de acuerdo a la siguiente reacción consecutiva de equilibrio:



En este trabajo se observa que con 2.4 M de NaOH se disuelven 3.05 g de Cu l⁻¹, (4.7 x 10⁻² M) cerca de los 6 x 10⁻² M que menciona Cudennec (2003). El Cu lentamente se disuelve desde el mineral oxidado y pasa por un estado de suspensión. Además, se determina que el Cu(OH)₄²⁻_(aq) da lugar al CuO_(s), bajo ciertas condiciones, pero también puede precipitar CuSiO₃. El mineral contiene crisocola y azurita, su lixiviación se favorece al disminuir: el tamaño de mineral, la temperatura y la densidad de pulpa, debido: a) a la facilidad de los iones de desplazarse desde el mineral a la solución, b) a que el proceso podría estar controlado por difusión, c) a que las reacciones podrían ser exotérmicas y d) a que cuando se tiene menor proporción de mineral es más fácil el ataque del NaOH al cuarzo y silicato, en forma gráfica se presentan los resultados de la lixiviación.

Considerando la lixiviación de Cu con NaOH, se preparó una solución estable con 4 g l⁻¹ de Cu, agitando, haciendo re-extracciones y envejeciendo la solución (para evitar precipitados) ésta se utilizó para determinar velocidades de cementación de Cu con Al, bajo diferentes parámetros. La cementación es conveniente porque se recupera hasta 95 % de Cu, bajo condición estática, a temperatura ambiente y en 1.5 h. Para tener una idea firme de la cementación de Cu con Al se presentan resultados en forma gráfica.

Además, se comentan y analizan dos trabajos de lixiviación del mismo mineral, con dos diferentes reactivos (sulfato de amonio y bisulfato de potasio) (Guzmán 2007, Ortiz, 2012) los cuales sirven como referencia al presente; forman sulfato de cobre, igual que el ácido sulfúrico, pero no disuelven óxidos de fierro del mineral, el cobre cementa con Fe elemental, acidificando la solución de sulfato de cobre con H_2SO_4 , produciendo un cemento de elevada pureza, al no existir Fe en solución. Sin embargo, el objetivo de este trabajo consiste en aprovechar la precipitación natural (espontánea) del $CuO_{(s)}$ y/o $CuSiO_3$ como proceso de concentración (o beneficio químico) de estos óxidos de cobre, el cual por su naturaleza no requiere de colectores y permite la regeneración del NaOH.

CARACTERIZACIÓN DEL MINERAL

El mineral con azurita-crisocola de Guerrero, Méx., presenta la siguiente composición química porcentual: Cu = 8.8, Pb = 0.01, Zn = 0.13, Fe = 11.3, As = 1.47, Sb = 0.11, $CaCO_3$ = 0.34, SiO_2 = 46.09 y S = 0.23. Como se observa en el mineral prevalecen Cu, Fe y SiO_2 , el método propuesto no produciría contaminantes ni ganga de desperdicio.

ANÁLISIS DE LA LIXIVIACIÓN DE ÓXIDOS DE Cu CON NaOH

Las lixivaciones del mineral de Cu con NaOH, se efectuaron en recipientes de vidrio bajo la misma agitación magnética, en cada prueba se tomaron muestras cada media hora durante dos horas y se analiza: el Cu soluble, en suspensión e insoluble. Se realiza un diseño experimental para tener experimentos a diferente: concentración (dos), densidad de pulpa (tres), tamaño de mineral (tres) y temperatura (dos). De los resultados se obtienen gráficas para comparar los parámetros mencionados, en cada una se muestran las condiciones específicas.

Se encontró que, con 2.4 M de NaOH se disuelven 3 g de $Cu\ l^{-1}$, antes de disolverse el Cu, se forma una suspensión temporal de partículas, la cual puede perdurar horas, después se puede formar $CuO_{(s)}$, según las condiciones prevalecientes, pero también puede precipitar crisocola. Los experimentos se realizaron en vasos de precipitado, a presión atmosférica y temperatura ambiente.

En las figuras 1 a 4 se grafican los resultados, en las ordenadas se presenta el porcentaje de extracción de Cu y en las abscisas el tiempo. En la Figura 1 se establece la influencia de la concentración de NaOH, se observa mayor porcentaje de extracción de Cu a incrementar la concentración de NaOH (a una 1 h de prueba) con valor máximo a 1.5 h, pero a las 2.0 h disminuye. Una explicación consiste en que con más OH^- existe mayor disolución que mantiene Cu^{2+} en solución, tanto de la azurita como de crisocola, con 2.4 M de NaOH se logra la mayor concentración de Cu (disuelto + suspendido) de $3.05\ g\ l^{-1}$.

El Cu en suspensión termina por disolverse, pero se requiere tiempo (envejecimiento), (Cudennec et al., 2003) menciona que es posible lograr un valor de Cu [como $Cu(OH)_4^{2-}_{(aq)}$] de $3.78\ g\ l^{-1}$ en solución muy concentrada de NaOH. El mejor porcentaje de extracción no es con la mayor concentración de NaOH, porque el proceso puede estar controlado por difusión.

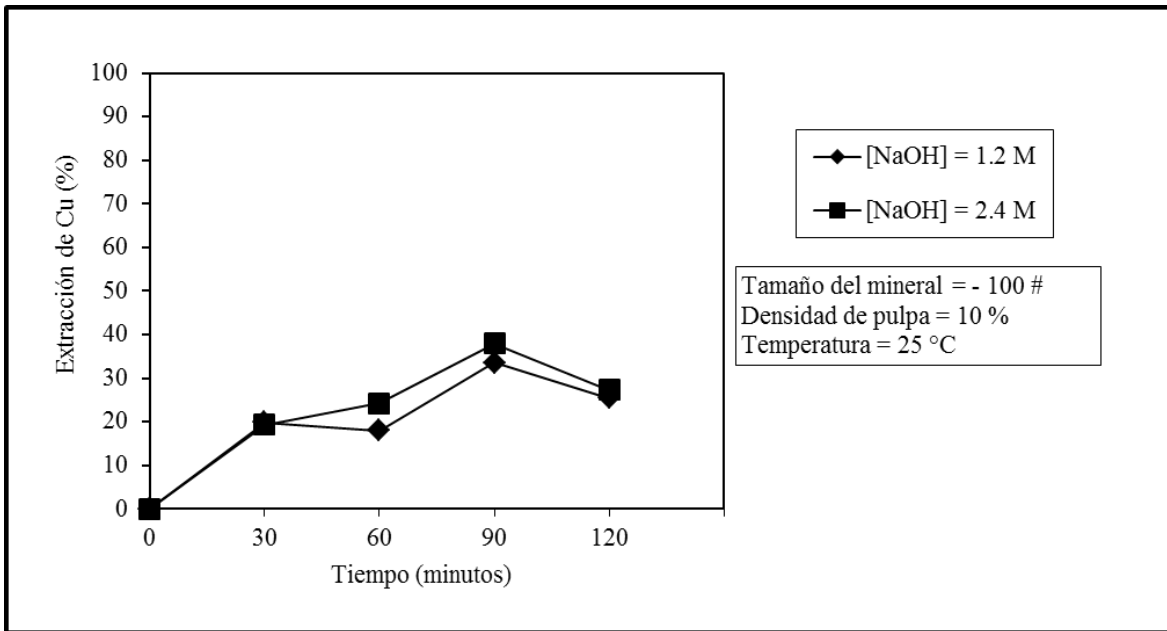


Figura 1 Porcentaje de extracción de Cu en función del tiempo a diferentes concentraciones de NaOH.

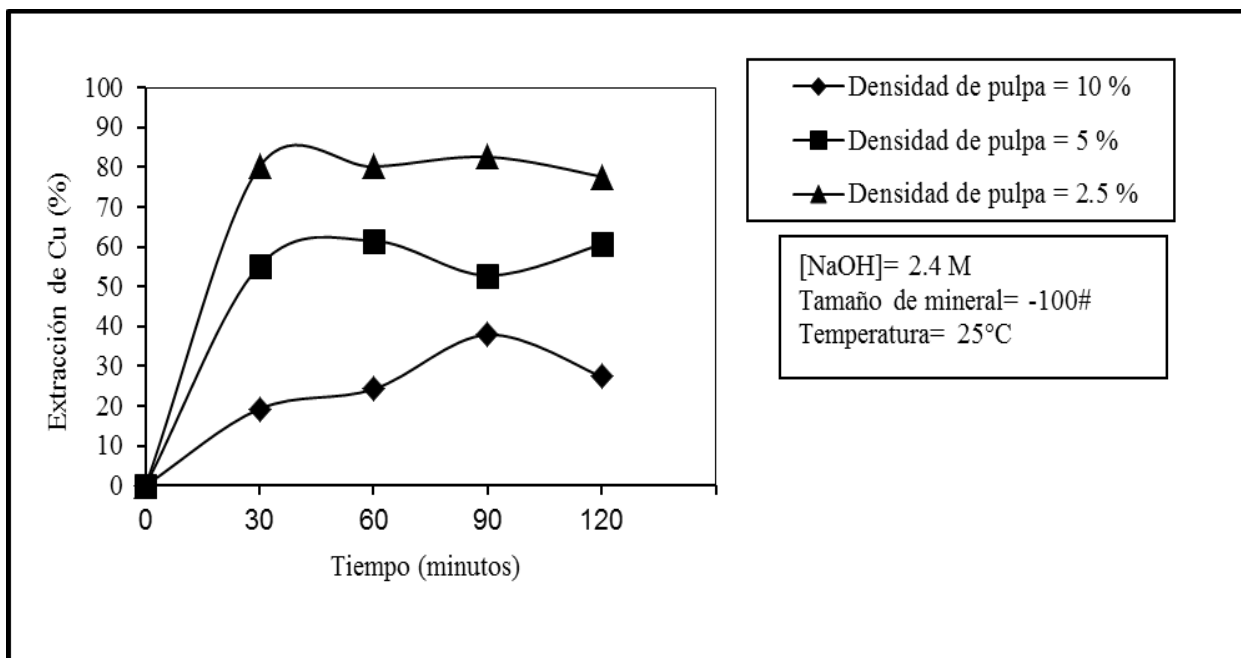


Figura 2 Porcentaje de extracción de Cu en función del tiempo a diferentes densidades de pulpa.

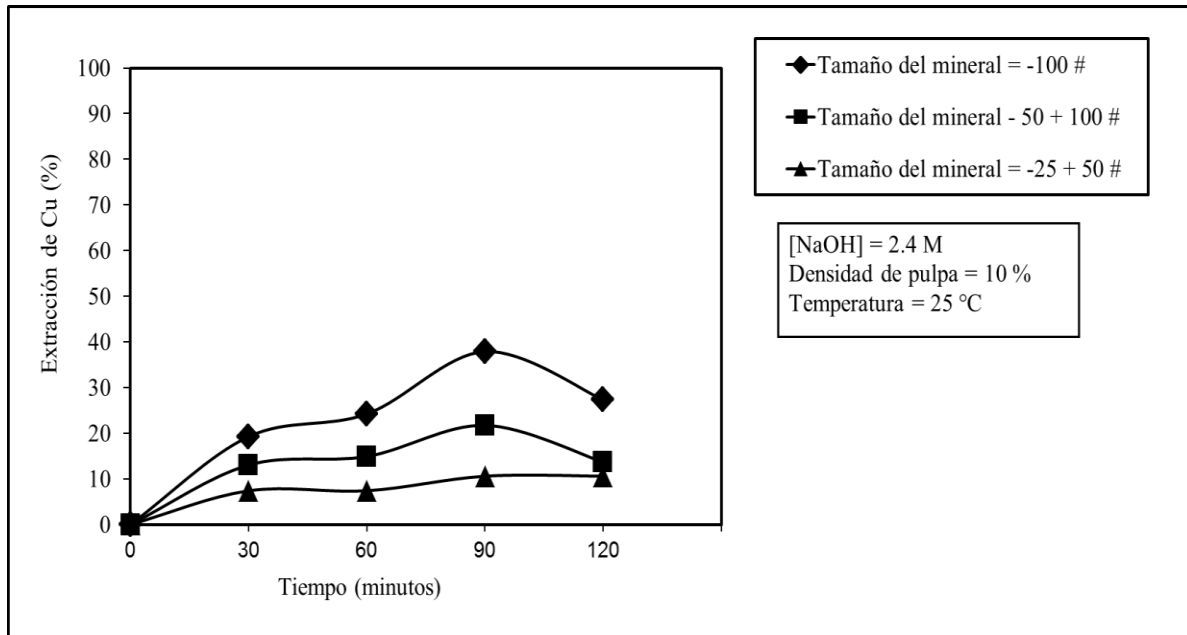


Figura 3. Porcentaje de extracción de Cu en función del tiempo a diferentes tamaños del mineral.

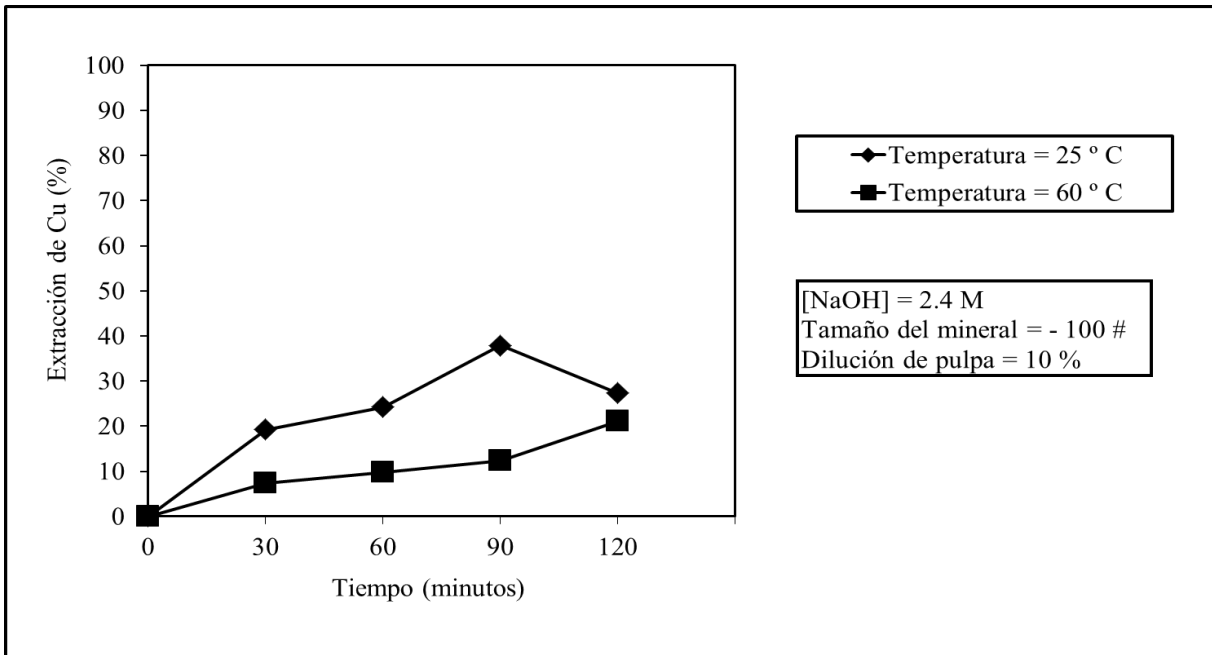
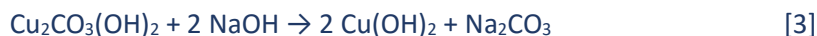


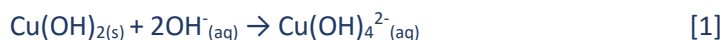
Figura 4. Porcentaje de extracción de Cu en función del tiempo a diferentes temperaturas.

En la Figura 2 se muestra la influencia de la densidad de pulpa, se obtiene mejor recuperación de Cu al disminuir la densidad, con 2.5 %, resulta ser > 80 %, debido a la elevada proporción de OH⁻ con relación al Cu²⁺, tanto de Cu₂CO₃(OH)₂ como de CuSiO₃·n H₂O, que facilitan la formación de Cu(OH)₂ de acuerdo a las siguientes reacciones:



Con densidad de 2.5 % se tienen solamente 2.5 g de mineral por cada 100 g de pulpa y, no obstante que la recuperación es alta se tiene poco Cu en la fase acuosa (disuelto + suspendido) alrededor de 1.61 g l⁻¹, lo cual representa el 43 % de la máxima solubilidad.

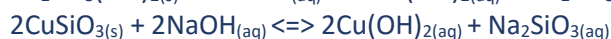
Con la densidad intermedia de 5 % se tiene extracción cercana al 57 % de Cu y es mayor la concentración en el líquido 2.3 g l⁻¹. Se observó que en las soluciones de 30 y 60 minutos (después de envejecer) se forman los precipitados negros de CuO_(s), de acuerdo a las reacciones [1] y [2].



↓ ↑



Sin embargo; a mayor densidad de pulpa (o tamaño de mineral): -50 +100 # y -25 +50 # se forma un precipitado verde de crisocola en las soluciones de 30 y 60 minutos (envejecidas en forma posterior). En todas las demás corridas el Cu permanece en solución por tiempo indefinido, seguramente como Cu(OH)₄²⁻_(aq). Resumiendo, a tiempos de lixiviación ≥ 120 minutos y a mayor relación de OH⁻/Cu se favorece la disolución del Cu al envejecer la solución-suspensión. Así para el sistema azurita-crisocola-NaOH se puede pensar en el siguiente esquema de reacciones en equilibrio, a partir de las reacciones [1], [2], [3] y [4], que favorece la presencia del Cu(OH)₄²⁻_(aq) en exceso de NaOH y no del CuO_(s):



↓ ↑



En la Figura 3 se presenta la influencia del tamaño del mineral, el porcentaje de extracción disminuye al aumentar el tamaño, lo mismo sucede con la cantidad de Cu que se incorpora al líquido en forma disuelta y dispersa. Es probable que las partículas suspendidas en el líquido se formen por la SiO₂ libre y, asociada al Cu en la crisocola, que entran en “activación química” con el OH⁻, por esta razón el Cu de la crisocola termina por disolverse, al envejecer la solución. Al incrementar el tamaño, únicamente reacciona la crisocola exterior, es decir, no existen o se dificulta la salida de “especies activadas” desde el interior de las partículas hacia el seno de la solución, la viscosidad del líquido tiene escasa influencia. Falta investigar qué sucede a mayor tiempo de contacto y turbulencia.

En la Figura 4 se tiene la variación de temperatura, se observa que su incremento ocasiona una disminución considerable en el porcentaje de extracción de Cu, sin embargo, hay una tendencia creciente a mayor tiempo, esto podría ser debido a que en un principio el sistema es exotérmico, pero en un momento dado (por alguna razón) cambia a endotérmico.

ANÁLISIS DE LA CEMENTACIÓN CON ALUMINIO DE Cu EN SOLUCIÓN ALCALINA (Habashi, 1999)

En las figuras 5 a 9 se presentan en forma gráfica los resultados de la cementación de Cu con Al, las condiciones específicas se muestran en los recuadros. En la Figura 5 se tiene la influencia de la masa de Al, existe tendencia de formación de máximos y/o mínimos, también en casi todas las gráficas restantes, se atribuye a que el Cu cementado puede redisolverse por el NaOH. Se presenta la mayor recuperación de Cu al incrementarse la masa de Al, como es de esperarse, ya que se genera mayor cantidad de electrones, por la oxidación del Al, para reducir Cu; puede observarse una recuperación de 95 %, pero a más de 90 minutos la redisolución es intensa.

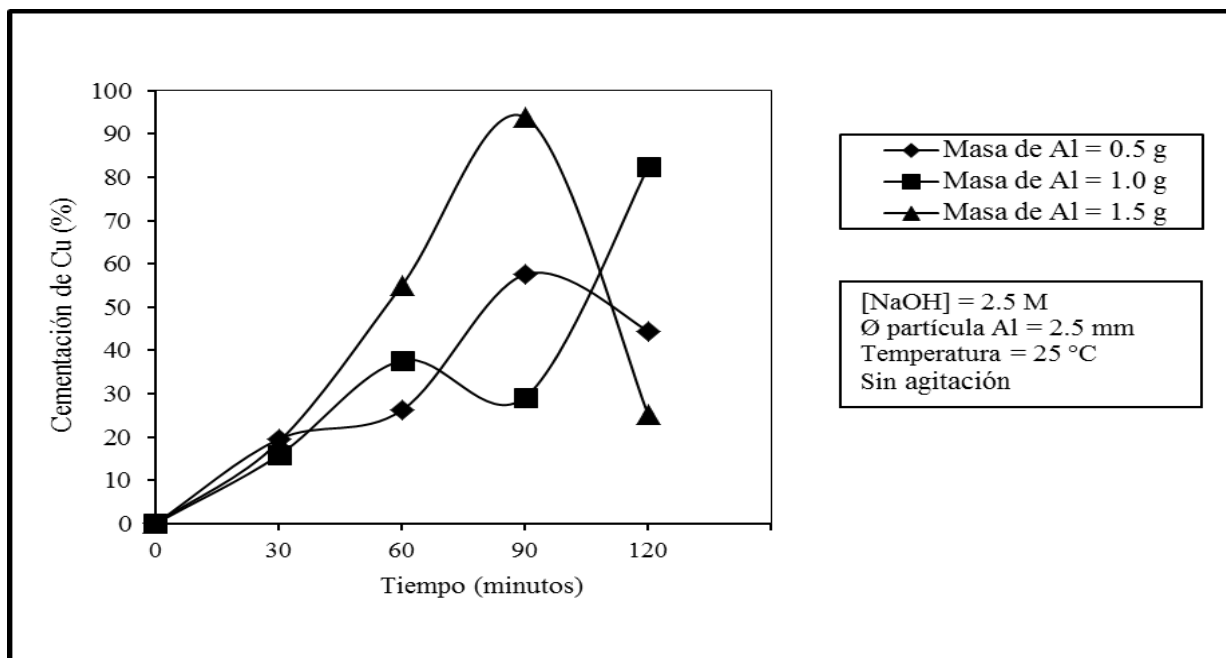


Figura 5 Porcentaje de cementación de Cu con Al en función del tiempo, a diferentes masas de reductor.

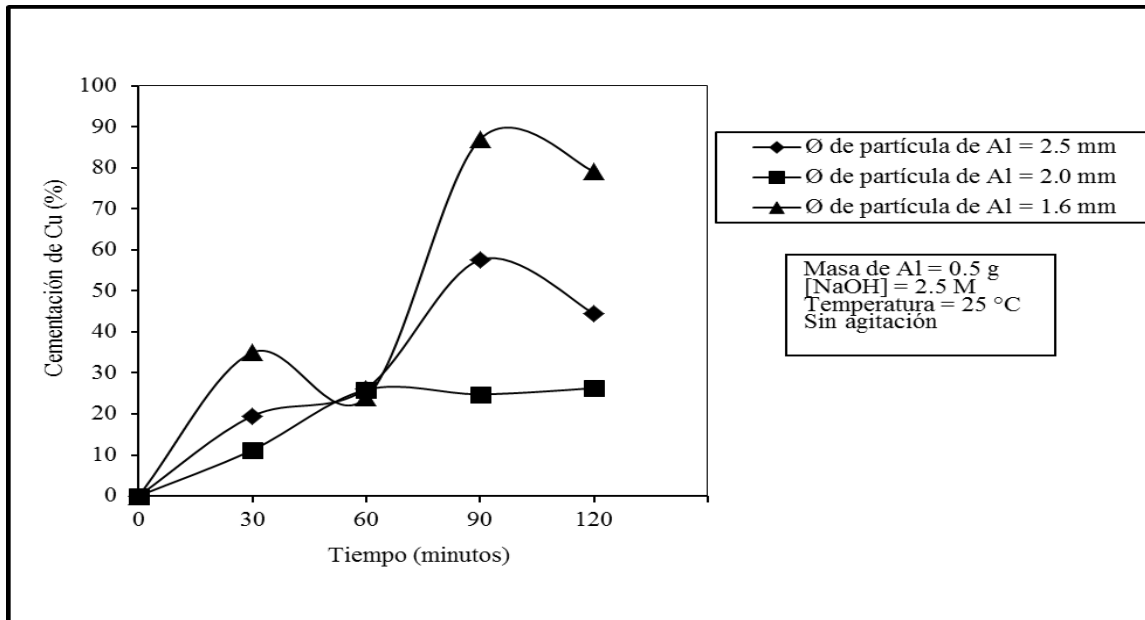


Figura 6 Porcentaje de cementación de Cu con Al en función del tiempo, a diferentes diámetros de partícula de reductor.

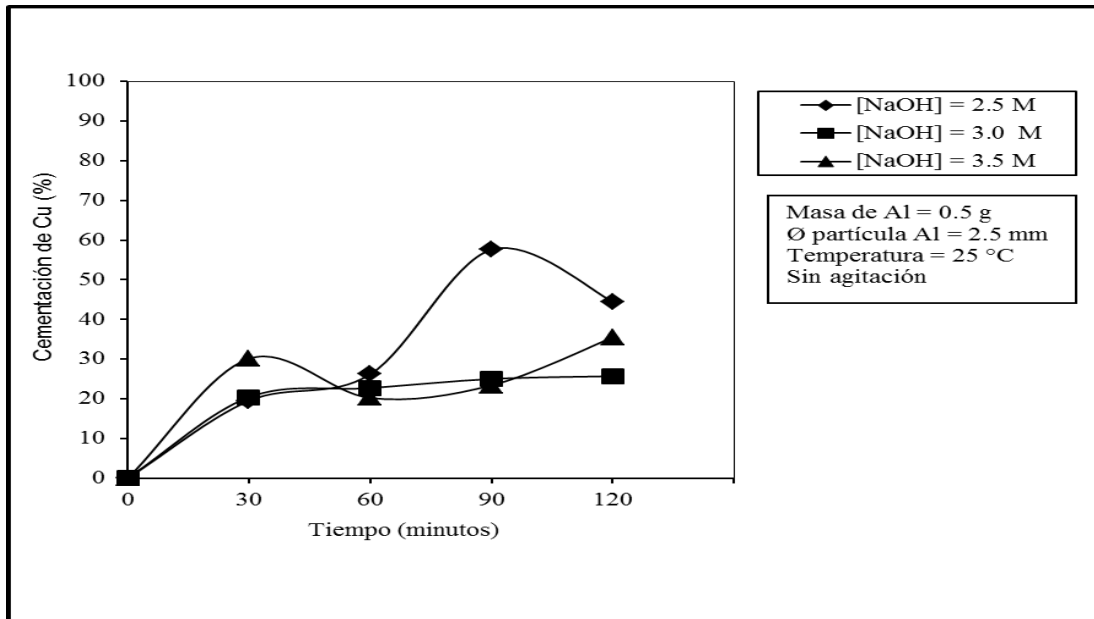


Figura 7 Porcentaje de cementación de Cu con Al en función del tiempo, a diferentes concentraciones de NaOH.

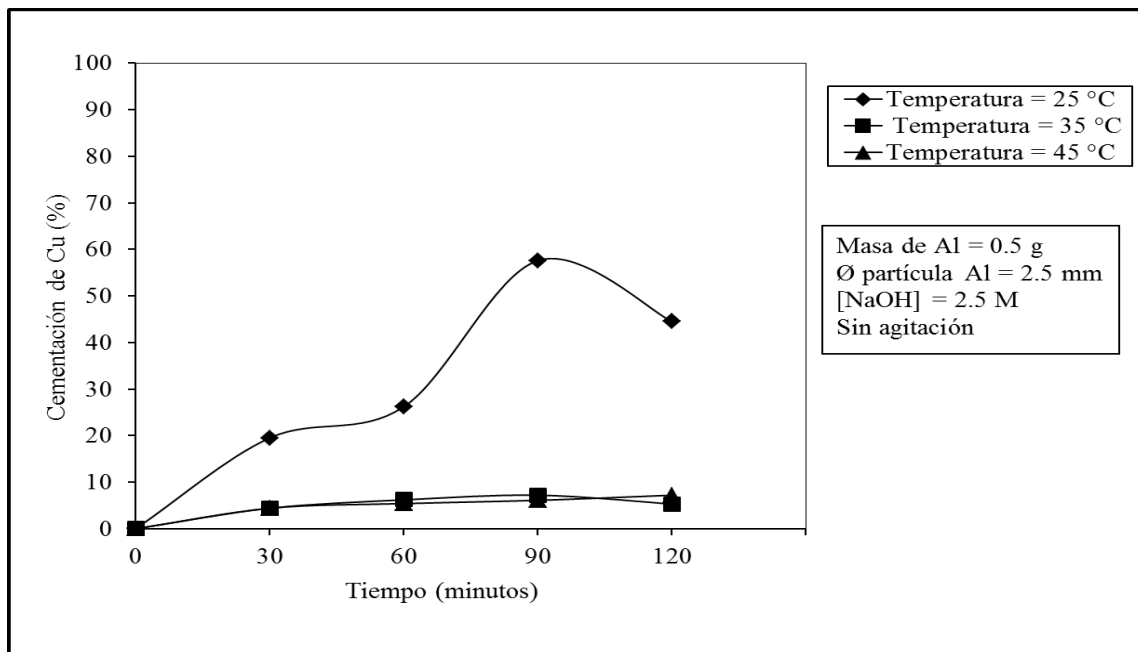


Figura 8 Porcentaje de cementación de Cu con Al en función del tiempo, a diferentes temperaturas.

