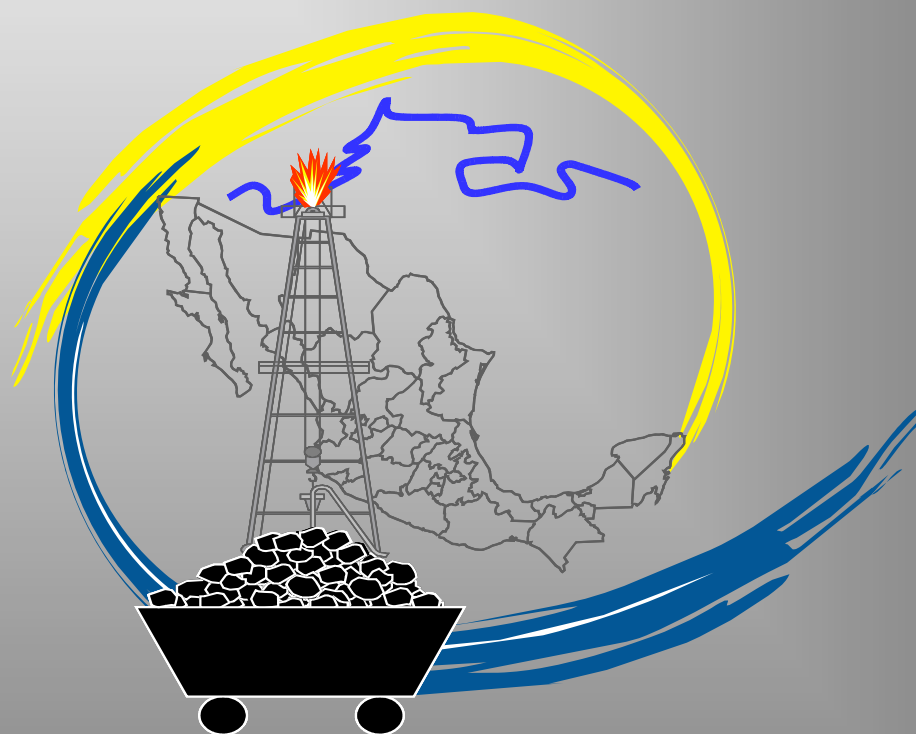


ACTAS INAGEQ

Volumen 17, No. 1, Octubre 2011



Universidad Autónoma de Coahuila



DES Ciencias Extractivas - Facultad de Metalurgia

Número especial dedicado al:

XXI CONGRESO NACIONAL DE GEOQUÍMICA

Monclova, Coahuila de Zaragoza, México; 3 al 7 de Octubre, 2011

Editores: Noé PIEDAD-SÁNCHEZ, Ma. Gloria ROSALES-SOSA, Edgar R. SANTOYO-GUTIÉRREZ y Mirna GUEVARA-GARCÍA

Actas INAGEQ
Volumen 17, No. 1, Año 2011

© Derechos Reservados

Noé PIEDAD-SÁNCHEZ y María Gloria ROSALES-SOSA
(Facultad de Metalurgia - Universidad Autónoma de Coahuila)
Edgar R. SANTOYO GUTIÉRREZ y Mirna GUEVARA GARCÍA
(Instituto Nacional de Geoquímica A.C.)
2011

Primera Edición Octubre 2011

ISBN: 978-607-8184-03-3

Impreso en México
Printed in Mexico

El formato es responsabilidad de los editores y el contenido de los resúmenes y artículos de sus respectivos autores.

Todos los derechos reservados. Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin la autorización escrita del titular de derecho de autor o de la casa Editorial. Por lo tanto está prohibido copiar por cualquier medio o procedimiento, ya sea de reproducción gráfica, electrónica o informática, incluyendo el fotocopiado, pues todo esto está amparado, delimitado y sancionado por la Ley General de Derecho de Autor.



EDITORIAL VALLE DE CÁNDAMO
VERACRUZ 1403 INT. A, COL. LOS PINOS
MONCLOVA, COAHUILA, MEXICO
www.editorialvalledecandamo.com.mx
edit_valle_de_candamo@hotmail.com
TELS.01 (866) 635-01-55 y 634-31-88 C.P. 25720

XXI Congreso Nacional de Geoquímica INAGEQ 2011
Octubre 3 - 7, 2011; Monclera, Coahuila de Zaragoza, México



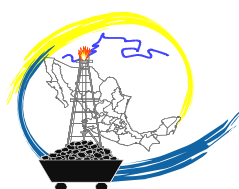
COMITÉ ORGANIZADOR XXI CONGRESO NACIONAL DE GEOQUÍMICA

COORDINADORES

Dr. Noé PIEDAD SÁNCHEZ (UAdeC)
M. en C. Ma. Gloria ROSALES SOSA (UAdeC)
M. en C. Lázaro Abdiel FALCÓN FRANCO (UAdeC)
M. en C. Aurora RODRÍGUEZ MONREAL (UAdeC)
Dr. Edgar R. SANTOYO GUTIÉRREZ (CIE-UNAM)
M. en C. Mirna GUEVARA GARCÍA (CIE-UNAM)

ORGANIZACIÓN FM-UAdeC

Dr. Francisco Raúl CARRILLO PEDROZA
Dra. María de Jesús SORIA AGUILAR
M. en C. Gloria Guadalupe TREVIÑO VERA
Dra. Claudia Verónica REYES GUZMÁN
Ing. Jorge Antonio SÁNCHEZ LÁZARO
Ing. Cecilia VÁZQUEZ ALDAPE
Ing. Raul Abelardo PUENTE ESPINOZA
Ing. Juan Antonio HERNÁNDEZ NAVARRO
Ing. Eduardo Alfonso ZÚÑIGA BALLESTEROS
Ing. Juanita Yazmin GUEVARA CHÁVEZ
Ing. María Victoria Guadalupe TREJO MERLA
Ing. Alejandra GALINDO RAMOS
Ing. María de Lourdes HERNÁNDEZ RODRÍGUEZ
Ing. Ana Cecilia PALOS ZÚÑIGA
Ing. Malania LOZANO KRASNOHIRA
Ing. Gabriela María FUENTES GAONA
Ing. Wendy Elizabeth VÁZQUEZ ZÚÑIGA
MC. Griselda Berenice ESCALANTE IBARRA





INSTITUTO NACIONAL DE GEOQUÍMICA A.C.

PRESIDENTE

Dr. Edgar R. SANTOYO GUTIÉRREZ (CIE-UNAM)

SECRETARÍA

Dr. Bodo WEBER (CICESE)

TESORERÍA

Dr. Mahendra P. VERMA (IIE)

DELEGADOS REGIONALES

Dr. Eduardo GONZÁLEZ PARTIDA (Querétaro)
Quim. Rufino LOZANO SANTACRUZ (Distrito Federal)
Dr. Ignacio TORRES ALVARADO (Morelos)
Dr. Francisco A. PAZ MORENO (Norte-NW, sede Sonora)
Dr. Eduardo GRANIEL CASTRO (SE, sede Yucatán)

DELEGADOS INSTITUCIONALES

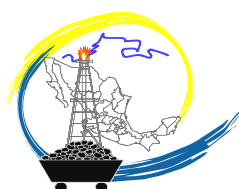
Dr. Bodo WEBER (CICESE)
Dr. Mahendra P. VERMA (IIE)
Dra. Ana HANSEN (IMTA)
Ing. Agustín RUIZ VIOLANTE (IMP)
Dr. Evgueni CHOUMILINE (CICIMAR)
Ing. Fernando SANDOVAL MEDINA (CFE)
Dr. Walter DAESSLÉ (UABC)
Dr. Fernando VELASCO (UANL)
Dr. Rodolfo RODRÍGUEZ (UASLP)
Dr. Oscar TALAVERA (UAGRO)
Dr. Francisco A. PAZ MORENO (UNISON)
Dr. Kinardo FLORES CASTRO (UAEH)
Dr. John Armstrong ALTRIN (ICML-UNAM)

SECRETARÍA DE EVENTOS

Dr. Noé PIEDAD SÁNCHEZ (UAdeC)

SECRETARÍA DE DIFUSIÓN

M. en C. Mirna GUEVARA GARCÍA (CIE-UNAM)





XXI Congreso Nacional de Geoquímica INAGEQ 2011
octubre 3 - 7, 2011; Monclova, Coahuila de Zaragoza, México

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE COAHUILA

RECTOR

Lic. Mario Alberto OCHOA RIVERA

SECRETARÍA GENERAL

M. en D. Guillermo GONZÁLEZ CALDERÓN

OFICIALÍA MAYOR

Ing. Jesús MENDOZA RODRÍGUEZ

TESORERÍA GENERAL

Lic. Blas José FLORES DÁVILA

DIRECCIÓN DE ASUNTOS ACADÉMICOS

Dr. Francisco M. OSORIO MORALES

DIRECCIÓN DE PLANEACIÓN

Lic. Flavia JAMIESON AYALA

COORDINACIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

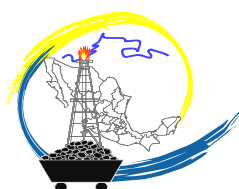
Dr. Edgar BRAHAM PRIEGO

COORDINACIÓN DE COMPETITIVIDAD Y VINCULACIÓN

Ing. Eduardo GARZA MARTÍNEZ

COORDINACIÓN DE LA UNIDAD NORTE

Lic. Ricardo VALDÉS VELA





**DES CIENCIAS EXTRACTIVAS
FACULTAD DE METALURGIA
UNIDAD NORTE**

DIRECTORA

M. en C. María Gloria ROSALES SOSA

SECRETARÍA ADMINISTRATIVA

M. en C. Lázaro Abdiel FALCÓN FRANCO

SECRETARÍA ACADÉMICA

Ing. Griselda Berenice ESCALANTE IBARRA

COORDINADOR DE POSGRADO

Dr. Francisco Raúl CARRILLO PEDROZA

PROFESORES INVESTIGADORES

Dra. María de Jesús SORIA AGUILAR

Dr. Noé PIEDAD SÁNCHEZ

Dra. Aglae DÁVALOS SÁNCHEZ

Dr. Gregorio GONZÁLEZ ZAMARRIPA

Dra. Isabel Araceli FACUNDO ARZOLA

M. en I. Manuel GARCÍA YREGOI

M. en C. Alberto RAMÍREZ BAEZA

M. en C. Joel JIMÉNEZ RAMÍREZ

M. en C. Griselda Berenice ESCALANTE IBARRA

M. en C. Gloria Guadalupe TREVIÑO VERA

M. en C. Juan RAMOS CANO

Dra. Claudia Verónica REYES GUZMÁN

Dra. Yadira Marlén RANGEL HERNÁNDEZ

Ing. Juan Manuel HERNÁNDEZ MORENO

Dr. Emilio CAMPORREDONDO SAUCEDO

Dr. Adrián Moisés GARCÍA LARA

Dra. Mitzué GARZA GARCÍA

M. en I. Carlos Francisco SIFUENTES BARRERA

M. en C. Federico HERNÁNDEZ CASTRO



CONTENIDO

Prólogo

GEOTERMIA: ENERGÍA RENOVABLE INAGOTABLE DEL FUTURO	2
<i>Edgar Santoyo</i>	
ANÁLISIS MORFOLÓGICO Y QUÍMICO DE MATERIALES SÓLIDOS CON ESPECTROSCOPIAS ELECTRÓNICAS	21
<i>Pascual Bartolo-Pérez</i>	
GEOQUÍMICA DE CRUDOS CRETÁCEOS DEL LAGO DE MARACAIBO	28
<i>Edeberto Enrique Bracho-Pérez, y Marcos Eligio Escobar-Navarro</i>	
EL USO DE DIFERENTES BIOMASAS FÚNGICAS PARA LA ELIMINACIÓN DE MERCURIO (II) EN SOLUCIÓN	38
<i>Juan F. Cárdenas-González, María Eugenia Torre-Bouscoulet, Víctor Manuel Martínez- Juárez, Ismael Acosta-Rodríguez</i>	
ANÁLISIS MACERAL PRELIMINAR DEL CARBÓN DE OJINAGA CHIHUAHUA, MÉXICO	42
<i>Genaro de la Rosa-Rodríguez, Luciano Hernández-Noriega, Yennifer Bustamante-Lozano, Noé Piedad-Sánchez, Carlos Francisco Yañez-Mondragon, José de Jesús Rodríguez- Salinas, Kinardo Flores-Castro</i>	
GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS SEDIMENTARIAS JURÁSICAS EN LAS INMEDIACIONES DE LA PRESA LUIS L. LEÓN “EL GRANERO”, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA (MÉXICO)	45
<i>Aurora Fabián, Kinardo Flores, Noé Piedad, Carlos Esquivel, Juan Carlos Durán, Catalina Angeles, Màrius Ramírez, José Luis Cadena, Francisco Paz, Aleida Angeles</i>	
GEOQUÍMICA ORGÁNICA APLICADA A MADERA FÓSIL DEL GÉNERO <i>Javelinoxylon</i> DEPOSITADA EN SEDIMENTOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA SIERRA CUESTA EL INFIERNO, ALDAMA, CHIHUAHUA (MÉXICO)	49
<i>Kinardo Flores-Castro, Stephanie Montaña, Yuletmi González, Emilio Estrada-Ruiz, Carlos Esquivel, Jesús Martín Torres-Valencia, Ernesto Carrillo, Jesús Derma, Catalina A. Angeles- Cruz, Juan Carlos Durán-Álvarez</i>	
USO DE DIVERSOS MATERIALES COMO ADSORBENTES EN EL TRATAMIENTO DE AGUAS CONTENIENDO PLATA Y COBRE: ESTUDIO PREVIO COMPARATIVO	54
<i>Alejandra Galindo-Ramos, Miguel Angel Chirino-Arreguín, María de Jesús Soria-Aguilar, Francisco R. Carrillo-Pedroza, Aglae Dávalos-Sánchez, Gregorio González-Zamarripa, Selene Martínez-Flores, Denisse Martínez-Martínez, Gilberto Román-Contreras</i>	
ORIGEN DE LAS DIFERENTES COLORACIONES QUE SE PRESENTAN EN LOS YACIMIENTOS FERRUGINOSOS DEL ÁREA, JOLALPAN-TLAHUTZINGO, ESTADO DE PUEBLA	61
<i>Patricia Girón-García, Rufino Lozano-Santacruz, Rodolfo Corona-Esquivel, Noé Piedad- Sánchez, Gilles Levresse</i>	
ADSORCIÓN DE ESTRONCIO POR ELECTROCOAGULACIÓN	67
<i>Gregorio González-Zamarripa, José R. Parga-Torres, Héctor A. Moreno-Casillas, Francisco R. Carrillo-Pedroza, Guillermo González-Múzquiz, Jesús L. Valenzuela-García, Nallely G. Picazo-Rodríguez</i>	
ELIMINACIÓN DE CROMO VI EN SOLUCIÓN POR LA CÁSCARA DE MELÓN (<i>Cucumis melo</i> L.)	72
<i>Erika Ledezma-Tristan, Juan Manuel Vargas-Morales, Juan F. Cárdenas-González, Víctor Manuel Martínez-Juárez, Ismael Acosta-Rodríguez</i>	
MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE SABINAS BASIN COAL DEPOSIT IN COAHUILA, MEXICO	77
<i>Gilles Levresse, Jesús Moreno-Hirashi, Marina Vega-González, Noé Piedad-Sánchez, Alejandro Valverde Ramírez-Andrés, Rodolfo Corona-Esquivel</i>	
APPLICATION OF ATTENUATED TOTAL REFLECTANCE MICRO-FOURIER TRANSFORM INFRARED (ATR-FTIR) SPECTROSCOPY TO THE STUDY OF COAL MACERALS: EXAMPLES FROM THE SABINAS BASIN, MEXICO	82

<i>Gilles Levresse, Jesús Moreno-Hirashi, Marina Vega-González, Noé Piedad-Sánchez, Andrés Valverde-Ramírez, Rodolfo Corona-Esquivel</i>	
IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES MEDIANTE GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS JURÁSICAS DE LA FORMACIÓN “LA CASITA” EN EL AFLORAMIENTO POTRERO PRIETO, GALEANA, NUEVO LEÓN (MÉXICO)	88
<i>Carlos I. Leyva, Kinardo Flores, Fernando Velasco, Catalina A. Angeles, Gabriel Chávez, Richard Gibson, Juan Carlos Durán, Edgar Gamaliel López, Carlos Esquivel, Patricia Montiel, Màrius Ramírez</i>	
DISEÑO Y APLICACIÓN DE UN EQUIPO DE BAJO COSTO PARA EL MONITOREO INDIRECTO DE CONTAMINANTES GEOQUÍMICOS EN EL SUBSUELO	92
<i>Mariano Norzagaray-Campos, Norma Patricia Muñoz-Sevilla, Miguel Angel López-Flores, Luis Castro-Castillo, María Ladrón de Guevara-Torres</i>	
CONDICIONES FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO Y SU ASOCIACIÓN CON LA DESERTIFICACIÓN A TRAVÉS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL EN SUELOS DEL VALLE DE GUASAVE, SINALOA	97
<i>Mariano Norzagaray-Campos, Leticia Espinoza-Carreón, Patricia Muñoz-Sevilla, Alma Gabriela-Rosales A.</i>	
ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS ZEOLITAS DE TIPO FILIPSITA EN LAS LAVAS MÁFICAS ALCALINAS MIOCÉNICAS DE LA FORMACIÓN COMEDORES, SÁRIC, SONORA, MÉXICO	103
<i>Francisco Abraham Paz-Moreno, Deniza Edrey Robledo-Flores, Saúl Herrera-Urbina, Alan Demant</i>	
ACUMULACIÓN DE P Y SU RELACIÓN CON Fe Y Ca EN EL SEDIMENTO DE FONDO DEL HUMEDAL NATURAL CIÉNEGA DE CABEZAS, TAMASOPO, SLP	110
<i>Filiberta Virginia Pérez Castillo*, Ma. Catalina Alfaro de la Torre, Roberto Briones Gallardo, Pedro Medellín Milán, Candy Carranza Álvarez</i>	
EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL URANIO Y LA IMPORTANCIA DE LAS RESERVAS EN MÉXICO	117
<i>Damaris Nathaly Salas-Gutiérrez, Ivette Zamudio-Guzmán, Mitzue Garza-García, Rodolfo Corona-Esquivel, Fabiola Gonzalez-Carrillo, Genaro de la Rosa Rodríguez</i>	
CRITICAL VALUES FOR THE DIXON STATISTICAL DATA TREATMENT APPROACH	124
<i>Mahendra P. Verma</i>	
QrtzGeotherm: ESTIMATE OF GEOTHERMAL RESERVOIR TEMPERATURE AND VAPOR FRACTION WITH MULTIVARIATE ANALYTICAL UNCERTAINTY PROPAGATION	130
<i>Mahendra P. Verma</i>	
ESTUDIO DE MEZCLA DE NANOPARTÍCULAS DE PLATA-FIERRO OBTENIDAS POR EL MÉTODO SOL-GEL	134
<i>Eduardo A. Zúñiga-Ballesteros, María de Jesús Soria-Aguilar, Francisco Raúl Carrillo-Pedroza, Aglae Dávalos-Sánchez, Xochitl Orozco-García</i>	
METODOLOGÍA NUMÉRICO-ESTADÍSTICA PARA LA DETERMINACIÓN DEL FLUJO DE CALOR EN SISTEMAS GEOTÉRMICOS USANDO SIMULACIÓN MONTE CARLO PARA LA PROPAGACIÓN DE ERRORES	142
<i>Bassam Ali, J.A. Andaverde-Arredondo, Edgar Santoyo</i>	
A NEW EMPIRICAL VOID FRACTION CORRELATION BY USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORK (ANN) TECHNIQUES	143
<i>Alejandra Alvarez del Castillo, Edgar Rolando Santoyo-Gutiérrez, Octavio García-Valladares</i>	
NUEVO MÉTODO ANALÍTICO PARA LA ESTIMACIÓN DE TEMPERATURAS ESTABILIZADAS DE FORMACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS Y PETROLEROS: APLICACIÓN DE LA APROXIMACIÓN MATEMÁTICA DE PADÉ	144
<i>Jorge A. Andaverde-Arredondo, J.A. Wong-Loya, Edgar Santoyo</i>	
ANÁLISIS GEOQUÍMICO-MINERALÓGICO DEL DEPÓSITO DE JAL DOS CARLOS, DISTRITO MINERO PACHUCA-REAL DEL MONTE, HIDALGO	146
<i>Diana Elizabeth Ángeles-Chávez, Liliانا Lizárraga-Mendiola, Alberto Blanco-Piñón</i>	
PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF BEACH SANDS FROM THE WESTERN GULF OF MEXICO, MEXICO: IMPLICATIONS FOR PROVENANCE AND TECTONIC	147