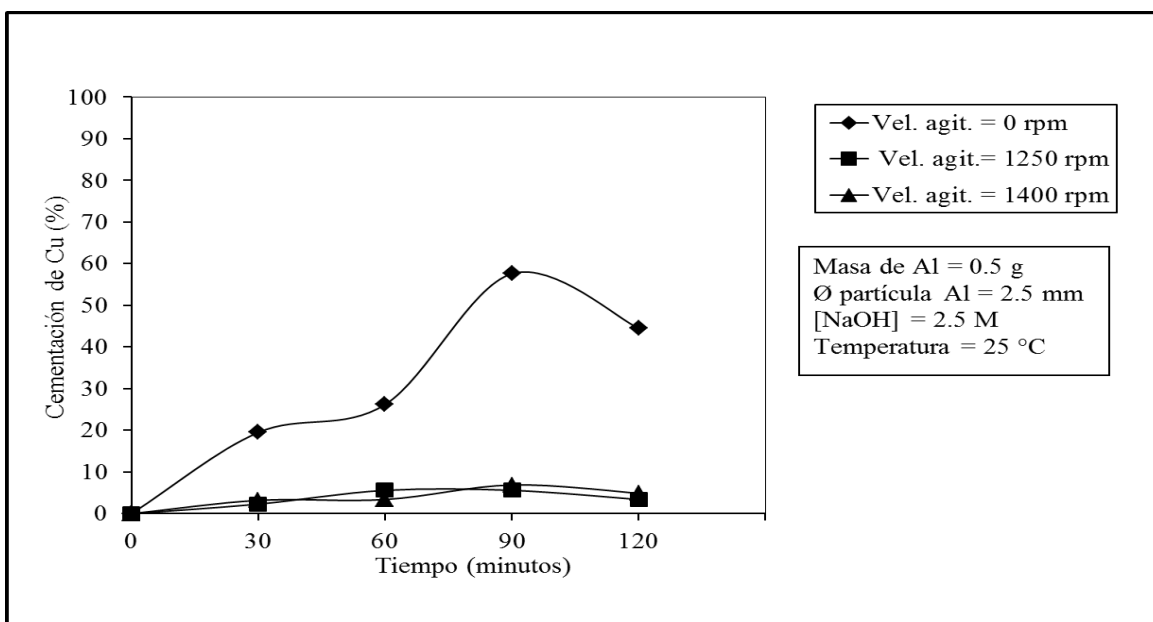


Figura 9 Porcentaje de cementación de Cu con Al en función del tiempo, a diferentes velocidades de agitación.

En la Figura 6 se presenta la variación del diámetro de partícula del Al. Las partículas son cilíndricas, con una misma longitud, puede observarse que hay una ligera diferencia en la recuperación de Cu, para los tamaños de partícula de 2 y 2.5 mm, favorable para el tamaño mayor, no obstante, existe una tendencia a que los valores de las dos curvas se unan. La curva con el tamaño de partícula de 1.6 mm (mayor superficie específica) produce claramente los mejores resultados de recuperación, esto sugiere que debe de existir una superficie mínima de reductor para que la reacción se incline de manera favorable a la producción de Cu, y que no sea contrarrestada por la redisolución.

En la Figura 7 se presentan los resultados del porcentaje de cementación en función de la concentración de NaOH. Al incrementarse la concentración de 2.5 a 3 M el porcentaje de cementación disminuye sensiblemente, porque se favorece la redisolución de Cu. El oxígeno disuelto en la solución debe ser el oxidante del Cu por lo que si previamente se retira se evitará tal redisolución.

La Figura 8 muestra el efecto de la temperatura en el porcentaje de cementación de Cu; al incrementar la temperatura, de 25 a 35°C, la recuperación cae sensiblemente; esto se debe a que la redisolución de Cu se ve favorecida, no obstante que existe menos oxígeno en solución, también puede contribuir la disminución en la solubilidad del Cu, por el NaOH, tal como se observa en la Figura 4.

En la Figura 9 se muestra el efecto de la velocidad de agitación. La cementación no ocurre al agitar la solución, este efecto puede deberse a una o ambas de las siguientes razones: 1) a que el depósito es poroso y por la agitación se desprende más fácilmente de la granalla y 2) a que la redisolución está controlada por transporte de masa y se ve favorecida por la turbulencia.

La cementación de Cu con aluminio, a partir de soluciones de NaOH es un método conveniente porque se logran elevadas recuperaciones hasta 95 % en condiciones estáticas, temperatura ambiente y tiempo corto entre 1 y 1.5 horas.

LIXIVIACIÓN DE ÓXIDOS DE Cu CON KHSO₄ (Ortiz, 2012)

El mismo mineral de Cu para la lixiviación con NaOH, se emplea para disolverlo con $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. En la Figura 10 se presentan los resultados de la lixiviación a diferentes concentraciones de $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, se requiere de una concentración mínima de $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ para que exista lixiviación. No obstante que no se presentan otros resultados, se encontró que la velocidad de lixiviación aumenta al disminuir la dilución de pulpa y al incrementar la velocidad de agitación, por lo que el control depende de la transferencia de masa. El pH durante la lixiviación se mantiene en 7 y se logran recuperaciones máximas de 85 %.

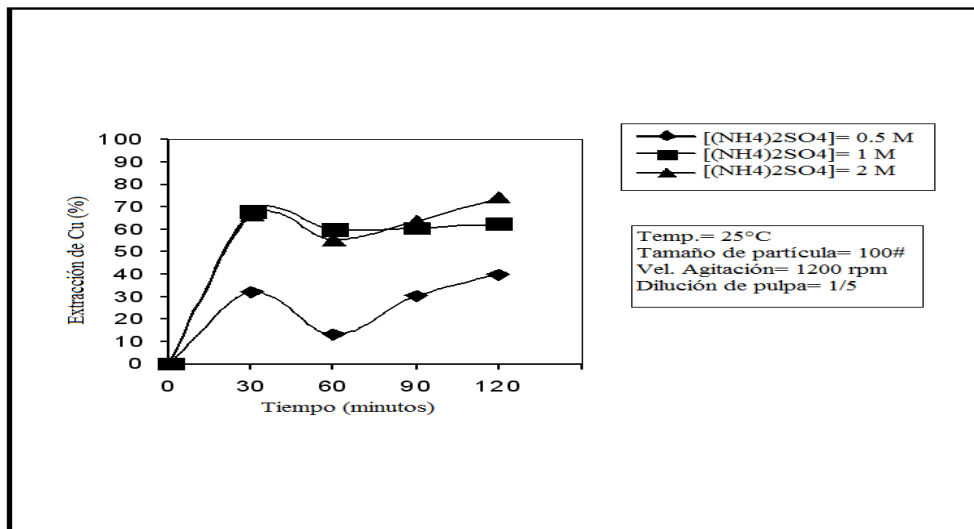


Figura 10 Extracción de Cu en función del tiempo, a diferentes concentraciones de sulfato

DESARROLLO DE LA LIXIVIACIÓN DE ÓXIDOS DE Cu CON KHSO₄

Como se indicó el mismo mineral de Cu usado para la lixiviación con NaOH, se emplea para la lixiviación con KHSO₄; los experimentos se realizan a presión atmosférica, temperatura ambiente y con agitación; se estudiaron la concentración de KHSO₄, densidad de pulpa, granulometría y velocidad de agitación. El intervalo de concentraciones de KHSO₄ se eligió tomando en cuenta la cantidad estequiométrica para lixiviar al cobre. En la Tabla I se presentan parte de los resultados de lixiviación tanto de Cu como de Fe, a diferentes concentraciones de KHSO₄, se observa como se requiere de una mínima concentración de KHSO₄ para que se lixivie el Cu y el Fe no, debido a que el pH permanece cercano a 4.

| [KHSO ₄] estequiométrica | Tiempo (minutos) | % de Cu lixiviado | % de Fe lixiviado |
|---|------------------|-------------------|-------------------|
| 1.0 | 30 | 48.1 | 1.8 |
| 1.0 | 60 | 39.7 | 2.1 |
| 1.0 | 120 | 49.6 | 1.9 |
| | | | |
| 1.5 | 30 | 80.8 | 3.3 |
| 1.5 | 60 | 89.1 | 3.2 |
| 1.5 | 120 | 80.3 | 3.5 |
| | | | |
| 2.0 | 30 | 93.4 | 4.8 |
| 2.0 | 60 | 100.0 | 5.0 |
| 2.0 | 120 | 100.0 | 5.6 |

Tabla I Lixiviación de Cu y Fe (%), a varias concentraciones de [KHSO₄]

CEMENTACIÓN DE Cu CON Fe A PARTIR DE SOLUCIONES Cu-(NH₄)₂SO₄ (Espinoza, 2012)

Se estudia la cementación de Cu con Fe de una solución rica neutra, que se produce al lixiviar el mismo mineral azurita-crisocola, con (NH₄)₂SO₄. La lixiviación se realiza a presión atmosférica y se logran alcanzar 11.5 g l⁻¹ de Cu en solución. Una vez que se cuenta con la solución rica, estabilizada y caracterizada, se corren los experimentos de cementación de Cu con Fe. Se realiza un diseño experimental para comparar experimentos a 3: diferentes masas de cementante, diámetros del cementante, temperaturas, velocidades de agitación, concentraciones de (NH₄)₂SO₄ y adiciones de H₂SO₄. Parte de los resultados, los más favorables, se presentan en dos siguientes gráficas. La Figura 11 muestra la influencia de la temperatura, se constata que a las tres temperaturas existe una variación casi lineal en los porcentajes de cementación de Cu en función del tiempo y un crecimiento sensible en la velocidad de cementación al pasar de 25°C a 40°C y de 40°C a 55°C, este comportamiento es característico para procesos, cuyo control de velocidad de reacción se debe a la superficie y no a la transferencia de masa.

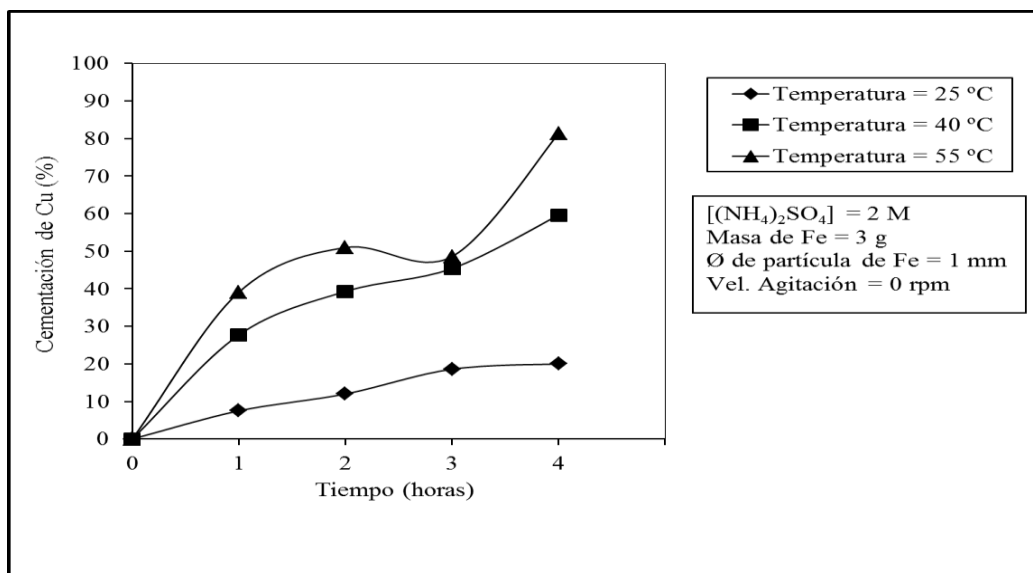


Figura 11 Porcentaje de cementación de Cu con Fe en función del tiempo, a diferentes temperaturas de proceso.

Con la Figura 12 se determina el efecto de adición de H₂SO₄ a la solución de Cu-(NH₄)₂SO₄, durante la cementación, existe gran diferencia en las curvas de recuperación, el proceso es más favorable al agregar más H₂SO₄ a la solución, con mayor cantidad de H₂SO₄ el Fe se disuelve más y proporciona mayor cantidad de electrones para la reducción. Con la presencia del H₂SO₄ cambia el mecanismo de reacción por control superficial, a otro de transferencia de masa.

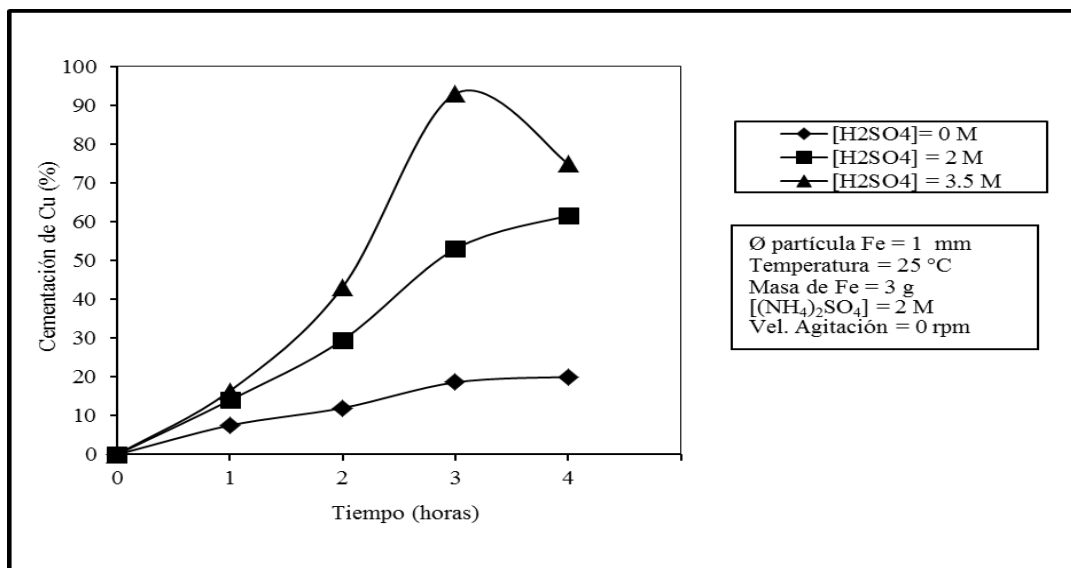


Figura 12 Porcentaje de cementación de Cu con Fe en función del tiempo, a diferentes concentraciones de ácido sulfúrico.

La lixiviación con $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ de minerales oxidados de Cu es factible, porque se logran recuperaciones mayores de 90 % y soluciones de Cu hasta de 11.5 g l^{-1} . La cementación de Cu con Fe de soluciones Cu- $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ está controlada por reacción química superficial, se logra elevada recuperación (hasta 95 %) al elevar la temperatura y/o adicionando H_2SO_4 al sistema. Es importante enfocarse en la purificación, nivel de oxidación y adición de aditivos durante la cementación.

CONCENTRACIÓN DE ÓXIDOS DE COBRE POR PRECIPITACIÓN EXPONTANEA DE UNA SOLUCIÓN ALCALINA

La azurita y crisocola componentes principales de la mena de óxidos de cobre comienzan a disolverse, cuando las partículas finas del mineral contactan la solución de NaOH; se inicia una etapa de reactividad química que provoca que las partículas queden suspendidas en la solución, probablemente por la viscosidad y porque la disolución de los óxidos es gradual, formándose $\text{Cu}(\text{OH})_2$ de acuerdo a las reacciones [3] y [4] con una intensidad que depende de las condiciones prevalecientes.

El $\text{Cu}(\text{OH})_2$ en exceso de OH^- puede: a) formar $\text{Cu}(\text{OH})_4^{2-}(\text{aq})$ lo cual ocasiona que las partículas suspendidas se disuelvan totalmente, b) precipitar totalmente como $\text{CuO}_{(s)}$, de acuerdo a las reacciones [1] y [2] y c) precipitar totalmente como crisocola $\text{CuSiO}_{3(s)}$, de acuerdo a la inversión del equilibrio [4]. Considerando los resultados de los estudios mencionados anteriormente se puede establecer que el 80 % (o más) del Cu contenido en la mena de óxidos de cobre se puede precipitar como $\text{CuO}_{(s)}$ o $\text{CuSiO}_{3(s)}$ por medio del control del tiempo de lixiviación con NaOH y del control de los parámetros: Concentración de NaOH, dilución de pulpa y tamaño granulométrico del mineral.

CONCLUSIONES

Es posible la lixiviación de óxidos de cobre por medio de reactivos ligeramente ácidos, neutros o alcalinos, se logran recuperaciones mayores de 80 %, no obstante, la solubilidad puede ser relativamente baja entre 4 y 11 g/l en comparación a la lixiviación con ácido sulfúrico que es mucho mayor.

La extracción de los valores de cobre de las soluciones ricas, con cualquiera de los reactivos mencionados, puede realizarse por cementación con Al o Fe elemental, controlando el pH, para que se disuelva el reductor seleccionado, en cualquier caso, la recuperación es mayor de 85 %.

Debido a la forma característica en que transcurre la lixiviación de azurita y crisocola con NaOH, es posible lograr la precipitación espontánea (casi completa) del Cu disuelto y suspendido ya sea como cuprita (CuO) o crisocola CuSiO_3 , regenerándose el NaOH. El precipitado se puede destinar a la vía Pirometalúrgica (1a. etapa de conversión) debido a su elevada ley y contenido de SiO_2 .

AGRADECIMIENTOS

A la Cámara Minera de México, por el apoyo económico que hace posible la realización de estos trabajos.

Al Dr. Carlos Garza González Vélez, por efectuar la caracterización del mineral de estudio para este trabajo.

REFERENCIAS

Cudennec Yannick y Lecerf André, (2003) "The transformation of the $\text{Cu}(\text{OH})_2$ into CuO, revisited" Solid State Sciences, 5 pp. 1471-1474.

Espinoza Medina Gerardo (2012) "Recuperación de Cu a partir de soluciones neutras de sulfato de amonio por medio de procesos de cementación", Tesis Fac. de Ingeniería, U.N.A.M.

Guzmán Cuauhtemoc A., (2007) "Lixiviación de minerales oxidados de cobre con sulfato de amonio a presión atmosférica", Tesis de Licenciatura en proceso, Depto. de Explotación de Minas y Metalurgia, F. I., UNAM.

Habashi Fathi, (1999) "Hydrometallurgy", Ed. Universidad de Laval, Ciudad de Québec, Canadá, segunda edición, p. 273.

Márquez Miguel, Mejía Alejandro, Ornelas Jorge, Contreras Guadalupe, Garza Carlos y Rosique Fernando (2007) "Cementación de Cu a partir de una solución de Azurita-Crisocola en NaOH utilizando aluminio como reductor", XVII Congreso Internacional de Metalurgia Extractiva, Desarrollo Sustentable de los Procesos Metalúrgicos, En Honor a José Parga Torres, organizado por la Universidad de Sonora, División de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Química y Metalúrgica, Hermosillo, Sonora, México, del 2 al 4 de mayo.

Ortiz Martínez, Arturo (2012) "Lixiviación ácida de minerales oxidados de cobre (Crisocola) con poca disolución de fierro con KHSO_4 ," Tesis Fac. de Ingeniería, U.N.A.M.

Construcción de un Horno de Pared Móvil para determinar las presiones de coquizado de los carbones

José Luis Muñoz García¹, Aurora Patricia Rodríguez Monreal², Edith Madaí Colunga Urbina Nancy²,
Verónica Pérez Aguilar²

¹Industrial Minera México, S.A. de C.V. Nueva Rosita Coah. C.P. 26880.

²Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC). Saltillo Coah. C.P.25280.

joseluis.munoz@mm.gmexico.com

RESUMEN

Durante el proceso de la coquización del carbón en los hornos de coque con recuperación de subproductos, algunos carbones, tales como los de bajo volátil (menos de 22% de materia volátil), generan una presión interna muy alta y se expanden tan excesivamente que pueden dañar las paredes de los hornos o causar problemas de empujado conocidos como "atorones". Por estudios previos se conoce que los datos estándares de caracterización del carbón no pueden usarse solos por predecir un hinchamiento peligroso de los carbones en los hornos o una presión excesiva, por lo que las mezclas de carbones por usarse deberán tratarse en un horno de pruebas a nivel planta piloto para definir la presión que generan durante el ciclo de coquizado y determinar condiciones seguras de operación. En la planta coquizadora de Nueva Rosita Coah., la mezcla actual alimentada a los hornos consiste en carbón de medio volátil perteneciente a la subcuenca de "Las Esperanzas" de los tajos de carbón a cielo abierto "La Conquista" y "La Lavadora" que se agregan en una proporción de 80% a la mezcla con 17 % de carbón de alto volátil importado (arriba de 34 % de materia volátil) y coque de petróleo (13.50 % de materia volátil), que actúa como aglutinante en una proporción de 3%, sin problemas de empujado, asimismo se realizaron pruebas para ver si alguno de los mantos de los tajos de "Las Esperanzas" se pueden utilizar sin mezclas para alimentar a los hornos; Para efectuar dichos estudios y determinar las presiones de coquizado de los carbones solos o mezclados, se requirió la construcción de un horno de pared móvil en el cual se midieron las presiones que ejercen cada uno de los mantos de los dos tajos y salvo uno, los demás mantos salieron con presiones por debajo del límite normal que es de 1.50 libras por pulgada cuadrada, por lo que es factible su uso al 100% en los hornos de coque.

ABSTRACT

During coking coal in coke ovens with product recovery, some coals, such as those of low volatile matter (less than 22% of volatile matter), generates a very high internal pressure and expand so excessively that can damage the walls of the oven or cause pushing problems known as "snagging". According to previous studies, the standard data of coal characterization is not enough to predict a dangerous swelling of the coal in the furnace or excessive pressure, therefore, mixtures that will be used must be treated in a testing oven of a pilot plant level to define the pressure they generate during the coking cycle thus determine their safe operating condition. In the coker plant of Nueva Rosita Coah., the mixture that currently feeds its furnaces consists of medium volatile coal of the sub basin of "Las Esperanzas", the underground and opencast coal of "La Conquista", and "La Lavadora", which are added in a proportion of 80% to the mix with 17% of high volatile coal imported (over 34% of volatile matter) and

petroleum coke (13.50% of volatile matter), which acts as a binder in a proportion of 3%, with no pushing problems. In addition, tests were conducted to see if any of the mantles of the open pit of “Las Esperanzas” can be used alone to feed ovens. To perform these studies and determine the coking pressures of single coals or mixed, the construction of a movable wall furnace was required to measure the pressures of the mantles of both open pits. All of them, but one, came out with pressures below the normal limit which is 1.50 pounds per square inch, so it is feasible to use at 100% in coke ovens.

LOCALIZACION Y ACCESO

La unidad de carbón y coque de la planta de Nueva Rosita, se localiza en la ciudad de Nueva Rosita Coah., dentro de la zona conocida como región carbonífera de Coahuila. Comprende una planta coquizadora con 21 hornos de coque capaces de producir 96,000 toneladas métricas de coque metalúrgico al año (Fig. 1), con recuperación de subproductos tales como alquitrán, aceite ligero, sulfato de amonio y naftaleno, el mineral se extrae de dos tajos a cielo abierto, el tajo “La Conquista” y el tajo “la Lavadora” ubicada en la subcuenca de “Las Esperanzas” (fig. 2), teniendo también una planta de preparación de carbón (Flores Galicia, E. 1988).



Fig. 1 Planta Coquizadora de N. Rosita.

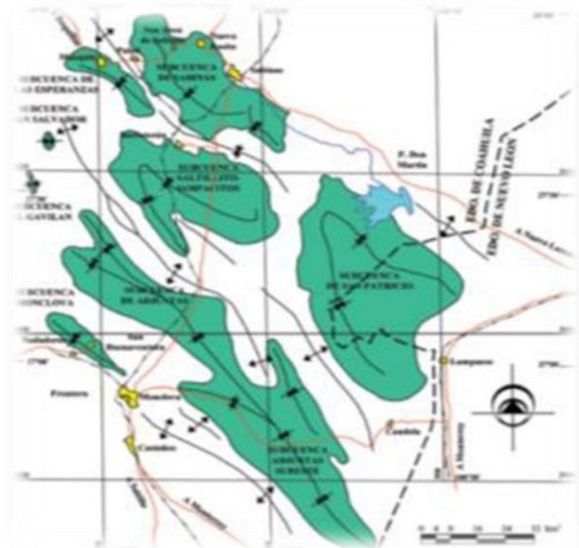


Fig.2 Región Carbonífera de Coah (Rivera y Alcocer 2003).

INTRODUCCION

A) Clases de carbón

Existen cuatro clases de carbón por su rango según la clasificación de la ASTM. La clase I es la antracita, la clase II es el carbón bituminoso, la clase III es el subbituminoso, y la clase IV es el lignito. El de mayor rango es la clase I (tabla 1). El carbón bituminoso por ser el que se produce en la región carbonífera de Coahuila, es el de mayor interés. Este se subdivide en tres grupos con contenido gaseoso, incluyendo hidrógeno, metano y otros gases; el bajo volátil con materia volátil de 22 % o menos, el medio volátil con 22% a 31%, el alto volátil mayor de 31% (Robeck et al., 1956).

Se realizó un muestreo y caracterización del carbón de los dos tajos para ver su clasificación por rango dando los siguientes resultados (tabla 2 y 3):

| Class/Group | Fixed Carbon Limits (Dry, Mineral-Matter-Free Basis), % | | Volatile Matter Limits (Dry, Mineral-Matter-Free Basis), % | | Gross Calorific Value Limits (Moist, ^D Mineral-Matter-Free Basis) | | | | Agglomerating Character |
|---------------------------------|---|--------------|--|-----------------------|---|-----------|-----------------------------|-----------|--|
| | Equal or Greater Than | Less Than | Greater Than | Equal or Less Than | Btu/lb | | Mj/kg ^C | | |
| | | | | | Equal or Greater Than | Less Than | Equal or Greater Than | Less Than | |
| Anthracitic: | | | | | | | | | |
| Meta-anthracite | 98 | ... | ... | 2 | ... | ... | ... | ... | } nonagglomerating |
| Anthracite | 92 | 98 | 2 | 8 | ... | ... | ... | ... | |
| Semianthracite ^D | 86 | 92 | 8 | 14 | ... | ... | ... | ... | |
| Bituminous: | | | | | | | | | |
| Low volatile bituminous coal | 78 | 86 | 14 | 22 | ... | ... | ... | ... | } commonly agglomerating ^F |
| Medium volatile bituminous coal | 69 | 76 | 22 | 31 | ... | ... | ... | ... | |
| High volatile A bituminous coal | ... | 69 | 31 | ... | 14 000 ^F | ... | 32.557 | ... | |
| High volatile B bituminous coal | ... | ... | ... | ... | 13 000 ^F | 14 000 | 30.232 | 32.557 | |
| High volatile C bituminous coal | ... | ... | ... | ... | 10 500 | 11 500 | 24.418 | 26.743 | |
| Subbituminous: | | | | | | | | | |
| Subbituminous A coal | ... | ... | ... | ... | 10 500 | 11 500 | 24.418 | 26.743 | } nonagglomerating |
| Subbituminous B coal | ... | ... | ... | ... | 9 500 | 10 500 | 22.09 | 24.418 | |
| Subbituminous C coal | ... | ... | ... | ... | 8 300 | 9 500 | 19.30 | 22.09 | |
| Lignitic: | | | | | | | | | |
| Lignite A | ... | ... | ... | ... | 6 300 ^D | 8 300 | 14.65 | 19.30 | } |
| Lignite B | ... | ... | ... | ... | ... | 6 300 | ... | 14.65 | |

Tabla 1. Clasificación por rango del carbón, ASTM International, 2007.

| Manto | FC (Dry, mmfree) | MV (Dry, mmfree) | Btu/lb (Moist, mmfree) | Clasificación |
|-------|------------------|------------------|------------------------|---------------|
| 5 | 69.34 | 30.65 | 10393.2 | Medio Volátil |
| 4 | 72.77 | 27.23 | 11029.6 | Medio Volátil |
| 3 | 77.64 | 22.36 | 11707.5 | Medio Volátil |
| 2 | 76.96 | 23.04 | 11651.0 | Medio Volátil |
| 2A | 75.65 | 24.34 | 11502.2 | Medio Volátil |
| 1 | 77.88 | 22.12 | 15563.0 | Medio Volátil |

Tabla 2 Clasificación de mantos de carbón del tajo la Conquista.

| Manto | FC (Dry, mmfree) | MV (Dry, mmfree) | Btu/lb (Moist, mmfree) | Clasificación |
|-------|------------------|------------------|------------------------|---------------|
| 5 | 72.51 | 27.49 | 9650.7 | Medio Volátil |
| 4 | 73.01 | 26.99 | 10884.8 | Medio Volátil |
| 3 | 75.60 | 24.40 | 11912.0 | Medio Volátil |
| 2 | 76.47 | 23.53 | 11261.7 | Medio Volátil |
| 2A | 75.18 | 24.82 | 10886.9 | Medio Volátil |
| 1 | 76.13 | 23.87 | 11746.3 | Medio Volátil |

Tabla 3. Clasificación de mantos de carbón del tajo la Lavadora.

B) Características del carbón para coquización

El carbón se clasifica como coquizable también llamado metalúrgico, el carbón no coquizable llamado térmico, de acuerdo a su uso el carbón metalúrgico se utiliza para la producción de coque y el no coquizable para generar energía eléctrica en las plantas carboeléctricas situadas en Nava Coahuila. La designación de un carbón como coquizable o no coquizable depende de su comportamiento cuando se le calienta en ausencia de aire (proceso de coquización) si el carbón se ablanda y eventualmente se solidifica en una masa más o menos compacta, llamada coque, se clasifica como coquizable; si desmenuza ante el calor o forma una masa coherente débil se clasifica como no coquizable. Un carbón de bajo volátil produce coques grandes y muy resistentes, pero no puede ser coquizado solo, debido a que se expande mucho durante la coquización y daña las paredes de los hornos, generando presiones internas mayores a 2 psi, las cuales están por encima del rango considerado seguro para los hornos de 1.5 psi, disminuyendo la vida útil de la batería de hornos y ocasionando problemas de empujado llamado "atorones".

Un coque de alto volátil no es de expansión peligrosa, pero da coques pequeños y débiles. Los carbones de medio volátil producen coques resistentes y de buen tamaño, como es difícil obtener carbones que reúnan todas las características deseadas, la práctica usual es mezclar dos o más carbones, en una mezcla que funcione apropiadamente en el horno y produzca un coque satisfactorio. Por lo tanto, el carbón de los dos tajos que es de medio volátil se espera que dé bajas presiones en el horno de pared móvil probando con mezclas de carbones para su mejora (Rivera-Martínez y Alcocer-Valdés 2003).

ANTECEDENTES

El horno de pared móvil utilizado para medir la presión desarrollada por el carbón durante la carbonización fue diseñado y desarrollado por el departamento de investigaciones de la compañía Koppers, Inc. 1939, habiendo poca información publicada en materia de la expansión del carbón o de la presión desarrollada por el carbón en hornos de coque, aunque eran conocidas las características de ciertos carbones que causaban presiones destructivas en las paredes de dichos hornos. No habiendo mucho interés en la medición de ésta propiedad, es hasta cerca de 1930 cuando Koppers y Jenkne (1931), publicaron una descripción de un aparato a escala de laboratorio para medir la expansión del carbón y describieron una prueba para medir la presión desarrollada por el carbón. La primera descripción publicada de un método para medir la expansión del carbón en los E.U.A. apareció en 1935 por V.J. Altieri (1935).

Curvas Típicas

En la Fig. 3 se dan las curvas típicas obtenidas en un horno de pared móvil. 4 tipos separados de carbón son presentados y todas las curvas de presiones obtenidas caen en éstos 4 tipos generales. La curva I representa las presiones desarrolladas por un carbón típico alto volátil, mientras que la curva II representa la de un carbón de bajo volátil típico, la curva III representa las presiones obtenidas de una mezcla de carbones de alto y bajo volátil, la curva IV representa un caso específico de una mezcla de un carbón de alto volátil alto oxígeno, con un carbón de bajo volátil.

Criterio para carbones peligrosos

Se han hecho un gran número de pruebas en hornos de pared móvil probando una gran variedad de carbones y de la experiencia obtenida, ha sido posible establecer los límites de presiones desarrolladas por carbones carbonizados en el horno de prueba que serán seguros en los hornos comerciales. Se ha establecido considerar las mezclas de carbones que producen menos de 1.5 libras por pulgada cuadrada de presión como mezclas seguras; las mezclas de carbones que producen más de 1.5 libras por pulgada cuadrada y menos de 2.0 son consideradas como el límite, y no son recomendadas para uso regular en los hornos de más de 10 pies de alto; las mezclas de carbones que producen más de 2.0 libras por pulgada cuadrada de presión son consideradas no seguras para usarse en los hornos. En la Fig. 4 se presentan curvas de presión de 3 carbones que se conocen han dañado las paredes de los hornos.

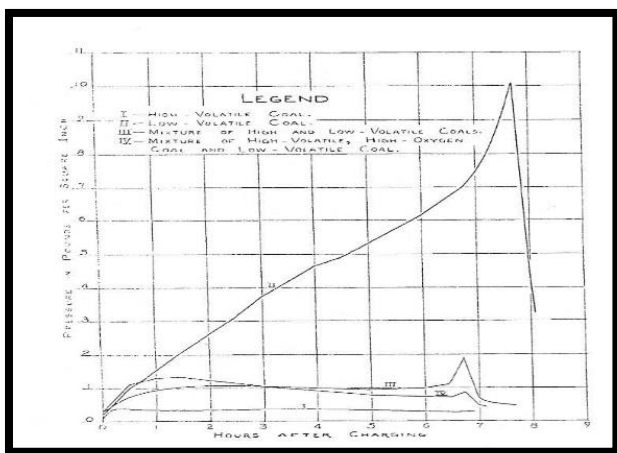


Fig. 3. Curvas típicas de un horno de pared móvil

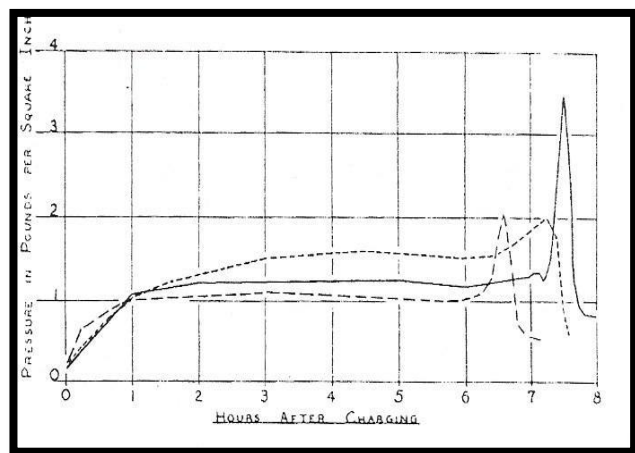


Fig.4. Curvas de Presión de mezclas que dañaron los Hornos.

Proyecto de construcción de un Horno de Pared Móvil en Industrial Minera México, Planta Nueva Rosita
Con base en los diseños del horno de pared móvil de Koppers y de un horno construido anteriormente en la planta coquizadora de las Esperanzas se diseñó y construyó en 2015 el horno de pared móvil que consiste básicamente en lo siguiente:

Un pequeño horno de coque, como se presenta en la (fig. 5), calentado de manera que la coquización sea substancialmente similar a los hornos comerciales, la caja del horno tiene que ser de 12 pulgadas de ancho, 47 pulgadas de altura y 34 pulgadas de longitud, capaz de contener una muestra de aproximadamente 200 kg de carbón; ambas paredes de los lados son calentadas por gas de los hornos de coque, controladas manualmente con válvulas de esfera para dar una temperatura de 1300 °C en los fluses de calentamiento. Cada pared de calentamiento tendrá múltiple desplazamiento horizontal dispuesta en hilera para producir flujo turbulento en los gases de calentamiento. Una pared está montada en un carro transportador (fig. 6), arreglado para moverse libremente sobre rieles y rodaje, el resto estará fijo y rígido (fig.7). La pared móvil deberá conectarse a un sistema de palanca y convenientemente contrabalaceada de manera arreglada para ejercer presión y ser transmitida al sistema de medición sin pérdidas por fricción u otras causas. Constantemente se deberá estar monitoreando la temperatura de los fluses, la de la cámara y el peso de la báscula, el cual se transformará a datos de presión. Al término de 10 horas se saca el coque (Fig. 8), el cual se almacenará para estudios posteriores.

PRUEBAS EXPERIMENTALES

En el 2016 se llevaron a cabo las pruebas en el horno experimental midiendo la presión desarrollada por cada manto de carbón del tajo “la Conquista” (Fig. 9) y algunos mantos de carbón del tajo “la Lavadora” (Fig. 10) en los cuales se puede ver que salvo el manto 2A del tajo “la Conquista”, que dio 1.52 libras por pulgada cuadrada de presión los demás mantos estuvieron por debajo del límite permisible de 1.52 psi.



Fig. 5 Horno de pared móvil.



Fig. 6 Pared móvil del horno.



Fig. 7 Pared fija del horno.



Fig. 8 Deshornado del coque.

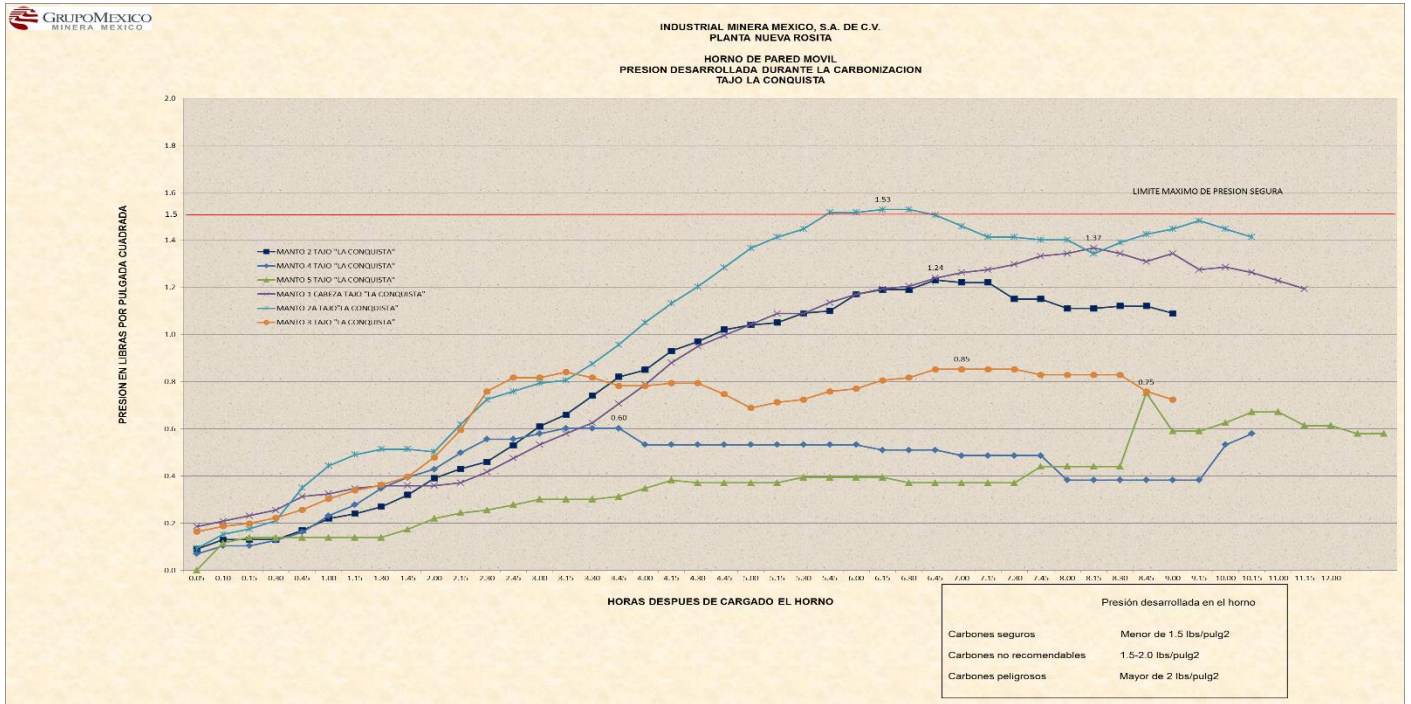


Fig. 9 Resultados de la presión desarrollada por los diferentes mantos del Tajo “La Conquista.”

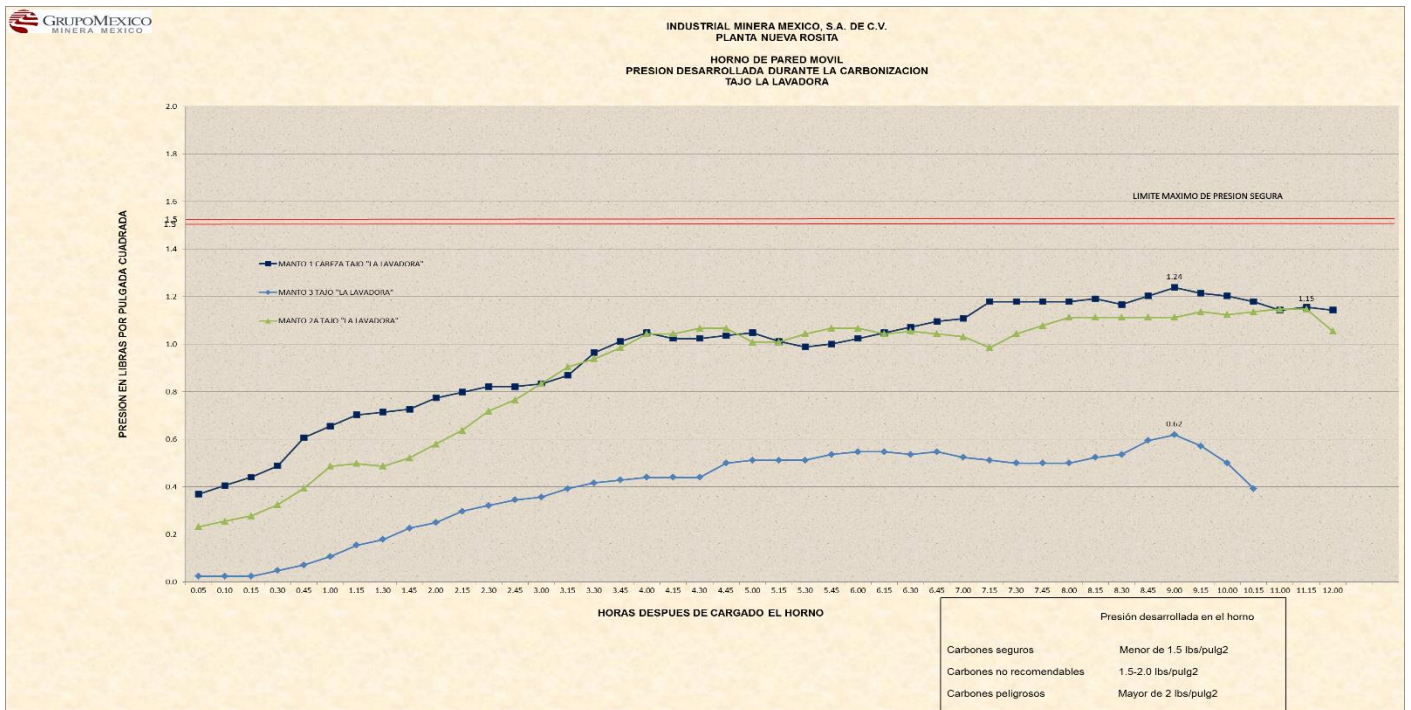


Fig. 10. Resultados de la presión desarrollada por los diferentes mantos del Tajo “la Lavadora.”

CONCLUSIONES

Se construyó un horno de pared móvil basándose en diseños anteriores adaptados propiamente, con el fin de medir la presión desarrollada por los carbones o mezclas, éste horno consiste en una cámara de ladrillos de 12 pulgadas de ancho, 47 pulgadas de altura y 34 pulgadas de longitud capaz de contener una muestra de aproximadamente 200 kg. de carbón. Este horno es comparable a los hornos comerciales por lo que el coque obtenido de estas pruebas se puede utilizar en determinaciones tales como la resistencia y reactividad. De las pruebas realizadas en los mantos de carbón del tajo “la Conquista” y tajo “La Lavadora” se infiere que salvo el manto 2A del tajo “La Conquista” el resto de los mantos de los dos tajos se pueden coquizar solos al 100% sin mezcla, lo que se podrá comprobar en los hornos comerciales.

REFERENCIAS

- Altieri. V.J. Am. Gas Assoc. Joint Com. Conf., 1935.
- Flores Galicia, E. 1988. Geología y reservas de los yacimientos de carbón en la República Mexicana, en Salas, G.P. (Ed.) Geología de México: México, fondo de cultura Económica.
- Koppers, H. and Jenkner, A. Glückauf 67, 353 (1931).
- Rivera-Martínez, J.C. y Alcocer-Valdés C.2003. La situación actual del aprovechamiento del carbón en el Estado de Coahuila: Boletín Técnico del Consejo de Recursos minerales: IX,54. 2-19.
- Robeck R.C., Pesquera V. Rubén y Ulloa, A.S., 1956, geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila, en XX Congreso Geológico Internacional: México, 109 p.

EXCURSIONES

Volcán Parícutin (1943) y vulcanismo monogenético de la Meseta Purépecha

Pedro Corona–Chávez

Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

pcoronachavez@gmail.com

RESUMEN

Entre los paisajes más emblemáticos del estado de Michoacán, se cuenta sin lugar a dudas el del Volcán Parícutin. Su nacimiento en febrero de 1943 representa hasta la fecha un hecho científico sin precedentes por lograr llevar a cabo la observación y estudio del nacimiento de un volcán, es decir, ver nacer una montaña. Ante tal noticia, un gran número de geocientíficos de todo el mundo, artistas y la presencia de los medios de comunicación se dieron cita en sus alrededores, dejando una documentación sin precedente del fenómeno geológico, así como una serie de testimonios que describen el éxodo y tragedia de más de 4500 purépechas.

Actualmente el Parícutin y las ruinas arqueológicas de los poblados afectados reciben mes a mes la visita de nacionales y extranjeros, con un número variable de personas. La gama de visitantes varía desde investigadores, excursionistas, curiosos y camiones de turismo que complementan las rutas clásicas de Michoacán.

La importancia que ha tenido para los estudiosos de vulcanología, ecología y biología, pero sobre todo para toda la gente que lo ha visitado, se refiere al impacto de un volcán tan joven, en un paisaje de bosque mesófilo exuberante y la coexistencia de la cultura purépecha. Por este conjunto de atributos evidentes y otros menos, le ha valido el reconocimiento de propios y extraños como una maravilla natural.

Desde el punto de vista geológico el Volcán Parícutin se encuentra localizado en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, así como dentro del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG; Hasenaka y Carmichael, 1987). El CVMG es uno de los campos volcánicos monogenéticos con mayor número de edificios volcánicos, donde el registro de actividad volcánica es >2 millones años hasta el nacimiento del volcán Parícutin. La excursión que se presenta aquí forma parte de las actividades del XXVI Congreso Nacional de Geoquímica que se ha organizado en el antiguo Palacio Federal - INAH en Morelia, Michoacán. Sin embargo, este documento actualiza otras excursiones escritas previamente por medio de la experiencia de haberla realizado durante más de 15 años.

La excursión que se propone parte de Morelia para llegar al poblado de Angahuan, desde donde se realizarán diversas etapas para ilustrar las formas de paisaje del vulcanismo monogenético, así como se atravesarán los derrames de lava y productos piroclásticos históricos, los cuales se encuentran cronológicamente bien identificados, culminando con el ascenso al cráter (2808 msnm). Se ilustrarán uno de los eventos volcánicos de tipo estromboliano más importantes del mundo.

INTRODUCCIÓN

El Volcán Parícutin es visitado durante todo el año por numerosas personas de México y de todo el mundo. Este hecho ha dado lugar a la aparición gradual de una serie de instalaciones turísticas recientes en los poblados de Angahuan y San Juan, en particular por presentar un relativo fácil acceso por la Carretera Federal No 35 para llegar a las principales poblaciones de Angahuan y Uruapan- San Juan Nuevo para acceder al mismo cráter.

Mientras que la excursión desde San Juan Nuevo se realiza principalmente con un medio de transporte sobre terracería, la ruta de Angahuan se lleva a cabo caminando (o a caballo) y se atraviesa la emblemática zona de las ruinas de San Juan Parangaricutiro (o Viejo). Este carácter mucho más auténtico y a pesar de llevar más fatiga para acceder al Parícutin, le ha valido una cierta preferencia y por lo tanto en los últimos 30 años se ha desarrollado una modesta infraestructura turística, en donde destaca el centro turístico “El Mirador”, el cual cuenta con cabañas –para 4 y 12 personas-, un pequeño museo y un restaurante administrado por gente de la misma comunidad. Así como, la posibilidad de alojamiento de esta localidad, así como la presencia de numerosos indígenas que ofrecen sus servicios como guía -y sus caballos-para realizar la excursión son muy confiables.

La documentación de las visitas, al Parícutin generalmente han sido descritas con un estilo de redacción de “aventura naturalística” (ver varios sitios de internet) y en algunos casos han sido descritas en forma muy genérica por agrupaciones de montañismo incluyendo al Volcán Parícutin dentro de la región del “Parque Nacional del Tancítaro”.

Aunque ya en los años cincuenta fue motivo de una excursión en el XX Congreso Internacional de Geología, sin embargo, la primera documentación de una excursión geológica del Volcán Parícutin fue escrita por Rodríguez-Elizarrarás y colaboradores, la cual fue preparada en inglés y es-pañol con motivo del 50 aniversario de su nacimiento en (1993). Se recomienda entonces su consulta. Por otro lado, recientemente han aparecido otros documentos de excursión geológica e histórica que se presentan como un conjunto de documentos de hipertexto: “El Parícutin una de las 12 Maravillas Naturales del Mundo” (www.paricutin.umich.mx). Desde que aparecieron estos documentos hace ya 15 años, se han propuesto ofrecer en forma libre y a través de las redes sociales, un primer acercamiento científico, histórico y divulgativo acerca del origen y evolución del Parícutin.

En esta excursión se presentan la descripción de 6 estaciones (una más en relación con la versión de 2001), que están basadas en la experiencia personal, ya sea individual de visitar al Parícutin como en grupo.

La excursión completa se puede llevar a cabo en un solo día, con la caminata más larga de 8 horas que incluyen ida y regreso, donde el principal objetivo prevé llegar desde el poblado de Angahuan hasta el cráter, pasando por el sitio de las ruinas de San Juan Parangaricutiro. Se incluyen estaciones que sugieren la observación de otras paradas panorámicas y la observación de otros aspectos petrológicos que muestren los flujos piroclásticos y la descripción de los flujos de lava históricos que constituyen actualmente el Volcán Parícutin.

Se recorren los puntos donde fueron instaladas las estaciones de observación del Instituto Geológico de la UNAM y del Servicio Geológico Americano (USGS) las cuales permanecieron dos años y medio, durante proceso de erupción. Además, representa el itinerario con una amplia diversidad de posibilidades históricas, biológicas y de turismo.

LOCALIZACIÓN, VÍAS DE ACCESO Y RUTAS DE EXCURSIÓN

El Volcán Parícutin (N19° 29' 35", 102° 15' 05"W y 2808 msnm), se encuentra situado en la porción central del estado de Michoacán, en una región de paisaje y cultura conocido como la Meseta Purépecha.

Para iniciar la excursión, generalmente se parte de la Ciudad de Morelia a través de la Autopista Siglo XXI ó Morelia-Lázaro Cárdenas, pasando por la tangencial de Pátzcuaro, desviándose a la Ciudad de Uruapan.

Una vez en la Ciudad de Uruapan el acercamiento al Volcán Parícutin puede realizarse por diferentes vías, dependiendo si el objetivo es turístico, de montañismo o de excursionismo. Por ejemplo, en camioneta se puede desplazar desde Uruapan hasta a San Juan Nuevo (~10 km), para seguir por un camino de terracería transitable todo el año que llega directamente a la base del Parícutin (~10 km desde San Juan, ver línea blanca en figura 1). Para detalles de este itinerario de logística y más se sugiere consultar www.paricutin.umich.mx.

Aunque hay innumerables rutas e itinerarios que incluyen el Parque Nacional del Tancitaro y el ascenso a su cumbre de 3860 msnm. Sin embargo, en el caso de querer realizar la excursión geológica, se refiere al itinerario vía Angahuan, en donde es posible realizar una observación directa y más completa de los derrames y flujos piroclásticos (Ruta y variantes en amarillo, rojo y azul; figura 1).

Para llegar a Angahuan desde Uruapan se debe seguir la ruta por la carretera No. 37 hacia Carapan y a 10 km se encuentra la desviación o cruce con la carretera No. 16 que viaja rumbo a Los Reyes. Aproximadamente a 18 km se encuentra el poblado de Angahuan. Una vez en el pueblo se debe atravesar completamente hacia el oeste para llegar al punto conocido como El Mirador.

Debido a la apertura económica y en particular al cambio de uso de suelo forestal de la región, recientemente se han abierto un mayor número de acceso por brecha o terracería.

De particular interés se refiere al acceso o salida vía Zacán, de aproximadamente 7 km de longitud que permite lograr un fácil acceso a través de las arenas y depósitos piroclásticos de caída hasta el cráter.

BREVE HISTORIA DEL VOLCÁN PARÍCUTIN

El nacimiento del Volcán Parícutin inició según testimonios a las 16:00 del 20 de febrero de 1943. Su actividad inicial estuvo caracterizada por una serie de fumarolas y de explosiones piroclásticas con bombas volcánicas que se emplazaron a través de una fisura orientada al nordeste y el colapso de un contemporáneo y evidente abombamiento que se había formado seis meses atrás. Los testimonios de los campesinos e indígenas Dionisio Pulido, Paula Cervantes y Aurora Cuara fueron recogidos por diferentes geólogos que llegaron después de dos y cuatro días después de iniciada la erupción. Por lo tanto, la historia primigenia del volcán Parícutin se logró gracias a la precisión de los detalles de percepción realizados por los indígenas, los cuales con un trabajo antropológico-geológico permitió establecer y comprobar la recurrencia de una serie de procesos como el abombamiento, colapso, agrietamiento durante el proceso inicial de erupción (Foshag y González-Reyna. 1956. USGS, Bulletin, 965D: 355-489.9).

Las erupciones más violentas comenzaron desde las 24:00 del mismo día y a partir de las primeras horas del segundo día aparecieron los primeros derrames de lava. La actividad continuó de manera paroxismal con explosiones de bombas y lapilli y depósitos piroclásticos hasta 1949 con una inactividad que fue interrumpida por una reactivación intensa que se extendió hasta marzo de 1952, cuando cesó su actividad repentinamente.



Figura 1: Mapas de localización de la Excursión al Parícutin. El mapa de arriba muestra las principales ciudades de la excursión: Morelia, Pátzcuaro y Uruapan, así como la localización Angahuan, del Volcán Parícutin y de las Estaciones 1 y 2, descritas en el texto. Abajo se presenta una imagen de *Google Earth* (septiembre 2016), la cual representa un acercamiento y presentación del paisaje principal de la región del Volcán Parícutin, así como las rutas en color que son descritas en el texto, así como un mayor detalle en www.paricutin.umich.mx.

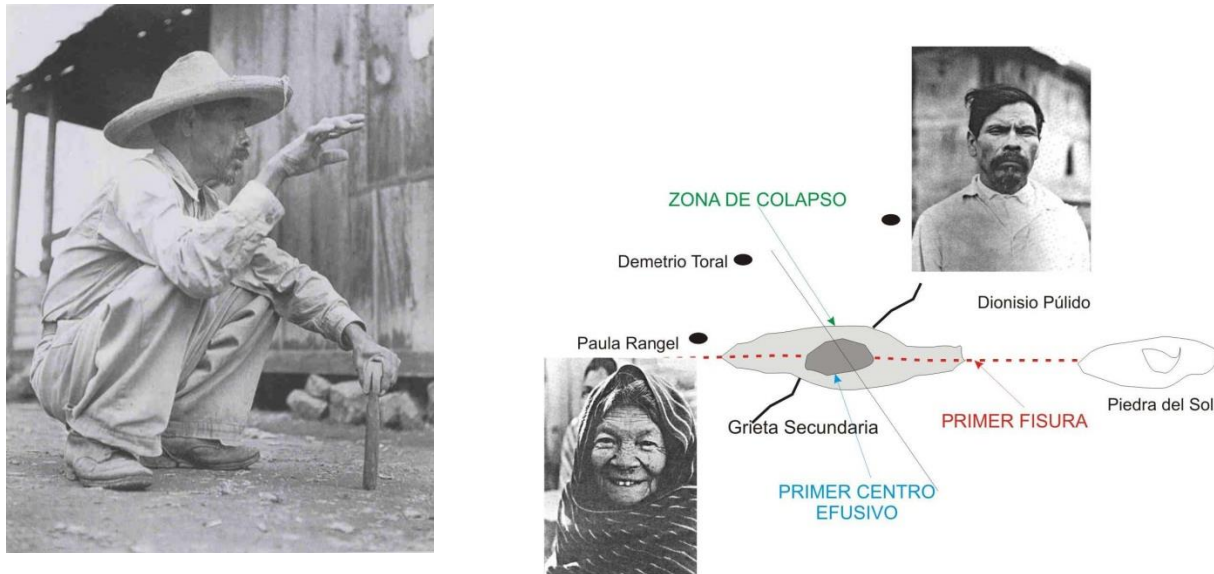


Figura 2: Orientación y forma de la fisura inicial (orientada ONO-SSE o NO 100° azimutal, interpretada por los testimonios orales de indígenas de la región de Parícutin (Dionisio Pulido a la izquierda y en la parte superior derecha; Paula Rangel, su esposa). La figura ha sido a su vez interpretada por el autor a partir de Foshag y Reyna (1956).

Como se puede ver en la figura tres, los datos físicos finales indican que los flujos de lava cubrieron 18.5 km², con un volumen de > 1.5 km³. Las lavas del Parícutin tuvieron importantes variaciones en su viscosidad y composición, reconociéndose rocas del tipo de andesitas y basaltos congruentes con pequeñas diferencias en sus contenidos de SiO₂ y presencia de minerales de olivino y ortopiroxeno.

Su cono (2808.6 msnm.) alcanzó 424 metros de desnivel con relación al Valle de Quitzocho-Cuiyusuru. Los flujos de ceniza oscurecieron por años el paisaje de la Meseta Purhèpecha y viajaron a través de la atmósfera hasta la Ciudad de México.

Los derrames de lava y los depósitos piroclásticos cubrieron un área de >300 km² alrededor del cono, dejando una paisaje de aspecto devastado y prácticamente sin cobertura de vegetación.

Durante el proceso de erupción la fauna silvestre prácticamente desapareció en menos de diez días; en pocos días murieron 4500 cabezas de ganado y 550 caballos. La Cruz Roja Mexicana llegó hasta principios de mayo (idos meses y medio después!).

Las poblaciones de Parícutin, San Juan Parangaricutiro, Zirosto, Zacán y Angahuan se vieron directamente afectadas. Se produjo el éxodo de más de 2500 personas incluyendo dos poblaciones completas (Parícutin y San Juan Parangaricutiro).