SETTING

John S. Armstrong-Altrin, Juan J. Kasper-Zubillaga, Arturo Carranza-Edwards, L. Patricia Cordoba Saldaña

CLASIFICACIÓN POR ICP-MS DE UNA METEORITA METÁLICA, TOMANDO COMO PATRÓN UNA METEORITA MEXICANA 148

Gilberto Arreguín-Molina, Fernando Ortega-Gutiérrez, Elena Lounejeva-Baturina

LAS LAVAS ULTRAMÁFICAS CÁMBRICAS DE LA FORMACIÓN PUERTO BLANCO, MUNICIPIO DE PITIQUITO, NW DE SONORA, MÉXICO 149

Arturo J. Barrón-Díaz, Francisco Abraham Paz-Moreno, Elena Centeno-García, Alan Demant
VALORES CRÍTICOS NUEVOS DE F Y SU USO EN LAS PRUEBAS ANOVA Y F DE FISHER PARA EVALUAR LOS DATOS GEOQUÍMICOS 150

René Cruz-Huicochea y Surendra P. Verma

GEOQUÍMICA AMBIENTAL DE LA ZONA MINERA DE MACONÍ, QUERÉTARO: RESULTADOS PRELIMINARES 151

Norma Liliana Cruz-Ortiz, Alicia Ibone Audifred-Valdes, Alejandro Carrillo-Chavéz

LAS CUEVAS, S. L. P.: EL YACIMIENTO MÁS GRANDE DE FLUORITA EN EL MUNDO: DISCUSIÓN DE SU ORIGEN A PARTIR DEL COMPORTAMIENTO DE SUS FLUIDOS MINERALIZANTES 152

Erik Hugo Díaz-Carreño, Eduardo González-Partida, Carles Canet, José Luis Farfán-Pánama, Luis E. González-Ruiz

DETERMINACIÓN DE NIVELES DE TAR-MAT EN YACIMIENTOS DEL OCCIDENTE VENEZOLANO, USANDO PIRÓLISIS ROCK-EVAL 6, EN ARENISCAS "C" DEL EOCENO, LAGO DE MARACAIBO, REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA 153

Laurys Jael Duno-Navarro y Marcos Escobar

EVALUACIÓN DE GEOTERMÓMETROS DE GASES PARA LA ESTIMACIÓN DE SUS INCERTIDUMBRES POR EL MÉTODO DE MONTECARLO 154

Christian Guadalupe García-López y Edgar Santoyo

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO, NE DE MÉXICO 155

Reneé González-Guzmán, Fernando Velasco-Tapia, Bodo Weber, Gabriel Chávez-Cabello, María Teresa Orozco-Esquivel, Martín Valencia-Moreno, Peter Schaaf

GUAYNOPA Y GUAYNOPITA, DOS TIPOLOGÍAS DE MINERALIZACIÓN DE EDAD CRETÁCICO SUPERIOR EN LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL MÉXICO 156

Eduardo González-Partida, Carles Canet, Antoni Camprubí, E. González-Ruiz

EN EL DISTRITO MINERO DE BAROSA, MUZQUIZ, COAH. (MÉXICO): FLUIDOS MINERALIZANTES Y COMPORTAMIENTO ISOTÓPICO DE LA MENA Y GANGA 157

Eduardo González-Partida, Carles Canet, Antoni Camprubí, E. González-Ruiz

REMOCIÓN DE Cd²⁺ DE SOLUCIONES ACUOSAS UTILIZANDO *Eichhornia crassipes* COMO BIOADSORBENTE 158

Gabriela G. González-Sánchez, Marina Vega-González, Carolina Muñoz-Torres, Marisol Suárez-Sánchez, Gabriela Hernández-Quevedo

SEPARACIÓN DE TIERRAS RARAS POR ELECTROFORESIS CAPILAR: ESTADO DEL ARTE 159

Mirna Guevara y Edgar Santoyo

EVALUACIÓN DE ARQUITECTURAS Y TÉCNICAS NUMÉRICAS DE ENTRENAMIENTO DE REDES NEURONALES ARTIFICIALES PARA ESTUDIOS GEOTERMOMÉTRICOS DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS 161

Cuautzin A. Hidalgo-Dávila, Lorena Díaz-González, Edgar Santoyo

ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y NITRÓGENO EN LA MATERIA ORGÁNICA, CUENCA SOLEDAD BAJA CALIFORNIA SUR 163

Miryam Juárez-Fonseca y Alberto Sánchez-González

GEOCHEMICAL VARIATIONS IN CRETACEOUS CARBONATE ROCKS OF ALISITOS FORMATION, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO 164

J. Madhavaraju

CONCENTRACIONES DE PLOMO Y ARSÉNICO EN SUELO SUPERFICIAL DEL DISTRITO MINERO FRESNILLO, ZACATECAS 166

<i>Rubí E. Mayorga-Ávila, Leticia Carrizales-Yáñez, Fernando Díaz-Barriga Martínez, Israel Razo-Soto</i>	
METODOLOGÍA DEL ESTUDIO GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO DE LOS SUELOS DE MÉXICO	167
<i>Francisco Moreira-Rivera y Jessica Rivera-Pérez</i>	
CCWater – UN SOFTWARE PARA LA CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS	168
<i>Kailasa Pandarinath, José Rodolfo Pérez-Espinosa, Francisco Javier Hernández-Campos</i>	
GasGeo – UN SOFTWARE PARA ESTIMAR LAS TEMPERATURAS DE RESERVORIO DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS MEDIANTE GEOTERMÓMETROS DE GASES	169
<i>Kailasa Pandarinath, James Pérez-Barrera, Juan Pablo Pérez-Orozco</i>	
ESTUDIOS EXPERIMENTALES DE INTERACCIÓN FLUIDO-ROCA A MEDIANA TEMPERATURA (<200°C) Y SUS APLICACIONES EN GEOTERMOMETRÍA	170
<i>Daniel Pérez-Zárate, Ignacio S. Torres-Alvarado, Edgar Santoyo</i>	
NEW PROPOSAL FOR ULTRASTRUCTURAL ANALYSIS APPLIED ON FOSSIL RESIN WITH ORGANIC INCLUSIONS: THE EARLY MIOCENE AMBER FROM CHIAPAS, SOUTHERN MÉXICO	171
<i>Francisco Riquelme, Manuel Aguilar-Franco, José Luis Ruvalcaba-Sil, Abel Moreno, Jesús Alvarado-Ortega</i>	
RECONOCIMIENTO QUÍMICO E ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO COSTERO DE LA PAZ, B.C.S – EVALUACIÓN DE UNA POSIBLE INTRUSIÓN MARINA	172
<i>Teresa Y. Rosales-Ramírez, Bodo Weber, Mariela Carrera-Muñoz</i>	
GEOQUÍMICA SEDIMENTARIA APLICADA A LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA LAGUNA BABÍCOR, DESIERTO DE CHIHUAHUA, DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO	173
<i>María del Mar Sánchez-Córdova y Priyadarsi Debajyoti-Roy</i>	
GEOCROLOGÍA U-Pb DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO, ZACATECAS	174
<i>Rogelio Sosa-Valdés; Gabriel Chavez-Cabello; Bodo Weber; Fernando Velasco-Tapia</i>	
INGENIERÍA EN ENERGÍAS RENOVABLES: UNA NUEVA LICENCIATURA DE LA UNAM PARA ENFRENTAR LOS RETOS ENERGÉTICOS DEL FUTURO	175
<i>Ignacio S. Torres-Alvarado</i>	
COMPOSICIÓN ISOTÓPICA (H, C) DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES, MICHOACÁN Y SU RELACIÓN CON PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL CAMPO	177
<i>Ignacio S. Torres-Alvarado</i>	
GEOQUÍMICA DE ROCAS METAVOLCÁNICAS DE TAXCO Y TAXCO VIEJO, GUERRERO	178
<i>Rafael Torres de León y Maria Fernanda Campa-Uranga</i>	
CONTRIBUCIÓN DE LA LITOLOGÍA AL CONTENIDO IÓNICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA DEL RÍO PABLILLO, ÁREA URBANA DE LINARES, N.L., MÉXICO	179
<i>Federico Viera-Décida, Aurora Serna de la Cruz, Ana María Garza-Castillo</i>	
HIDROGEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS ALEDAÑAS AL CAUCE DEL RÍO PABLILLO EN EL ÁREA URBANA DE LINARES, N.L., MÉXICO	181
<i>Federico Viera-Décida y Aurora Serna de la Cruz</i>	
NUEVOS ASPECTOS SOBRE EL ORIGEN Y EL CRECIMIENTO CONTINENTAL DE OAXAQUIA – GEOCROLOGÍA POR U-Pb E ISÓTOPOS DE Hf EN ZIRCÓN	183
<i>Bodo Weber</i>	
NUEVAS TENDENCIAS DE INVESTIGACIÓN EN INCLUSIONES FLUIDAS DE MEDIOS PETROLEROS	185
<i>Eduardo González Partida</i>	

PRÓLOGO

En esta ocasión y por primera vez en Coahuila, la *Facultad de Metalurgia* de la *Universidad Autónoma de Coahuila (FM-UAdeC)*, fue designada sede e institución anfitriona del *XXI Congreso Nacional de Geoquímica*, reunión académica-científica que es organizada anualmente por el Instituto Nacional de Geoquímica A.C. (INAGEQ).

La realización del Congreso anual del INAGEQ en la ciudad de Monclova, sin duda contribuye a la difusión del desarrollo tecnológico y científico del país. Este evento en el norte del país, particularmente en el estado de Coahuila de Zaragoza, promueve la vinculación y cooperación entre instituciones nacionales de reconocido prestigio. Cabe destacar la importante participación del sector industrial y del sector educativo, alianza substancial que apoya las actividades de docencia y la formación de recursos humanos de calidad comprometidos con la realidad social y económica de nuestro país.

De este modo, en respuesta al continuo desarrollo y recientes avances en tópicos como Interacción fluido-roca, Geotermoquímica, Geoquimiometría, Geoquímica Analítica, Educación Geoquímica, Geoquímica Ambiental, Hidrogeoquímica, Geoquímica Isotópica, Geocronología, Petrología, Geoquímica de Yacimientos Minerales, Carbón, Geoquímica Orgánica, Geoquímica Sedimentaria, Ciencias Extractivas y Tecnología de Materiales, se organizaron once sesiones técnicas para propiciar el intercambio de ideas y experiencias sobre una amplia gama de especialidades, ofreciendo una visión contemporánea del estado de arte de la Geoquímica en nuestro país y con referencia internacional, por la calidad y prestigio de las instituciones participantes.

Los trabajos que se presentan en el *XXI Congreso Nacional de Geoquímica 2011*, cumplen con los propósitos del INAGEQ, para mantener en contacto a los geoquímicos del país, fomentar y apoyar el estudio de la Geoquímica, promover el estudio y solución de problemas relacionados con la Química de la Tierra, así como señalar la dirección de nuevos horizontes de investigación básica y tecnológica sobre esta disciplina.

Aprovechamos estas líneas para agradecer a las autoridades de la UAdeC, a la Mesa Directiva actual del INAGEQ, a los patrocinadores, a los organizadores, al Prof. Jesús María Suárez (responsable editorial), y a todos los entusiastas participantes, sin cuyo apoyo desinteresado no hubiera sido posible la realización de este magno evento.

Monclova, Coahuila de Zaragoza, 3 de octubre de 2011.

*Noé Piedad-Sánchez
María Gloria Rosales-Sosa
Mirna Guevara-García
Edgar R. Santoyo-Gutiérrez*

(Editores)

CONFERENCIAS INVITADAS

GEOTERMIA: ENERGÍA RENOVABLE INAGOTABLE DEL FUTURO

Edgar Santoyo

Centro de Investigación en Energía, UNAM, Privada Xochicalco s/n, Centro, Temixco, Mor., 62580, México.
Correo electrónico: esg@cie.unam.mx

RESUMEN

La energía geotérmica es una energía renovable y tecnológicamente madura utilizada actualmente en un gran número de países para la producción de energía eléctrica y otros usos directos que inciden en sus programas de ahorro de energía. No obstante de la inmensa cantidad de energía disponible en los sistemas geotérmicos mundiales, su aprovechamiento en la generación de electricidad ha sido limitado ya que la capacidad total instalada a la fecha es de ~10,715 MW (~10.7 GW), representando en la actualidad el ~0.4% de las necesidades mundiales de energía con una producción de ~67,246 GWh. La tecnología desarrollada para la extracción y aprovechamiento ha sido completamente asimilada y se ha concentrado en la exploración y explotación de los sistemas hidrotermales convectivos de alta temperatura, los cuales se encuentran presentes en forma limitada en la Tierra. Estudios de planeación energética sobre el aprovechamiento de estos recursos para la generación de electricidad indican que para el año 2015, la capacidad instalada se incrementará hasta los ~18,500 MW con lo cual se producirá una cantidad de energía de ~75,000 GWh. La disponibilidad de fluido de alta temperatura a profundidades relativamente someras (2 a 3 km), la recarga natural de los yacimientos o reservorios, sumado a las condiciones geológicas típicas (rocas permeables y capa sello) han sido tradicionalmente los principales criterios científicos y técnicos que han determinado la explotación comercial de los sistemas hidrotermales convencionales. Sin embargo, se ha encontrado recientemente que la disponibilidad nula o escasa de fluido endógeno en los sistemas geotérmicos podría contrarrestarse en sitios de roca seca caliente, que pueden ser perforados a una mayor profundidad en la corteza terrestre (5 a 10 km) y que con la inyección de agua podría extraerse eficientemente la energía almacenada.

Estos sistemas geotérmicos se conocen como sistemas de roca seca caliente o sistemas geotérmicos mejorados y constituyen actualmente los recursos geotérmicos más importantes y promisorios, ya que se encuentran distribuidos uniformemente en todo el planeta. Con esta nueva generación de sistemas geotérmicos, la escasa disponibilidad de los sistemas hidrotermales será compensada por un número mucho mayor de sitios geotérmicos aptos para la producción de energía eléctrica. Se prevé que, una vez dominada la tecnología de extracción de los fluidos inyectados y por este medio, una recuperación mejorada de la energía almacenada, la explotación de estos sistemas permitirá el aprovechamiento de recursos de baja y mediana temperatura a través de procesos termodinámicos de ciclo binario más eficientes. De esta forma se podrá alcanzar una capacidad instalada de energía eléctrica inmensamente superior a la disponible actualmente a nivel mundial.

Existen ya algunos proyectos de prospección y explotación de estos nuevos sistemas que prevén, que en el futuro cercano, la generación geotermoeléctrica se convertirá en una pieza clave dentro del panorama energético mundial. Estas nuevas tecnologías de explotación convertirán a los recursos geotérmicos en recursos energéticos ilimitados, los cuales formarán parte del portafolio energético básico de muchos países. En el presente trabajo se describe el estado actual de desarrollo de la energía geotérmica y las tendencias tecnológicas futuras de explotación en un esquema de desarrollo sustentable.

Palabras clave: Energías Renovables, Geotermia, Sistemas Geotérmicos Mejorados, Roca Seca Caliente, Sistemas Hidrotermales, Desarrollo Sustentable.

I. INTRODUCCIÓN

En el presente siglo se ha hecho más evidente, tanto a nivel nacional como mundial, el acelerado proceso de extracción de los recursos del petróleo con efectos negativos, tanto en sus costos de producción como en el agotamiento de sus reservas (Jennings, 2008). Dado que la generación de energía eléctrica ha descansado principalmente en los combustibles fósiles, este proceso ha causado un impacto negativo al medio ambiente debido a la emisión de contaminantes (gases efecto invernadero, agotamiento de la capa de ozono estratosférico y esmog debido a emisiones de gases residuales del transporte y la industria), con consecuencias muy graves al planeta Tierra y a la salud de los seres humanos (Kimoon & Steiner, 2007). Todos estos problemas se harán más críticos en el futuro con el crecimiento de la población mundial y la consecuente demanda de energía eléctrica (Marechal et al., 2005).

La capacidad actual de energía instalada mundialmente es de ~15 TW y se prevé que para el año 2050, los requerimientos de esta capacidad se incrementen hasta ~30 TW (IEA, 2010). Ante este escenario, el uso eficiente y racional de los recursos remanentes del petróleo, así como el uso de fuentes renovables de energía aparecen como soluciones viables y tecnológicas para atender la probable crisis energética del futuro. Entre las Energías Renovables (ER) que actualmente se desarrollan destacan las energías: hidroeléctrica, geotérmica, eólica, biomasa, solar y oceánica (Demirbas et al., 2006; Gupta and Roy, 2007).

El desarrollo sustentable de las ER ayudará en el futuro a satisfacer las necesidades y retos energéticos del Mundo, principalmente en aquellos países en donde se disponen enormes potenciales de ER, como es el caso de México. Hoy en día las ER contribuyen con un 21.5 % en la capacidad instalada total de energía en el mundo (a través de las siguientes aportaciones: hidroeléctrica: 19.0%; biomasa: 1.5%; eólica: 0.6%; y geotérmica: 0.4%).

Se espera que para el 2030 esta contribución se incremente hasta un 25.9% con las siguientes contribuciones: hidroeléctrica: 16.3%, eólica: 4.8%, biomasa: 3.3%, solar: 0.8%, geotérmica: 0.6% y oceánica: 0.1% (Fridleifsson, 2006). Dentro de este abanico de ER, la energía geotérmica o geotermia es la energía que ha mostrado una mayor madurez tecnológica con una contribución a nivel mundial en la producción de electricidad del 0.4%, lo cual en términos de la capacidad total instalada en el 2010 (~10,715 MW), es equivalente a una producción total de energía ~67,246 GWh (Bertani, 2010).