A pesar de que no se registraron muertos por la catástrofe, si existieron muertos por problemas de salud indirectos (infartos y vías respiratorias) y muchos otros por problemas de reubicación y litigios causados por la pérdida e imprecisión de límites de propiedad.

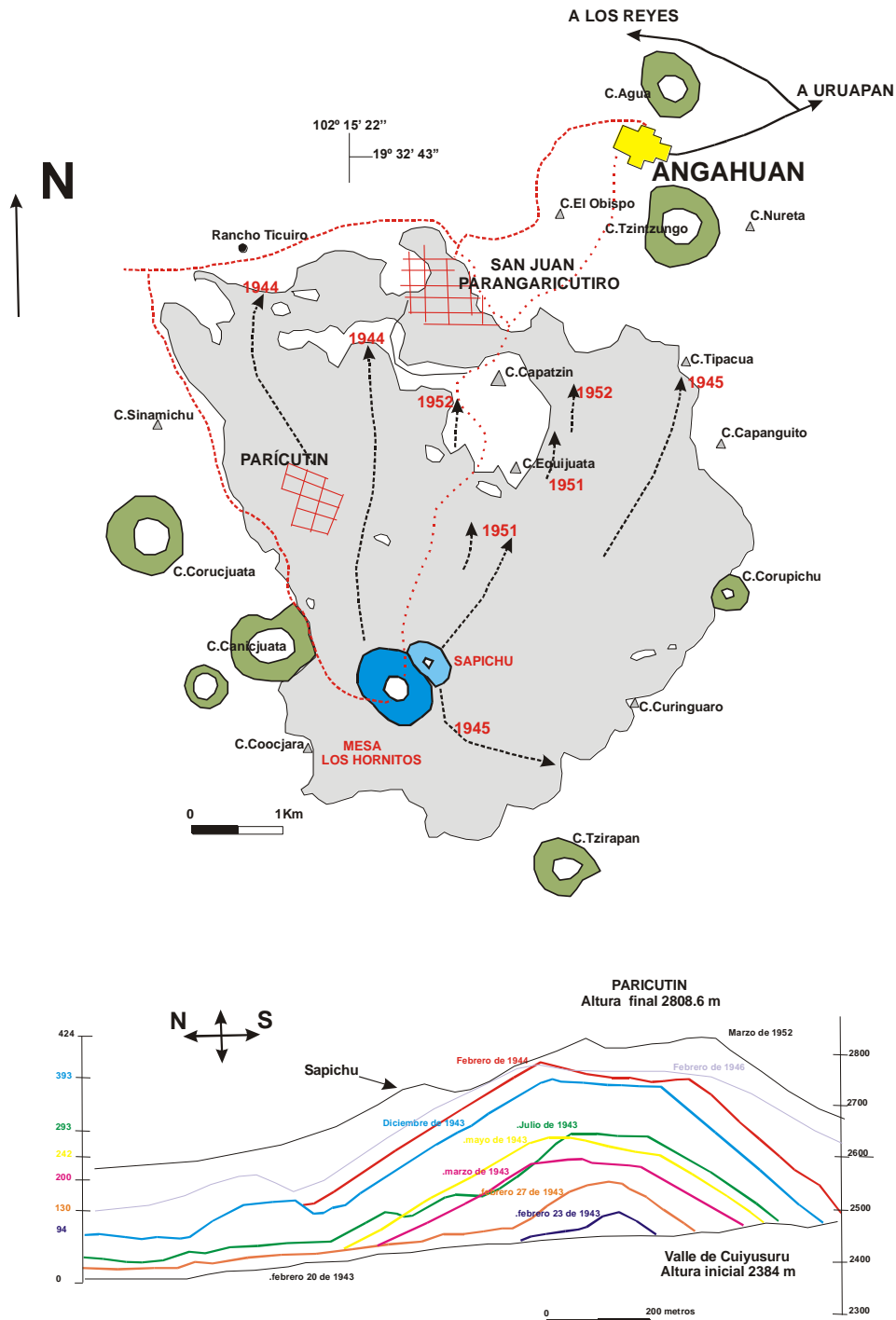


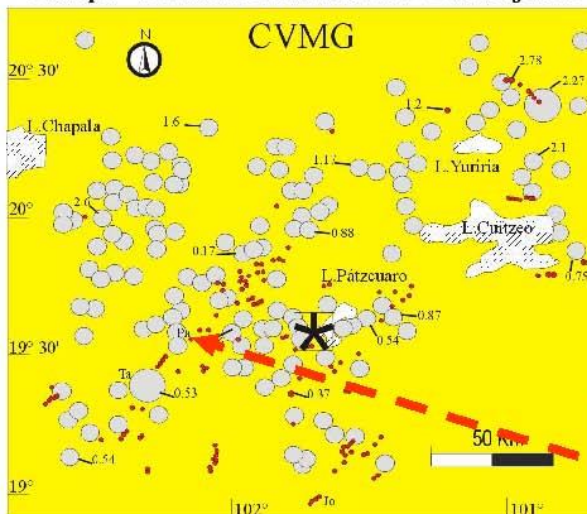
Figura 3: Principales derrames de lava históricos del Parícutin y Perfil que muestra las diferentes etapas de crecimiento del Volcán Parícutin., después de Foshag y Reyna (1956).

EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN GUANAJUATO (CVMG) Y EL PARÍCUTIN

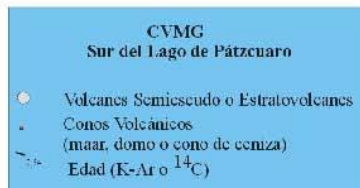
El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Figura 4) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, entre 200 km y 130 km de distancia de la línea de costa o trinchera. El CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas (>40 000 km²) del mundo y contiene más de 1000 edificios volcánicos incluyendo maars, domos y conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael, 1987), dentro de los cuales se exponen ~377 volcanes andesíticos en escudo de menor dimensión (small shield volcanoes; Hasenaka, 1994) con raros ejemplos de estratovolcanes (e.g. Tancítaro, Patamban). Aunque se supone que el vulcanismo de la FVTM presenta edades tempranas ≤ 12 Ma (Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2005), se considera que el vulcanismo monogenético del CVMG comenzó hace 3 Ma y muestra una tendencia clara de migración del frente del vulcanismo activo hacia el suroeste (Ban et al., 1992). De hecho, se observa que a ≥ 300 km de distancia de la trinchera existe una mayor concentración de volcanes en escudo con edades entre 3-1 Ma; mientras que a distancias menores y en particular a 200 km, se nota una mayor concentración de conos cineríticos con edades <1 Ma (Hasenaka, 1994), donde se localizan los volcanes históricos del Parícutin (Williams, 1950) y el Jorullo (Luhr et al., 2001).

Parícutin

Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato



Después de Corona Chávez et al., 2006



Localización

Meseta Volcánica Purhépecha

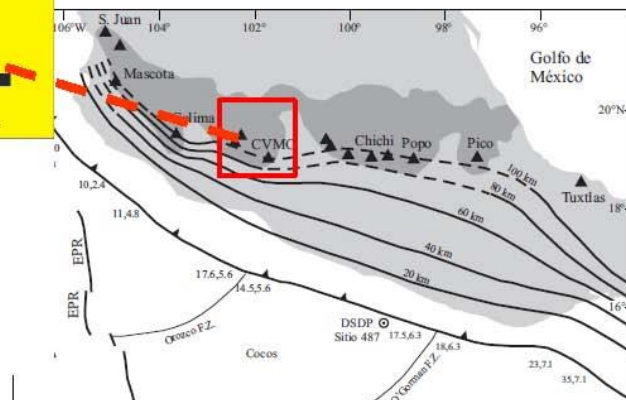


Figura 4: Localización y marco geológico del Volcán Parícutin. Notar el recuadro tectónico de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005) y geología regional del CVMG (Hasenaka, 1994).

CRONOLOGÍA GEOLÓGICA DEL PARÍCUTIN

Sobre la base de la observación directa y a las características de su erupción la actividad del Parícutin puede ser dividida en cuatro periodos vulcanológicos (Foshag y Reyna (1956).

El periodo Quitzocho(22 de febrero-18 de octubre de 1943)

La actividad se concentró alrededor de las grietas que se formaron en el Valle de Cuiyusuru. Lo más relevante de este periodo fue la construcción de un cono prematuro se-guido de recurrentes flujos de lava y la erupción intermitente de bombas y lapilli. En esta etapa el cono alcanzó 200 y 365 metros de altura en cuatro y ocho meses respectivamente.

La población de Parícutin fue evacuada en junio de 1943 y la de Zirosto fue reubicada pocos meses después.

El Periodo Sapichu (18 de octubre a 8 de enero de 1944)

A pesar de su corto tiempo en este periodo se llevó a cabo la principal actividad de derrames de lava del volcán emplazada hacia el norte. Su emplazamiento se produjo por la formación de una serie de grietas y conductos secundarios, de los cuales el más importante fue sin duda alguna el Sapichu (niño o joven en lengua purépecha). Durante este periodo los derrames volcánicos fueron constantemente concomitantes con una serie de material cinerítico y bombas de diferentes dimensiones.

El Periodo Taquí-Ahuan (8 de enero de 1944 - 12 de enero de 1945)

Se refiere a la actividad relaciona-da con una serie de grietas formadas al sur y al este del cono principal, conocidas por los geólogos de la época como Taquí y Ahuan. Este periodo se distingue, además, por registrar una reactivación del cono principal, la cual produjo los principales derrames de lava que alcanzaron la máxima distancia al oes-te y al noroeste del cono principal.

Hasta el final mantuvo una actividad de tipo paroxismal y resaltan la formación de la mesa Los Hornitos (al sur del cono) y los flujos de San Juan formados entre abril y agosto de 1944. En esta etapa el flujo causó el desalojo y la sucesiva destrucción del poblado de San Juan Parangaricutiro (de 1895 habitantes).

Periodo Final y Reactivación (enero a febrero de 1952)

A partir de agosto de 1945 iniciaron gradualmente períodos de total quietud de hasta dos semanas inter-caladas con pequeñas erupciones. Este hecho motivó que iniciara el retiro de los geólogos del USGS y posteriormente del Instituto Geo-lógico de la UNAM en julio 31 de 1948, para dejar al Sr. Celedonio Gutiérrez como único observador oficial de la actividad del volcán.

La última actividad atenuada e intermitente del volcán se mantuvo hasta detenerse aparentemente en febrero de 1949 y también se caracterizó por la eventual presencia de derrumbes y de deslizamientos de bloques.

Finalmente, después de 1949 y de tres años de calma se llevó a cabo una reactivación en enero de 1952, la cual a pesar de que produjo importantes erupciones, ya que en algunos momentos alcanzó a formar una columna de hasta 3 kilómetros de altura, duró poco tiempo para arrestar su actividad un mes después (marzo 4 de 1952).

Después de esta fecha solo quedaron como vestigio de su actividad diversas fumarolas en un aparato que alcanzó 424 metros de desnivel con relación de la grieta original y una altura de 2808.6 msnm.

EXCURSIÓN GEOLÓGICA AL VOLCÁN PARÍCUTIN

Estación 1.

Panorámica de la Meseta Purépecha y del Lago de Pátzcuaro

Después de aproximadamente 50 minutos de la salida de la Ciudad de Morelia, sobre la autopista Morelia-Uruapan y aproximadamente a 2 kilómetros después de superar el tramo tangencial de la Ciudad de Pátzcuaro (ver figura 1), se puede observar directamente al oeste –a la derecha- una espléndida panorámica del Lago de Pátzcuaro y de sus islas Janitzio y Yunúén.

Del mismo modo al suroeste –de frente- se observa el límite entre dos importantes provincias geomorfológicas de la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (ver figura 4): la Provincia de lagos y volcanes que se extiende hacia el norte hasta la región de Cuitzeo, Yuriria y Chapala y el inicio de la Provincia de la Meseta Volcánica Purépecha, caracterizada por mostrar más de mil conos cineríticos de diferentes dimensiones

Los conos cineríticos de la Meseta Purépecha son de edad cuaternaria y mantienen bien conservada su geometría, por lo que son fácilmente identificables como se podrá observar a lo largo del siguiente tramo de la excursión. Su geometría general-mente está caracterizada por tener una relación de su diámetro basal con el diámetro de su cráter de $1/5$ (Hco/Wco) y por sus desniveles menores de 300 metros. Generalmente están constituidos por material de escoria, depósitos piroclásticos de caída y derrames de lava circunscritos de composición basáltico-andesítica. Dentro de este grupo de conos volcánicos se encuentra comprendido el Volcán Parícutin.

Estación 2. Cono de Escoria Cerro Tapanjuata (2100 msnm)

Saliendo de Uruapan rumbo a la Carretera Federal No 37 Uruapan-Paracho hasta el kilómetro 12 se encuentra y se prosigue por la desviación a Angahuan - Los Reyes por la Carretera Federal No 35. Aproximadamente a 7 kilómetros de la desviación y a 2.5 kilómetros del poblado de San Lorenzo se encuentra el acceso a un banco –actualmente inactivo- de agregados pétreos que se identifica fácilmente por mostrar un pésimo y riesgoso estado de explotación vertical; hecho que, sin embargo, nos expone en consecuencia el vientre del cono cinerítico a través de una sección transversal del Cerro Tapanjuata.

El Cerro Tapanjuata es un volcán de tipo monogenético, similar y representativo a los numerosos conos cineríticos que se encuentran distribuidos a lo largo de la Meseta Volcánica Purépecha. Rodríguez-Elizarrarás y colaboradores *op cit* lo describen como sigue: “El cerro Tapanjuata constituye uno de los siete conos que Williams (1950) agrupa en los alrededores del poblado de San Lorenzo, mismos que correlaciona en edad con el C. Cheranguarán. El Tapanjuata está formado por basaltos de olivino con vidrio y los cortes aquí expuestos muestran claramente la estratificación de los productos piroclásticos que construyeron el cono”.

La mayor parte de estos conos tienen edades del Cuaternario. En efecto, los mismos autores citan que con base en la descripción de diferentes conos cineríticos descritos por Hasenaka y Carmichael, 1994, por su forma puede ser correlacionado con el C. Jabalí, el cual fue fechado por el método de ^{14}C con una edad de 3839 ± 150 Ma.

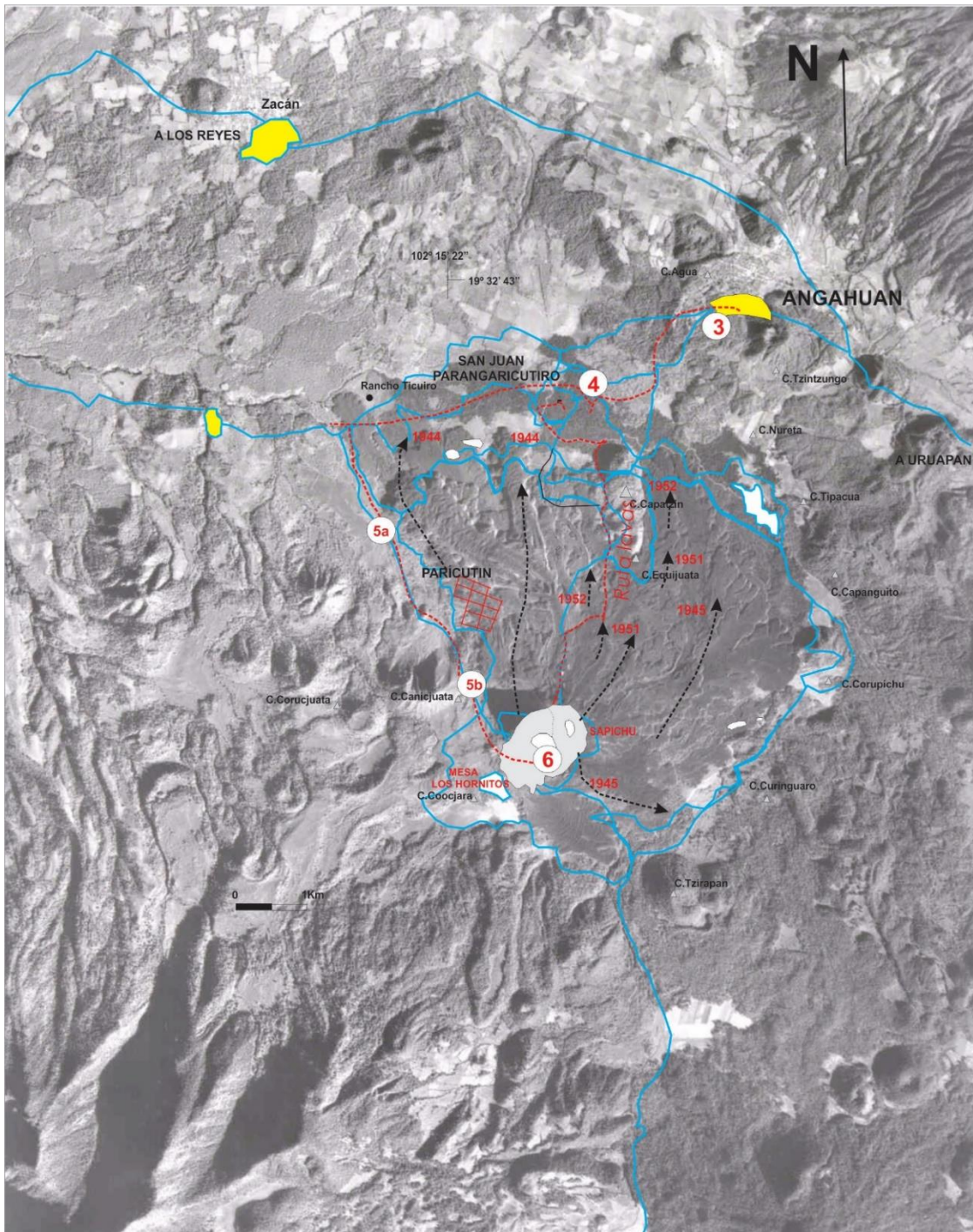


Figura 5: Foto aérea que muestra los puntos de las Estaciones E3, E4, E5 y E6, en relación con los poblados principales de la región y la trayectoria general de la excursión

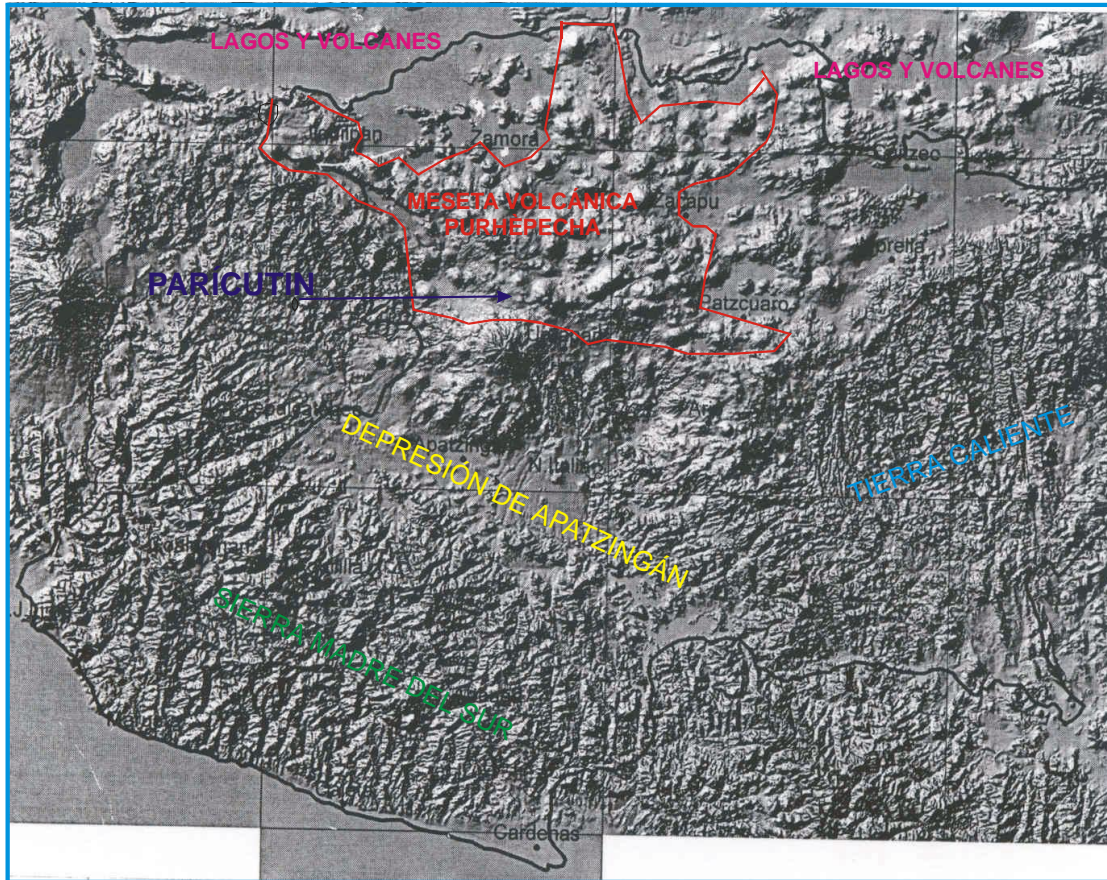


Figura 6: Modelo digital de elevación (datos-INEGI), que muestra el estado de Michoacán y las principales provincias geomorfológicas, donde resalta la provincia de la Meseta Purhèpecha y la provincia de lagos y volcanes al norte.

Estación 3. Panorámica del Volcán Parícutin y el Parque Nacional de Tancítaro

Sobre la misma Carretera Federal 35, exactamente a 38 kilómetros carreteros al noroeste desde Uruapan se encuentra el poblado de Angahuan. Según la gente del mismo pueblo, el nombre de Angahuan era originalmente "Andanhuan" que significa "el lugar que la gente alcanzó" o "lugar de reclinación". Se cree además que el nombre en español cambió – como muchos nombres purhèpechas, simplemente, por no poder ser pronunciados correctamente. Después de arribar a la plaza de Angahuan se sigue a lo largo de la calle principal y después de tres calles se gira a la izquierda; a unos 400 metros se encuentra el centro turístico "El Mirador" de Angahuan, el cual se encuentra apoyado sobre una colina plana y baja. A la entrada se paga una cuota, la cual le da derecho a estacionamiento, a visitar un pequeño museo, así como el poder ver –previa solicitud al encargado, una película de duración de 15 minutos, sobre la historia del Parícutin (Valente Soto, 1993).



Figura 7: Estación 3. Panorámica desde el Mirador de Angahuan. En primer plano el Volcán Parícutin (2809 msnm) y al fondo el Pico del Tancítaro (3860 msnm).

En la parte posterior del restaurante está físicamente “El Mirador”, el cual representa una excelente panorámica del Volcán Parícutin, del Volcán del Tancítaro y en caso de no encontrar nubes o neblina al suroeste –a la derecha es posible observar los volcanes de Colima.

Desde este mismo punto, también es posible observar la precisa extensión de los derrames de lava del Parícutin delimitados por diferentes campos gris oscuro que corresponden a los diferentes depósitos de ceniza.

Observando hacia la parte inferior del horizonte se observa un paisaje “surrealista” que muestra las ruinas de la iglesia de San Juan Parangaricutiro–Estación 4- la cual fue prácticamente sepultada y en donde resaltan sus torres de cantera con una arquitectura de estilo barroco del siglo XVI.

Estación 4. Ruinas de San Juan Parangaricutiro – derrame de lava de julio de 1944

El camino inicia en la parte posterior del restaurante y del Mirador con dirección al sur y suroeste rumbo a las ruinas de San Juan Parangaricutiro. Es un camino amplio e inicia con un desnivel repentino de ~20 metros para continuar en forma sinuosa sobre cenizas delgadas que cubren el paleosuelo, el cual algunas veces es visible. El primer punto de esta estación (4a), se encuentra sobre el camino (N19° 32' 12.3", 102° 14' 45.5" y 2267 msnm), se refiere a uno de los frentes de lava, el cual en este caso fue emplazado en julio de 1944. Como se refiere a un afloramiento de andesitas negras a grises con estructura predominante de auto-brecha y de derrame tipo AA. El espesor es variable, pero es notable observar en la base la diferencia entre las cenizas oscuras y el “paleosuelo” de color amarillo a naranja, que, por su aspecto aparentemente inalterado por la temperatura, permite sugerir la

lentitud y apelmazamiento asociados con el desplazamiento del derrame de lava. La textura es variable de vesicular a vítrea con escasez de fenocristales, los cuales sin embargo se observan frescos olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno de pequeña dimensión. Es importante hacer notar que como se puede observar en la figura 5, la distancia máxima de los derrames de lava hacia el norte y medidos desde el centro del cono es de ~5.3 km.



Para continuar hacia las ruinas basta mantener la dirección del camino conservando la izquierda (al sur) que bordea el frente de lavas y aproximadamente a 500 metros se llega a un punto amplio donde se encuentran unas cabañas mal construidas que son aprovechadas para vender comida y refrescos. En este punto se dejan los caballos para continuar sobre una vereda que inicia y penetra directamente al sur el frente del derrame de lava (13 de julio de 1944). para llegar finalmente al punto de las ruinas de la iglesia de San Juan Parangaricutiro. Las lavas muestran un espesor de más de 13 metros y cubrieron parcialmente la parroquia orientada este-oeste.

Figura 8: Estación 4a. Estructura general tipo auto-brecha con fragmentos tipo AA de los derrames de julio de 1944.

En lo que fuera el centro de la iglesia se observa una gran variedad de rocas andesíticas de estructura variable. Asociados con los fragmentos de derrame de lavas se observan una serie de bloques de muro y cemento que fueron rotados y desplazados durante la entrada de los derrames de lava. Los derrames de lava predominantes son de tipo AA y muestra algunos bloques de consolidación diferenciada que se caracterizan por mostrar una textura variable desde afanítica, porfídica con fenocristales de olivino hasta material escoriáceo de mediana densidad. Las temperaturas medias que alcanzaron estas lavas fueron de ~1000 °C. De acuerdo a la revisión petrológica y geoquímica (McBirney et al., 1987), así como observaciones propias las lavas está constituida por una andesita basáltica (54.88%-60.38% de SiO₂; Wilcox, 1954) con fenocristales de olivino y plagioclasa de 0.5 mm, los cuales, observándolos al microscopio petrográfico, están incluidos en una matriz microcristalina compuesta de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y vidrio". Los derrames son subalcalinos y tipo calcalcalino con firmas químicas e isotópicas características de arco magmático tipo continental.

San Juan Parangaricutiro, el poblado que fue sepultado por este derrame era la cabecera municipal de la región, contaba con 1895 habitantes. Su arquitectura antes de la erupción se encontraba orientada norte-sur y estaba constituida solo de Trojes (casa indígena). Es notable la conservación de las columnas de la parroquia, así como también resalta el truncamiento de la columna meridional, la cual en realidad nunca fue efectivamente terminada, pues su construcción se vio interrumpida por la aparición de la actividad del Volcán Parícutin.



Figura 9. Foto panorámica de las ruinas de San Juan Parangaricutiro (Estación 4).

Estación 5. Panorámica del frente occidental de derrames, depósitos piroclásticos de caída "Parícutin" y canales de erosión

Para continuar la excursión, a partir de este punto se pueden seguir dos rutas La ruta 5ª (Figura 1 y Figura 5), la cual se dirige directamente hacia el frente central de lavas. Se camina por tanto hacia el norte siguiendo el camino de brecha que conduce a Pantzingo y San Juan Nuevo, hasta un punto donde se encuentra el límite noroeste del cerro Capatzin ($19^{\circ} 31' 38''$, $102^{\circ} 14' 27.5''$ y 2301 msnm). Este punto se puede identificar por una amplia reja que actualmente hace la función de entrada a una zona de huertas. Se camina hacia el sur siguiendo el camino que costea el cerro Capatzin y después de llegar a un pequeño paso ($19^{\circ} 31' 08.22''$, $102^{\circ} 14' 45.5''$ y 2361 msnm), el cual se puede identificar por ver de frente una cabaña de madera, de estilo inusual suizo. A partir de ahí se baja a la cañada y se continua hacia el frente de lava, subiendo por una vereda hasta llegar al frente de lava ($19^{\circ} 31' 06.5''$, $102^{\circ} 14' 37.2''$ y 2357 msnm). Note que ya en este punto los derrames de lava costean y se apoyan sobre la ladera del cerro Capatzin (ver figura 1 y figura 5). A partir de este punto se camina sobre el derrame de lava, dirigiéndose hacia el cono principal y sin perder de vista las marcas blancas que nos indican la vereda más caminada, sencilla y de menor fatiga para llegar a la base del cono. Una vez hecho el ascenso se llegaría al cráter o Estación 6.

Otra alternativa para continuar la excursión desde el punto de las ruinas de San Juan o Estación 4, consiste en regresar por la misma vereda de arribo hasta el punto donde se dejaron los caballos. Se continúa sobre el camino de las arenas con dirección al este o camino a Zirosto. El camino prosigue con un par de curvas e inmediatamente después de superar un puente, se continúa hacia la izquierda sobre un amplio camino que nos llevará aproximadamente en dos horas hasta la base del Volcán.

Sobre el camino, se encuentra un pequeño rancho -es el último punto en donde se puede conseguir agua (en una tiendita), se prosiguen aproximadamente unos 500 metros y se deja el camino que lleva a Zirosto para cambiar decididamente a una dirección al sur (nuevamente a la izquierda). El camino correcto puede identificarse fácilmente pues, a menos de 1 kilómetro de la desviación se atraviesa el borde noroccidental de los derrames de lavas para posteriormente observarlos a nuestra izquierda bajo forma de cordones apoyados en forma directa sobre una superficie plana que corresponde al antiguo Valle de Itzúcaro.

Estación 5a. Los derrames noroccidentales del Parícutin

Las lavas en este punto ($19^{\circ} 32' 12.3''$, $102^{\circ} 14' 34.8''$ y 2361 msnm), se emplazaron durante el periodo Taquí-Ahuan (8 de enero de 1944 - 12 de enero de 1945) y cubrieron en su totalidad al poblado del Parícutin, el cual ya se encontraba abandonado y parcialmente cubierto por los primeros derrames de junio de 1943. El pueblo se localizaba aproximadamente a 1 kilómetro. Este poblado contaba con 733 habitantes -el segundo en su importancia- y era el pueblo natal de Sr. Dionisio Pulido, campesino dueño del campo agrícola donde nació el Volcán Parícutin. El poblado fue primero cubierto por un espesor de ceniza y sucesivamente los derrames tuvieron un fuerte acercamiento en junio de 1943, lo que causó su desalojo y traslado al poblado de Caltzontzin y Ario de Rosales.

Es importante señalar que el máximo avance septentrional de los derrames se llevó a cabo durante las primeras semanas de 1945 y posteriormente los emplazamientos se emplazaron sobre derrames preexistentes incrementando solo de forma gradual el espesor. Los contactos entre los diferentes derrames históricos de lava no son fácilmente identificables, sin embargo, si este fuera el interés se recomienda realizar el regreso a Angahuan sobre una vereda sobre los derrames que permite la observación de algunos contactos entre los diferentes derrames de lava.

Estación 5b. Los depósitos piroclásticos de caída, lahares y canales de erosión.

Siguiendo el camino amplio en dirección norte a sur -mirando el volcán-, la pendiente gradualmente aumenta y en diferentes puntos puede apreciarse la estratificación rítmica y en ocasiones graduada de los depósitos piroclásticos, los cuales pueden ser observados en diferentes puntos ($19^{\circ} 30' 26''$, $102^{\circ} 15' 56''$ y 2361 msnm).

El espesor de estos depósitos de ceniza es muy variable y puede alcanzar hasta 50 metros en algunos puntos. Después de la aparición de pequeños canales de erosión que muestran la estratigrafía de los estratos de depósitos de ceniza, también es posible observar algunos depósitos de lahares recientes que removilizan y sobreyacen en forma evidente los depósitos de caída. El mejor punto de observación de la Estación 5a se encuentra en la base del cerro Canicjuata (2400 msnm.) el cual representa un volcán más antiguo y de historia análoga al Parícutin. En este punto se pueden observar amplios canales de erosión que nos permiten apreciar en gran parte la sucesión estratigráfica de los depósitos de caída con horizontes graduados, bombas volcánicas y tefra semi-consolidada.



Figura 10. Estación 5a. Panorámica del frente norte y occidental de los derrames del Volcán Parícutin, en perspectiva con el cono principal.



Figura 11. Estación 5b. Afloramientos de depósitos estratificados de caída (derecha) y depósitos de lahares (izquierda).

Los canales de erosión estudiados durante el proceso de erupción del Parícutin se formaron por un proceso de degradación caracterizado por un incremento gradual que variaba en su profundidad y ensanchamiento por metros en pocos meses, debido a las características deleznales de las cenizas. Este hecho favoreció como en muchos casos a que el Parícutin, representara un verdadero laboratorio natural y que de este modo haya contribuido, entre tantos otros aspectos geológicos para explicar con mayor precisión los procesos de erosión de la superficie de la Tierra.

Estación 6. Ascenso y arribo al cráter del Volcán Parícutin: relaciones de diámetro fumarolas y panorámicas de los conductos de lava Hornitos (6a) y Sapichu (6b).

Para poder realizar el ascenso al cráter se debe continuar sobre el mismo camino, el cual aumenta por un momento su pendiente y es fácil de mantener siguiendo la dirección de las huellas que dejan permanentemente los visitantes y naturalmente por el punto de referencia que constituye el mismo cráter.

A partir del punto de la Estación 5b restan aproximadamente 1.5 kilómetros -o ~20 minutos- para llegar a la base, donde se dejan los caballos para continuar ya directamente el ascenso a pie sobre una vereda que muestra una pendiente aproximada de 50 grados. El ascenso total se puede alcanzar aproximadamente entre 20 y 40 minutos. El cráter del Volcán Parícutin se encuentra a 2808.6 msnm. Actualmente muestra un desnivel de 280 metros con una base elíptica de 965 metros al NO y de 620 metros al NE. El diámetro externo del cráter mide 262 metros de diámetro de manera que comparado con su diámetro inferior medio (~800 m), muestra una relación geométrica (Hco/Wco) de 1/3. Como se puede observar a través de cualquier mapa topográfico, esta relación es representativa del volcanismo de tipo monogenético y de los conos cineríticos de la Meseta Volcánica Purhèpecha. A lo largo de todo el cráter es posible observar una serie de fumarolas, las cuales predominan en su borde superior más que al interior del cráter. Las fumarolas están constituidas esencialmente de vapor de agua con un perceptible carácter sulfuroso. Las temperaturas superan los 305 °C y de acuerdo a algunos autores las temperaturas han ido disminuyendo desde alrededor de 500 °C desde que fueron medidas poco después de que cesó su actividad.

6a. Mesa de Los Hornitos y panorámica del Estratovolcán Tancítaro

A partir del cráter del Volcán Parícutin es posible realizar una serie de observaciones panorámicas. En principio, si comenzamos estas observaciones a partir del punto meridional de arribo es posible observar hacia el horizonte oeste y suroeste el límite físico del Volcán Canicjuata (2400 msnm) y al fondo el imponente estratovolcán del Tancítaro de (3860 msnm)

En esta misma dirección y observando hacia su base se pueden apreciar una serie de derrames de lava y conductos irregulares. Estas estructuras se formaron prácticamente durante todo el año de 1944 y actualmente se encuentran parcialmente cubiertos a su vez por un espesor de algunos metros de depósitos piroclásticos de caída. Estos derrames constituyeron el principal frente sur-occidental de los derrames del Parícutin y fueron emplazadas durante las denominadas etapas Taquí y Ahuan las cuales cubrieron definitivamente el poblado de Parícutin y su frente puede ser observado desde la Estación 4 de esta excursión.

Los conductos no son fácilmente identificables, sin embargo, el más representativo es un importante promontorio conocido como "Mesa Los Hornitos", el cual se distingue aún por su forma cómica y por mantener constantes fumarolas y una superficie baja de material azufroso.



Figura 12. Estación 6b. Fotografías panorámicas del cono principal o Volcán Parícutin. Vista panorámica desde el punto 5b (superior izquierda); vista panorámica desde su base (superior derecha); panorámica del cráter desde su labio meridional (inferior izquierda) y panorámica hacia el norte y derrames principales desde el cráter (inferior derecha).

6b. Distribución de los derrames de lava y el Volcán Parásito Sapichu

Desplazándose del punto de arriba y a lo largo del borde del cráter hacia el norte es posible observar una panorámica que muestra de manera espectacular la polaridad de la mayor parte de los derrames del Volcán Parícutin y su distribución en relación al poblado de Angahuan y naturalmente con el sitio de la parroquia de San Juan Parangaricutiro.

En esta misma dirección y mirando hacia su base se aprecia el “Volcán Parásito Sapichu” (niño o joven en purhèpecha), el cual como en el caso de la Mesa Los Hornitos está caracterizada por mantener un considerable número de fumarolas y una superficie somital azufrosa.

El Sapichu en realidad forma parte de una serie de conductos septentrionales que iniciaron su principal actividad en octubre de 1943, cerrando así el período Quitzocho que provenía de erupciones centrales que iniciaron desde el segundo día actividad del Volcán. Las erupciones de los diferentes conductos del período Sapichu se caracterizaron por mostrar una típica actividad paroxismal de explosiones de bombas y cenizas y derrames que se mantuvieron hasta enero de 1944. Se considera que el mayor volumen de lavas del Parícutin proviene de estos conductos los cuales fueron emplazados durante este período y una reactivación que comenzó en enero de 1947 hasta que cesó de manera repentina su actividad en 1952.

Regreso a Angahuan y Morelia

El regreso a Angahuan puede llevarse a cabo exactamente en sentido contrario a las estaciones 3 – 6. Se calculan de 3a 4 horas de un regreso no apresurado.

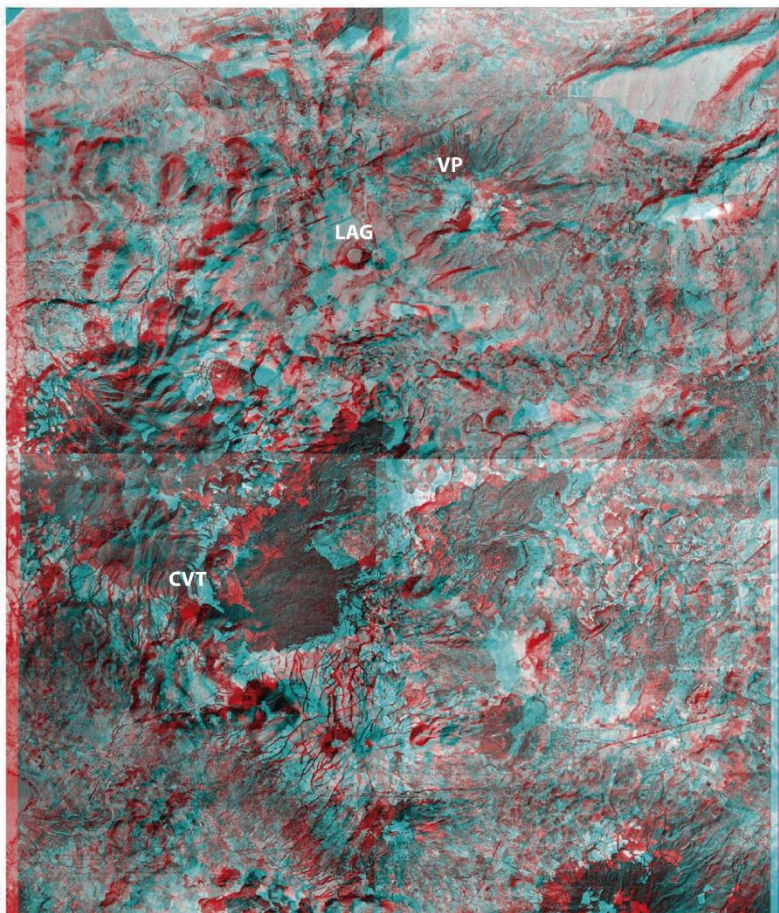
El descenso podría iniciar deslizándose por medio de un canal de arena que se ubica exactamente al oeste del Volcán y que conecta exactamente con el punto con sombra donde se debieron dejar inicialmente los caballos antes del ascenso.

Para personas con mayor experiencia, poco cansancio y con una cierta seguridad de movimiento es posible realizar una segunda alternativa de regreso, la cual se realiza entre las rocas sólidas de los flujos de lava del Período Sapichu y tiene una duración dos horas y media con un paso relativamente constante y sostenido.

REFERENCIAS

- Bannister, V., Roeder, P. & Poustovetov, A. 1998. Chromite in the Parícutin lava flows 1943–1952. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 151–171
- Banno, M. 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato Volcanic field, Mexico. In: Ken'ichiro Aoki (Ed). *Subduction volcanism and tectonics of western Mexican volcanic belt*. International Scientific Japan-Mexico Research Program (03041014), Tokio, 115-141.
- Eggler, D.H., 1972. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Parícutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 34, 261–271.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303-306.
- Foshag, W.F. and González, R.J. 1956. Birth and development of Parícutin Volcano, México: *Bull. Geol. Survey*, p.355-489.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. y Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, num.3, p. 227-283.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México –petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, 28, 241-269.
- Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Luhr, J. H. 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142-3, 261-283.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987. Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95, 113–137.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Komorowski, J.C., Jiménez, V. y Claus Siebe. 1993. *El libro-Guía de la excursión geológica al Volcán Parícutin*, Estado de Michoacán, México. Instituto de Geología, UNAM, 47 p.
- Wilcox, R. E., 1954, Petrology of Parícutin Volcano, Mexico, *US-Geological Survey Bulletin*, 965C, 281-353.
- Williams, H. 1950. Volcanoes of the Parícutin region. *US-Geological Survey Bulletin*, 965B, 165-279.
- <http://ce.eng.usf.edu/pharos/wonders/Natural/index.html>

Vulcanismo monogenético y freatomagmático de la región Morelia
Excursión del XXVI Congreso Nacional de Geoquímica
24 de septiembre 2016



Anaglifo de la zona norte de la excursión, donde sobresalen el Complejo Volcánico El Tzirate (CVT), La Alberca de Guadalupe (LAG) y el volcán semi-escudo el Picacho (VP).

Diana Cinthia Soria-Caballero¹, Guillermo Cisneros Máximo², Silvestre Cardona Melchor², Víctor Hugo Garduño-Monroy³

(1) Posgrado en Ciencias de la Tierra sede Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

(2) Instituto de Geofísica Campus Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

dianscc@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

Las regiones dominadas por procesos volcánicos poseen paisajes distintivos, con geoformas fáciles de identificar ya que contrasta claramente con las geoformas producidas por otros procesos (sedimentarios, metamórficos) (Van Zuidam, 1983).

El paisaje de la región de Morelia fue construido por la actividad conjunta de dos complejos volcánicos: por un lado, el vulcanismo miocénico de la Sierra de Mil Cumbres (SMC), de composición andesítica en su basamento y riolítica-dacítica en sus eventos más jóvenes. Estos materiales han constituido la principal fuente de material de construcción del centro histórico la ciudad de Morelia desde su fundación, dando origen a la expresión “La Ciudad de la Cantera Rosa”. Por otro lado, los pulsos monogenéticos de composición andesítica y andesítico-basáltica que caracterizan la actividad volcánica que dio origen al Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) durante el Pleistoceno – Holoceno, en el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Hasenaka y Carmichael, 1985; Ban *et al.*, 1992; Hasenaka, 1994; Ownby *et al.*, 2007).

La presente excursión se propone dentro del marco del XXVI Congreso Nacional de Geoquímica, realizado del 19 al 23 de septiembre de 2016 en la Ciudad de Morelia. Durante esta excursión visitaremos algunos afloramientos representativos en la región occidental y noroccidental de la Ciudad de Morelia.

Se realizarán cinco paradas principales, estimando un tiempo total de recorrido de 8 horas, incluyendo el traslado desde el punto de salida y regreso: La Catedral de Morelia (figura 1).

En primera instancia, desde el punto de reunión de la Catedral de Morelia, nos desplazaremos hacia el oeste de la ciudad, aproximadamente a 20 minutos de camino encontraremos nuestra primera parada (P1). Aquí visitaremos un afloramiento de la secuencia ignimbrítica asociada a la actividad volcánica de la caldera de Atécuaro, de grandes dimensiones ocurrida hace ca.16 Millones de años (Ma) en la SMC y que constituye el basamento relativo de la ciudad.

Desde el primer punto nos desplazaremos al norte y noroeste de la ciudad y en aproximadamente 25 minutos arribaremos al segundo punto (P2), donde observaremos las unidades litológicas características del emplazamiento del Complejo Volcánico Quinceo – Tetillas (CVQT) y la influencia de algunas estructuras de fallas pertenecientes al SFMA en la morfología del mismo.

Posteriormente realizaremos un transecto para observar las secuencias volcánicas de la actividad monogenética del CVMG. El paisaje generado por estas secuencias se caracteriza por geoformas en semi-escudo, así como conos de escoria, derrames de lavas y aparatos freatomagmáticos de composiciones andesíticas y andesítico – basálticas.

A lo largo del trayecto también observaremos algunas relaciones de contacto entre el vulcanismo monogenético con algunas secuencias volcánicas con tendencia félsica relacionadas a vulcanismo explosivo penecontemporáneo al CVMG. En este caso estas secuencias félsicas parecen estar asociadas a un vulcanismo dacítico de ~1 Ma perteneciente al Complejo Volcánico El Tzirate (Pérez-Orozco, 2015). Además, observaremos estructuras de fallamiento activo pertenecientes al Sistema de Fallas Morelia - Acambay (SFMA) que afectan tanto a la SMC como al CVMG. Estas estructuras están asociadas a la actividad volcánica local y han configurado en gran medida el paisaje al modificar la geometría de los productos volcánicos de edades cuaternarias.

Las últimas paradas (P4 y P5) se encuentran a corta distancia y observaremos un flujo de lavas que constituyen el basamento relativo sobre el cual se emplazaron las secuencias piroclásticas provenientes de la actividad freatomagmática de La Alberca de Guadalupe (P5). Una vez en La Alberca de Guadalupe (LAG), descenderemos por un camino empedrado desde el mirador ubicado a nivel del cráter hasta alcanzar el nivel del lago. Al borde de este camino afloran las secuencias que construyeron el maar y su basamento relativo. Adicionalmente, tendremos oportunidad de observar un segmento de falla del SFMA afectando toda la secuencia.

El regreso a la ciudad de Morelia de realizará desde LAG de manera directa y se estima un tiempo aproximado de una hora para regresar a la Catedral de Morelia.

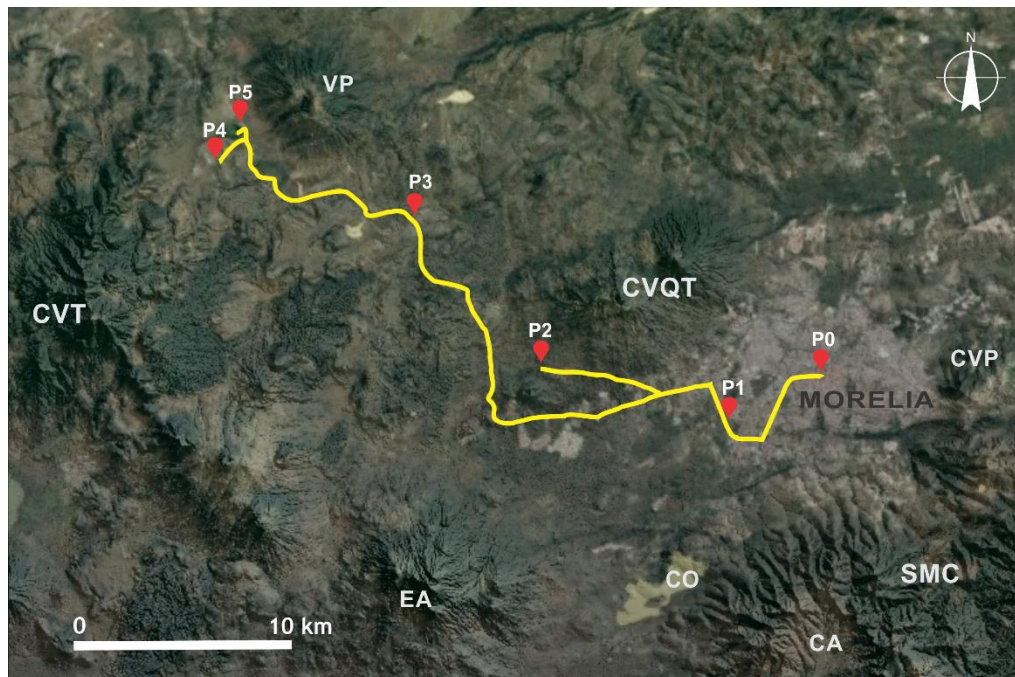


Figura 1. Ruta de la excursión (Imagen satelital sobrepuesta a modelo de elevaciones). P0: Punto de salida y regreso (Catedral de Morelia), P1 a 5: Paradas descritas en la guía. CVT: Complejo Volcánico El Tzirate, CVQT: Complejo Volcánico Quinceo – Tetillas, SMC: Sierra de Mil Cumbres, VP: Volcán El Picacho, EA: Volcán El Águila, CVP: Complejo Volcánico Punhuato, CA: Caldera de Atécuaro, CO: Cointzio.

MARCO GEOLÓGICO DEL VULCANISMO DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE MORELIA

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) presenta una estructura con una orientación general Este-Oeste que cruza la parte media del país entre los paralelos 19° y 21°N, desde Veracruz en la planicie costera del Golfo de México hasta Puerto Vallarta y Nayarit en la costa del Pacífico (Figura 2). Posee un ancho variable que va de 65 a 230 km (áreas de Chapala y el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, respectivamente (Pardo y Suárez, 1993; Ferrari et al., 2012).

Aunque la FVTM se considera parte de la Cadena Volcánica Circum-Pacífica, sólo su porción oeste es paralela a la Trinchera Mesoamericana, mientras que la parte centro-este es oblicua a la misma (formando un ángulo de 15°-20°). Actualmente, esta geometría se explica con un modelo de subducción oblicua con partición de inclinaciones (Ego y Ansan, 2002), donde se justifica la presencia de un sistema de fallas normales orientadas Este-Oeste, afectadas por un régimen de esfuerzos transtensivo lateral izquierdo en el centro de la FVTM que acomoda la deformación.

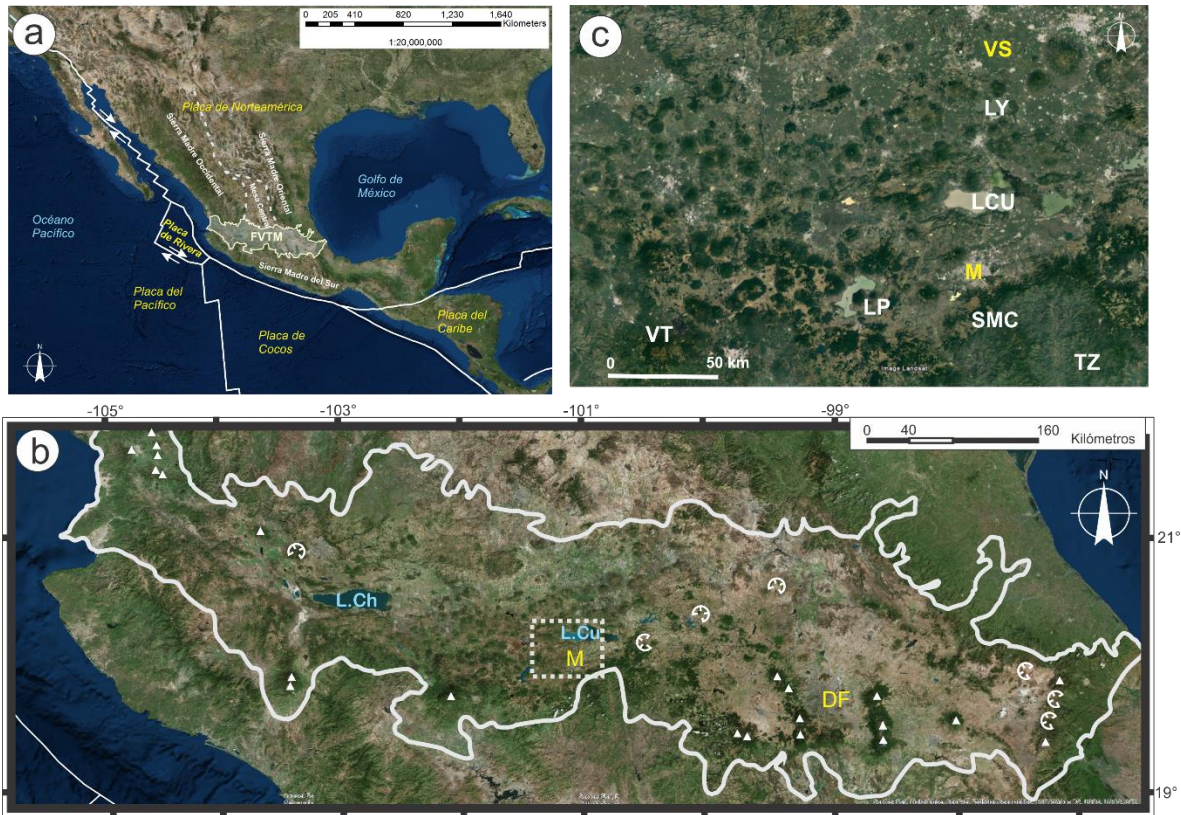
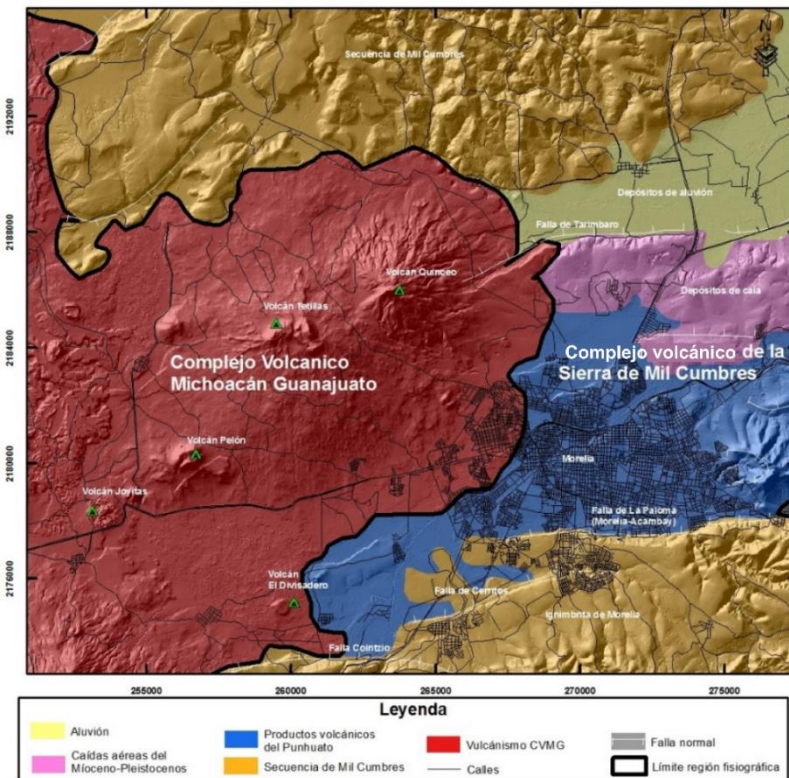


Figura 2. Ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (a), delimitación de la región de Morelia (b) y ciudad de Morelia (a) con acercamiento al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (c). LCh: Lago de Chapala. LCu: Lago de Cuitzeo. LP: Lago de Pátzcuaro. LY: Lago de Yuriria. DF: México, Distrito Federal. M: ciudad de Morelia. CVMG: Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. VT: Volcán Tancitaro. SMC: Sierra de Mil Cumbres. TZ: Tzitzio. VS: Valle de Santiago. Triángulos: Centro volcánicos principales. Semicírculos: Calderas.

Aunque la FVTM se considera un arco volcánico predominantemente calcialcalino, presenta una gran variedad de estilos y composiciones volcánicas en sus más de 8,000 mil centros eruptivos, que van desde campos monogenéticos predominantemente basálticos hasta grandes estratovolcanes y calderas con vulcanismo riolítico y flujos de ignimbritas (Gómez-Tuena et al., 2005). De acuerdo con los fechamientos isotópicos realizados en diferentes sitios a lo largo de la FVTM, los primeros productos volcánicos atribuibles a la FVTM son de edad miocénica (Ferrari *et al.*, 1999; 2012). La heterogeneidad dentro de la FVTM parece ser resultado de los procesos de subducción y las interacciones entre la placa de Norteamérica y las placas de Rivera y Cocos.

Los cambios en las velocidades de movimiento entre estas placas y su ángulo de subducción favorecieron la migración del frente volcánico y el emplazamiento de basaltos similares a los basaltos de islas oceánicas y adakitas en el centro de México (DeMets y Traylen, 2000; Ferrari *et al.*, 2001; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Pérez-Campos *et al.*, 2008). Estas secuencias de vulcanismo máfico son penecontemporáneas a las secuencias calcialcalinas, lo que ha sugerido un proceso de rompimiento continental interactuando con los procesos de subducción durante la evolución de la FVTM (Hasenaka y Carmichael, 1985; Aguilar y Vargas y Verma, 1987; Pasquarè *et al.*, 1987; 1991; Richter *et al.*, 1995; Rosas-Elguera *et al.*, 1998; 2003; Márquez *et al.*, 1999).

Por otro lado, la coexistencia de centros volcánicos máficos asociados con eventos concomitantes de vulcanismo silíceo (con tendencia riolítica – dacítica) en la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y en el CVMG es un fenómeno abordado desde hace más 3 décadas debido a sus implicaciones en la evolución del arco volcánico en el tiempo, especialmente durante el Cuaternario (Ferriz y Mahood, 1986; Connor, 1990; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). De acuerdo con Guilbaud *et al.* (2012), el vulcanismo silíceo marca la actividad temprana del centro de la FVTM (Plioceno), seguida por el emplazamiento de materiales basálticos y dacíticos durante el Pleistoceno temprano, posteriormente los magmas con composición intermedia (andesitas basálticas calcialcalinas y alcalinas) tipifican su actividad hace 1 Ma (Pleistoceno medio a tardío), para finalmente en el Holoceno predominar los materiales andesíticos. En las cercanías de la ciudad de Morelia, situada dentro de la FVTM, afloran materiales derivados de estos tipos de actividad.



Como se ha mencionado, en el paisaje en la región de Morelia predominan las geofomas pertenecientes a la Sierra de Mil Cumbres, particularmente de sus eventos más jóvenes, así como del CVMG (Figura 3). Adicionalmente, en el noreste y sur de la ciudad afloran las secuencias fluvio-lacustres de edad mio-pliocénica y de espesores de hasta 30 m pertenecientes a la paleocuena de Cuitzeo.

Figura 3. Ubicación de la ciudad de Morelia, delimitando los complejos volcánicos de la Sierra de Mil Cumbres (SMC) de edades de 19 – 15 Ma y las unidades del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) dentro de la FVTM de edad Pleistoceno – Holoceno. Tomado de Cisneros Máximo, 2016.