La explotación de la geotermia ha sido también impulsada para la mitigación de los problemas de cambio climático, efecto invernadero y el consecuente calentamiento global de la Tierra (Kömürçü y Akpınar, 2009). Se tiene documentado que la actual generación geotermoeléctrica ha permitido el ahorro de ~206.5 millones de barriles de petróleo al año, además de evitar emisiones de gases por la operación de plantas de combustóleo (~100 millones de toneladas de CO₂) y de carbón (~116 millones de toneladas de CO₂; Bertani, 2010). En la presente contribución se describe en forma general, conceptos fundamentales de la energía geotérmica, la evolución y desarrollo que ha tenido la exploración de los sistemas geotérmicos, así como las tendencias futuras que exhibirá la explotación de estos sistemas geoenergéticos a nivel mundial.

II. ENERGÍA GEOTÉRMICA (ESTADO ACTUAL DE DESARROLLO)

La geotermia es referida simplemente como la energía que se deriva del calor natural existente en el interior de la Tierra. La mayor parte de este calor se genera a partir de material rocoso fundido llamado magma. La mayoría del magma producido en la Tierra no llega a la superficie, sino que tiende acumularse debajo de ésta a profundidades entre 5 y 10 km, en donde suele calentar grandes regiones de roca o reservorios de fluido confinado, los cuales dan origen a la formación de los sistemas geotérmicos (Gupta and Roy, 2007).

Desde un punto de vista práctico, se denomina energía geotérmica o simplemente geotermia al estudio y utilización de la energía térmica de la Tierra que, transportada a través de la roca y/o de fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia los niveles superficiales de la misma. Esta energía produce en la superficie terrestre impresionantes manifestaciones tales como fumarolas, manantiales termales, géiseres y la manifestación más extraordinaria de todas, los volcanes.

El flujo de calor promedio que se da través de la corteza terrestre es del orden de 59 mW/m² (MIT, 2006). El contenido total de calor de la Tierra se estima que es del orden de 12.6 x 10¹² EJ, mientras que en la corteza terrestre se ha estimado en aproximadamente 5.4 x 10⁹ EJ (Armstead, 1983; Dickson & Fanelli, 2005). El calor interno de la Tierra es generado continuamente por el decaimiento natural de sus isótopos radiactivos con una tasa energética de 860 EJ/año, lo cual representa 2 veces la energía primaria consumida en el 2004 (463 EJ/año; MIT, 2006).

La conductividad térmica de la roca de los sistemas geotérmicos es muy baja, de tal forma que se requiere mucho tiempo para agotar este recurso geoenergético (del orden de billones de años). Con base en estas características termofísicas, la geotermia es considerada como una fuente inmensa de energía y casi inagotable si se explota sustentablemente (Rybach, 2007).

La explotación comercial de la geotermia, en la generación de energía eléctrica, inició a principios del siglo XX, en el campo geotérmico de Larderello, Italia en 1904, cobrando una mayor importancia hace apenas cuatro décadas. En la década de los años 70, con el incremento en el costo de los combustibles fósiles, se le dio a la geotermia una importancia relevante, contribuyendo en parte a solucionar los requerimientos de energía de algunos países (Kagel & Gawell, 2005).

En la actualidad, la energía geotérmica se considera ya como un recurso explotable, tanto económica como técnicamente, limpio, flexible, confiable y abundante, con posibilidades de usarse en una amplia variedad de aplicaciones (Lund, 2010). Entre los usos más comunes se encuentran: (i) la generación de electricidad; (ii) el acondicionamiento de viviendas mediante bombas de calor geotérmicas (enfriamiento o calentamiento); (iii) recreación (balneología y turismo) y tratamientos medicinales; (iv) invernaderos (agricultura, floricultura, e hidroponía); (v) criaderos de peces y mariscos; y (vi) procesos industriales (p. ej., secado de madera o productos agrícolas).

La energía geotérmica que se explota actualmente para generar electricidad proviene del calor transportado por fluidos a alta temperatura, los cuales a su vez han sido calentados por el calor transportado de las intrusiones magmáticas a las rocas que contienen los fluidos. Entre más profundo se vaya en dirección al centro de la Tierra, más alta será la temperatura (Fig. 1).

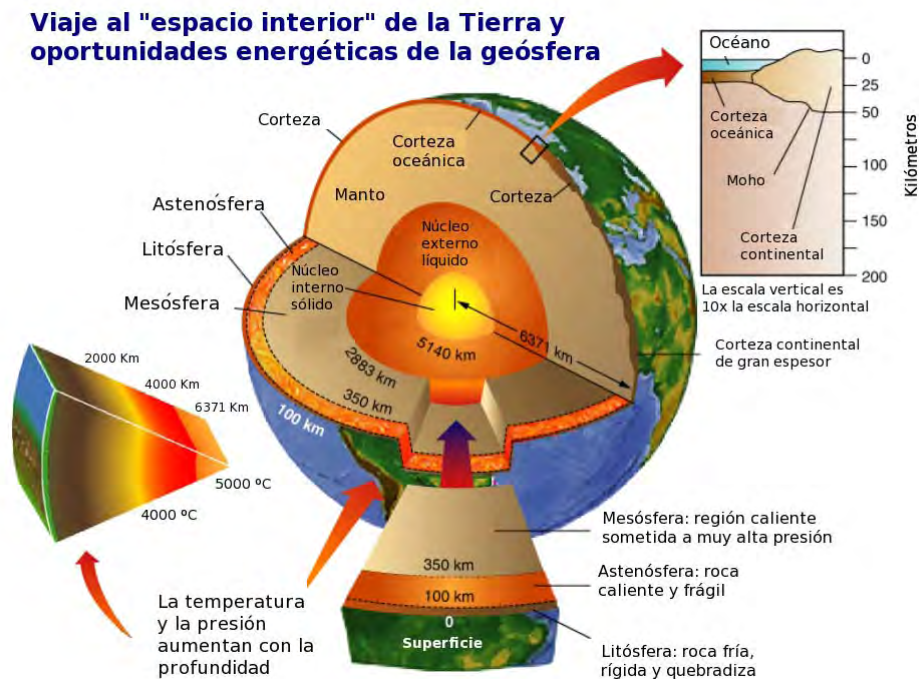


Fig. 1 Estructura física y térmica de la Tierra.

En sitios geotérmicos privilegiados, el gradiente geotérmico puede llegar a ser varias veces mayor que el gradiente normal de la Tierra (cuyo promedio es de 30 °C/km, esto es ~ 1 °C cada 30 metros de profundidad). Por ello, en zonas geotérmicas con gradientes térmicos superiores a los 70 °C/km es posible encontrar geofluidos con temperaturas mayores a los 200 °C, a profundidades promedio de ~ 3 km. No obstante, existen algunos sitios geotérmicos, como en el campo geotérmico de Kakkonda en Japón en donde se han registrado gradientes de hasta 165 °C/km que producen temperaturas anómalas de hasta 500 °C (p. ej., Ikeuchi et al., 1998; Muraoka et al., 1998). La obtención de sistemas geotérmicos con temperaturas superiores a los 200 °C y la disponibilidad de fluido, en principio,

ha justificado la perforación de pozos productores de alta entalpía, los cuales han sido los más apropiados para la generación geotermoeléctrica.

A la fecha se han identificado varios tipos de sistemas geotérmicos, entre los cuales destacan los sistemas: (1) Hidrotermales convectivos; (2) Roca seca caliente; (3) Geopresurizados; (4) Conductivos sedimentarios; (5) Radiogénicos; (6) Marinos; (7) Magmáticos; (8) Agua caliente localizados en campos de Petróleo y gas; y (9) los sistemas geotérmicos supercríticos.

(1) Sistemas hidrotermales convectivos. Estos sistemas presentan una fuente de calor, fluido (líquido y/o vapor) y roca en donde se almacena el fluido geotérmico (yacimiento o reservorio; Fig. 2). El fluido geotérmico que existe en estos sistemas puede tener su origen en la superficie de la Tierra, como agua meteórica (agua de lluvia, hielo o de nieve). Esta agua se infiltra lentamente en la corteza, a través de poros y fracturas, penetrando a varios kilómetros de profundidad en donde es acumulada y calentada por la roca, interacción que puede alcanzar temperaturas de hasta 500 °C.

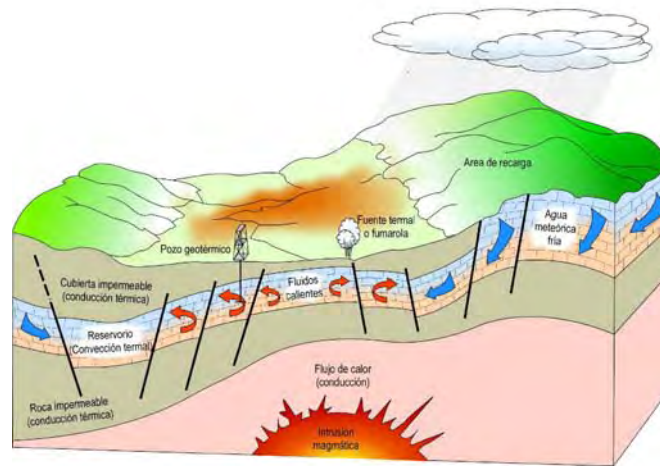


Fig. 2 **Representación esquemática de un sistema hidrotermal convectivo (modificado de: Dickson & Fanelli, 2005).**

Estos sistemas pueden a su vez clasificarse en: yacimientos de vapor dominante, líquido dominante de alta entalpía y líquido dominante de baja entalpía, los cuales pueden estar asociados con sistemas volcánicos o no-volcánicos dependiendo de la temperatura de los recursos disponibles (Armstead, 1983). Cuando las temperaturas son superiores a los 200 °C, los yacimientos presentan una correlación con sistemas volcánicos y una asociación con la tectónica de placas, mientras que temperaturas menores a 200 °C se relacionan con sistemas no-volcánicos (Sanyal, 2010). En la actualidad, los sistemas hidrotermales son los sistemas más convencionales y los que se explotan comercialmente, tanto para producir electricidad, como en usos directos.

(2) Sistemas de roca seca caliente. Los sistemas geotérmicos mejorados, SGM (“Enhanced Geothermal Systems” o “Engineered Geothermal Systems”, EGS), también conocidos como sistemas de roca seca caliente (“Hot Dry Rock”, HDR), son concebidos actualmente como una nueva generación de sistemas con un alto

potencial térmico, caracterizados principalmente por la disponibilidad de una fuente de calor (roca caliente) y la ausencia de fluidos debido las características geológicas propias de estos sistemas, generalmente rocas cristalinas, no permeables (Tester *et al.*, 2007; Häring *et al.*, 2008).

La explotación de un SGM requiere la creación artificial de un yacimiento fracturado mediante técnicas de fracturamiento hidráulico y acompañado por la inyección de agua a temperatura ambiente a través de un pozo inyector perforado para estos fines. Esta agua es calentada por conducción al entrar en contacto con la roca seca caliente y después de adquirir condiciones adecuadas de presión y temperatura, es finalmente extraída mediante un segundo pozo productor para su aprovechamiento mediante diversos procesos termodinámicos de generación en la superficie (Fig. 3). Este recurso geotérmico se encuentra disponible en el subsuelo a 2-4 km de profundidad en todo el planeta, con temperaturas adecuadas para la generación de electricidad, por lo que se considera como uno de los sistemas más abundantes del mundo y prácticamente inagotable. No obstante que el proceso de explotación de los SGM parece ser muy simple, tecnológicamente todavía presenta algunas barreras y retos por resolver para su explotación comercial. Entre estas barreras o limitaciones tecnológicas destacan: (a) la creación de un volumen apropiado de roca fracturada; (b) la disposición de un sistema tecnológico y comercialmente atractivo; (c) la minimización de la razón de enfriamiento del agua geotérmica producida; (d) la minimización del agua inyectada debido a pérdidas por flujo hacia la formación fracturada; y (e) la minimización de problemas de micro-sismicidad inducida por el proceso de fracturamiento hidráulico.

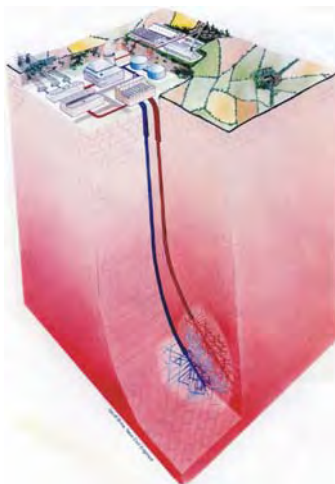


Fig. 3 Modelo esquemático de un sistema geotérmico mejorado o de roca seca caliente (Fuente: Dickson & Fanelli, 2005).

Por estas limitaciones, el avance tecnológico en la explotación de estos sistemas ha sido lento. De hecho, la mayoría de los proyectos están todavía en fase de I+D, aunque cabría mencionar que existen algunos proyectos en etapa de demostración tecnológica con centrales de generación de 3 MWe. Este importante desarrollo se tiene en Australia, Francia, Suiza, Inglaterra, Japón y USA, y podría ser indicativo de lo que ocurrirá a nivel mundial en un futuro próximo (Chamorro-Camazón, 2009; Santoyo & Barragán, 2010; Santoyo & Torres-Alvarado, 2011).

Estudios realizados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica, E.U.A. (U.S. Geological Survey) reportan que la energía almacenada en los yacimientos de roca seca caliente equivale a más de 500 veces la energía acumulada en todos los yacimientos de gas y petróleo del mundo, lo que habla de un recurso inmenso (MIT, 2006). Las reservas recuperables de esta energía en los E.U.A. se han estimado en más de 200,000 EJ, equivalentes a más de 2,000 veces la demanda anual de energía primaria. Pronósticos energéticos sobre estos recursos indican que para el 2050 se podrían instalar más de 100,000 MWe con una inversión de 1 billón de dólares americanos (MIT, 2006).

(3) Sistemas geotérmicos geopresurizados. Los sistemas geopresurizados contienen agua y metano disuelto a alta presión (del orden de los 700 bar) y mediana temperatura (entre 90 y 200°C) y generalmente están confinados en yacimientos de roca sedimentaria (Sanyal, 2010). Este tipo de recursos pueden proveer tres tipos de energía: térmica (agua caliente), química (metano) y mecánica (energía cinética debido a que los fluidos están a alta presión). Considerando que estos sistemas contienen metano, este gas podría ser usado para generar electricidad a través de máquinas termodinámicamente más eficientes. Actualmente no se explotan comercialmente, aunque existen detectados algunos sistemas en Texas y Louisiana, E.U.A., en donde se ha estimado su potencial energético en ~40,000 MW_t (Alonso, 1993; Bebout *et al.*, 1978). Se desconoce el potencial de este recurso en México.

(4) Sistemas geotérmicos conductivos sedimentarios. Estos sistemas producen recursos de baja y mediana temperatura (20 a 150°C) debido a sus gradientes geotérmicos superiores a los 30°C/km, a los flujos de calor y a la baja conductividad térmica de sus rocas (Lund, 2007). La presencia de estos sistemas se ha detectado en regiones típicas de la formación Madison en el Norte y Sur de Dakota, Montana and Wyoming en los E.U.A., así como en la cuenca Pannonian de Europa central (Hungría, en donde han sido usados los recursos geotérmicos de baja entalpía).

(5) Sistemas geotérmicos radiogénicos. Estos sistemas están asociados a intrusiones graníticas que con el calor generado por el decaimiento radioactivo de los isótopos de torio, potasio y uranio calientan el agua subterránea local. Este proceso de calentamiento incrementa los gradientes geotérmicos arriba del promedio global y provee un fluido factible de aprovecharse con la perforación de pozos profundos. Este tipo de recursos geotérmicos se tienen disponibles en la zona Este de los Estados Unidos, aunque no han sido todavía explotados comercialmente (Lund, 2007).

(6) Sistemas geotérmicos marinos. Estos sistemas son recursos de alta entalpía que existen en el fondo del mar y se manifiestan como descargas hidrotermales, fumarolas o chimeneas. Los sistemas marinos han sido poco estudiados hasta ahora, y por lo tanto no se explotan comercialmente, aunque ya se han detectados algunos en el Golfo de California, México con temperaturas hasta de 350 °C y flujos de calor de hasta 0.34 W/m² (Mercado, 1988; Suárez, 2004; Villanueva *et al.*, 2006).

(7) Sistemas geotérmicos magmáticos. Los sistemas magmáticos son sistemas de roca fundida asociados con aparatos volcánicos activos o detectados a gran profundidad en zonas de debilidad cortical (Wohletz & Heiken, 1992; Etiope *et al.*, 2007). Existen algunos proyectos piloto experimentales desarrollados en Hawaii (Volcán Mauna) y Heimaey en Islandia (una de las islas Westmann) para extraer la energía térmica directamente de los procesos de fusión de roca (Lund, 2007).

Sin embargo, no se explotan comercialmente en la actualidad por la falta de tecnología apropiada. El atractivo más importante de este tipo de recursos son las muy altas temperaturas disponibles >800 °C (Iglesias-Rodríguez *et al.*, 2005). En el mediano o largo plazo, cuando se cuente con la tecnología y los materiales adecuados para resistir la corrosión y las altas temperaturas, se podría explotar la enorme cantidad de energía almacenada en las cámaras magmáticas de los volcanes activos.

(8) Sistemas geotérmicos de agua caliente localizados en campos de petróleo y gas. Existen hoy en día, otro tipo de recursos geotérmicos disponibles para su posible explotación a partir del calor contenido en el agua producida por pozos profundos de petróleo o gas (Davis & Michaelides, 2009). Esta agua caliente puede ser co-producida ya sea con petróleo o extraída a partir de los pozos petroleros que han sido abandonados por no tener una producción rentable, o por agotamiento del yacimiento productor. Su explotación no se ha hecho aún atractiva debido a que no se tiene evaluado completamente el recurso térmico disponible, en términos de las temperaturas y la producción de agua en estos sistemas (Sanyal & Butler, 2009).

(9) Sistemas geotérmicos supercríticos. Este tipo de recursos son sistemas muy profundos caracterizados por confinar fluidos geotérmicos en estado supercrítico y con temperaturas de hasta 600 °C (Flóvenz, 2006). Hoy en día se han detectado estos sistemas en Islandia, en donde se lleva a cabo actividades del proyecto de perforación profunda IDDP (“Iceland Deep Drilling Project”; Kranz, 2007). El fluido supercrítico puede proveer hasta 10 veces más energía que la de un fluido almacenado en un sistema geotérmico convencional (Fridleifsson *et al.*, 2003, 2005; Fridleifsson & Elders, 2005).

III. TECNOLOGÍAS USADAS EN LA GENERACIÓN DE ELECTRICIDAD

Existen en la actualidad 3 tipos de plantas geotermoeléctricas usadas comercialmente para la producción de electricidad a partir de la explotación de sistemas hidrotermales convectivos: (i) plantas de vapor seco; (ii) plantas de evaporación súbita (o flasheo de vapor); y (iii) las plantas de ciclo binario. El tipo de planta a utilizar depende del estado termodinámico del fluido disponible en el yacimiento productor (vapor, agua líquida o una mezcla de ambos), así como de su presión y temperatura.