Las geoformas de paisaje de esta región también han sido afectadas por dos sistemas de tectónicos de fallamiento: uno con dirección NE – SO y el otro con dirección E – O. Este último se considera activo y pertenece al sistema de fallas Morelia – Acambay (SFMA). La importancia de estos sistemas ha sido sugerida por algunos estudios como facilitadoras de la actividad volcánica local y la modificación de la geometría del paisaje (Pacheco *et al.*, 1999; Valentine y Gregg, 2008; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mazzarini *et al.*, 2010; Cebriá *et al.*, 2011; Siebe *et al.*, 2013).

La Sierra de Mil Cumbres (SMC)

La Sierra de Mil Cumbres constituye un alto estructural que separa al norte las depresiones lacustres de la FVTM y al sur la depresión de Tierra Caliente. Aunque los primeros estudios en esta zona datan de finales de los años setenta y noventa (Silva-Mora, 1979; *in* Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015; Silva-Mora, 1995; Pasquarè *et al.*, 1991), su caracterización a detalle es muy reciente (Garduño-Monroy, 2004; Pérez–Esquivias *et al.*, 2010; Arce *et al.*, 2012; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015; **Figura 4**). La SMC se caracteriza por el emplazamiento de flujos de lava con espesores de hasta 800 m, de composición intermedia a máfica y edades estimadas entre 24 – 15 millones de años (Ma), los cuales son considerados el basamento más antiguo que aflora en la zona. Después de los 15 Ma se depositan materiales piroclásticos félsicos (riolita) de espesores máximos de 200 m (Silva-Mora 1979 citado en Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2012).

Las sucesiones volcánicas de la SMC fueron sobreyacidas durante el Mioceno – Plioceno, por una serie de secuencias fluvio-lacustres pertenecientes a la paleocuenca de Cuitzeo, las cuales se caracterizan por alternar materiales limosos y arcillosos, alcanzando espesores de 60 m que muestran un basculamiento de 5 grados al sur (Pasquarè *et al.*, 1987). Estas secuencias sedimentarias de origen continental frecuentemente se intercalan e interdigitizan con depósitos de actividad volcánica contemporánea, mostrando alternancias con algunas cenizas volcánicas y depósitos de caída. La sucesión volcánico-sedimentaria se distingue por presentar secuencias deleznales o pobremente consolidadas. Al sureste de la ciudad además entran en contacto con los depósitos pertenecientes al complejo volcánico Punhuato, un conjunto de domos de edad miocénica y composición andesítica – dacítica ubicados al este de la ciudad (Israde-Alcántara, 1995). Estos materiales han sido objeto de estudios paleoambientales y paleontológicos (Israde-Alcántara, 1997; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Israde-Alcántara *et al.*, 2010; García-Zepeda *et al.*, 2016; entre otros).

El paisaje de la SMC abarca cuatro áreas de vulcanismo diferenciadas por composición y temporalidad: la Caldera de Atécuaro, la Caldera La Escalera, el Complejo Volcánico Indaparapeo y el Complejo Volcánico Garnica, abarcando un área total de ~870 km² (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). La composición geoquímica de estas secuencias se observa en la figura 5, en donde se puede observar asociaciones andesítico-dacíticas. La composición química de la SMC es muy variable con contenidos de SiO₂ desde 54% hasta 80% lo cual indica que corresponden a un cinturón magmático de gran duración, sin embargo, también muestran firmas geoquímicas tipo calcalcalina de arco volcánico.

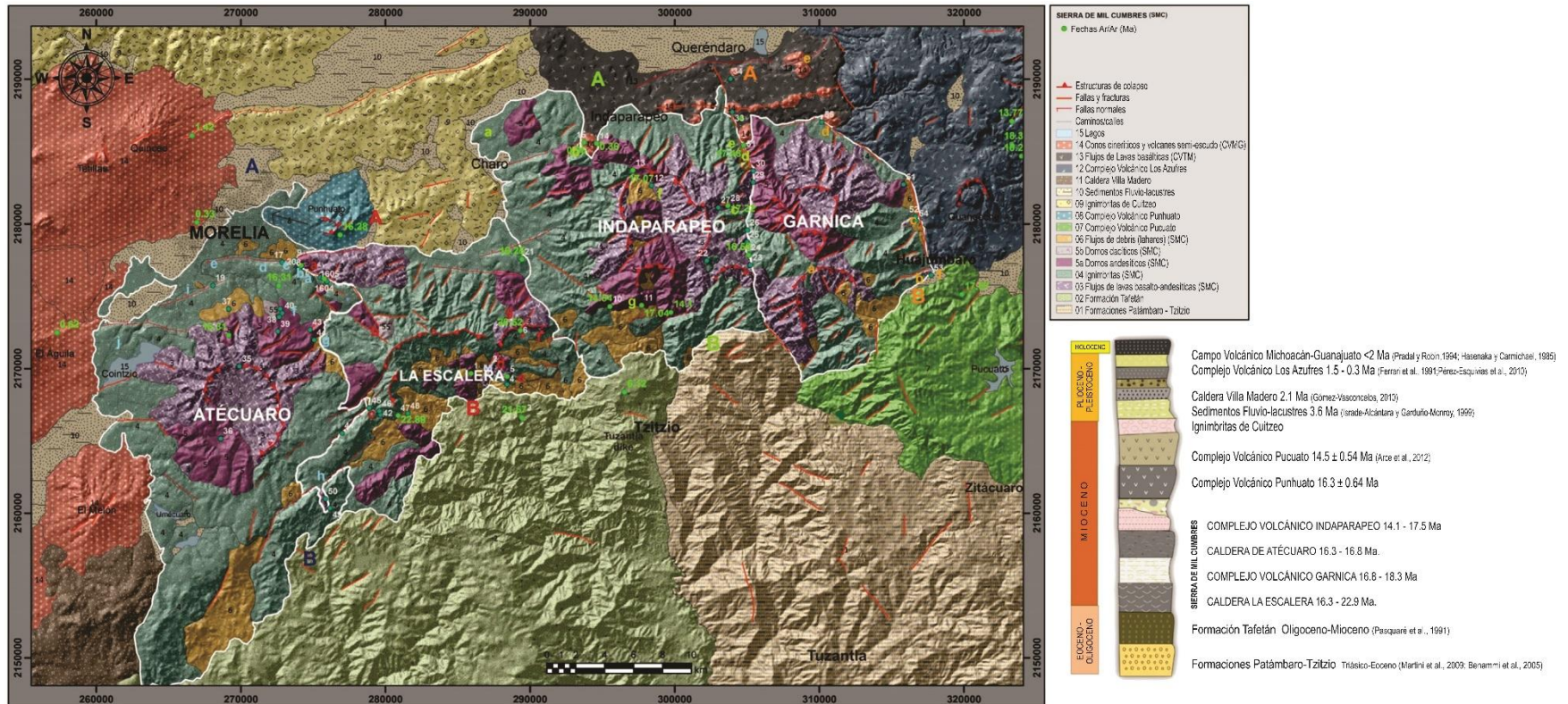


Figura 4. Mapa geológico de la Sierra de Mil Cumbres y columna estratigráfica general mostrando las relaciones estratigráficas regionales. Tomado de Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015.

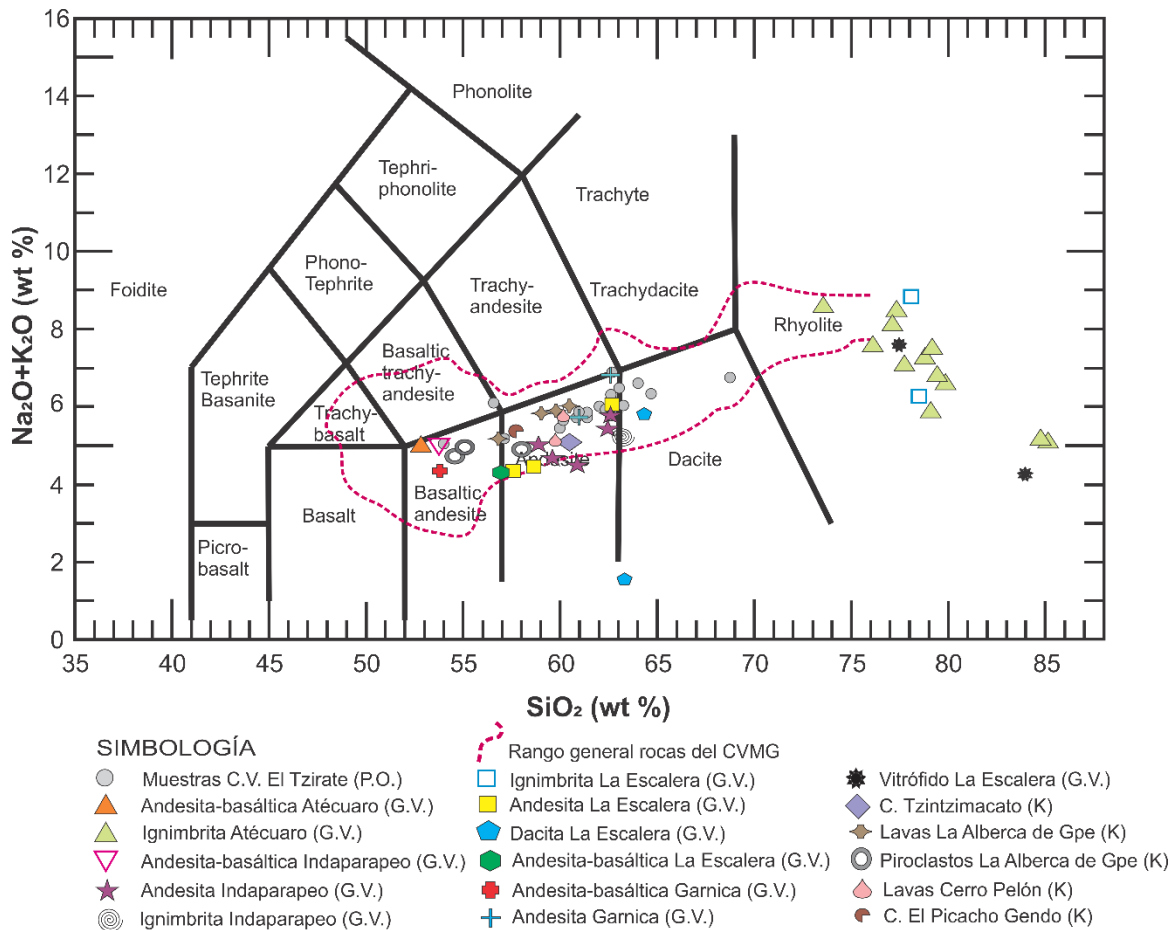


Figura 5. Diagrama Total Alkali-Silica (Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas de la región de excursión. Compilada de Gómez-Vasconcelos *et al.* 2015 (G.V.), Kshirsagar *et al.* 2015 (K), Pérez-Orozco, 2015 (P.O.).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)

La secuencia volcánica pleistocénica - holocénica del CVMG, es la unidad más reciente de la región. Está representada por una serie de pulsos monogenéticos que emitieron materiales de composición máfica a intermedia.

El CVMG abarca un área de ca. 40,000 km² y se caracteriza por la deposición de una serie de centros eruptivos monogenéticos, aparentemente alineados en direcciones NE-SO y E-O y distribuidos preferencialmente en zonas de basamento somero. Su origen se remonta al Plioceno Tardío y se relaciona con los procesos de subducción en el Pacífico mexicano (Concha-Dimas *et al.*, 2005). El frente del CVMG se encuentra a ca. 190 km de la Trinchera Mesoamericana y se extiende hacia dentro del continente por otros 230 km, alcanzando la mayor densidad de conos a una distancia de 250 km de la trinchera. En base a su edad y abundancia de edificios volcánicos se ha calculado un estimado de 2 erupciones cada mil años en el área (Hasenaka y Carmichael, 1985).

El CVMG alberga algunos de los volcanes más jóvenes del país (p.e. Jorullo, Paricutín), en general comprende más de 1000 centros volcánicos, el 90% de los cuales corresponden a conos cineríticos y el resto se refiere a conos de lava, domos de lava, maares, anillos de toba y flujos de lava sin conos. Adicionalmente se han registrado dos volcanes poligenéticos (p.e. volcán Tancitaro) y ca. 400 volcanes de tamaño mediano, la mayoría de tipo escudo y semi-escudo (Ban *et al.*, 1992; Hasenaka, 1994; Siebe *et al.*, 1999; Ownby *et al.*, 2007).

A pesar de que el CVMG ha sido estudiado desde mediados de los años ochenta, a partir de las publicaciones de Hasenaka y Carmichael (1985), los estudios a detalle del mismo solo abarcan 5615 km² de los ca. 40,000 km² de área estimada para todo el campo, es decir casi el 85% del CVMG solo cuenta con información parcial o generalizada (Aguilar y Vargas y Verma, 1987; Ban *et al.*, 1992; Hasenaka, 1994; Ownby *et al.*, 2007). Trabajos geológicos recientes en el estado de Michoacán respecto a este campo volcánico (Guilbaud *et al.*, 2012; Siebe *et al.*, 2013; Hernández-Jiménez *et al.*, 2014; Osorio Ocampo, 2014; Pola *et al.*, 2014; Cardona Melchor, 2015; Kshirsagar *et al.*, 2015 y 2016; Chevrel *et al.*, 2016; Cisneros Máximo, 2016) sugieren que la actividad monogenética ha sido predominantemente efusiva durante el Pleistoceno medio a superior. Posteriormente su explosividad aumenta con erupciones de tipo estromboliano y freatomagmático.

La frecuencia de la actividad parece incrementar en los últimos 40,000 años (desde un índice de una erupción cada diez mil años en la primera mitad de este período hasta una erupción cada mil años en la segunda mitad del mismo). Sin embargo, las tasas del material emitido disminuyen de 0.49 km³/ka durante el Pleistoceno superior a 0.02 km³/ka durante el Holoceno (Osorio Ocampo, 2014). Como se puede ver en la figura 5, la composición química del CVMG se extiende de manera similar a la del SMC, sin embargo, la composición tiende a concentrarse en el campo de las andesitas y registra de igual modo firmas de tipo calcalcalina.

En la región donde se realiza la presente la excursión, Morelia – Quinceo – La Alberca de Guadalupe (Figura 1) los edificios más sobresalientes en el paisaje que pertenecen a los pulsos del CVMG son El Quinceo, un volcán en escudo de 1.42 Ma y más de 800 m de altura; Las Tetillas, un par de domos más jóvenes de 0.33 Ma; y El Águila, un volcán en semi-escudo que alcanza 3090 msnm de 0.62 Ma (Cardona Melchor, 2015; Cisneros Máximo, 2016). El resto del paisaje lo conforman pequeños conos cineríticos, conos de escoria, derrames de lavas, domos y algunos aparatos freatomagmáticos, como la Alberca de Guadalupe.

Aunque la densidad de centros volcánicos en el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato es una de las más grandes del mundo (#conos/área), la incidencia de vulcanismo freatomagmático es baja, identificándose 21 estructuras en todo el campo (<2%). Esto se debe a que la combinación de las condiciones óptimas para que este tipo de actividad se presente raramente sucede en el CVMG (p.e. características del sustrato, parámetros hidrológicos, configuración tectónica, flujo de magma y paleoclima; Kshirsagar *et al.*, 2016). La mayoría de las quince estructuras freatomagmáticas que se localizan en la región de Valle de Santiago, están relacionadas con fallas o fracturas extensionales que controlan el ascenso de los magmas alcalinos o calcalcalinos y la presencia de un gran lago antiguo, alimentado por un acuífero de ca. 1,700 km² y cuyo remanente sería el actual el lago de Yuriria (Aranda-Gómez *et al.*, 2013).

El resto de los centros freatomagmáticos se encuentran dispersos entre la paleocuenca de Zacapu (Los Espinos, El Caracol y La Alberca de Guadalupe), la cuenca de Tangancícuaro (Tiripóndiro), Costo y La Alberca de Tacámbaro. Los factores condicionantes considerados para estos son la fisiografía de la meseta purépecha, la elevada permeabilidad de los materiales de la región y sobre todo la cantidad de precipitación, especialmente durante el Último Máximo Glacial (Kshirsagar *et al.*, 2016).

La Alberca de Guadalupe (LAG) se considera un maar *sensu stricto* de acuerdo con la caracterización que hace Aranda-Gómez *et al.*, (2013). Su formación fue favorecida por la existencia de una depresión previa alargada en sentido Norte-Sur y rodeada de elevaciones que canalizaron las precipitaciones al sitio de la erupción. Esta morfología favoreció la saturación de un acuífero somero que actuó como una fuente continua de agua que alimentó la erupción, con un índice estimado de 6 m³/s durante un período de 17 a 57 días (Kshirsagar *et al.*, 2015). Su emplazamiento es casi contemporáneo al de los otros conductos freatomagmáticos en la cuenca de Zacapu (p.e. cono de toba El Caracol) y aunque comparten algunas características, como la presencia de líticos accidentales ignimbríticos ricos en pómez blanca de 1.4 Ma de antigüedad y fuente indeterminada, así como la predominancia de material juvenil de composición andesítica y afinidad calcialcalina (Kshirsagar *et al.*, 2016), son sus diferencias las que resaltan el papel de las condiciones climáticas y de las propiedades del sustrato en la modelación final de una estructura freatomagmática.

A diferencia de LAG, la actividad explosiva del cono de toba El Caracol fue somera y débil (constreñida por depósitos volcánicos pliocénicos), donde el magma ascendente sufrió poca fragmentación debido a su interacción con fuentes de agua intermitentes. Adicionalmente, el conducto migró lateralmente a través de fisuras interconectadas (un escenario típico en zonas de debilidad cortical o áreas de extensión tectónica). El Caracol depositó materiales menos evolucionados, con bajos contenidos de álcalis y elementos incompatibles (p.e. Rb), lo que sugiere una fuente de manto más heterogénea y compleja para el CVMG de lo que se había considerado (Kshirsagar *et al.*, 2016).

EXCURSIÓN VULCANISMO MONOGENÉTICO Y FREATOMAGMÁTICO DE LA REGIÓN MORELIA

Parada 1. Flujos ignimbríticos de la Caldera de Atécuaro

La Caldera de Atécuaro (CA) es un centro volcánico cuya actividad hace 19.4 a 16.3 millones de años (Ma) depositó los flujos ignimbríticos que conforman el basamento relativo de la Ciudad de Morelia. Sus dimensiones hacen que sea el edificio volcánico más conspicuo de la SMC. Sus depósitos abarcan un área aproximada de 230 km² y alcanzan espesores de 80 m. Se estima que durante su período de actividad la caldera emitió un volumen total de 18 km³, aunque este valor se considera conservador debido a que no contempla procesos adicionales de pérdida o ganancia de material (p.e. erosión, alteración hidrotermal de ignimbritas intracaldera, fenómenos de resurgencia, entre otros) (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). Morfológicamente hablando la CA es una estructura circular, conformada por una depresión central delimitada por paredes de 150 a 300 m de altura que forman un cráter de 6 km de diámetro, sus flancos externos poseen pendientes elevadas (~45°) y son visiblemente afectados por fallamiento anular (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2012). En el valle de Morelia, los flujos ignimbríticos de la caldera son cortados por fallas normales lístricas de orientación ENE - OSO pertenecientes al SFMA, lo que ocasiona una geometría en bloques que caen hacia el norte (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

El primer afloramiento es un corte expuesto por el Periférico Paseo de la República dentro de la ciudad, que muestra una parte de las litofacies provenientes de Atécuaro. Está ubicado en las coordenadas 19°41'19" N, 101°14'18"O con una elevación de 1898 msnm (Figura 6). En este punto encontramos una ignimbrita bien soldada de coloración rosa, que en muestra de mano se observa como una roca porfídica con textura vítrea, con *fiammes* de color blanco, abundancia de pómez y enriquecimiento en fenocristales de sanidino (Figura 7).

La Ignimbrita de Atécuaro (o Ignimbrita Morelia) está formada por cuatro litofacies de flujos riolíticos depositados entre 16.8 y 16.3 Ma, según fechamientos con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, diferenciados por su color y grado de solidificación, que en ocasiones presentan líticos juveniles de composición intermedia (andesítica - riolítica). En general se considera que el depósito más antiguo corresponde a una ignimbrita roja con *fiammes* color vino, bien soldada y de 1.5m de espesor, seguida por una ignimbrita blanca con alteración a gris, soldada, de 40 m de espesor, que contiene pómez blanca y líticos andesíticos. Les siguen una ignimbrita rosa muy bien soldada, de 30 m de espesor, con *fiammes* blancos y abundancia de cristales de sanidino. El depósito más joven de la secuencia corresponde a una ignimbrita blanca poco soldada de 47 m de espesor, con abundantes cristales de biotita (Israde Alcántara y Garduño Monroy, 1999; Gómez-Vasconcelos et al., 2015). De acuerdo al trabajo de Gómez-Vasconcelos et al. (2015), en lámina delgada, presenta una textura eutaxítica con cristales de sanidino, cuarzo, flogopita, plagioclasa y biotita rodeados por una matriz vítrea (Figura 8). Geoquímicamente hablando, posee valores de sílice altos,

valores de potasio intermedios, anomalías negativas de Nb y Ta, así como enriquecimientos en Pb y elementos de radio iónico grande (LILEs). Estos valores nos refieren a ignimbritas subcalcalina con tendencia calcalina, asociada a arcos volcánicos de subducción y con influencia de sedimentos y fluidos asociados a la placa que subduce.



Figura 6. Ubicación del afloramiento de las secuencias ignimbríticas de composición riolítica provenientes de la actividad de la Caldera de Atécuaro, dentro de la ciudad de Morelia. Imágenes obtenidas de Google Earth©.



Figura 7. Vista del afloramiento (a). Detalles de clastos de pumitas dentro de las diferentes litofacies de la Ignimbrita Atécuaro (b, c, d. Tomados de Poch *et al.*, 2011).

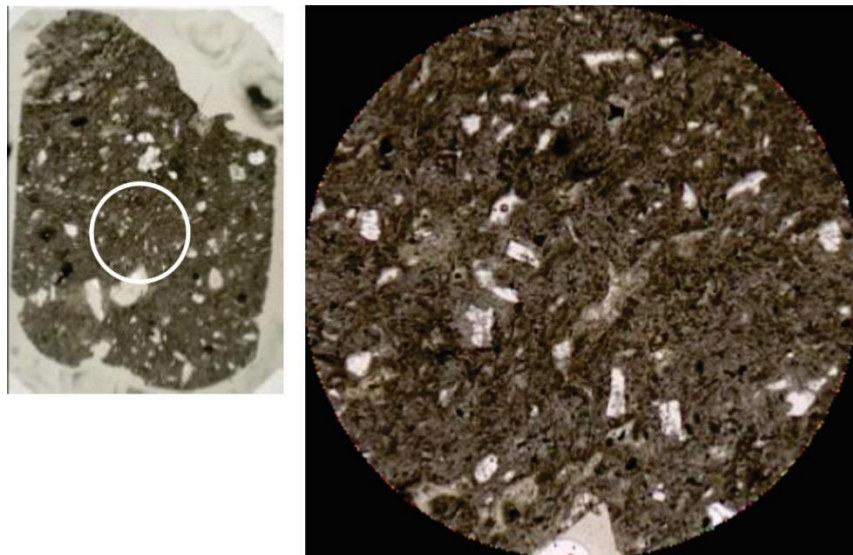
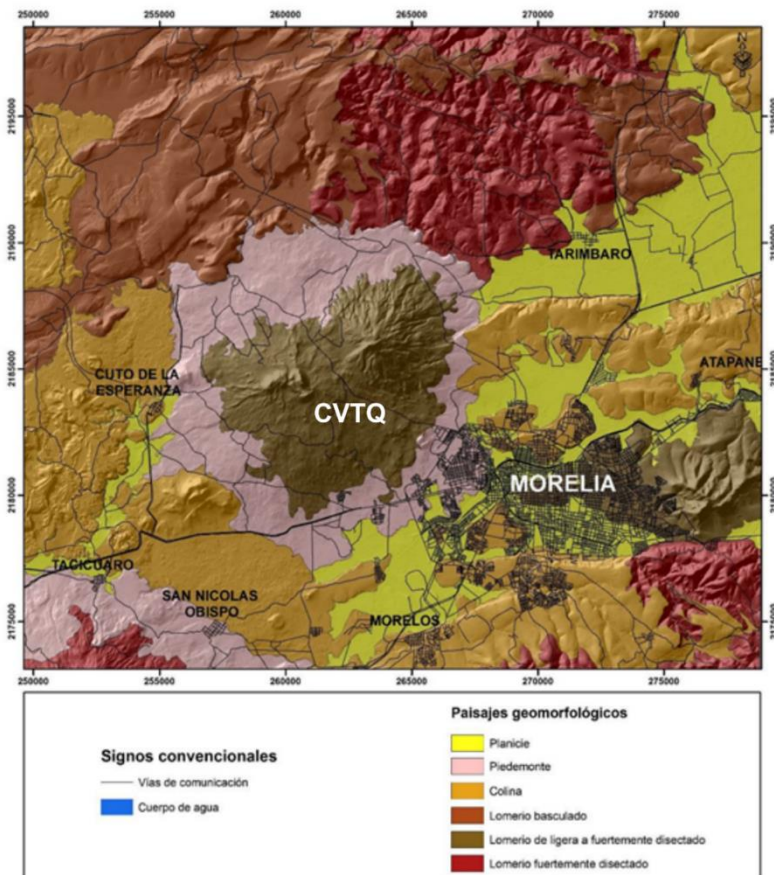


Figura 8. Lámina delgada de la litofacie que corona la secuencia ignimbrítica de Atécuaro, se trata de una muestra poco soldada, con vitroclastos poco orientados y sin *fiammes* observables. Tomado de Poch *et al.*, 2011.

Parada 2. Complejo Volcánico Tetillas-Quinceo

El Complejo Volcánico Tetillas – Quinceo (CVTQ) se localiza en la parte noroeste de la ciudad de Morelia. Geomorfológicamente hablando, se identifica como un lomerío con disectación ligera a fuerte que además es afectado por dos sistemas de fallas: uno al este del Volcán Quinceo, representado por la Falla Tarímbaro con orientación ENE – OSO y perteneciente al SFMA (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) y el otro representado por fallas con orientación NE – SO que cortan todos los depósitos (Figura 9).



Las unidades depositadas por la actividad del CVTQ afloran en las coordenadas 19°42'23" N, 101°19'16" O, con una elevación de 2216 msnm, a ~250 m de la calle 8 de diciembre de la colonia La Concepción, dentro de la ciudad de Morelia (Figura 10). Aquí se observa la relación entre los depósitos denominados Unidad Quinceo (UQ), Unidad Tetillas (UT) y Unidad de Conos Cineríticos (UCC).

Figura 9. Delimitación del Complejo Volcánico Quinceo–Tetillas (CVQT), dentro del mapa geomorfológico de la región Morelia. Tomado de Cisneros Máximo, 2016.

Unidad Quinceo (UQ).

Esta unidad es producto de la actividad efusiva durante el Pleistoceno temprano del Volcán Quinceo. Consiste de un paquete de lavas andesíticas de color gris oscuro con alteración a tonos cafés, masivas en forma de bloques subangulares y con texturas porfídicas y

afaníticas. En lámina delgada se observan lavas hipidiomórficas con textura porfídica de grano grueso, compuestas por fenocristales de plagioclasas y olivinos. Las plagioclasas tienen formas tabulares con textura subtraquítica (3.5 a 5.0 μm) y los olivinos con formas anhedrales (3.0 a 7.5 μm) y bordes oxidados, conforman un 5% de la roca. LA matriz de fondo es de grano grueso, dominada por microfenocristales de plagioclasas de hasta 1 μm , ortopiroxenos tabulares a anhedrales de hasta 1 μm , clinopiroxenos anhedrales de tamaños menores a 1 μm , así como óxidos y vidrio que rellenan los espacios entre los cristales (Figura 11). Geoquímicamente hablando, las lavas de la UQ presentan valores de sílice mayor a 60 %, 18% de aluminio y como valor mínimo titanio con el 0.7 % (Cisneros Máximo, 2016).

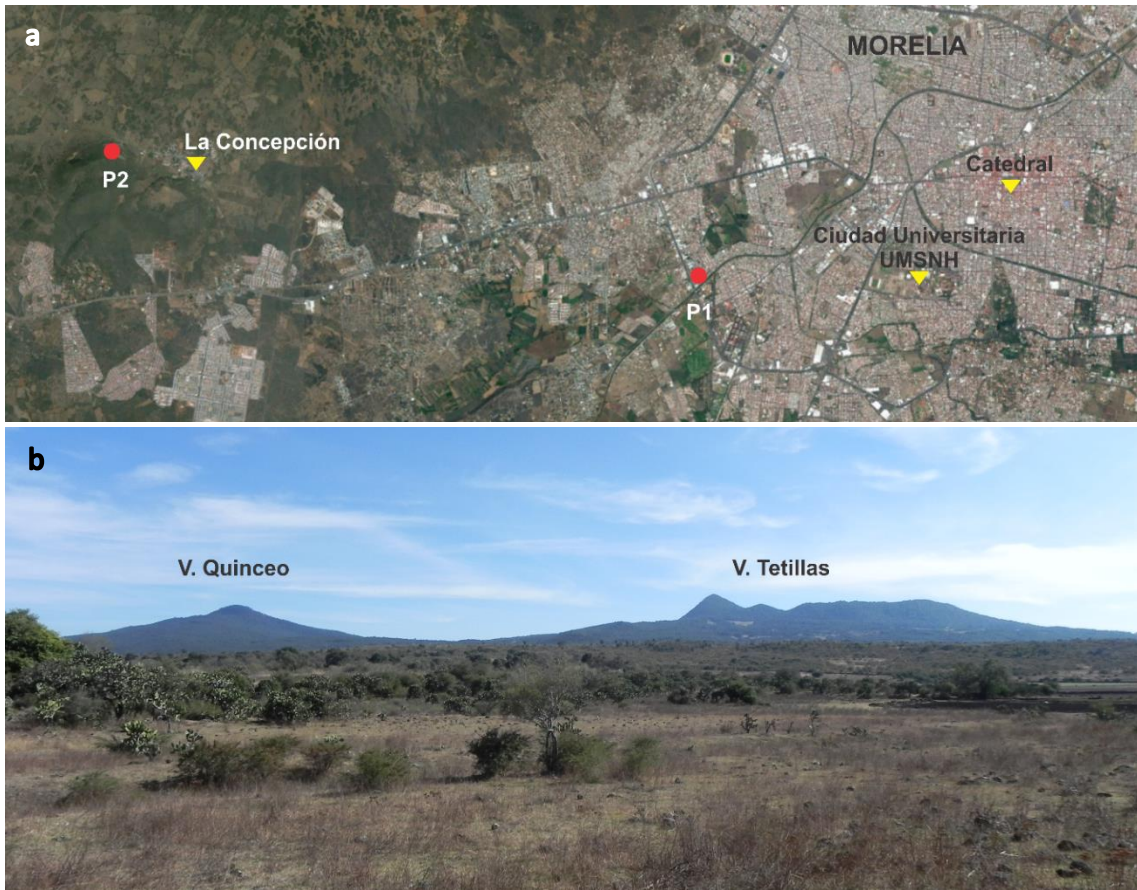


Figura 10. Ubicación del afloramiento de las unidades pertenecientes al Complejo Volcánico Quinceo – Tetillas (a) y vista de los volcanes desde este punto (b).



Figura 11. Muestra de mano de lavas andesíticas de la Unidad Quinceo (a). Fotografía con luz polarizada que muestra fenocristales de olivinos (ol) y una matriz compuesta por microcristales de plagioclasas (plg), ortopiroxenos, clinopiroxenos y vidrio (b). Tomado de Cisneros Máximo, 2016.

Unidad Tetillas (UT).

Esta unidad está compuesta por un paquete de lavas andesítico-basálticas de colores gris oscuro a gris claro, muy vesiculadas, generalmente rellenas de zeolita. El miembro más joven de esta unidad es la lava basáltica El Divisadero con una edad de 0.11 Ma que lo ubica en el Pleistoceno tardío.

En lámina delgada las rocas andesítico-basálticas son hipidiomórficas (Figura 12) y están compuestas por fenocristales de plagioclasas, olivinos y piroxenos (ortopiroxenos y clinopiroxenos). Las plagioclasas son tabulares de forma euhedrales y subhedrales con tamaños que van de 1 a 3 μm , los olivinos son anhedrales y subhedrales con oxidación en los bordes, sus tamaños van de 1.0 a 6 μm , los piroxenos se presentan como fenocristales anhedrales y subhedrales, con inclusiones de óxidos, sus tamaños van de 1 a 4 μm . La matriz está compuesta por cristales de plagioclasas de hasta 3 μm , olivinos y microcristales de piroxenos de forma tabular, anhedrales de tamaños menores a 1 μm , con vesículas grandes alargadas. Los glomerocristales anhedrales y subhedrales con inclusiones de óxidos, cristales de olivinos, piroxenos y plagioclasas. Los análisis de geoquímica para la UT muestran valores de sílice entre 55 a 56% y su valor más bajo corresponde al contenido de titanio con el 1.4 % (Cisneros Máximo, 2016).

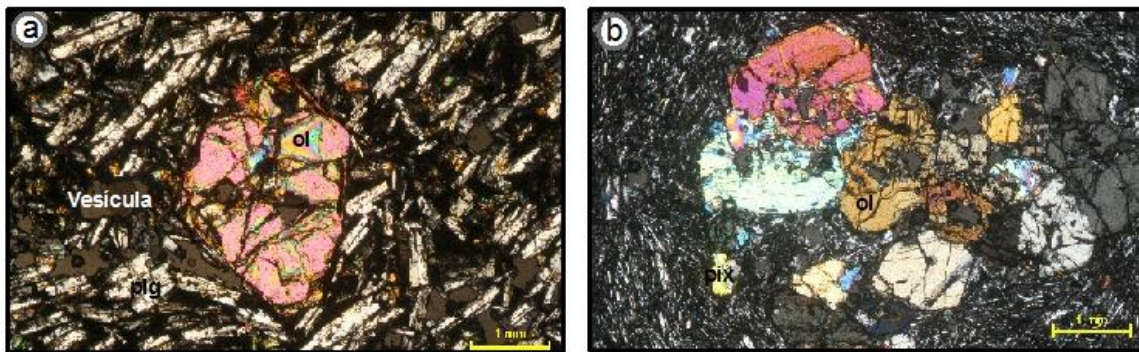


Figura 12. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas basálticas de la Unidad Tetillas. a) Fotografía con luz polarizada que muestra un fenocristal de olivino (ol), fenocristales y microcristales de plagioclasas (plg) y vesículas amorfas. b) Fotografía con luz polarizada con fenocristales de olivino y microcristales de plagioclasas. c) Muestra de afloramiento. Tomado de Cisneros Máximo, 2016.



Unidad de Conos Cineríticos (UCC)

Es la unidad más joven de la secuencia y está formada por cinco conos expuestos alrededor del Volcán Tetillas, de composiciones predominantemente basálticas y edades de 0.05 Ma. Esta unidad es afectada por fallamiento con orientaciones E-O y ENE-OSO. Sus depósitos cubren un área de 52.24 km^2 y el volumen de material depositado se estima en 0.08 km^3 .

Esta unidad comprende depósitos de 3 m de espesor de lavas masivas y en bloques dispersos (visible en la carretera que va del Resumidero al Fresno), angulosos y subangulosos, con estructuras de flujo y vesiculadas. En muestra de mano, las lavas son de color gris oscuro, de textura afanítica con vesículas redondeadas y alargadas, compuesta de fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno por lo que se clasificó como andesita-basáltica (Figura 13b).

Otros depósitos corresponden a secuencias de 15 m de espesor de estratos compuestos principalmente por escorias, balísticos y bombas volcánicas cuyo tamaño varía de 50 cm hasta un metro de diámetro, muy compactadas y de color gris oscuro a rojizas (Figura 13a). En muestra de mano las rocas son de color gris oscuro con textura afanítica, compuestas principalmente de olivinos y plagioclasas por lo que se clasificó como un basalto. Al microscopio, las lavas son hipocristalinas, con textura afanítica y traquítica de grano fino (Figura 14 compuesta por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíboles, cuarzo y olivino. Las plagioclasas se presentan generalmente en forma tabular de tamaños que van de 0.5 a 2.0 μm , constituyen el 75 % de la roca. Los piroxenos se presentan como fenocristales con tamaños que van de 2.5 a menor de 10 μm . La matriz es de grano fino, dominada por microcristales de plagioclasa, piroxeno, óxidos y vidrio. Geoquímicamente hablando la UCC presenta valores de concentraciones de sílice de 50 – 61% en peso, seguidas por valores de Al de 14-18 % y Fe de 5 a 14 % (Cisneros Máximo, 2016).

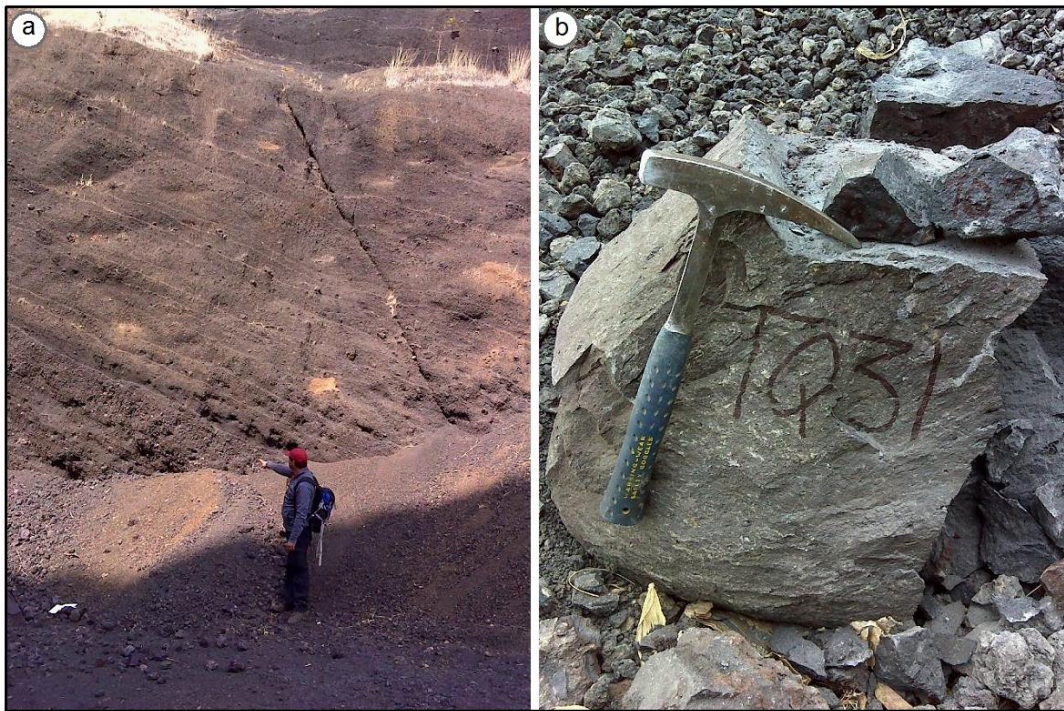


Figura 13. Detalles de la Unidad de Conos Cineríticos. a) Fotografía que muestra los depósitos de caída color gris oscuro a rojizo. b) Muestra de un bloque de lava color gris oscuro de textura afanítica con fenocristales de plagioclasa y olivino. Tomado de Cisneros Máximo, 2016.

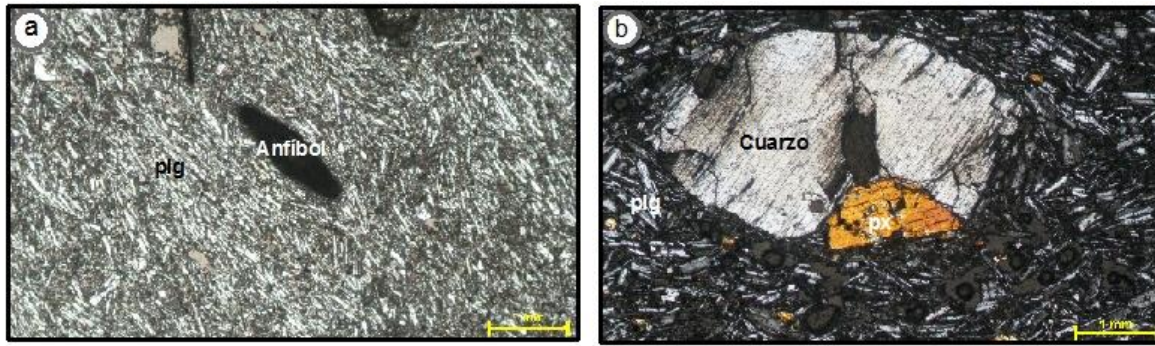
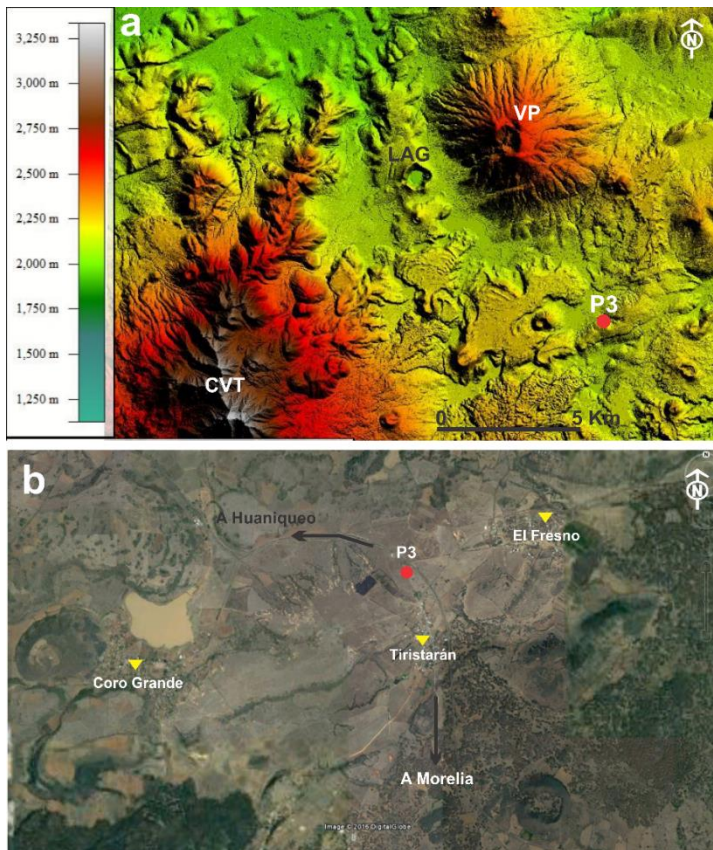


Figura 14. a) Fotografía con luz polarizada de una muestra de los depósitos de caída de la UCC que muestra fenocristales

de plagioclasa (plg) y anfíbol de UCC. b) Microfotografía de una muestra de lava de la UCC que muestra fenocristales de plagioclasa muy desarrollada (plg), cuarzo, piroxeno y vesículas redondeadas. Tomado de Cisneros Máximo, 2016.

Parada 3. Flujos piroclásticos y depósitos de caída de Tiristarán



Afloramiento ubicado al borde de la carretera que va de Morelia a Huaniqueo, aproximadamente a 500 m al norte de la desviación a Tiristarán en las coordenadas 19°46'15.7" N, 101°22'37.5" O, a 2215 msnm. Morfológicamente hablando este afloramiento se encuentra en una pequeña loma con pendientes suavizadas y disección nula (Figura 15). Se trata de una secuencia de 3.7 m compuesta por una alternancia de flujos piroclásticos y depósitos de caída enriquecidos en pómez, con apariencia litificada y presencia de cristales de hornblenda, biotita y cuarzo (Figura 16). La composición de esta secuencia es predominantemente silícica, con algunos fragmentos de tipo intermedio (andesítico). Por estilo de deposición de los materiales se ha relacionado a una fase de volcanismo explosivo, cuya fuente probable aún no ha sido determinada.

Figura 15. Modelo LIDAR de elevación de terreno para la región de La Alberca de Guadalupe (LAG) y vista aérea de la tercera parada. Ubicación de los depósitos de caída y oleadas piroclásticas de Tiristarán (P3). CVT: Complejo Volcánico El Tzirate. VP: Volcán el Picacho.

La zona más cercana donde se ha reportado el emplazamiento de flujos piroclásticos y vulcanismo de composición félsica (con porcentajes de sílice de 55 a 69% en peso) corresponde a los centros eruptivos que conforman el Complejo Volcánico El Tzirate (CVT) y que estuvieron activos desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno temprano a medio (Pérez-Orozco, 2015). Este complejo se ubica a 15 km al oeste del afloramiento de Tiristarán.

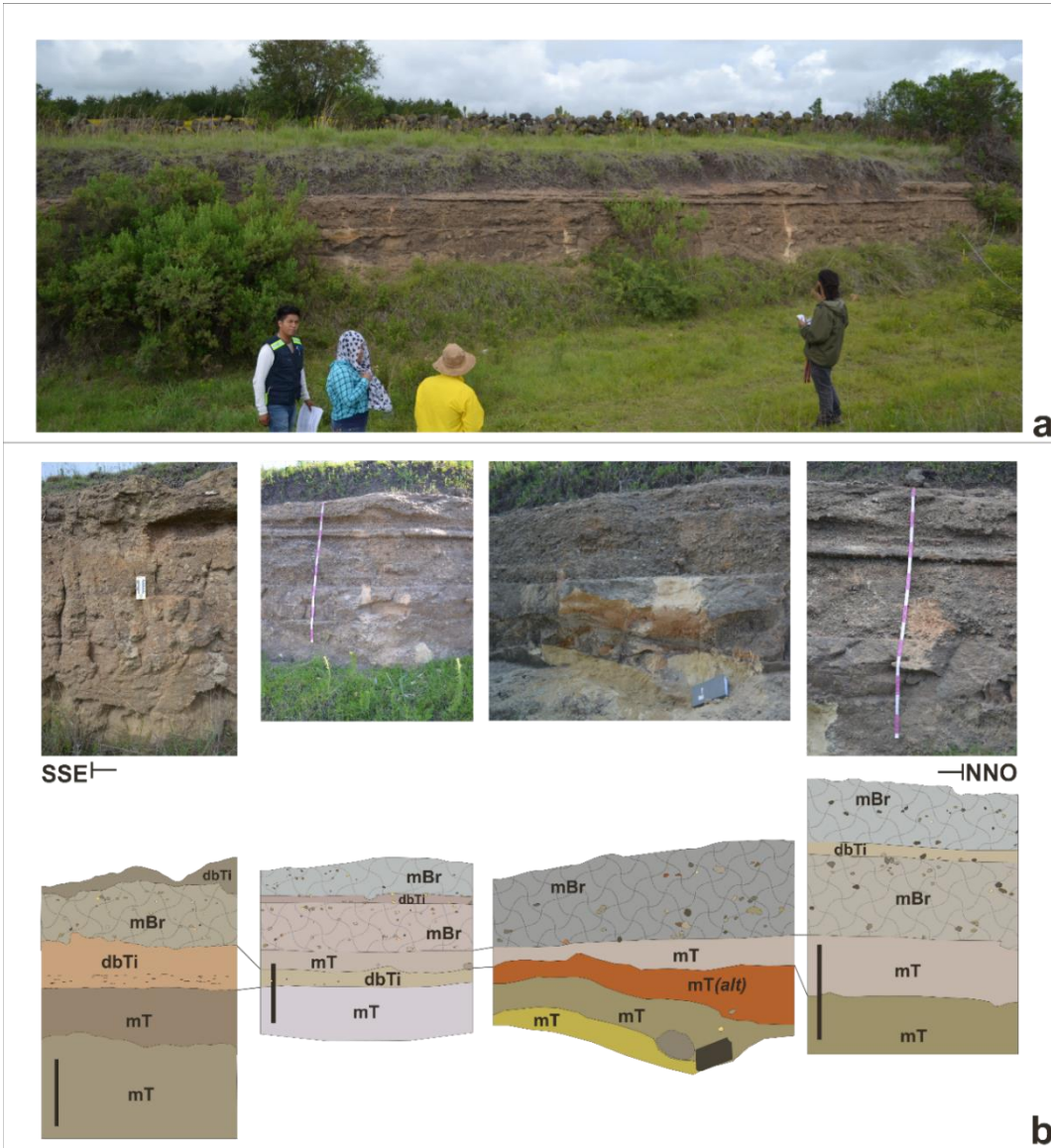


Figura 16. Afloramiento de los depósitos de caída de pómez de Tiristarán (a), detalle fotográfico de los depósitos e interpretación de las litofacies que los conforman (b). mT: toba masiva, de granulometría fina, con colores que van del gris claro, al café claro y amarillo ocre, generalmente litificado, en ocasiones fuertemente alterada (*alt*). mBr: Brecha masiva, principalmente granosoportada, pero en ocasiones presenta una matriz de ceniza escasa, contiene líticos heterolitológicos, con selección pobre a moderada. dbTi: Toba fina con estratificación difusa, en ocasiones con gradación normal y moderadamente seleccionada. Barra negra como escala: 50 cm.

La tendencia de esta secuencia es que los espesores de sus depósitos parecen adelgazarse hacia el sur. De base a cima tenemos: a) un depósito de 1.6 m de materiales con granulometría muy fina (tamaño ceniza), sostenidos en matriz y medianamente soldados, de coloración blanco – grisáceo alterando a color amarillo ocre, enriquecido en pómez. b) Un depósito de 30 cm de espesor, granosostenido, bien soldado, con líticos subangulosos y tamaño de grava fina, predominando los fragmentos de pómez blanca de hasta 2 cm de diámetro y en menor proporción líticos gris claro de diámetro similar y composición intermedia. c) Un depósito de 70 cm de espesor con granulometría de tamaño lapilli, sostenido en matriz, bien litificado y con predominancia de pómez, en este depósito se observan algunos cristales de biotitas, cuarzo y vidrio volcánico. d) Un depósito de 55 cm de espesor, con apariencia muy similar al anterior, pero de granulometría más fina (tamaño ceniza) y medianamente litificado. e) Tres depósitos de caída de espesores de 4 cm, 17 cm y 23 cm, separados entre sí por estratos muy delgados de material muy fino (tamaño ceniza) y coronados por el suelo reciente. Los depósitos de caída se caracterizan por conservar su espesor, son granosostenidos y bien soldados. Aunque su composición es heterolitológica predominan los fragmentos de pómez de hasta 3 cm de diámetro y en menor proporción se observan líticos angulosos de diámetros de 0.5 a 4 cm, de colores gris claro y algunos rosáceos, similares a las lavas andesíticas y dacíticas emplazadas durante el Pleistoceno temprano a medio por la actividad volcánica del CVT (Pérez-Orozco, 2015).

Parada 4. Lavas del Cerro Pelón

Localizado sobre la carretera libre Morelia - Coeneo, a una distancia aproximada de 1.7 km de la bifurcación de la carretera entre los ejidos de La Alberca de Guadalupe y Teremendo de los Reyes, en las coordenadas 19°47'41"N, 101°27'35"O, a 2150 msnm (Figura 17). Se trata de un afloramiento de lavas intensamente fracturadas color gris con alteración a rojo, de edad Pleistoceno temprano, que constituyen el basamento relativo de los depósitos freatomagmáticos del maar La Alberca de Guadalupe (LAG) y cuya fuente es el Cerro Pelón.

El Cerro Pelón (CP) es un cono de escoria escasamente disectado, de composición predominantemente andesítica que posee un diámetro de 539 m, una altura de 58 m y ocupa un área de 0.2 km². Su colada de lava principal se extiende hasta ~4 - 6km al norte del centro de emisión, formando una meseta conocida localmente como La Mesa, la cual es cortada en su extremo septentrional por al menos tres fallas de dirección ENE – OSO, pertenecientes al SFMA.

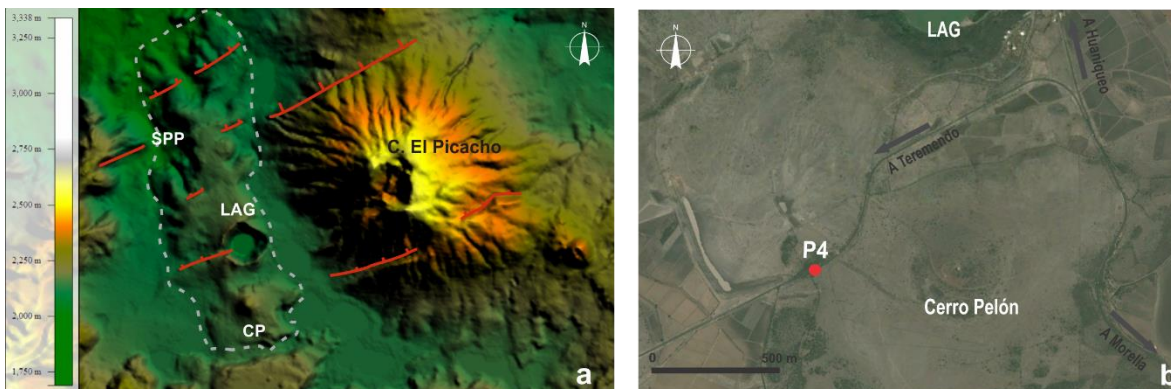


Figura 17. Modelo LIDAR del área comprendida por los depósitos del Cerro Pelón (CP, línea punteada), con los segmentos de fallas ENE – OSO pertenecientes al SFMA que los cortan (a). LAG: La Alberca de Guadalupe; SPP: San Pedro Puruátiro; C. El Picacho: volcán semiescudo. Localización del afloramiento (P4) de lavas andesíticas del Cerro Pelón de edad Pleistoceno temprano (b). Imagen tomada de Google Earth©.

En muestra de mano se observan como rocas hipocristalinas, con pocos cristales de plagioclasas largos y delgados. De acuerdo con las observaciones de Kshirsagar *et al.*, (2015) en lámina delgada, las muestras poseen una matriz microlítica rica en plagioclasas, principalmente andesina con zonación oscilatoria y algunas con macla de Carlsbad, olivinos con anillos de reacción y tendencia a formar iddingsita, así como microcristales de clino y orto piroxenos (Figura 18).

Geoquímicamente hablando, reportan concentraciones de sílice de 58 – 60% en peso, valores de Hf/Lu de 12.8-13.8, Ce/Yb de 22.8-24.9 y valores altos de Rb/Ba y Nb/Y, sin anomalías significativas en los valores de Eu. Estos depósitos han sido fechados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.545 ± 0.127 Ma (Kshirsagar *et al.*, 2015). Fragmentos de estas lavas pueden encontrarse como líticos accidentales en las oleadas piroclásticas de la Alberca.

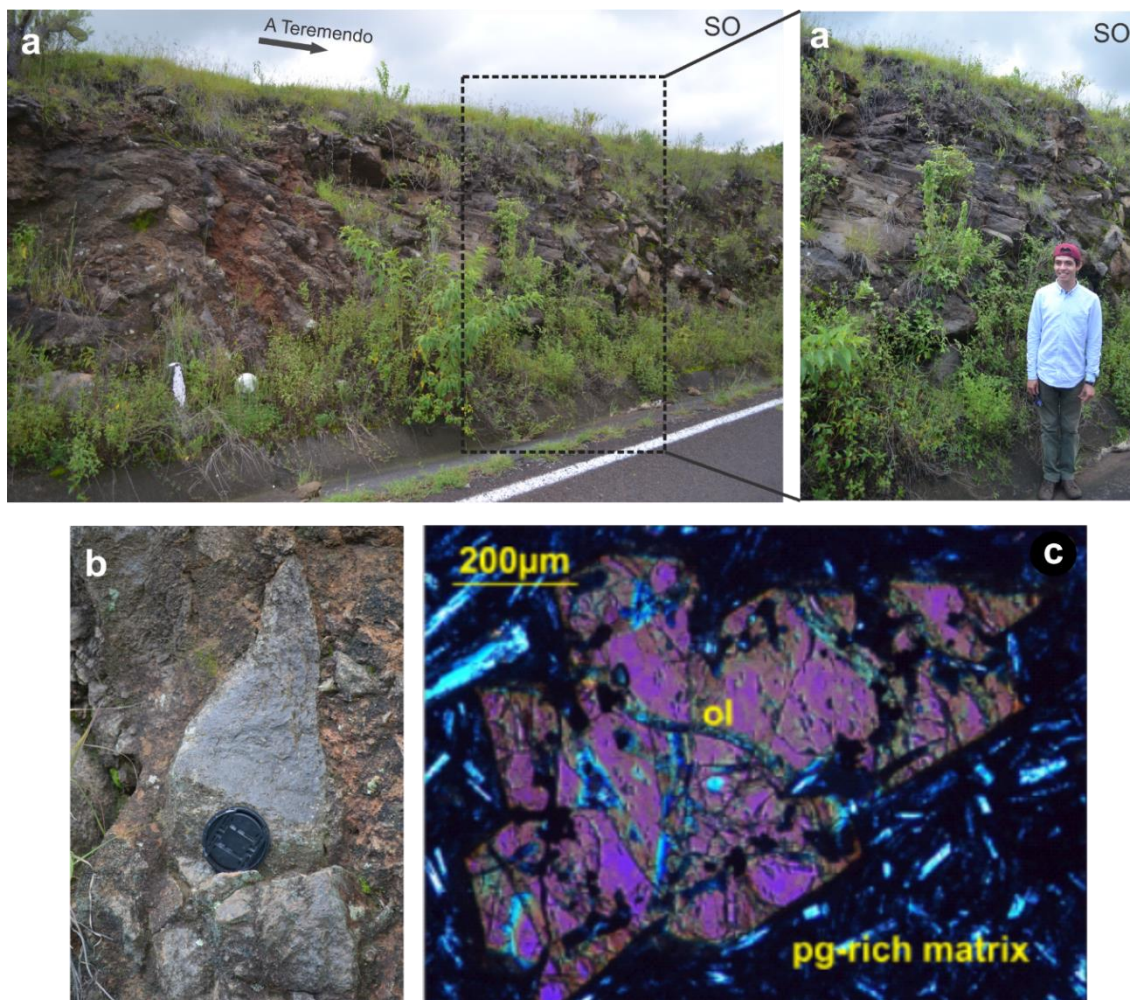


Figura 18. a) Afloramiento de lavas del Cerro Pelón y acercamiento, persona como escala 1.75 m. b) Muestra de mano de las lavas andesíticas muy fracturadas y con alteración a coloraciones rojizas. c) Lámina delgada de las lavas donde se observan olivinos (ol) fracturados y con bordes de alteración vistos bajo luz polarizada; y matriz enriquecida en plagioclasas (pg-rich matrix). Tomado de Kshirsagar *et al.*, 2015.

Parada 6. Vulcanismo freatomagmático de La Alberca de Guadalupe.