1. Plantas geotermoeléctricas de vapor seco. Una planta geotérmica de vapor seco usa directamente el vapor extraído del yacimiento mediante pozos perforados profundos, y conduciéndolo hacia un turbogenerador para producir energía eléctrica. Este tipo de plantas son comúnmente empleadas en las unidades que aprovechan el yacimiento geotérmico de “The Geysers” en California (E.U.A.), las cuales constituyen, hoy en día, la planta geotermoeléctrica más grande del mundo (Chamorro-Camazón, 2009). Generalmente, el tipo de recurso geotérmico que usan estas plantas requieren fluidos con altas temperaturas (> 250 °C).

2. Plantas de evaporación súbita (o “flasheo de vapor”). Las unidades de flasheo de vapor son las plantas comerciales más usadas en la actualidad. Estas emplean fluido geotérmico (fase líquida o una mezcla líquido-vapor) con temperaturas superiores a los 180 °C y presiones relativamente elevadas. La disminución de la presión del fluido en interior del pozo o a la salida de éste provoca una evaporación súbita (flasheo) de parte de la fase líquida del fluido para formar vapor, el cual es eficientemente separado del agua en separadores centrífugos o ciclónicos (tipo Webre). El vapor separado es conducido a turbogeneradores para la producción de energía eléctrica, mientras que la salmuera geotérmica (agua separada caliente) puede ser sometida a un segundo proceso de separación para un mejor aprovechamiento de su energía aún disponible. De esta forma vapor secundario puede ser empleado para incrementar la producción de electricidad a través de turbinas de baja presión.

La potencia instalada en una planta geotermoeléctrica de este tipo es menor que la de una planta de vapor seco, pero al ser más comunes los yacimientos que producen estos recursos y estar distribuidos de una forma algo más generosa en la superficie terrestre, el número de plantas geotermoeléctricas de este tipo es mayor y consecuentemente la capacidad total instalada es también mayor.

(iii) Plantas de ciclo binario. Las plantas de ciclo binario permiten el aprovechamiento de yacimientos de baja entalpía, esto es los recursos geotérmicos de baja a mediana temperatura. En este tipo de plantas, el fluido geotérmico no pasa a través de la turbina generadora, sino que transfiere su energía térmica a un fluido orgánico de bajo punto de ebullición (fluido de trabajo secundario) mediante un intercambiador de calor. El fluido orgánico de trabajo se evapora en el intercambiador de calor, y mediante un proceso termodinámico cíclico (generalmente de tipo Rankine) produce energía eléctrica al pasar a través de una turbina acoplada a un generador.

Una de las ventajas de las plantas geotermoeléctricas es sus muy altos factores de capacidad (horas anuales de funcionamiento frente al total posible), mucho mayor que otras tecnologías de energías renovables. A diferencia de otras energías, como la solar o la eólica, con fuertes dependencias estacionales u horarias, una central geotérmica puede estar totalmente operativa, salvo las necesidades de mantenimiento, 24 horas al día y 365 días al año.

IV. ESCENARIOS ACTUALES DE LA GENERACIÓN GEOTERMOELÉCTRICA

Escenario mundial. En 2010, la capacidad geotermoeléctrica instalada a nivel mundial alcanzó los 10,715 MWe en 39 países (~0.4% de la generación mundial: Figs. 4 y 5) y se pronostica que para el 2015, la capacidad instalada alcanzará los 18,500 MWe, esto es ~75,000 GWh con un factor de capacidad del ~77-85% (Bertani, 2010; Lund, 2010).

Otros pronósticos más optimistas indican que la capacidad geotermoeléctrica podría alcanzar los 140 GWe en el 2050 (1,104 TWh/a con un factor de capacidad del 90%), implicando un crecimiento de ~14.5 veces la capacidad actual (Fridleifsson et al., 2008).

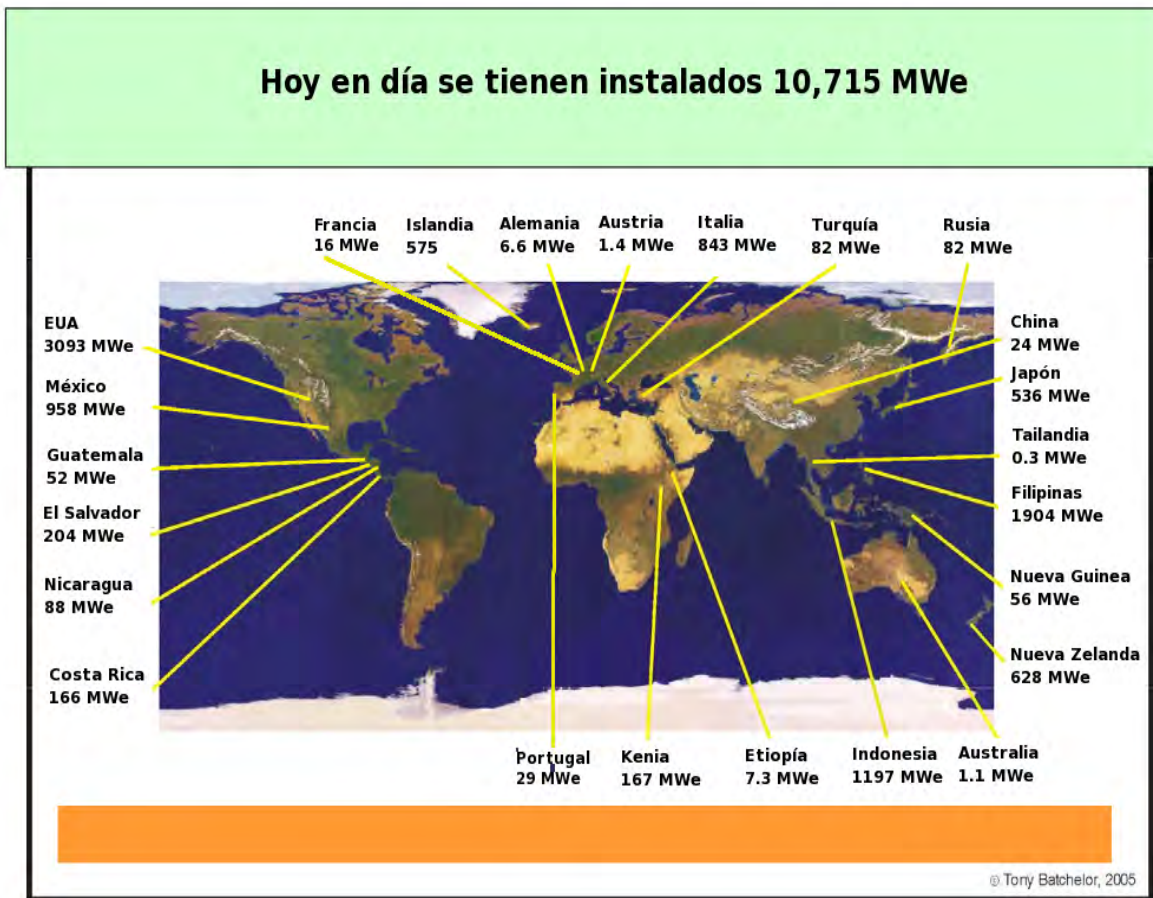


Fig. 4 Capacidad instalada para la generación de energía eléctrica por medio del uso de recursos geotérmicos alrededor del mundo (Fuente: Bertani, 2010).

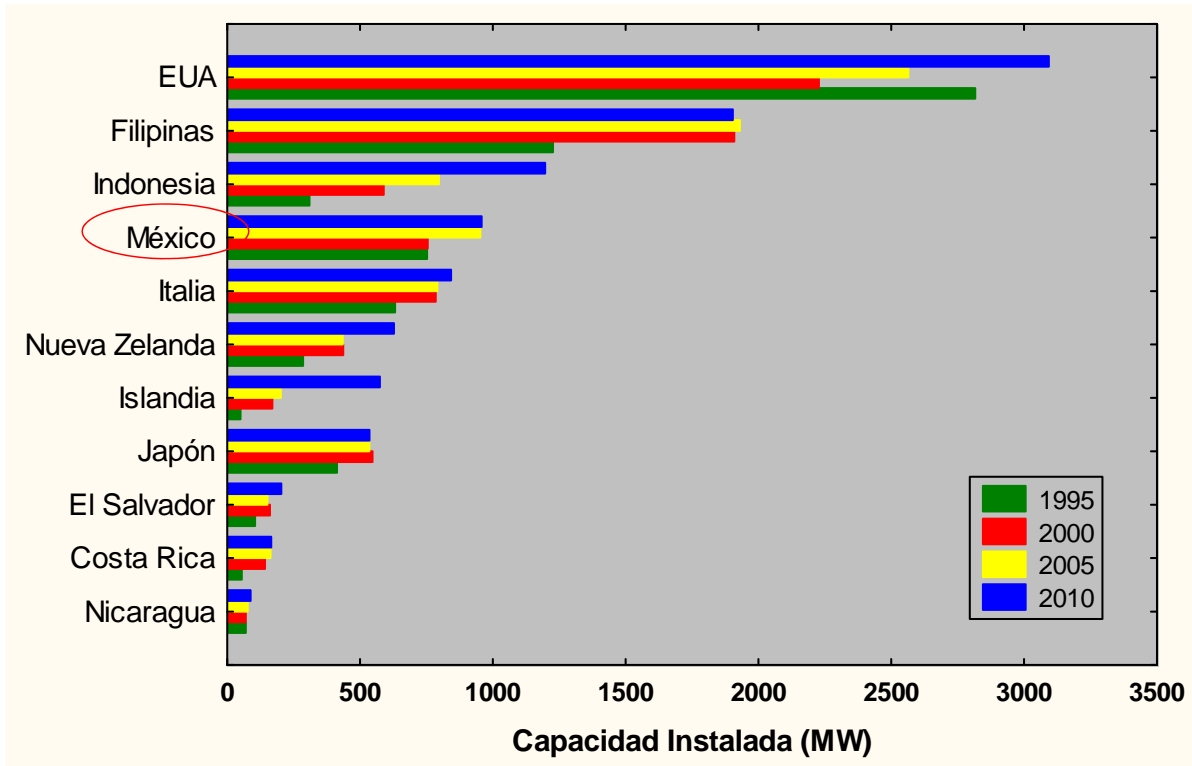


Fig. 5 **Capacidad instalada para la generación de energía eléctrica por medio del uso de recursos geotérmicos alrededor del mundo (Fuente: Bertani, 2010).**

Escenario nacional. Actualmente en México, la generación geotermoeléctrica alcanza los 958 MWe de capacidad instalada (~2% de la capacidad efectiva instalada de generación y ~3.07% de generación por fuente) a través de la explotación comercial de cuatro campos geotérmicos (CFE, 2011; Fig. 6): Cerro Prieto en el Estado de Baja California (720 MWe); Los Azufres en el Estado de Michoacán (188 MWe); Los Humeros en el Estado de Puebla (40 MWe) y Las Tres Vírgenes en el Estado de Baja California (10MWe).

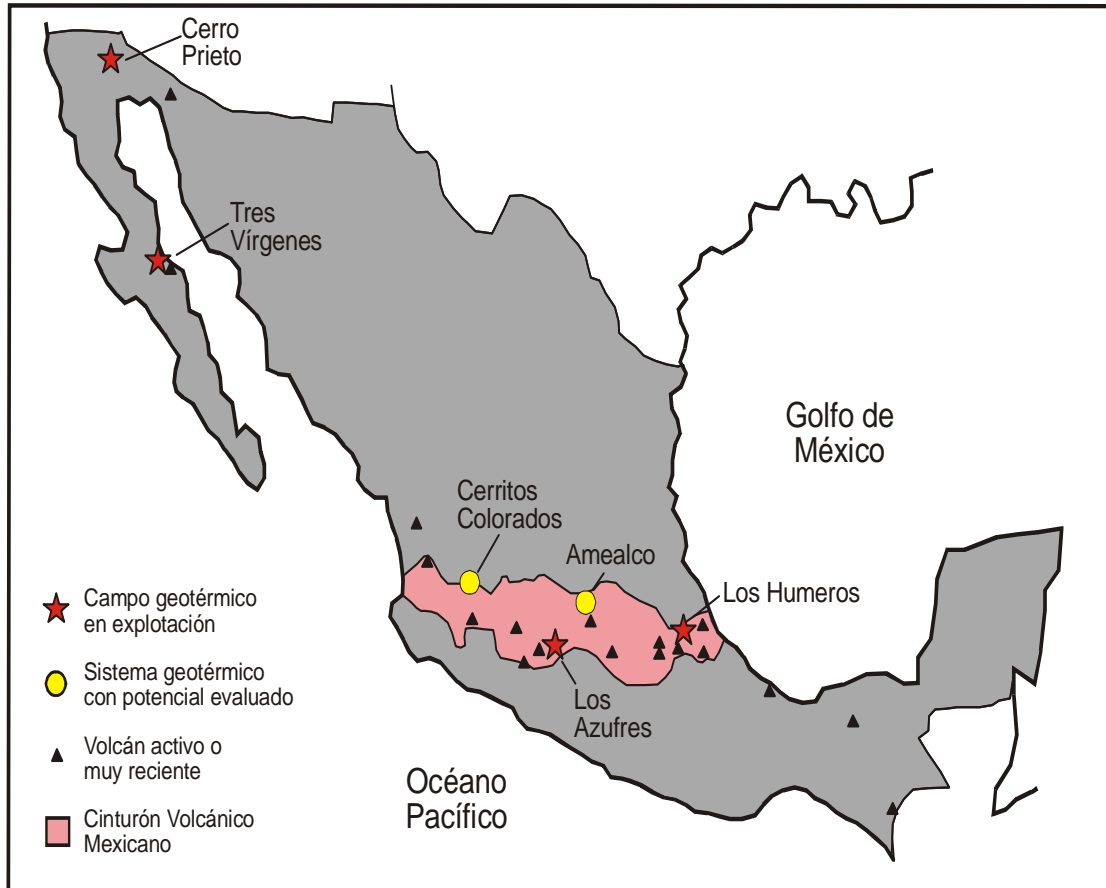


Fig. 6 Localización de los campos geotérmicos actualmente en explotación y evaluación en México. Se muestra también la ubicación del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), región identificada con el mayor potencial geoenergético de nuestro país por la presencia de un importante número de volcanes recientes o aún activos.

En la actualidad, México se encuentra en cuarto lugar a nivel mundial en generación geotermoeléctrica, después de Estados Unidos (3,093 MWe), Filipinas (1,904 MWe) e Indonesia (1,197 MWe) (Bertani, 2010; Fig. 5). Estudios prospectivos y de planeación energética indican que la capacidad instalada será incrementada a través de la construcción futura de varias plantas: Cerro Prieto V (100 MW) y Los Humeros II (25 MW; Gutiérrez-Negrín et al., 2010). Esta capacidad sería también incrementada con el proyecto geotermoeléctrico de Cerritos Colorados (anteriormente conocido como La Primavera, en el estado de Jalisco), cuyo potencial estimado es de 75 MW.

Este proyecto entraría en operación una vez que se clarifique la naturaleza del proyecto geotérmico limpio y que se atiendan las preocupaciones ambientales con las autoridades y comunidades locales.

Datos técnicos reportados por la CFE indican que la capacidad geotermoeléctrica actual instalada ha requerido de la perforación de 556 pozos y que se han producido 65.9 millones de toneladas de vapor geotérmico al año (7,504 t/h), de los cuales 66.4% corresponde al campo geotérmico de Cerro Prieto, 15.3% a Los Azufres, 7.7% a Los Humeros y 1.8% a Las Tres Vírgenes (Gutiérrez-

Negrín, 2010). El costo de la generación geotermoeléctrica se considera competitivo a nivel mundial, el cual oscila en el intervalo de 2-10 US¢/kWh con costos de retorno de inversión que fluctúan entre 800 y 3000 US\$/kW. Se espera que en el futuro que estos costos de energía puedan reducirse hasta un intervalo de 1 a 8 US¢/kWh. En México, los costos de generación han sido variables: p. ej., Cerro Prieto (3.46 US¢/kWh); Los Azufres (3.29 US¢/kWh); Los Humeros (3.45 US¢/kWh); Tres Vírgenes (3.45 US¢/kWh); La Primavera (4.11 US¢/kWh).

V. USOS DIRECTOS DE LA GEOTERMIA

Escenario mundial. Los sistemas geotérmicos de mediana y baja entalpía (temperaturas < 180 °C), son los recursos que se destinan usualmente en aplicaciones conocidas como usos directos (Lund, 2010). De los 90 países en que se han identificado recursos geotérmicos con posibilidades de explotación comercial, el 86.6 % (78) los emplean en usos directos, 41 % (37) de los cuales los utilizan con una capacidad instalada individual de 100 MWt o más. En el 2010, el uso total de recursos geotérmicos de baja entalpía en el mundo (78 países) fue de 121,696 GWh/yr, lo que significó un incremento del 60% respecto al 2005 o una tasa de incremento anual del 9.9% (Lund et al., 2010).

El 49.0% de estos recursos se emplearon en bombas de calor geotérmicas, 24.9% en recreación (baños y natación), 14.4% en calentamiento de espacios (primordialmente en calefacción distrital, 85%), 5.3% en invernaderos y calentamiento de suelos a cielo abierto, 2.7% en calor de procesos industriales, 2.6% en acuacultura y calefacción de estanques, 0.4% en secado agrícola, 0.5% para derretir nieve y 0.2% para otras aplicaciones (Lund et al., 2010).

Escenario en México. Los usos directos de la energía geotérmica en México se han limitado en aplicaciones de recreación (balneología) y tratamientos terapéuticos. Se estima que la capacidad instalada es de aproximadamente 164 MWt distribuidos en más de 160 sitios en 19 estados de la República (Torres *et al.*, 1993; Iglesias & Torres, 2003; Gutiérrez-Negrín & Quijano-León, 2005). Estos recursos representan alrededor de 12,939 t/h de agua caliente con una temperatura promedio de 50°C. La capacidad instalada de 155.8 MWt podrían generar 3,721.6 TJ/a con un factor de capacidad promedio de 0.82 (Gutiérrez-Negrín et al., 2010).

Asimismo, es importante señalar que ya han existido algunos proyectos piloto, desarrollados por la CFE, sobre usos directos en los campos geotérmicos de Cerro Prieto, Los Azufres y Los Humeros. En estos proyectos se muestran algunas aplicaciones, entre las cuales destacan: la extracción secundaria de minerales en lagunas de evaporación, la calefacción de oficinas, el uso de invernaderos para apoyar labores de reforestación, el secado de frutas y verduras, el germinado de bulbos, la producción acelerada de flores, el criadero de hongos comestibles y el secado de madera. Asimismo, se han realizado trabajos de investigación con bombas de calor operadas con energía geotérmica para aplicaciones de refrigeración (Ayala *et al.*, 1998) y purificación de efluentes industriales (Holland *et al.*, 1999). Los sistemas probados a la fecha incluyen sistemas de compresión mecánica y sistemas por absorción, así como transformadores térmicos (Holland *et al.*, 1999).