La Alberca de Guadalupe (LAG) es un Maar ubicado sobre la carretera Morelia – Huaniqueo a 500 m de la desviación a la cabecera ejidal Teremendo de Los Reyes, en las coordenadas 19°48'28.7", 101°26'56.4", a una elevación de 2141 msnm (Figura 19). Este edificio volcánico fue construido hace aproximadamente 21,000 años AP por una serie de erupciones freatomagmáticas que atravesaron los flujos de lavas andesíticas del Cerro Pelón, las cuales constituyen su basamento relativo (Kshirsagar *et al.*, 2015). El maar La Alberca de Guadalupe posee una diatrema somera, su emplazamiento fue favorecido por una falla regional con orientación ENE – OSO, perteneciente al SFMA.

Morfológicamente hablando, el cráter de LAG se identifica por su forma de cono invertido que forma un agujero sobre una mesa de lavas amplia (~ 4 km de longitud). El diámetro del cráter es de casi 1 km, sus paredes internas son muy verticales y alcanzan alturas de 150 m. Dentro del cráter, se encuentra albergado un lago de forma casi circular que abarca un área de 0.16 km² y un volumen de 1 km³ (Figura 19). De acuerdo con los sondeos batimétricos, la cubeta lacustre es ligeramente asimétrica, con pendientes altas en el borde norte y pendientes suaves en el borde sur. Su profundidad promedio es de 6 m, alcanzando valores máximos en la zona centro-norte del lago, que varía de 11 a 14 m, en época de estiaje y de lluvias respectivamente (Figura 20a). Los parámetros de este cuerpo lacustre son típicos para lagos producidos por actividad volcánica violenta (p.e. diámetro inferior a 2 km, área superficial pequeña y profundidad elevada. Wetzel, 2001; Vega *et al.*, 2005), con particularidades como un fondo más plano y pendientes altas en sus bordes.

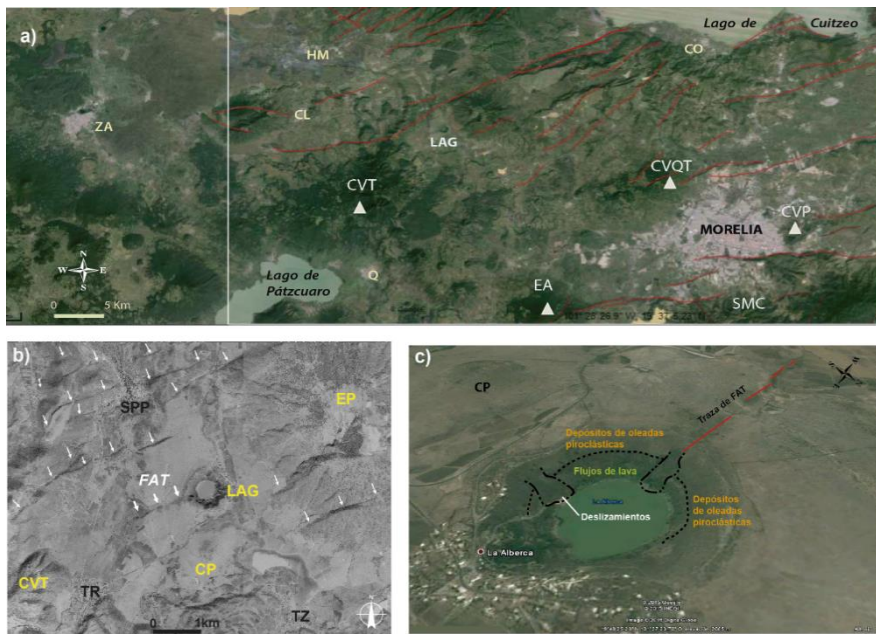


Figura 19. Localización regional del maar La Alberca de Guadalupe (LAG) (a). Fotografía aérea de LAG, y elevaciones cercanas. Las flechas indican los segmentos de fallas pertenecientes al SFMA (b). Vista aérea indicando los depósitos de deslizamientos, las oleadas piroclásticas sobreyaciendo a los flujos de lava pertenecientes al cerro Pelón (CP) y el escarpe formado por la falla La Alberca-Teremendo (FAT), al oeste del cráter (c). Poblaciones: ZA: Zacapu, HM: Huaniqueo, CL: Coeneo de la Libertad, CO: Copándaro, Q: Quiroga, SPP: San Pedro Puruátiro, TR: Teremendo de los Reyes, TZ: Tzintzimatco. Elevaciones: CVT: Complejo Volcánico El Tzirate, CVQT: Complejo Volcánico Quinceo-Tetillas, CVP: Complejo Volcánico Punhuato, EA: Volcán el Águila, EP: Volcán el Picacho, SMC: Sierra de Mil Cumbres.

En este sitio se distinguen tres depósitos principales que construyen el volcán (de base a cima): 1) Un afloramiento de ~100 m de espesor de lavas andesíticas altamente fracturadas, color gris, relacionadas a volcanismo efusivo del Cerro Pelón. 2) Un depósito de aproximadamente 1 m de espesor de escorias color gris, granosostenidas, intensamente alteradas a color amarillo y deleznales. Kshirsagar *et al.* (2015), reporta altos contenidos de pómez para este depósito y la correlaciona con ignimbritas no soldadas del Pleistoceno Inferior (1.43 ± 0.07 Ma). Este depósito es cubierto por un paleosuelo ca. 20 – 30cm de espesor. Esta secuencia se asocia con un episodio de actividad explosiva previo a la formación del maar. 3) Una serie de oleadas piroclásticas de composición esencialmente andesítica, pseudoestratificadas de ~22 m de espesor producidas por la actividad freatomagmática de La Alberca de Guadalupe (Siebe *et al.*, 2014, Kshirsagar *et al.*, 2015). Finalmente, esta secuencia es cubierta por el desarrollo de suelo actual de tipo luvisol y cuyo espesor varía entre diferentes puntos del volcán, desde 15 cm hasta casi 1 m (Figura 21).

La serie de oleadas piroclásticas se encuentran depositadas alrededor del cráter, dentro de un radio de <2 km, alcanzando al poblado de San Pedro Puruátiro al norte. Todas las capas de esta secuencia están basculadas con dirección de los estratos N125°, 26°NE, inclinándose de 10 a 12° hacia el cráter (Kshirsagar *et al.*, 2015). En el depósito se alternan oleadas húmedas y secas, por lo que se sugiere una serie de erupciones cuya explosividad fue disminuyendo con el transcurso del tiempo durante la actividad del centro eruptivo. Las oleadas húmedas predominan hacia la base del depósito y consisten de capas de ceniza fina, de espesores centimétricos (1 a ca. 20 cm), estratificadas y con lapilli acrecional cuyos diámetros van desde pocos milímetros hasta poco más de 1 cm (Figura 21). Estos depósitos se caracterizan por presentar mayor grado de endurecimiento que las oleadas secas. Las oleadas secas predominan hacia la cima del depósito, son friables y consisten de lapilli de grano medio a grueso ($Md \Phi \sim 1.56 - 3.75$, $\sigma \Phi 1.43 - 3.23$; Kshirsagar *et al.*, 2015), los depósitos son grano-soportados y pobremente seleccionados, sus espesores son más grandes que los de las oleadas húmedas, alcanzando hasta 30 cm. Toda la secuencia piroclástica presenta estructuras de flujo secundarias como estratificación cruzada y es afectada notoriamente por líticos accidentales de composiciones variables y diámetros promedio de ca.10 cm (Figura 21).

Predominan los fragmentos angulosos, de color gris oscuro, hipocristalinos (en lámina delgada muestran una matriz microlítica rica en vidrio con algunos fenocristales de plagioclasas y piroxenos), de composición andesítica – basáltica y provenientes del Cerro Pelón y el volcán Picacho, debido a su composición geoquímica ($SiO_2 = 54.4-58.3\%$, $Rb >25$ ppm y $Ba 402-492$ ppm; Kshirsagar *et al.*, 2015). Otros fragmentos menos abundantes en el depósito poseen composición dacítica y algunos son de carácter ignimbrito de procedencia indeterminada, pero asociados al basamento regional de La Alberca. De acuerdo con Siebe *et al.* (2014), estos líticos presentan características petroquímicas similares a las descritas para la caldera de Atécuaro en la SMC. Otra fuente probable para estos fragmentos es el Complejo Volcánico El Tzirate, cuyos productos son predominantemente andesíticos y dacíticos (Pérez-Orozco, 2015).

El volcán es afectado por una estructura de falla de dirección N85° que corta a toda la secuencia piroclástica y las lavas del basamento relativo. La falla, identificada informalmente como Falla Alberca-Teremendo (FAT), posee una longitud visible en superficie de 2.68 km. Hacia el flanco oeste del edificio, la falla es claramente visible formando escarpes de 1 a 1.5 m. La traza se pierde dentro del lago, pero un levantamiento magnetométrico muestra que subsuperficialmente corresponde con la orientación de la diatrema (Figura 20b y c).

Un estudio paleosismológico preliminar realizado en el escarpe oeste de la FAT muestra el movimiento normal de dicha falla que afecta tanto los depósitos piroclásticos de LAG como el suelo reciente (Figura 22). El desplazamiento vertical total medido para la FAT es de 335 cm, lo cual se considera excesivo para su longitud. Un desplazamiento de esta magnitud suele asociarse a un evento sísmico de Mw 7.1 de acuerdo con la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994), el cual no podría ser generado por una falla de longitud menor a 3 km. Algunos rasgos geomorfológicos al este de la Alberca de Guadalupe sugieren que la FAT es parte de una estructura mayor de ca. 26 km con geometría en echelon que llega al borde sur de la cuenca de Cuitzeo, lo que sería más coherente con un desplazamiento vertical similar al obtenido en campo. Una revisión edafológica de los materiales desplazados por la FAT mostró un primer suelo desplazado cuya evolución fue interrumpida por el movimiento de la falla y sobreyaciéndolo un suelo que se comenzó a formar a partir de la secuencia edáfica previa y que también está desplazado en la superficie. Esto sugiere al menos dos eventos de desplazamiento posteriores a la deposición de las oleadas piroclásticas de LAG. Para la FAT se estima una tasa de deslizamiento de 0.14 mm/año y un período de recurrencia de $11,674 \pm 122$ años, lo cual es coherente con el comportamiento de otras estructuras pertenecientes al mismo sistema (SFMA; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Langridge *et al.*, 2000 y 2013; Ortuño *et al.*, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Suter, 2016).

En el flanco este, al menos los cinco metros más superiores de la secuencia de oleadas son intensamente afectados por fallas y fracturas que pertenecen a 2 familias principales, una con direcciones N80° - 110° y otra con direcciones N130° - 170° (Figura 22). Algunas de estas estructuras han sido descritas por Kshirsagar *et al.* (2015) como fallas lítricas y anulares activadas por gravedad y relacionadas con algunos deslizamientos del cráter. Sin embargo, no podemos desligarlas completamente de la actividad de la FAT, ya que de acuerdo con Norini *et al.* (2010), el potencial sísmico de las estructuras del SFMA es lo suficientemente alto (PGA >0.5g) para provocar fallas gravitacionales en áreas volcánicas.

En el cuerpo lacustre, los análisis sedimentológicos nos hablan de una cuenca con tasas de sedimentación bajas (0.28 mm/año), donde predominan los sedimentos limo-arcillosos (con diámetros de 31 a 4 micras o 5-8 Φ), laminares y con un alto contenido de materia vegetal, y en menor proporción las arenas finas (con diámetros de partícula entre 500 y 62 micras o 1-4 Φ), pertenecientes a la secuencia piroclástica, formando una secuencia poco laminada, sin contenidos de materia orgánica y que en ocasiones exhibe niveles de mezcla de materiales pertenecientes a estratos adyacentes en el registro sedimentario (Figura 20d). Deformaciones sedimentarias similares se han reportado para la Alberca de Parangueo donde se han relacionado con corrientes turbidíticas subacuáticas detonadas por un sismo (Aranda-Gómez *et al.*, 2013). Un análisis diatomológico realizado en la porción arcillosa superior de la secuencia muestra como especies dominantes en el sistema lacustre a *Gomphonema parvulum* (var. *exilissimum* y var. *parvulum* f. *parvulum*), *Aulacoseira* (especies *ambigua* y *granulata*), siendo las especies acompañantes *Nitzschia palea*, *Navicula cryptotenella*, *Hantzschia amphioxys* y *Ulnaria acus*.

El análisis sedimentario y diatomológico de La Alberca de Guadalupe nos habla de un ambiente acuático somero, con bajos contenidos de oxígeno disuelto, inclusive anóxico, con condiciones meso a polisaprobias, donde se presentan cambios frecuentes y considerables en el nivel del agua debido a la variación estacional en los índices de evapotranspiración y precipitación (Segura García, 2011; Almanza Álvarez, 2014). Esto concuerda con los parámetros fisicoquímicos actuales del lago, que reportan aguas alcalinas (pH 9), sin oxígeno disuelto a partir de los 3 m de profundidad.

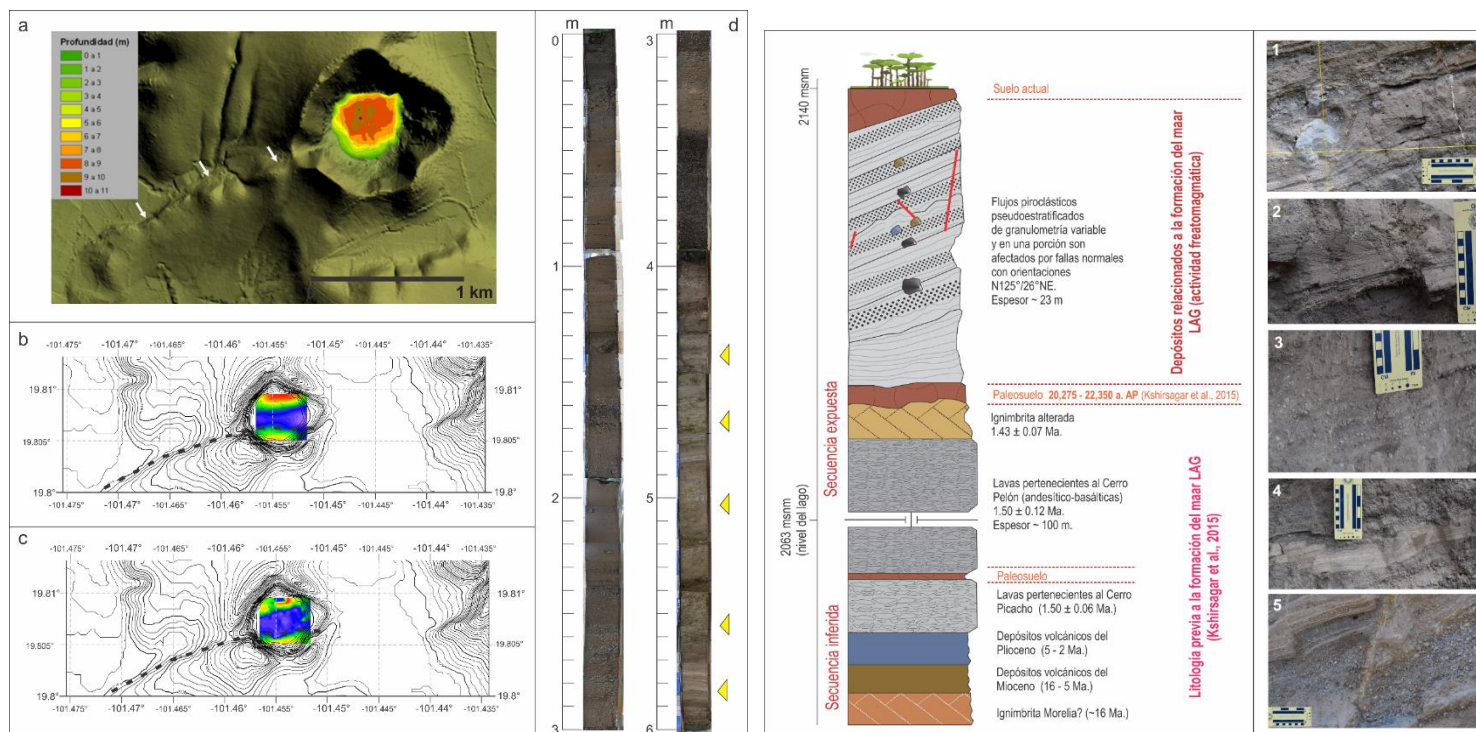


Figura 20. Batimetría del lago en La Alberca de Guadalupe (durante la época de estiaje), sobrepuesto al modelo LIDAR (a), donde es apreciable el escarpe de la falla (flechas) y las pendientes de las paredes del cráter. Curvas de nivel (equidistancia 5 m) que exhiben la traza de la falla en superficie combinados con los mapas de anomalías magnéticas (b) Regional aplicada a la reducción al polo y (c) Primera derivada horizontal aplicada a la reducción al polo. (d) Núcleo de sedimentos de los primeros 6 m de la secuencia lacustre. Las marcas amarillas indican los estratos donde se aprecia mezcla de materiales y deformación de estratos. A 4m de profundidad se aprecia el cambio a sedimentos enriquecidos en materia orgánica.

Figura 21. Secuencia simplificada de los depósitos volcánicos observados en el área del maar La Alberca. La secuencia inferida, así como los datos de fechamientos fueron obtenidos de Kshirsagar et al., 2015. Derecha: registro fotográfico de algunas estructuras dentro de la secuencia piroclástica. 1: lítico balístico y saco de impacto. 2: Estratificación cruzada. 3: Lapilli acrecional de diámetro variable. 4: Microfallamiento y deformación de cenizas. 5: Falla que afecta materiales con granulometrías variables (lapilli grueso a ceniza fina).

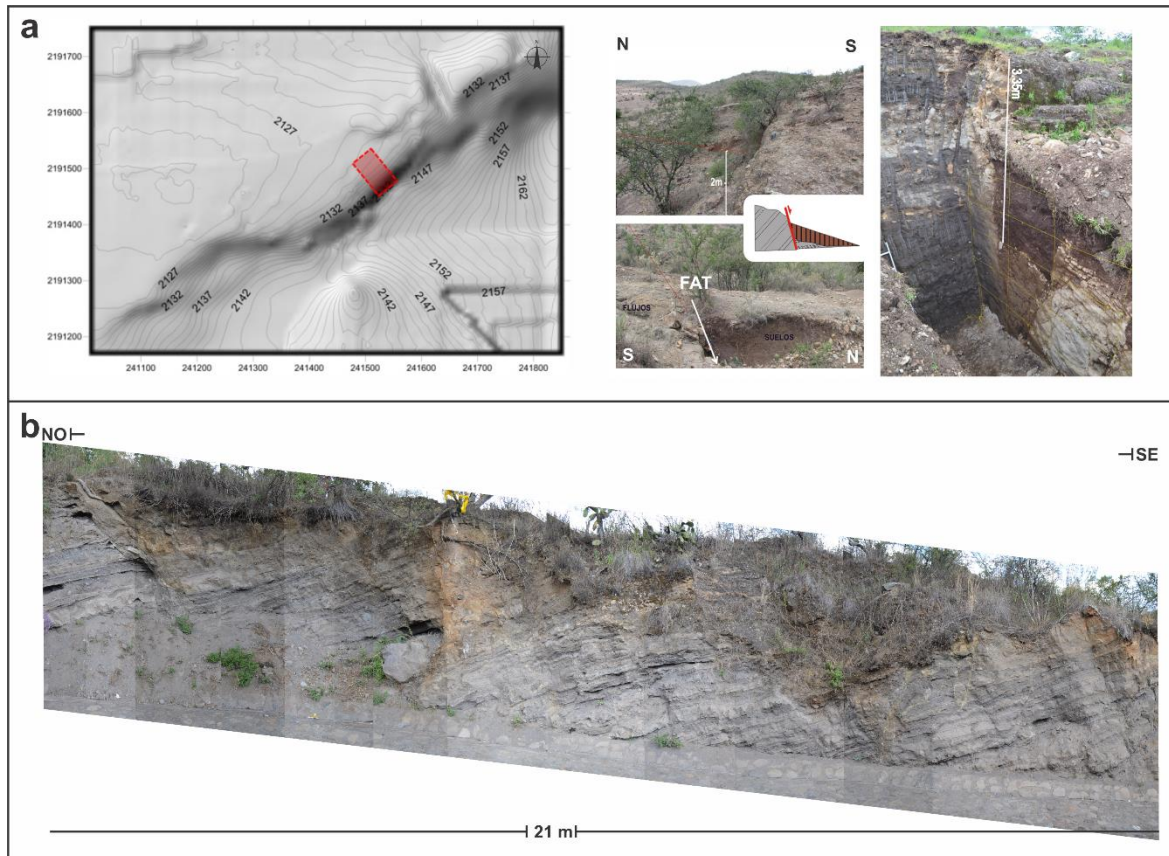


Figura 22. a) Microtopografía del escarpe de la FAT al oeste del cráter de LAG, ubicación de la trinchera y fotografías de la apertura de trinchera (Equidistancia de las curvas de nivel: 1 m). b) Fotografía compuesta del afloramiento a bordo de camino en la parte este del cráter de LAG.

REFERENCIAS

- Aguilar y Vargas, V.H., Verma, S.P. (1987). Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 26(2): 195 – 272.
- Almanza Álvarez, J. S. (2014). Inventario y descripción taxonómica de las diatomeas perifíticas de los senos norte, centro y sur del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Biología. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. 105 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Martínez, J. P., Ramos-Leal, J. A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., & Noyola-Medrano, C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 169-188.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H. (2012). Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico. *GSA Field Guide*. 25, 45 – 82. [http://dx.doi.org/10.1130/2012.0025\(04\)](http://dx.doi.org/10.1130/2012.0025(04)).

- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N. (1992). K – Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán – Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*. 31 (4): 467 – 473.
- Cardona Melchor, S. (2015). Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico El Águila y los domos La Taza – La Nieve – El Burro, centro-norte de Michoacán. Tesis de Maestría. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M. (2011). Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 201: 73 – 82.
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The ~ AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78: 32 p.
- Cisneros Máximo, G. (2016). Estudio Geológico – Geomorfológico de los Volcanes Tetillas – Quinceo, Morelia, Michoacán. Propuesta de Cartografía Jerárquica. Tesis de Maestría. Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Posgrado en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S.R., Watters, R.J. (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote – Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*. 72: 19 – 39.
- Connor, C.B. (1990). Cinder cone clustering in the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research*. 95 (19): 396–405.
- DeMets, C. y Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318 (1): 119–159.
- Ego, F. y Ansan V. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99° W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* 359: 189-208.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic belt. *Geology*. 27(4): 303–306. doi: 10.1130/00917613(1999)027<0303: STPOCA>2.3. CO;2.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L. (2001). Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, 29 (6): 507–510.
- 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: 122-149, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Ferriz, H. y G.A. Mahood. (1986). Volcanismo Riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 25 (1): 117 – 156.
- García-Zepeda, M.L., Marín-Leyva, A.H., Gutiérrez-Bedolla, M., Villegas-Chapa, A., Díaz-Sibaja, R., López-García, J.R., Arroyo-Cabral, J., Fuentes-Farías, A.L. (2016). Fauna fósil de Ciudad Universitaria (UMSNH), Morelia, Michoacán, México: implicaciones paleoambientales. *Biológicas Revista de la DES Ciencias Biológico Agropecuarias, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*, 17(1): 1-11.
- Garduño-Monroy, V.H. (2004). Contribuciones a la Geología e Impacto Ambiental de la Región de Morelia. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. UMSNH Vol. 1.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora Chaparro, J.C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica internacional*, 48(3): 319-335.

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3): 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G. (2012). *Geology And Volcanic Stratigraphy Of Sierra De Mil Cumbres. Cordilleran Section. 108th Annual Meeting. The Geological Society of America (GSA).*
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 128 – 147.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1187-1211. doi: 10.1007/s00445-012-0594-0
- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 63 (1-2): 13 - 31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E. (1985). The Cinder Cones of Michoacan – Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25 (1-2): 105 – 124.
- Hernández-Jiménez, A., Guilbaud, M.N., Siebe, C. (2014). Complex eruption of Late Pleistocene Las Cabras scoria cone (Michoacán, México): From magma mingling to cone breaching. *Abstracts Volume. IAVCEI – 5IMC, Querétaro, México. PS3-1.9:165 – 166.*
- Israde, I., (1995). *Bacini lacustri del settore centrale dell 'Arco Vulcanico Messicano: Stratigrafia ed evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee. Tesis Doctoral, Universita degli Studi di Milano, Italia, 254 p.*
- Israde-Alcántara, I. (1997). Neogene diatoms of Cuitzeo Lake, central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt and their relationship with the volcano-tectonic evolution. *Quaternary International*, 43: 137-143.
- Israde-Alcántara, I. y Garduño – Monroy, V.H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra arc setting: the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (central – western Mexico, Michoacan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1), 209 – 227.
- Israde Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano García, M., Bischoff, J., Domínguez Vázquez, G., Garduño Monroy, V. H. (2010). Evolución paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 345-357.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Layer, P. W. (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 214-236.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S. (2016). Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 318: 114-133.
- Langridge, R.M., Weldon II, R.J., Moya, J.C., Suárez, G. (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé Fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* (1978–2012), 105 (B2): 3019-3037.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P., Lacan, P. (2013). Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 30 (3): 463 – 481.
- 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(3): 745 – 750.

- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93 (1): 125–150.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486: 55 – 64. doi: 10.1016/j.tecto.2010.02.009
- Norini, G., Capra, L., Borselli, L., Zúñiga, F.R., Scolari, L., Sarocchi, D. (2010). Large-scale gravitational-tectonic deformations and landslides in the Acambay graben, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 1445-1455, doi: 10.1002/esp.1987
- Ortuño, M., Zúñiga, F. R., Aguirre-Díaz, G. J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M. (2015). Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt). *Geosphere*, 11(1), 160-184. doi: 10.1130/GES01071.1
- Osorio Ocampo, L.S. (2014). Evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del Lago de Pátzcuaro. Tesis de Maestría. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Ownby, S., Delgado Granados, H., Lange, R.A., Hall, C.M. (2007). Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, 40Ar/39Ar constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161 (1–2): 1–14.
- Pacheco, J.F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S.K., Zúñiga, F.R., Mortera-Gutiérrez, C.A., Santoyo, M.A., Domínguez, J., Barrón, R. (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (6): 567–577.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1993). Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco block in Western Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20 (21): 2391–2396.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M., Turchetti, F. (1987). Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(2): 177 – 193.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991). Geological map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Geological Society of America Map and Chart series*, MCH 072. 20 p.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gumis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath Central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35, L18303, doi: 10.1029/2008GL035127
- Pérez-Esquivias, H., Macías Vázquez, J.L., Garduño Monroy, V.H., Arce Saldaña, J.L., García Tenorio, F., Castro Govea, R., Hernández, R. (2010). Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geothermal*, 23 (2): 51 – 63.
- Pérez-Orozco, J.D. (2015). Origen y Evolución del Magmatismo Félsico en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, Región Tzirate. Tesis de Maestría. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich. 85 p.
- Poch, J. (2011). Ruta 2010 (Ruta del Bicentenario): Inventario, Caracterización y Valorización de la Bio y Geodiversidad y del Patrimonio Monumental en la zona del Lago de Cuitzeo (Michoacán, México). Informe de Proyecto AECID A/023922/09.
- Pola, A., Macías, J. L., Osorio-Ocampo, S., Garduño-Monroy, V. H., Melchor, C. S., Martínez-Martínez, J. (2014). Geological Setting, Volcanic Stratigraphy, and Flank Failure of the El Estribo Volcano, Pátzcuaro (Michoacán, Mexico). In STRATI 2013 (pp. 1251-1256). Springer International Publishing.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne, P.R. (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6): 612-626.

- Rosas-Elguera, J. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1998). Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review*, 40(4): 350-362.
- Segura García, M. V. (2011). Taxonomía y Ecología de las Diatomeas Epilíticas de la Cuenca del Alto Lerma, México. Tesis de Doctorado. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. 149 pp.
- Siebe, C., Quintero-Legorreta, O., García-Palomo, A., Macías, J.L. (1999). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt: comments and reply. *Geology*, 27 (6): 571– 575.
- Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Layer, P. W. (2013). Comparison of the volcanic geology of the Tacambaro-Puruaran (arc front) and the Zacapu (arc inland) areas in the Michoacan Guanajuato volcanic field, Mexico.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L. (2014). Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutín region). *Field Guide for the Pre-meeting Fieldtrip (Nov. 13-17) of the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, México*, pp. 1-33
- Silva-Mora, L. (1979). Contribution a la connaissance de l'Axe volcanique Transmexican: Étude géologique et pétrologie des laves du Michoacán oriental. (Tesis doctoral) Universidad de Droit, d'Econ. Et des Sci. D'Aix-Marseille III. 146 p. appendix 88 p.
- Silva-Mora, L. (1995). Hoja Morelia 14Q-9(2) con resumen de la geología de la hoja Morelia, estados de Michoacán y Guanajuato: Mexico, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Cartas Geológicas de México, serie de*, 1 (100,000), 1.
- Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F. R., Langridge, R.M., Aguirre-Díaz, G.J., Lawton, T. F. (2015). La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 361-376.
- Suter, M. (2016). Structure and Holocene Rupture of the Morelia Fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and their Significance for Seismic-Hazard Assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Manuscrito aceptado.
- Valentine, G.A. y Gregg, T.K.P. (2008). Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177 (4): 857–873.
- Vega, J.C., De Hoyos, C., Aldasoro, J.J., De Miguel, J., Fraile, H. (2005). Nuevos datos morfométricos para el Lago de Sanabria. *Limnética*, 24 (1-2): 115 – 122. ISSN: 0213-8409
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 974 - 1002.
- Wetzel, R.G. (2001). *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Gulf Professional Publishing. 3rd. Edición. 1006 p
- Van Zuidam, R. A. (1983). *Guide to geomorphologic aerial photographic interpretation and mapping*. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, Enschede, The Netherlands, 325.