Se estima que, tal y como ocurre actualmente en países de Europa, el uso del calor geotérmico y las bombas de calor constituirán una aplicación muy importante en el futuro ya que este tipo de aplicación permitirá un ahorro importante de recursos energéticos para el acondicionamiento de espacios (calefacción o refrigeración – aire acondicionado) en ciudades con temperaturas extremas. En este aspecto, la geotermia tiene la posibilidad de hacer muy eficiente el uso de la energía, ya que el fluido que sale a una temperatura puede ser usado en una segunda aplicación directa, en lo que se llama “uso en cascada” de la energía geotérmica.

VI. POTENCIAL GEOTÉRMICO DISPONIBLE EN MÉXICO

La evaluación del potencial geotérmico disponible en México es una tarea de investigación muy compleja y aún no resuelta. Existen trabajos preliminares orientados a estimar dicho potencial, sin embargo éstos se han concentrado en el estudio de los campos geotérmicos en explotación (Gutiérrez-Negrin & Quijano, 2005; Iglesias-Rodríguez et al., 2005). La CFE considera que la capacidad instalada del campo de Cerro Prieto puede incrementarse de 100 a 150 MWe adicionales, usando tecnologías apropiadas para el aprovechamiento de las zonas más explotadas del campo, así como ciclos binarios para aprovechar el calor residual del agua separada. El campo de Los Azufres se podría ampliar en 50 MWe, una vez que entre en operación el proyecto Azufres III y se conozca mejor la respuesta del yacimiento. Sin duda alguna, estimaciones más realistas del potencial geotérmico almacenado deben venir de estudios detallados sobre los procesos geológicos, geoquímicos, geofísicos, y térmicos involucrados con las fuentes primarias de calor o cámaras magmáticas de estos sistemas, que finalmente son las que dan origen a los sistemas geotérmicos (Wohletz & Heiken, 1992; Verma & Andaverde, 1996; Orsi et al., 1999; Wohletz et al., 1999; Norton & Dutrow, 2001; Norton & Hulen, 2001; Ellis et al., 2007; Hurwitz et al., 2007; Verma & Andaverde, 2007).

A partir de la identificación de sitios geotérmicos promisorios de alta entalpía identificados en México, la CFE ha establecido programas de exploración para la evaluación de proyectos geotermoeléctricos potenciales, teniendo principalmente como zonas atractivas las de: Aocolulco, Pue.; La Soledad, Jal.; El Domo San Pedro, Nay.; Maguarichic, Chih.; Bahía Concepción, B.C.; Volcán Tacaná, Chis.; San Diego el Naranjo, Nay.; Los Borbollones, Jal.; Los Hervores de la Vega, Jal.; Ixtlán de los Hervores, Mich.; Los Negritos, (Mich.), Purúandiro, (Mich.), Comajilla, (Gto.), San Bartolomé de los Baños, (Gto.), Pathé, (Hgo.), Las Derrumbadas, Pue.; Tulechek, B.C.; Laguna Salada, B.C.; Riíto, B.C.; Santispac, B.C.S.; Agua Caliente, B.C.S.; y Los Volacanes de Saquismundu, B.C.S. La capacidad probable de estos yacimientos geotérmicos individuales ha sido estimada del orden de 25 a 50 MWe y su potencial total estimado podría alcanzar los 1,000 MWe (Gutiérrez-Negrin, 2007).

Por otro lado, sobre los recursos geotérmicos de media y baja temperatura (< 200°C) disponibles a lo largo del país, existen trabajos que reportan el potencial disponible (como reservas) para usos directos del calor geotérmico. Existe ya un inventario detallado de focos termales existentes en México con recursos de temperaturas de > 28°C que incluye el censo de 2,332 manifestaciones

geotérmicas, distribuidas en 27 de las 32 entidades federativas del país (Torres et al., 1993; Iglesias & Torres, 2003; Gutiérrez-Negrín & Quijano, 2005). En este contexto, evaluaciones preliminares de reservas geotérmicas en México han sido realizadas en sólo 276 manifestaciones hidrotermales (Iglesias & Torres, 2003). A partir de estos estudios se estimó que las reservas de estos 276 sitios geotérmicos están en el intervalo 7.7×10^{16} and 8.6×10^{16} kJ (con un nivel de confianza del 90%). La distribución de temperaturas asociadas con estos sitios hidrotermales está en el rango de 60°C a 180 °C (con un promedio de 111.0 °C). Las cantidades de energía recuperables con estas temperaturas se encuentran entre 3.08×10^{17} and 3.45×10^{17} kJ (8.56×10^{10} to 9.58×10^{10} MWt) con un nivel de confianza del 90%.

VII. LA ENERGÍA GEOTÉRMICA COMO RECURSO RENOVABLE Y SUSTENTABLE

La energía geotérmica ha sido reconocida como una energía renovable y sustentable. El calificativo de recurso renovable corresponde básicamente a sus características originales como fuente de energía, mientras que el adjetivo sustentable se refiere a la forma en que el recurso es utilizado (Dickson & Fanelli, 2005; Santoyo & Torres-Alvarado, 2011). Los parámetros que la determinan como una energía renovable son principalmente la tasa de recarga del yacimiento y la fuente primaria de calor que da origen a los yacimientos. El proceso de recarga tiene lugar por el ingreso natural de agua (generalmente meteórica) a través de fallas o fracturas, al mismo tiempo que se extrae el fluido caliente (Fig. 2). La fuente primaria de calor (o cámara magmática), con base en su dimensión y evolución térmica, puede ser considerada como inagotable debido a sus lentas tasas de enfriamiento o agotamiento.

La sustentabilidad de un recurso depende de su abundancia inicial, de las tasas de generación y consumo. Se dice que un consumo puede ser sustentable, en cualquier período de tiempo, cuando el recurso se produce con una mayor rapidez de la que está siendo explotado. Desde el punto de vista de sustentabilidad geotérmica se deberá asegurar que la explotación de los recursos para la generación de electricidad o en usos directos del calor, se garantice por un periodo mínimo de 100 años, al mismo tiempo de prever el uso de nuevos sistemas geotérmicos a medida que otros se van agotando o recargando (Sanyal, 2010).

VIII. IMPACTO AMBIENTAL

La generación de electricidad por medio de recursos geotérmicos contribuye a minimizar efectos de degradación del medio ambiente y con ello a mitigar los problemas de cambio climático y calentamiento global.

Los proyectos geotermoeléctricos llegan a emitir concentraciones de CO₂ menores que las producidas por la generación convencional de combustibles fósiles: gas natural (453 g/kWh); hidrocarburos (906 g/kWh) y carbón (1042 g/kWh). Estudios reportados por Murphy & Niitsuma (1999) muestran emisiones variables de CO₂ para diferentes campos geotérmicos del mundo: Wairakei, Nueva Zelanda (13 g/kWh); Los Geysers, USA (33 g/kWh); Krafla, Islandia (96 g/kWh);

Cerro Prieto, México (175 g/kWh); Tiwi, Filipinas (272 g/kWh); y Larderello, Italia (380 g/kWh).

En relación con las emisiones de sulfuro, la generación geotermoeléctrica emiten concentraciones menores que las producidas por algunos combustibles fósiles: hidrocarburos y carbón (11 g/kWh). Emisiones promedio de sulfuro asociadas con la explotación de algunos campos geotérmicos indican: Wairakei, Nueva Zelanda (0.5 g/kWh); Los Geysers, USA (1.9 g/kWh); Krafla, Islandia (6.0 g/kWh); Cerro Prieto, México (4.2 g/kWh); y Larderello, Italia (3.5 g/kWh) (Murphy & Niitsuma, 1999).

IX. TECNOLOGÍAS GEOTÉRMICAS PROMISORIAS PARA EL FUTURO

Escenario mundial. El futuro de la producción geotermoeléctrica presenta claramente dos escenarios definidos. A corto plazo, se vislumbra un mejor aprovechamiento de los sistemas hidrotermales convectivos con fluidos de mediana temperatura y mediante ciclos binarios más eficientes. A mediano-largo plazo, se buscará desarrollar una tecnología más confiable para aprovechar íntegramente los sistemas geotérmicos de roca seca caliente, lo cual sin duda alguna, multiplicará los recursos disponibles y la capacidad instalada geotermoeléctrica, así como su uso generalizado para otros usos directos.

En el desarrollo de tecnologías más eficientes de ciclo binario, se prevé el uso de variantes del ciclo termodinámico Rankine con el objeto de aprovechar mejor la energía térmica del fluido geotérmico.

En este contexto, el denominado ciclo Kalina parece ser una mejor opción al presentarse resultados bastante promisorios de esta nueva tecnología (Chamorro-Camazón, 2009). Con esta nueva tecnología, tanto en los sistemas geotérmicos de baja temperatura como en los de mediana temperatura, la energía térmica disponible podrá ser aprovechada más eficientemente.

Escenario Nacional Futuro de la Energía Geotérmica. México, al haber sido un país pionero en el aprovechamiento de recursos geotérmicos en el mundo, tiene una amplia experiencia en la explotación de sistemas hidrotermales. Sin embargo, se deben hacer todavía esfuerzos muy importantes para optimizar el aprovechamiento de estos recursos, además de la urgente necesidad de desarrollar tecnología para explorar y explotar la nueva generación muy promisoriosa de la geoenergía almacenada en los sistemas de roca seca caliente. Esto hace necesario que el país apoye más las tareas de investigación y desarrollo tecnológico para explotar estas nuevas fuentes de geoenergía y de esta forma, ayudar a satisfacer la futura demanda energética del país.

Referencias

- Armstead, H.C.H. (1983) ***Geothermal Energy: Its Past, Present and Future Contributions to the Energy Needs of Man.*** Spon Press; 2nd edition, 448 p.
- Ayala, R., Heard, C.L., Holland, F.A. (1998) Ammonia lithium nitrate absorption/compression refrigeration cycle. Part II. Experimental. ***Applied Thermal Engineering***, Vol. 18 (8), 661-670.
- Bebout, D.G., Gavenda, V.J., Gregory, A.R. (1978) Geothermal resources. ***Wilcox group, Texas Gulf Coast, U.S. Dept. of Energy***, contract No. I EY-76-S-05-4891, 82p.
- Bertani, R. (2010) Geothermal Power Generation in the World 2005–2010 Update Report. ***Proc. of the World Geothermal Congress 2010***, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 41 p.

- Chamorro-Camazón, C. (2009) Energía eléctrica a partir de recursos geotérmicos. Estado actual y perspectivas a nivel mundial. *Dyna*, Vol. 84 (1), pp. 44-51.
- Comisión Federal de Electricidad, CFE (2011) Datos compilados de la página Web: <http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad>.
- Davis, A.P., Michaelides, E.E. (2009) Geothermal power production from abandoned oil wells. *Energy*, Vol. 34 (7), 866-872.
- Demirbas, A., 2006. Global renewable energy resources. *Energy Sources*, Vol. 28 (), 779-792.
- Dickson, M.H., Fanelli, M. (2005) *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. Earthscan Publications Ltd., 226 p.
- Ellis, S.M., Wilson, C.J.N., Bannister, S., (2007) A future magma inflation event under the rhyolitic Taupo volcano, New Zealand: Numerical models based on constraints from geochemical, geological, and geophysical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 168 (1-4) 1-27.
- Etiopé, G., Fridriksson, T., Italiano, F., Winiwarter, W., Theloke, J. (2007) Natural emissions of methane from geothermal and volcanic sources in Europe. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 165 (1-2), 76-86.
- Flóvenz Ó.G. (2006) The power of geothermal energy. *Presentation given at GROCC seminar in University of Iceland*, Reykjavik, July 14th 2006, 1-35.
- Fridleifsson, G.Ó., Ármannsson, H., Árnason, K., Bjarnason, I., Gíslason, G. (2003) Iceland Deep Drilling Project (IDDP): Drilling targets for supercritical fluid. *International Geothermal Conference, Reykjavik*, Sept. 2003, Session # 6, S06 Paper094, 8-14.
- Fridleifsson, G.Ó., Elders, W.A. (2005) The Iceland Deep Drilling Project: A search for deep unconventional geothermal resources. *Geothermics*, Vol. 34 (3), 269-285.
- Fridleifsson, G.Ó., Elders, W.A., Thorhallsson, S., Albertsson, A., (2005) The Iceland Deep Drilling Project – A search for unconventional (supercritical) geothermal resources. *Proc. of the World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005, 5 p.
- Fridleifsson, I.B. (2006) Geothermal energy among the world's energy sources. *Proc. of the Workshop for Decision Makers on Geothermal Projects in Central America, organized by UNU-GTP and LaGeo in San Salvador*, El Salvador, 26 November to 2 December 2006, 10 p.
- Gupta, H.K., Roy, S., 2007. *Worldwide status of geothermal resource utilization (Chapter 8). In: Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21st Century*, Elsevier Science, Amsterdam, 199-229.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Quijano, J.L. (2005) Update of Geothermics in Mexico. *Proc. World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005, 10 p.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A. (2007) 1997-2006: A decade of geothermal power generation in Mexico. *2007 Annual Meeting GRC*, Sparks, Nevada, 11 p.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Maya-González R., Quijano, J.L. (2010) Current Status of Geothermics in Mexico. *Proc. World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 11 p.
- Håring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C. (2008) Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics*, 37, 469-495.
- International Energy Agency, IEA (2010) Perspectivas sobre tecnología energética: Escenarios y estrategias hasta el año 2050. Resumen Ejecutivo, *International Energy Agency*: http://www.iea.org/textbase/nppdf/free/2010/key_stats_2010.pdf, 24 p.
- Holland, F.A., Siqueiros, J., Santoyo-Gutierrez, S., Heard, C.L., Santoyo, E. (1999) *Water Purification using Heat Pumps*. E & FN SPON/Routledge, U.K., ISBN: 0-419-24710-6, 256 p.
- Hurwitz, S., Christiansen, L.B., Hsieh, P.A. (2007) Hydrothermal fluid flow and deformation in large calderas: Inferences from numerical simulations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, Vol. 112 (B2),
- Iglesias, E.R., Torres, R.J., 2003. Low- to medium-temperature geothermal reserves in Mexico: A first assessment. *Geothermics*, Vol. 32, 711-719.
- Iglesias-Rodríguez, E., Arellano-Gómez, V.M., Torres, R.J. (2005). Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la Geotermia en México. *Instituto de Investigaciones Eléctricas, Reporte Interno del Proyecto IIE No. 3753*, 63 p.
- Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H., Uchida, T., 1998. High-temperature measurements in well WD-1A and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics*, Vol. 27 (5/6), 591-607.

- Jennings, P. (2009) New directions in renewable energy education. **Renewable Energy**, Vol. 34 (2), 435-439.
- Kagel, A., Gawell, K. (2005) Promoting geothermal energy: Air emissions comparison and externality analysis. **The Electricity Journal**, Vol. 18 (7), 90-99.
- Ki-moon, B., Steiner, A. (2007) **Perspectivas del Medio Ambiente Mundial GEO4**. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, ISBN: 978-92-807-2838-5 (Edición en tapa dura PNUMA), DEW/0964/NA, 574 p.
- Kömürcü, M.I., Akpınar, A. (2009) Importance of geothermal energy and its environmental effects in Turkey. **Renewable Energy**, Vol. 34, 1611–1615.
- Kranz, K. (2007) Geothermal Energy in Iceland. **Manuscript available at the Web page:** <http://www.geoberg.de/text/geology/07020201.php>, 15 p.
- Lund, J.W., Freeston, D.H., Boyd, T.L. (2010) Direct Utilization of Geothermal Energy 2010 Worldwide Review. **Proc. of the World Geothermal Congress 2010**, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 23 p.
- Marechal, F., Favrat, D., Jochem, E. (2005) Energy in the perspective of the sustainable development: The 2000 W society challenge. **Resources Conservation and Recycling**, Vol. 44 (3), 245-262.
- Mercado, S. (1988) High temperature marine hydrothermal vents (350 °C) located at 21 °N, a 2600 m depth on the East Pacific Rise. **Geothermal Resources Council, Transactions**, Vol. 12, 175-183.
- Massachusetts Institute of Technology, MIT (2006) The Future of Geothermal Energy: Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. MIT, USA, 372 p.; http://www1.eere.energy.gov/geothermal/future_geothermal.html
- Norton, D.L., Dutrow, B.L. (2001) Complex behavior of magma-hydrothermal processes: Role of supercritical fluid. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Vol. 65 (21) 4009-4017.
- Norton, D.L., Hulen, J.B. (2001) Preliminary numerical analysis of the magma-hydrothermal history of the Geysers geothermal system, California, USA. **Geothermics**, Vol. 30, 211-234.
- Muraoka, H., Uchida, T., Sasada, M., Yagi, M., Akaku, K., Sasaki, M., Yasukawa, K., Miyazaki, S., Doi, N., Saito, S., Sato, K., Tanaka, S. (1998) Deep geothermal resources survey program: igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729 m depth, Kakkonda, Japan. **Geothermics**, Vol. 27 (5-6), 507-534.
- Murphy, H., Niitsuma, H. (1999) Strategies for compensating for higher costs of geothermal electricity with environmental benefits. **Geothermics**, Vol. 28 (6), 693-711.
- Orsi, G., Petrazzuoli, S.M., Wohletz, K. (1999) Mechanical and thermo-fluid behaviour during unrest at the Campi Flegrei caldera (Italy). **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Vol. 91 (2-4), 453-470.
- Rybach, L., Geothermal sustainability. **Proc. of the European Geothermal Congress 2007**, Unterhaching, Germany, 30 May-1 June 2007, 5 p.
- Sanyal, S.K. (2010) Future of geothermal energy. **Proc. Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering**, Stanford University, Stanford, California, February 1-3, 2010, SGP-TR-188, 6 p.
- Sanyal, S.K., Butler, S.J. (2009) Feasibility of geothermal power generation from petroleum wells. **Geothermal Resources Council, Transactions**, Vol. 33, pp.673-680.
- Santoyo E., Barragán-Reyes, R.M. (2010) Energía geotérmica. En: Volumen Especial sobre Energías Alternativas (abril-junio 2010) **Ciencia, Revista de la Academia Mexicana de Ciencias**, Vol. 61(2): 40-51.
- Santoyo E., Torres-Alvarado, I.S. (2010) Escenario futuro de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable. **Revista Digital Universitaria** [en línea], Vol. 11, No. 10. Disponible en Internet: <http://www.revista.unam.mx/vol.11/num10/art95/index.html>, ISSN: 1607-6079.
- Suárez, M.C., (2004), Evaluación del Potencial, Biogénesis y características esenciales de los Sistemas Geotérmicos submarinos en México – Norte de la costa mexicana del Océano Pacífico y Golfo de California. **Geotermia**, 17 (1), 31-43.
- Tester, J., Blackwell, D., Petty, S., Richards, M., Moore, M., Anderson, B., Livesay, B., Augustine, Ch., DiPippo, R., Nichols, K., Veatch, R., Drake, E., Toksoz, N., Baria, R., Batchelor, A.S., Garnish, J. (2007) The future of geothermal energy: an assessment of the energy supply

- potential of engineered geothermal systems (EGS) for the United States. **Proc. of the Thirty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University**, Stanford, California, USA, January 22-24, 2007, SGP-TR-183, 1 p.
- Torres, V., Arellano, V., Barragán, R.M., González, E., Herrera, J.J., Santoyo, E., Venegas, S. (1993) **Geotermia en México**. Programa Universitario de Energía, Coordinación de la Investigación Científica, UNAM, ISBN-968-36-3444-3, Ed. Programa Universitario de Energía - UNAM, 161 p.
- Verma S.P., Andaverde J. (1996) Temperature distribution from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico. **Geofísica Internacional**, 35, 105-113.
- Verma, S.P., Andaverde, J. (2007) **Coupling of Thermal and Chemical Simulations in a 3-D Integrated Magma Chamber-Reservoir Model: A New Geothermal Energy Research Frontier**. In: Geothermal Energy Research Trends, Editor: H.I. Ueckermann, Nova Science Publishers, New York, USA, Chapter 7, pp. 149-188.
- Villanueva, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Vera, M.A., Canet, C., Armienta, M.A., de Ronde, C.E.J. (2006) Comparative study of sampling methods and in situ and laboratory analysis for shallow-water submarine hydrothermal systems. **Journal of Geochemical Exploration**, Vol. 89 (1-3), 414-419.
- Wohletz, K., Heiken, G., (1992) **Volcanology and Geothermal Energy** (Los Alamos Series in Basic and Applied Sciences). University of California Press, 450 p.
- Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G. (1999) Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Vol. 91, 381-414.

ANÁLISIS MORFOLÓGICO Y QUÍMICO DE MATERIALES SÓLIDOS CON ESPECTROSCOPIAS ELECTRÓNICAS

Pascual Bartolo-Pérez

CINVESTAV-IPN, Departamento de Física Aplicada. Mérida, Yuc., México. Correo electrónico: pascual@mda.cinvestav.mx

Resumen

Se describen las técnicas de análisis morfológico y químico de materiales sólidos con las espectroscopias SEM, EDX, AES y XPS. La técnica SEM permite obtener información de la morfología; mientras EDX da información química en una región del material de hasta varias micras de profundidad. Para determinar la profundidad que penetran los electrones en EDX, se presentan resultados obtenidos mediante fórmulas analíticas y simulaciones de Monte Carlo, para varios materiales de interés en geología por su gran abundancia, tales como Si, Al, Fe, Ca, Na, Mg, K y los óxidos de estos elementos. Por otro lado, AES y XPS dan información de la composición química de superficies e interfases de materiales sólidos. La técnica AES se usa frecuentemente para obtener perfiles de concentración, mientras que XPS se usa ampliamente para obtener los estados de oxidación.

Introducción

Una posible clasificación de los materiales que existen es naturales y sintéticos [1]. Los materiales naturales se dividen en inorgánicos (minerales, arcillas, arena, huesos) y orgánicos (madera, piel, azúcares, proteínas). Mientras que los materiales sintéticos de acuerdo con su tamaño se pueden dividir en macromateriales, micromateriales (películas, circuitos integrados, dispositivos microelectromecánicos) y nanomateriales (fulerenos, nanotubos, nanofibras, nanocompositos, dispositivos nanoelectrónicos). Los macromateriales a su vez se pueden dividir en cristalinos (semiconductores, zeolitas, paneles solares, pantallas de cristal líquido) y amorfos. Estos últimos a su vez se dividen en inorgánicos (vidrios, aleaciones, aceros, cerámicos) y orgánicos (compositos, polímeros, plásticos).

La gran mayoría de los materiales que existen en la corteza terrestre caen en la clasificación de los materiales naturales en forma de rocas minerales. Por su abundancia los elementos químicos de la corteza terrestre los podemos clasificar como se muestra en la Tabla 1 [1,2]. En esta tabla también se presenta los iones comunes de estos elementos y su configuración electrónica, esta información es de gran ayuda para determinar el tipo de enlaces que se presentan, en la gran diversidad de compuestos que se forman en las 9 rocas minerales más abundantes que existen en la corteza terrestre (ver la última columna de la tabla 1).

Tabla 1. Abundancia y otras propiedades de los elementos químicos de la corteza terrestre

elemento	% peso	% atómico	% volumen	iones comunes	configuración electrónica	densidad (g/cm ³)	rocas minerales
O ⁸	46.60	62.55	93.8	O ²⁻	2s ² 2p ⁴	variable	arcillas
Si ¹⁴	27.72	21.22	0.9	Si ⁴⁺	3s ² 3p ²	2.33	feldespatos
Al ¹³	8.13	6.47	0.5	Al ³⁺	3s ² 3p	2.70	calcita

Fe ²⁶	5.00	1.92	0.4	Fe ²⁺ Fe ³⁺ y	3d ⁶ 4s ²	7.87	dolomita cuarzo micas, olivino piroxenos anfíboles
Ca ²⁰	3.63	1.94	1.0	Ca ²⁺	4s ²	1.55	
Na ¹¹	2.83	2.64	1.3	Mg ²⁺	3s ²	0.97	
K ¹⁹	2.59	1.42	1.8	K ¹⁺	4s	0.86	
Mg ¹²	2.09	1.84	0.3	Na ¹⁺	3s	1.73	

Para la caracterización morfológica se usa la microscopía electrónica de barrido (SEM), mientras que para determinar la composición química se usa el análisis de rayos x por energía dispersa (EDX) [3], la espectroscopía de electrones Auger (AES) y la espectroscopía de fotoelectrones de rayos x (XPS) [4]. En análisis con estas técnicas son una herramienta invaluable en varias ramas de la geología, tales como la paleontología, sedimentología, mineralogía y petrología. En este trabajo se presentan varios aspectos relacionados con la cuantificación en estas técnicas de caracterización, tales como la profundidad, obtenida analíticamente y con simulaciones de Monte Carlo [5-7], desde donde proviene la información en cada técnica, así como la determinación de factores de sensibilidad relativos adecuados para obtener una cuantificación correcta [8,9].

Microscopía electrónica de barrido

Cuando se bombardea un material con electrones, estos sufren interacciones elásticas e inelásticas debido a la interacción con los núcleos y con los electrones de los átomos, respectivamente. Como producto de la excitación electrónica del material sales electrones secundarios (con energía menos a 50 eV) y retrodispersados. Los electrones secundarios (ver Fig. 1(a)) y retrodispersados se usan para formar la imagen en SEM. Los electrones secundarios son producidos principalmente como resultado de la interacción entre electrones energéticos del haz y electrones de la banda de conducción enlazados débilmente en metales o electrones de valencia de las capas externas en semiconductores y aislantes. Debido a que el coeficiente η de la emisión de electrones retrodispersados, se incrementa cuando aumenta el número atómico Z de acuerdo con la siguiente relación $\eta = -0.0254 + 0.016Z - 1.86 \times 10^{-4} Z^2 + 8.3 \times 10^{-7} Z^3$.

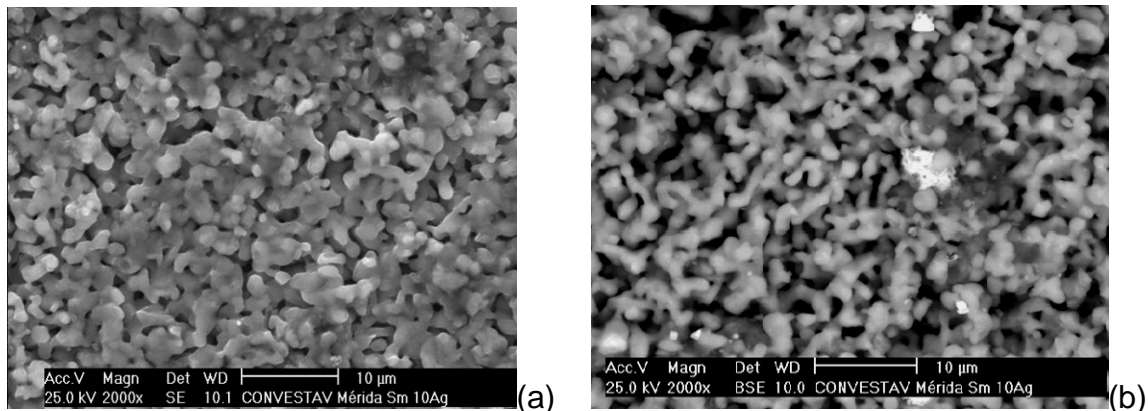


Figura 1. Imágenes SEM de Sm-Ag de electrones (a) secundarios y (b) retrodispersados.

Entonces la imagen obtenida con electrones retrodispersados, se usa para observar la distribución de elementos químicos sobre una superficie como se muestra en la figura 1(b), en donde se observan las zonas blancas enriquecidas con Ag.

Análisis de rayos x por energía dispersa

En EDX se bombardea la superficie con electrones con energía de 10-25 keV. Como producto de la excitación se emiten rayos x. La energía de los picos de rayos x está dada por la ley de Moseley, $E(\text{keV}) = C(Z - 1)$, donde Z es el número atómico y la constante C es igual a 1.042×10^{-2} , 1.494×10^{-3} y 3.446×10^{-4} para las capas electrónicas K , L y M , respectivamente [10]. Cuando se analizan películas delgadas es muy importante conocer la profundidad que penetran los electrones, para no excitar la región del sustrato como en el caso de las celdas solares, basadas en la tecnología de película delgada, como las de Si, CdTe y CuInGaSe. La profundidad de los electrones se puede obtener analíticamente y por medio de simulaciones de Monte Carlo [5-7]. El volumen de interacción es una región tridimensional compleja que depende de la energía del haz de electrones, parámetros del material y de la inclinación de la muestra. Para hallar el volumen de interacción se usa el rango del electrón, dado por la expresión de Kanaya-

Okayama para incidencia normal [11]: $R_{KO}(\mu\text{m}) = \frac{0.0276AE_0^{1.67}}{Z^{0.89}\rho}$. Para hallar la

profundidad de escape de los rayos X se usa la expresión de Anderson y Hasler [5]: $r_x(\mu\text{m}) = 0.064(E_0^{1.68} - E_c^{1.68})/\rho$, donde E_0 es la energía (en keV) de los electrones, E_c es la energía (en keV) del pico en el espectro de rayos x y ρ es la densidad del material en g/cm^3 . Con esta expresión se puede determinar que la profundidad puede ser hasta de varias micras, por lo que los rayos x pueden sufrir absorción y fluorescencia, durante toda su trayectoria desde donde son originados hasta llegar a la superficie.

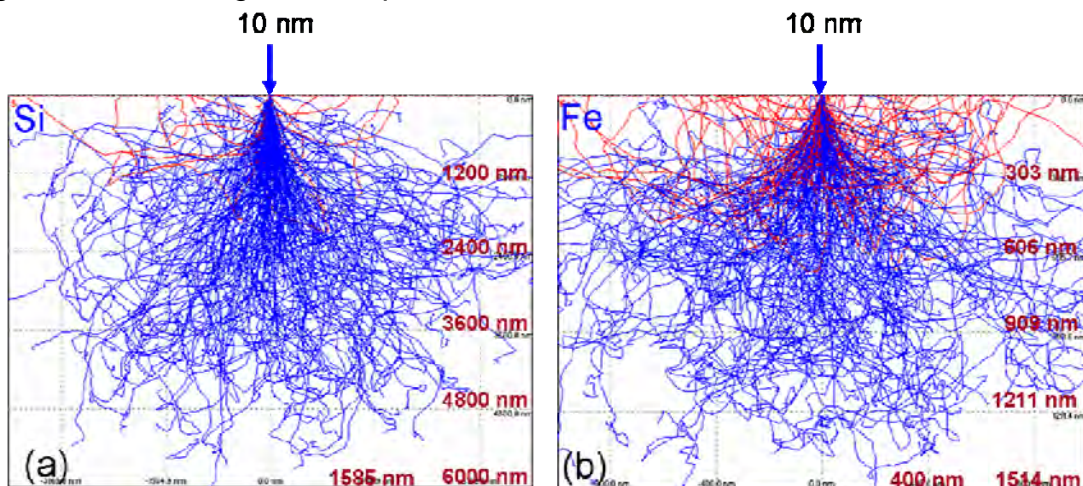


Figura 2. Simulación de Monte Carlos de la trayectoria de electrones en (a) Si y (b) Fe bombardeado con electrones con energía de 25 keV.

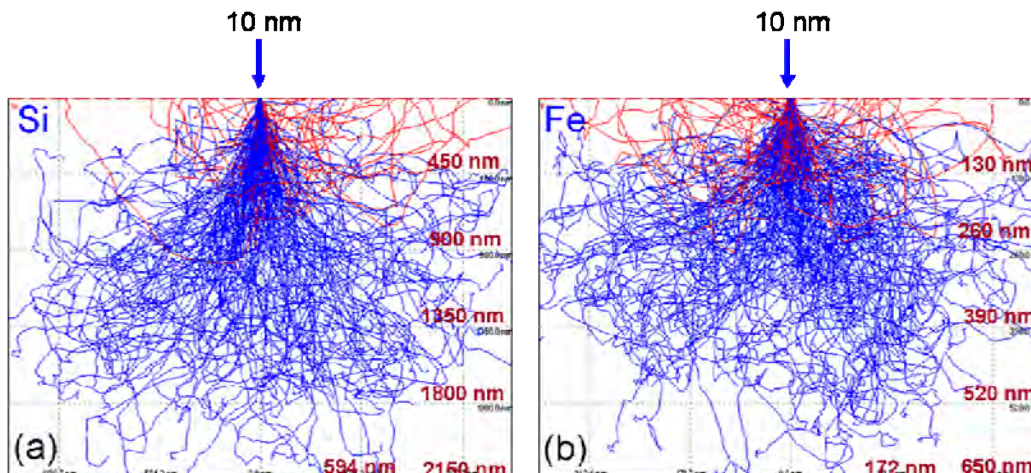


Figura 3. Simulación de Monte Carlos de la trayectoria de electrones en (a) Si y (b) Fe bombardeado con electrones con energía de 15 keV.

Espectroscopia de electrones Auger y de fotoelectrones de rayos X

Para determinar la composición química en AES y XPS [12], usualmente se usa la fórmula $C_x = (I_x / S_x) / \sum (I_i / S_i)$, donde I_x es la intensidad y S_x es el factor de sensibilidad. En la espectroscopia AES usualmente la intensidad corresponde a la amplitud pico-pico del espectro derivado, ($dN(E)/dE$), mientras que en XPS corresponde al área del pico en el espectro directo $N(E)$. Para la cuantificación se usan con frecuencia factores de sensibilidad relativos de algunos *handbooks* [13,14]. Desafortunadamente con frecuencia la cuantificación usando estos factores de sensibilidad es incorrecta, debido a que estos se determinaron en su gran mayoría a partir de materiales formados por uno o dos elementos químicos. Además se ha demostrado que los factores de sensibilidad en las espectroscopias AES y XPS dependen de la estequiometría del material [8,9].

Las técnicas AES y XPS son técnicas que dan información de las capas atómicas más externas del sólido. La profundidad es determinada por el camino libre medio inelástico que se obtiene de la forma más exacta con la siguiente expresión $\lambda_m = 538E^{-2} + 0.41(aE)^{1/2}$, esta es válida para elementos químicos [15], donde E es la energía cinética del electrón en eV y a es el espesor de una monocapa en nm.

La cuantificación de óxidos de CdTe con la espectroscopia AES es complicada debido a que existen corrimientos y una deformación considerable del pico Auger de Te, sobre todo para compuestos con cantidades altas de oxígeno. Por lo que la técnica más adecuada es la espectroscopia XPS (ver Fig. 4), con el uso de factores de sensibilidad correctos obtenidos de estándares de CdTe y CdTeO (ver recuadro de la Fig. 4(b)).

Conclusiones

Para la caracterización química de materiales sólidos, se debe elegir primero que técnica de análisis se debe usar. Ya que cada técnica proporciona información que proviene de diferente profanidad. Para EDS la profundidad puede

ser hasta de varias micras [5], mientras que para XPS proviene de las primeras capas atómicas [15]. Adicionalmente se deben determinar factores de sensibilidad confiables, ya que este puede variar como es el caso de factor de sensibilidad del Te que varía de 1.55 en CdTe a 1.31 en CdTeO₃ [9].

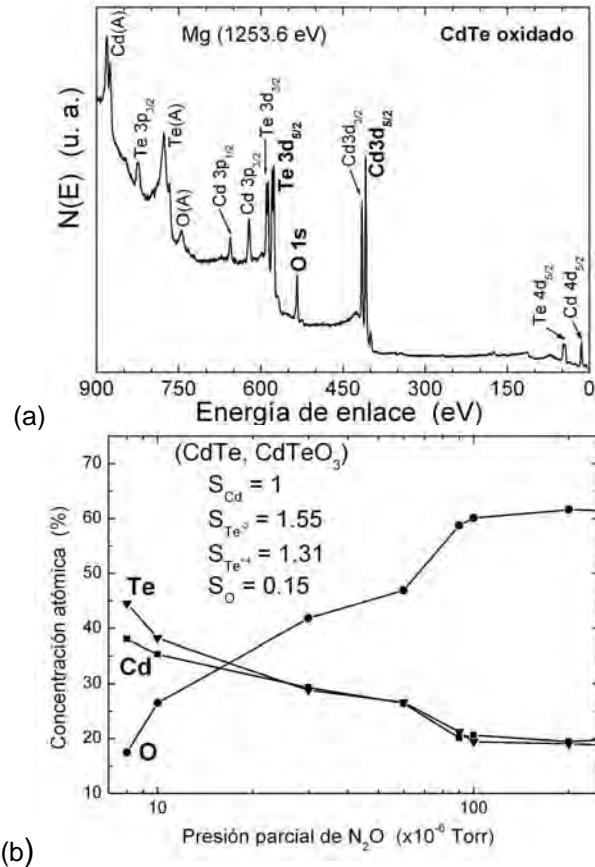


Figura 4. (a) Espectro XPS de una película de óxido CdTe, (b) Concentración de óxidos de CdTe en función de la presión de N₂O.

Agradecimientos

Se agradece el apoyo técnico de Wilian Cauch y de CONACYT con el proyecto 59998.

Referencias

- [1] Bradley D. Fahlman. *Materials chemistry*. Springer, 2011.
- [2] Graham R. Thompson, Jonathan Turk. *Introduction to physical geology*. Brooks Cole, 1997.
- [3] S.J.B. Reed. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press, New York, 2005
- [4] John F. Watts. John Wolstenholme. *An introduction to surface analysis by XPS and AES*. Wiley, 2003.
- [5] C.A. Anderson, M.F. Hasler. *Proc 4th Intl. Conf X-ray Optics and Microanalysis*, Herman, Paris, p. 310, 1966.

- [6] David C. Joy. *Monte Carlo modeling for electron microscopy and microanalysis*. Oxford University Press, New Cork, 1995.
- [7] Dominique Droun, Alexandre Real Couture, Dany Joly, Xavier Tastet, Vincent Aimez, Raynald Gauvin. *CASINO V2.42 - A fast and easy-to-use modeling tool for scanning electron microscopy and microanalysis users*. *Scanning*. **29**, 92–101, 2007.
- [8] P. Bartolo-Pérez, J.L. Peña, M.H. Farías. *Auger relative sensitivity factors for CdTe oxide*. *Superficies y Vacío* **8**, 59-63, 1999.
- [9] P. Bartolo-Pérez, R. Castro-Rodríguez, F. Caballero-Briones, W. Cauich, J.L. Peña, M.H. Farías. *X-ray photoelectron spectroscopy study of CdTe oxide films grown by rf sputtering with an Ar-NH₃ plasma* *Surf. Coat. Technol.* **155**, 16-20, 2002.
- [10] James H. Wittke. *Electron microprobe techniques*.
<http://www4.nau.edu/microanalysis/Microprobe/ProbeRefs.html>
- [11] K. Kanaya, S. Okayama. *Penetration and energy-loss theory of electrons in solid targets*. *J. Phys. D: Appl. Phys.*, Vol. 5, 1972.
- [12] P. Bartolo-Pérez, J.L. Peña, M.H. Farías. *Rev. Mex. Fís.* **44** (1998) 9.
- [13] L.E. Davis, N.C. MacDonald, P.W. Palmberg G.E. Riach, and R.E. Weber. *Handbook of Auger electron spectroscopy*. Physical Electronics, Eden Prairie, 1978.
- [14] C.D. Wagner, W.M. Riggs, L.E. Davis, J.F. Moulder, G.E. Muilenberg (Eds.). *Handbook of X-Ray photoelectron spectroscopy*, Physical Electronics, Eden Prairie, Minnesota, 1979.
- [15] Ryuichi Shimiz. *Quantitative analysis by Auger electron spectroscopy*. *Jpn. J. Appl. Phys.* **22**, 1631-1642, 1983.

TRABAJOS EXTENSOS

GEOQUÍMICA DE CRUDOS CRETÁCEOS DEL LAGO DE MARACAIBO

Edeberto Enrique Bracho-Pérez, y Marcos Eligio Escobar-Navarro

Petróleos de Venezuela S. A., División Occidente, Maracaibo 4017, Venezuela. Universidad del Zulia, División Post-grado de Ingeniería, Maracaibo 4017, Venezuela. Correo electrónico: brachoewt@gmail.com, escomar24@gmail.com

Resumen

El objetivo principal de esta investigación fue llevar a cabo el análisis geoquímico de hidrocarburos en yacimientos del Cretáceo de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Por medio del análisis SARA, el estudio de la fracción liviana (C₁₅₋) con la técnica de cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas, además de la determinación de biomarcadores apropiados. Se logró definir las condiciones fisicoquímicas bajo la cuales fueron generados estos crudos y la influencia de las diferentes características paleoambientales de sedimentación en la roca madre, presentando diferencia de facies. En tal sentido, fue posible establecer la predominancia de ambientes calcáreos, hacia el norte y noreste de la cuenca e influencia siliciclástica, hacia el suroeste. Rocas fuentes con diferentes niveles de madurez térmica e indicios de diferentes tiempos de generación y expulsión, se logró identificar y definir el origen genético de los crudos, con la casi total ausencia de alteración o biodegradación en su composición. Se probaron parámetros conocidos de correlación crudo-crudo (Ejemplo: relaciones V/Ni) en este estudio, lo cual ha arrojado la existencia de rocas madres comunes dentro de la Cuenca del Lago, esto ha permitido establecer un modelo geoquímico actualizado, reconociendo la distribución general de hidrocarburos en los yacimientos cretácicos.

Introducción

La Cuenca del Lago de Maracaibo es una de las cuencas petroleras más prolífica del mundo; ha producido unos 50 millardos de barriles de crudo liviano y mediano, durante los últimos 65 años, de yacimientos principalmente del Eoceno y Mioceno. Se han perforado alrededor de mil pozos en el Cretáceo, mayoritariamente en yacimientos ubicados en la costa occidental del Lago, y algunos en los campos Tía Juana, Ceuta, Lama, Lamar, Centro y Urdaneta Oeste, con producción minoritaria de crudo y gas, y en algunos casos, presencia de H₂S (1).

Debido a la necesidad de buscar nuevos horizontes petrolíferos, en una cuenca cercana a cien años de explotación petrolera, el presente trabajo se enfoca en la caracterización geoquímica del crudo proveniente de yacimientos cretáceos en el Lago de Maracaibo, con la finalidad de reconocer (2):

- El paleoambiente depositacional; materia orgánica Marina Vs. Continental, roca madre detrítica o carbonática.
- La evolución térmica; historia de soterramiento de la roca madre, gradientes geotérmicos.
- La alteración del crudo en el depósito, biodegradación, fraccionamiento evaporativo, entre otros.
- La posibilidad que estos crudos provengan de una sola roca madre (correlaciones crudo-crudo).

Ubicación Geográfica

La Cuenca Petrolífera del Lago de Maracaibo está ubicada al noroeste de Venezuela. En sentido estricto y restringida a territorio venezolano, se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del lago y los terrenos planos o suavemente ondulados que la circundan. La cuenca está limitada al Oeste por la Sierra de Perijá y al Este con el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo, ocupa una depresión tectónica de unos 52.000 km² de extensión, donde se han acumulado más de 10.000 metros de espesor de sedimentos cuyas edades se extienden desde el Pre-cretácico hasta el Reciente; constituyendo la cuenca petrolífera más rica de América del Sur.

Marco Metodológico

La investigación del presente trabajo es de carácter descriptivo e interpretativo. El universo de muestras analizadas fue de 76 pozos distribuidos a lo largo de la Cuenca del Lago de Maracaibo, haciendo énfasis en crudos de los Bloques I (Lagomar) y VIII (Centro- Sur Lago) (9 Pozos), gracias a que en ellos se logró realizar un mayor número de análisis. El mismo involucró la toma de muestras en tres pozos de la Unidad de Explotación Lagomar (U.E. Lagomar) la cual se encuentra a una distancia aproximada de separación de 25 Km Noroeste con respecto a los Bloque VIII, donde se muestrearon cinco pozos y un pozo en Centro Sur Lago.

En primer lugar, se procedió a la búsqueda y recopilación de toda la información disponible en cuanto a estudios realizados anteriormente y bibliografía. Las muestras fueron sometidas a análisis SARA (separación de las fracciones de saturados, aromáticos, resinas y asfáltenos), para posteriormente analizar las fracciones de aromáticos y saturados a través de cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masa con el fin de cuantificar de manera relativa los biomarcadores presentes en el crudo.

Resultados y Discusión

Características Generales De Los Crudos

Los crudos marinos de la Cuenca del Lago de Maracaibo, provenientes de pozos completados en distintos depósitos del Basamento, Cretáceo y Terciario de esta cuenca, han sido generados en su gran mayoría, por la Formación La Luna del Cretáceo (5,6,7 y 8). En tal sentido, el presente artículo, está dedicado exclusivamente al estudio de crudos acumulados en yacimientos del Cretáceo, supone que todos estos hidrocarburos han sido en su totalidad producidos de la Formación La Luna.

Los análisis geoquímicos realizados sobre las muestras de crudos de yacimientos cretáceos, incluyeron el análisis SARA, la cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas de las fracciones de Saturados y Aromáticos para revisar la concentración y distribución de biomarcadores, así como el uso de la fracción C₁₅- sobre un número limitado de crudos, y las determinaciones de la concentración de vanadio y níquel en crudo total.

Uso de Diagramas Ternarios para Reconocer Clases Geoquímicas de Crudos y Posibles Procesos de Alteración

Los resultados obtenidos en los análisis de la composición de los crudos en base a su solubilidad (S.A.R.A) y el diagrama ternario derivado de ellos, son mostrados en la Figura 1 se observa que la agrupación de datos correspondiente a todos los crudos de los pozos estudiados, entran en su gran mayoría en la clasificación de crudos normales, según lo referencian (2).

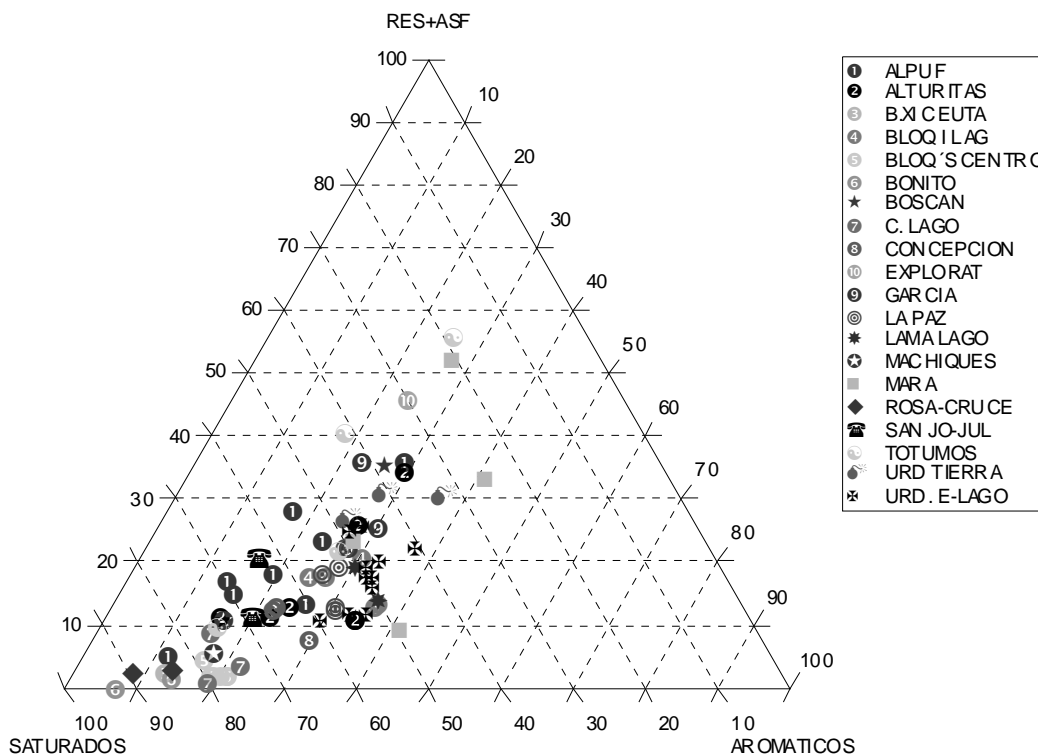


Figura 1. Diagrama ternario de composición de las fracciones SARA en los crudos estudiados.

Nivel de Óxido-Reducción del Paleoambiente Depositacional y Litología de la Roca Madre (Fm. La Luna)

El estudio de paleoambientes y paleogeografía presentado (10), determinó que la Formación La Luna fue depositada en un medio sedimentario correspondiente a la plataforma y el talud continental. Este trabajo también permitió establecer los distintos cambios de facies observados sobre las rocas madres de la Formación la Luna a lo largo de la cuenca, variando desde medios ubicados en la parte sureste de la cuenca, con una cierta influencia continental, siendo a su vez más siliciclásticos, mientras que al Norte tienden a ser más marinos y por ende más calcáreos.

Relación Vanadio sobre Níquel (V/Ni)

Uno de los parámetros geoquímicos más empleados en estudios de correlación crudo-crudo y crudo-roca madre, es la relación vanadio/níquel (11, 2, 12, 7, 13, 14,

15 y 16). Este cociente, queda fijado en el kerógeno al finalizar la diagénesis de la materia orgánica, y se mantiene a lo largo de todo el proceso de generación del petróleo. La razón fundamental radica en el hecho de que los procesos de alteración que puede sufrir el petróleo desde que abandona la roca madre, incluyendo su migración hasta la acumulación en las trampas, pueden afectar las concentraciones absolutas de vanadio y níquel. No obstante, independientemente de la naturaleza del proceso que afecte la composición del crudo, los complejos orgánicos que contienen estos metales, serán afectados de la misma forma y extensión, razón por la cual la relación V/Ni no debería cambiar, para crudos generados de una misma unidad generadora.

No obstante, el análisis estadístico básico de los 33 crudos con valores reportados de la relación V/Ni, visto en un histograma de frecuencias, permite reconocer una sola población de muestras (histograma unimodal), con valores de media y mediana iguales a 12, desviación estándar de 2,88 y coeficiente de variación de 24%. Tomando en consideración que la relación V/Ni ha sido empleada tradicionalmente en la geoquímica del petróleo como un parámetro de correlación crudo-crudo y crudo-roca madre, estos resultados permiten concluir que, a pesar que se evidencian diferencias en las características del ambiente depositacional de las rocas madres de estos crudos a lo largo de la cuenca, se concluye que la unidad generadora de los crudos es muy probablemente una sola, la Formación La Luna del Cretáceo en esta cuenca, como ya ha sido reconocido previamente por numerosos estudios citados a lo largo de este trabajo.

Las variaciones absolutas en cuanto a la concentración de estos elementos como consecuencia del proceso de migración secundaria, se relacionan con el proceso de cromatografía natural, o retención selectiva de compuestos polares (resinas y asfaltenos) por interacción con la superficie de los minerales de arcilla (17, 18, 19, 20 y 21).

Madurez Térmica de la Roca Madre (Fm. La Luna)

Relación entre Pr/n-C₁₇ y F/n-C₁₈

Las relaciones Pr/n-C₁₇ y F/n-C₁₈ disminuyen con el incremento en la madurez térmica del crudo, debido a la tendencia creciente de generación de n-parafinas a partir del kerógeno, como resultado del incremento en su maduración con la temperatura. Estas relaciones aumentan con el progresivo incremento en la biodegradación (sirven como indicadores de biodegradación incipiente), debido a la pérdida de n-alcanos por acción de las bacterias. (13) presentó un gráfico de pristano/n-C₁₇ vs. fitano/n-C₁₈. En la Figura 2 en la cual se permite clasificar crudos y extractos de rocas de acuerdo a su origen (tipo de kerógeno), incluyendo el nivel de oxidación-reducción de su paleoambiente depositacional.

Los crudos analizados bajo estos parámetros caen en la región de crudos marinos (13), derivados de rocas madres depositadas en paleoambientes reductores, arrojando un grado de maduración amplio como se ven agrupados en la parte inferior del gráfico de la Figura 2. Como se trata de yacimientos profundos, se considera que es muy poco probable que los crudos hayan sufrido biodegradación, debido a que las temperaturas a estos niveles generalmente exceden los 80°C, límite superior de vida para las bacterias que comúnmente biodegradan el petróleo (13).

En la siguiente Figura 3, se aprecia un incremento de la madurez térmica en sentido Noroeste a Sureste, esto principalmente da una idea del grado de maduración a lo largo de toda la cuenca, que incluso puede estar relacionado con mayores profundidades (altas temperaturas) y tiempos de cocción bajo esas condiciones de la roca en estas áreas. Además, se observan casos puntuales de crudos con mayor madurez dentro de grupos de pozos con un menor grado de madurez térmica, lo cual lleva a recomendar hacer estudios subsecuentes para determinar cual pudiera ser la causa de esas anomalías.

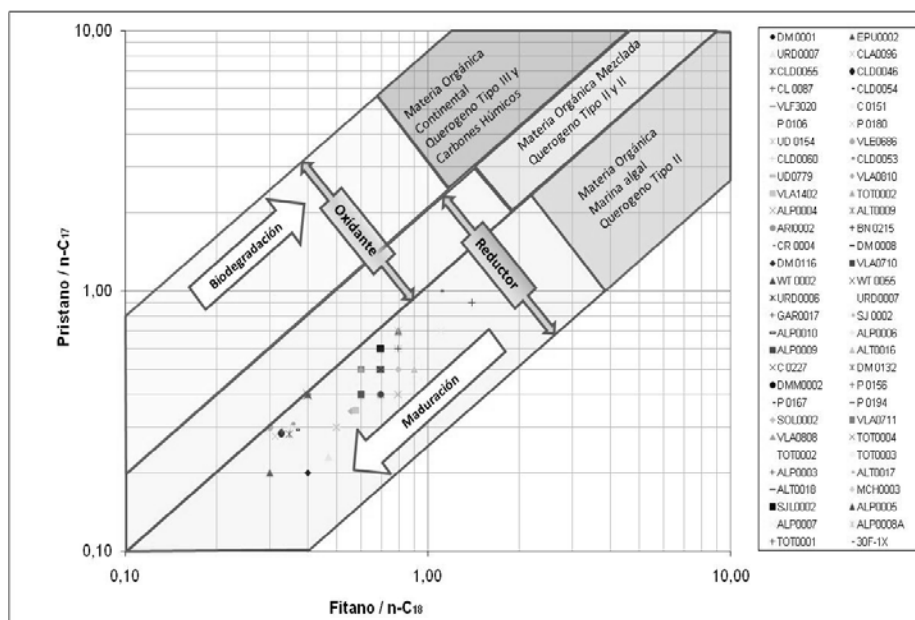


Figura 2. Diagrama Pristano/ n -C₁₇ Vs. Fitano/ n -C₁₈, en crudos de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Análisis de madurez con biomarcadores saturados y compuestos aromáticos en la fracción C₁₅₊

Relación $\beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$ ó % $\beta\beta$

La isomerización en las posiciones de los átomos de carbono 14 y 17 en los estéranos regulares C₂₉-20S y 20R causa el incremento de la relación $\beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$ hasta alrededor de 0,7 debido a la mayor estabilidad térmica de los isómeros $\beta\beta$ en comparación con los isómeros derivados biológicamente $\alpha\alpha$ (23). Esta relación parece ser independiente del tipo de materia orgánica y alcanza el equilibrio más lento que la relación $\alpha\alpha20S/(\alpha\alpha20S+\alpha\alpha20R)$; por tanto, es efectiva a niveles más altos de madurez.

El nivel de madurez determinado a través del % $\beta\beta$, es mostrado en la Figura 4, en la cual se observa que la mayoría de las muestras de crudo en niveles del Cretáceo en la cuenca, han alcanzado cierta condición de equilibrio para esta reacción, la cual ubica la madurez térmica de las muestra en la zona del pico de la ventana del petróleo (24 y 3), siendo por lo tanto más viable para la estimación del nivel de madurez.

Es importante mencionar la coincidencia respecto a la Figura 3, en el sentido que los crudos presentes en la parte central de la costa occidental del Lago de Maracaibo (campos Totumo, Alpuf, Machiques, San Julián, Alturitas, entre otros) muestran un nivel de madurez térmica consistentemente más bajo que el observado en el resto de la cuenca, lo cual hace de nuevo suponer a esta área de la cuenca, como una región en la cual la Formación La Luna generó petróleo, en un tiempo geológico más cercano al momento actual, que lo que ocurrió en el resto de la cuenca.

Así mismo, se resalta que para el crudo del campo Rosario, el cual aparece en la Figura 4 con evidencias de madurez térmica en la zona del máximo de la ventana del petróleo. Considerando que los crudos provenientes de campos ubicados cercanos a Rosario (Las Cruces, Bonito) en la zona sur, arrojan sistemáticamente evidencias de madurez térmica elevada, corroborada por los estudios de (5), se propone que la madurez térmica para los crudos del campo Rosario, debería ser similar a la de los hidrocarburos producidos por los yacimientos presentes al sur de este campo.

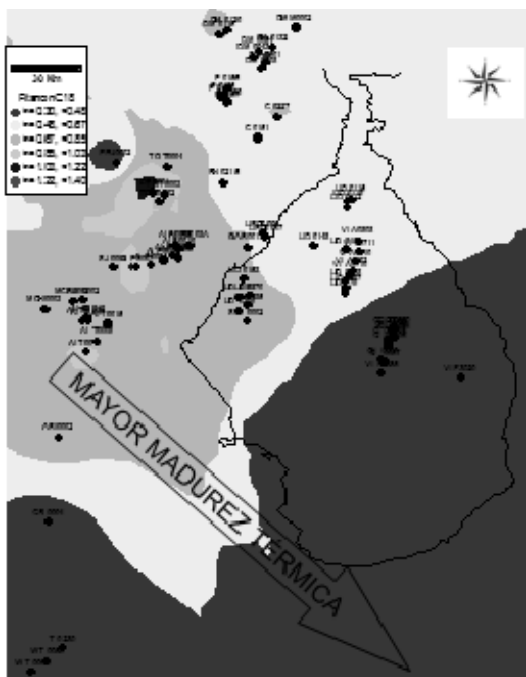


Figura 3. Gráfico de Fitano/ n -C₁₈, crudos de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

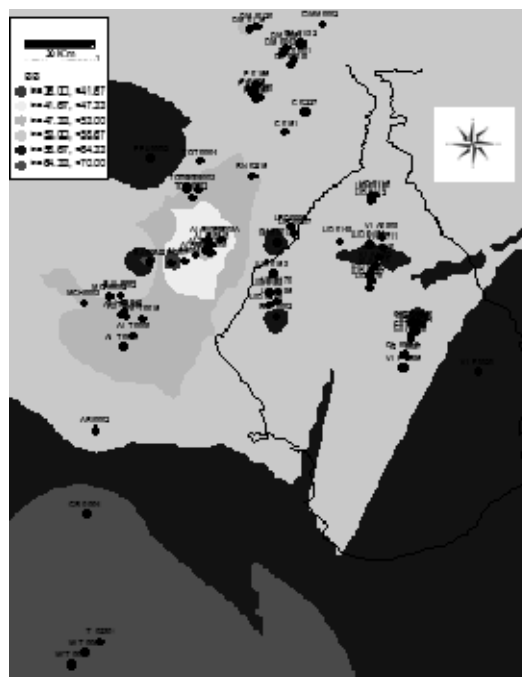


Figura 4. Mapa de madurez térmica con %ββ, crudos de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Utilización de la Fracción C₁₅ para Reconocer Familia de Crudos Diagramas polares – Fingerprint ó Huella Digital de Crudos

En esta sección se presentan los resultados obtenidos sobre los análisis realizados en la fracción de C₁₅, estos corresponden al método visual de análisis de resultados representado por los diagramas polares ó huella digital de crudos, los cuales se construyen a través de la utilización de los "diagramas estrella", que

no son más que representaciones en escala polar de relaciones de diversas parafinas (señales minoritarias en el cromatograma). Las relaciones interparafinas normalizadas, son las más concluyentes en la discriminación de familias de las muestras objeto del estudio estadístico, estas serán las que se van a utilizar para definir las puntas de la estrella en el diagrama estrella.

Para los crudos procedentes de la U.E. Lagomar del Bloque I, también fueron construidos los diagramas de huella digital, ellos son mostrados en la Figura 5, donde se observan diferencias entre los pozos A, B y C.

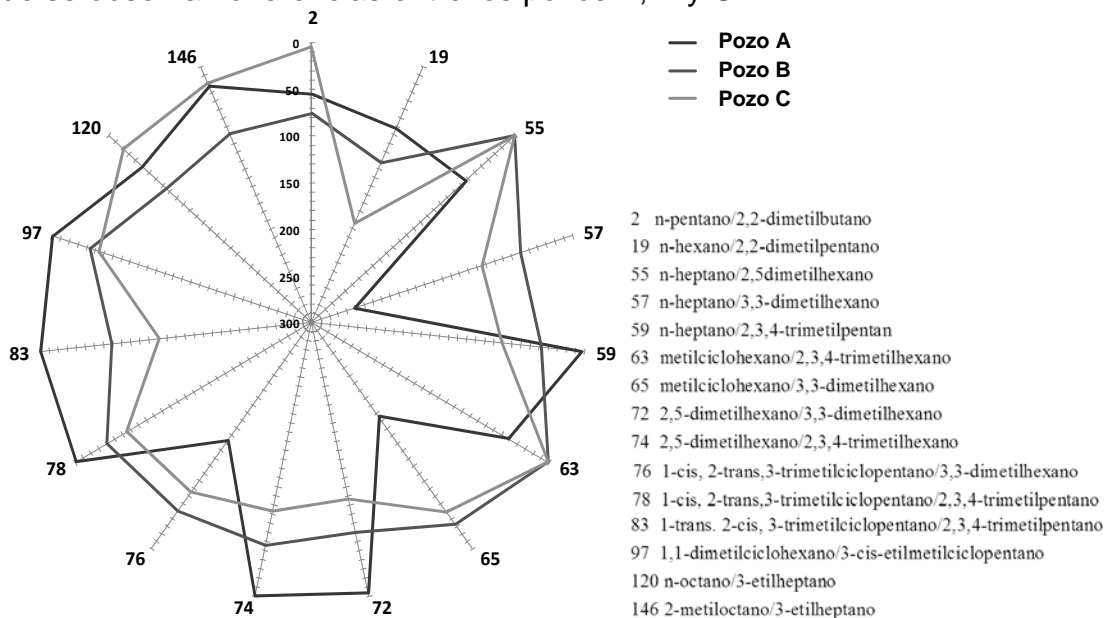


Figura 5. Diagramas de huellas digitales para las muestras de crudos en la U.E. Lagomar.

Se observa que los pozos B y C, presentan similitudes composicionales en buena medida, al presentar una forma similar de su diagrama estrella, para las relaciones de los compuestos indicados con los números: 97, 83, 78, 76, 74, 72, 65, 63, 59, 57, 55, 19 (12 de las 15 relaciones), sin embargo, queda muy claro que se puede diferenciar uno del otro, puesto que presentan picos resaltantes de los diferentes compuestos, si además, con el pozo A se denota una mayor diferencia, siendo que estos pozos se encuentran en un mismo bloque o compartimiento, y la distancia entre ellos es representativa y se evidencia su influencia con este tipo de análisis.

Los pozos de la U.E. Lagomar, se caracterizan por presentar diferentes diagramas estrellas. Es común en estos pozos los amplios intervalos cañoneados C (1713 pies), B (656 pies) y A (1424 pies), lo cual limita la realización de inferencias sobre la continuidad vertical, al no poder discretizar los intervalos productores, recordando que probablemente hay diferentes yacimientos aportando crudo a cada pozo.

Por otra parte, los Pozos C y B se encuentran separados geográficamente del pozo A, a una distancia considerable (aproximadamente a 10 km) lo cual limita la aplicabilidad de la herramienta geoquímica de C_{15-} , para definir posibles barreras que impidan la comunicación o establecer por el contrario indicios de algún tipo de

continuidad lateral, así como descartar posibles barreras estructurales o estratigráficas, importantes para establecer diferentes compartimientos, entre el yacimiento o área de estudio, que a su vez, servirían para establecer las reservas asociadas a un yacimiento en específico, y distribuir los aportes por cada intervalo o yacimiento productor, que permitirán el control y toma de decisiones sobre los planes de perforación, completación, producción y por consiguiente de explotación.

Conclusiones y Recomendaciones

- Se Logró identificar y definir el origen genético de los crudos, kerógeno tipo II y la naturaleza de la roca madre “La Luna” predominantemente Carbonática hacia el Norte con graduales cambios de facies Siliciclásticas o Lutíticas hacia el piedemonte de Los Andes, con el uso apropiado de Biomarcadores.

- Se pudo visualizar las condiciones en las cuales fueron generados los crudos, en esta área de la cuenca. Además, se determinó la existencia de crudos con diferentes niveles de madurez térmica, indicios de diferentes tiempos de madurez (Cocinas Eocena y Miocena-Reciente) y expulsión.

- Se caracterizaron los crudos cretáceos de los campos Bloq. I y VIII utilizando las fracciones livianas de hidrocarburos saturados (C₁₅-). Con ello, se estableció sutiles diferencias entre los crudos, que permiten distinguirlos unos de otros en una misma área, yacimiento o compartimiento. Estas diferencias pueden atribuirse a que han sido generados de distintas regiones de la Formación La Luna en la Cuenca.

- Se establecieron parámetros de correlación crudo-crudo (Ej: V/(V+Ni)), lo cual ha arrojado la existencia de rocas madres comunes dentro de la Cuenca del Lago (Formación La Luna), presentando diferencia de facies, siendo más continental (Plataforma interior con influencia de clásticos del continente) hacia el Sur del Lago y un ambiente más marino (Talud) hacia el Norte.

- Seguir con estudios de este tipo a lo largo y ancho de todo el país, para en un futuro tener mapas de geoquímica de crudos y con ello manejar mejor los diferentes campos petrolíferos.

- Realizar mayores esfuerzos para realizar análisis geoquímicos más completos y modernos en áreas de exploración en la actualidad e integrarlo a este tipo de estudio.

- Integrar disciplinas de las diferentes ciencias y geociencias específicas, a fin de mancomunar esfuerzos y obtener mejores resultados de las interpretaciones en los diferentes ámbitos.

Referencias Bibliográficas

1. TALUKDAR S. y MARCANO F. (1994). Petroleum system of the Maracaibo Basin, Venezuela, in Magoon L.B. y Dow W.G., eds., 1994. The Petroleum System – For Source to Trap: Tulsa, AAPG Memoir 60, pp. 463-481.
2. TISSOT B.P. and WELTE D.H. (1984) “Petroleum formation and occurrence (2nd Edition)”. New York, Springer-Verlag, 699 p.
3. PETERS K.E., MOLDOWAN J.M. Biomarker Guide, Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments. Prentice Hall, Englewood Cliffs,

- New Jersey, 1993, 363 p.
4. Cromatógrafo de Gases Agilent Technologies 6890 NW® Acoplado a Espectrómetro de Masas Agilent Technologies 5973 NW®: Manual de Operaciones.
 5. GALLANGO O., CHIN-A-LIEN M., y TALUKDAR S. (1984). Estudio Geoquímico Regional de la Cuenca de Maracaibo. Los Teques, Intevep S.A., Gerencia de Ciencias de La Tierra, INT-00907,84, Informe interno, 190 p.
 6. TALUKDAR S., GALLANGO O. y RUGGIERO A., 1985. Formaciones La Luna y Querecual de Venezuela como rocas madres de petróleo: Caracas, VI Congreso Geológico Venezolano, Mem., octubre 1985, Tomo VI, p. 3606-3642.
 7. ESCOBAR M. (1987). Geoquímica Orgánica del Petróleo en la Región Nor-central de la Costa Occidental del Lago de Maracaibo, Venezuela. Tesis Doctoral, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, 380 p.
 8. PARNAUD F., CAPELLO M., GOU Y., SÁNCHEZ A., PASCUAL J.C. y TRUSKOWSKI I., 1994. "Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis Estratigráfica" Inf. Ténc., INT -02779,94, Los Teques INTEVEP S.A.
 9. PDVSA., 2005. Libro Oficial de Reservas
 10. ERLICH R.N, MACSOTAY O.I, NEDERBRAGT A.J, y ANTONIETA LORENTE M. Elsevier Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 153 (1999) 203–238.
 11. AL-SHRAHRISTANI H. and AL-ATHYIA M.J. (1972) Vertical migration of oil in Iraqi oil fields: Evidence based on vanadium and nickel concentrations: Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 36, p. 929-938.
 12. LEWAN M.D. (1984) Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils: Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 48, p. 2231-2238.
 13. HUNT J. M. (1996). Petroleum Geochemistry and Geology 2nd ed. San Francisco, Freeman and Company, 743 p.
 14. FILBY R. (1994). Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, ed. Parnell, J. Geological Society Special Publication No. 78, London, pp. 203-218
 15. LÓPEZ L., LO MONACO S. y RICHARDSON M. (1998). Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela. Organic Geochemistry, Vol. 29 No. 1-3 pp. 613-629.
 16. Alberdi-Genolet, M., Tocco R. Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member (Aptian–Albian) and La Luna Formation (Cenomanian–Campanian), Venezuela. Chemical Geology 160 (1999) 19–38.
 17. CHAKHMAKHCHEV V.A., PUNANOVA S.A. and ZHARKOV N.I. (1983) Percolation of oil and changes in its composition in porous media (based on experimental studies): Intern. Geol. Rev., vol.25, no. 10, p. 1223-1228.
 18. VANDERBROUCKE M., DURAND B. and OUDIN J.L. (1983) Detecting migration phenomena in a geological series by means of C1-C35 hydrocarbon amounts and distributions, in Bjoroy M. et al., eds., Advances in Organic Geochemistry 1981: New York, Wiley, p. 147-155.
 19. BONILLA J.V. and ENGEL M.H. (1986) Chemical and isotopic redistribution of hydrocarbons during migration: Laboratory simulation experiments, in Leythaeuser D. and Rullkotter J., eds., Advances in Organic

- Geochemistry 1985: *Org. Geochem.*, vol. 10, p. 181-190.
20. ZHAO-AN F. y PHILP R.P. (1987). Laboratory biomarker fractionations and implications for migration studies. *Org. Geochem.*, Vol. 11, pp. 169- 175.
 21. BONILLA J.V. and ENGEL M.H. (1988). Chemical alteration of crude oils during migration through quartz and clay minerals, en Mattavelli L. y Novelli L., eds., *Advances in Organic Geochemistry 1987: Org. Geochem.*, Vol. 13, pp. 503-512.
 22. BROOKS J. D., GOULD K., and SMITH J. W. (1969). Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. *Nature* 222, 257–259.
 23. FARRIMOND P., TAYLOR A. y TELNAES N. (1998). Biomarker maturity parameters: the role of generation and thermal degradation. *Organic Geochemistry*, Vol. 29 No. 5-7 pp. 1181-1197.
 24. MACKENZIE A. S. (1984) Application of biological markers in petroleum geochemistry. In *Advances in Petroleum Geochemistry* (eds. J. Brooks and D. H. Welte). Academic Press, vol. 1, pp. 115–214.

EL USO DE DIFERENTES BIOMASAS FÚNGICAS PARA LA ELIMINACIÓN DE MERCURIO (II) EN SOLUCIÓN

Juan F. Cárdenas-González¹, María Eugenia Torre-Bouscoulet¹, Víctor Manuel Martínez-Juárez² e Ismael Acosta-Rodríguez¹.

1. Laboratorio de Micología Experimental. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P. Av. Dr. Manuel Nava o. 6. Zona Universitaria. c.p. 78320. Tel: 014448262440, ext. 505.

2. Area Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México. Correo electrónico: iacosta@uaslp.mx

Introducción

La contaminación del agua por mercurio es producido por industrias químicas que producen cloro, plásticos, fábricas de fungicidas y de pinturas contra hongos, por minas de cinabrio (sulfuro de mercurio, HgS), en la extracción de oro y de plata por el método de amalgamación y por las refinerías del petróleo. Se considera que la mitad del mercurio extraído es arrojado al medio ambiente, una parte en forma de vapor a la atmósfera y otra en los desechos industriales al suelo y al agua; mientras que el mercurio divalente afecta de manera desfavorable no solo a la vida acuática, sino que también presenta el fenómeno de magnificación, en el cuál se va acumulando en la cadena alimenticia. Los compuestos de mercurio son tóxicos a los organismos vivos, acumulándose en los riñones y en el cerebro, ocasionando daños al sistema nervioso. Debido a que se va acumulando en el organismo, los altos niveles de exposición a este metal ocasionan severos problemas a la salud. La principal fuente de contaminación al medio ambiente por el mercurio ocurre cuando éste es descargado al agua o suelo por las industrias, y puede ser convertido por las bacterias presentes en el medio en un compuesto orgánico más tóxico, el cual es absorbido rápidamente por diversos organismos acuáticos, y a través de la cadena alimentaria, va pasando de un organismo a otro.

Objetivo

Analizar la capacidad de remoción de mercurio en solución por 14 especies de hongos, aislados de diferentes zonas con desechos mineros, y resistentes a diferentes metales pesados.

Material y métodos

Se analizó la remoción del metal con los siguientes 13 hongos y una levadura: *Aspergillus flavus* I-V, *Aspergillus fumigatus* I-III, *Candida albicans*, *Penicillium* sp, *Mucor* sp-1-2, *Helminthosporium* sp, *Mucor rouxii* IM 80, *M. rouxi* mutante (resistente a cobre y plomo) y *Cladosporium* sp, aislados de diferentes sitios contaminados con metales pesados. La biomasa celular se obtuvo sembrando 1×10^6 esporas/200 mL en medio caldo tioglicolato, incubando 4 días a 30°C, en un baño con agitación constante. La biomasa obtenida es separada del medio por filtración, después se lava con agua tridesionizada estéril, se seca 4 h a 80°C, y finalmente se muele y se guarda en un frasco ámbar en refrigeración hasta su uso. Para el análisis, se preparan una serie de soluciones de mercurio de 100 mg/L, se ajusta el pH con ácido nítrico y la cantidad de biomasa añadida a cada matraz es de 1 g/100 mL de solución de mercurio. Se toman muestras a determinados tiempos, la biomasa es removida por centrifugación (3000 rpm/5 min) y el

sobrenadante es analizado para determinar la concentración del ión metálico por el método colorimétrico de la Ditizona.

Resultados y Discusión

Inicialmente, se analizó el efecto del pH y tiempo de incubación sobre la remoción de 100 mg/L de Cobalto con un gramo de biomasa de *M. rouxii* IM 80, encontrando que la mayor remoción se obtiene a un pH de 5.5 (95.4%), a las 24 horas de incubación, seguido del de 4.5 y 3.5 con porcentajes de remoción de 65.5% y 53.6%, respectivamente, Liu y cols., (2009, reportaron que la remoción del Mercurio en un adsorbente a base de timina fue sensible al pH, pues a un valor de 4.0, se remueve un 80%, y un 100% a valores entre 7.0 y 10.0. Con respecto a la temperatura de incubación, se encontró que la mayor remoción se obtuvo a 30°C, (95.4%) seguida de 35 y 40°C, con porcentajes de remoción de 50.3% y 47.2, respectivamente (Tabla No. 2). Estos resultados son similares a lo reportado por Ozsoy (2010) con *Rhizopus oligosporus*. A medida que se aumenta la concentración del metal disminuye la remoción del mismo, (Tabla No. 3), lo cual coincide con lo reportado por Rao y cols., (2009) usando carbón activado, y esto puede deberse a un aumento en el número de iones que compiten por los sitios disponibles y/o a la carencia de sitios activos en la biomasa a altas concentraciones del metal. Finalmente, los 14 hongos analizados, bioadsorben Mercurio en diferentes proporciones a un pH óptimo de 5.5 y 24 h de incubación, siendo el más eficiente el *Helminthosporium* sp, (54.1%), seguido de *M. rouxii* IM 80 (53.6%), *A. flavus* III (45%), *Mucor* sp I y II (44.5% y 43.5%), además de otras biomazas en porcentajes más bajos (Tabla No. 4), esto se debe, tal vez, a la diferente constitución de la pared celular de las biomazas estudiadas, y estos porcentajes son similares a los reportados por Ozsoy (2010) con *R. oligosporus*, quién reporta una remoción de 100 mg/L de Mercurio.

Tabla No. 1.- Remoción de Mercurio a diferentes pH's, por la biomasa de de *Mucor rouxii* IM80. 100 mg/L de Hg, 30°C. 100 rpm. 1 g biomasa. Porcentaje de remoción de Mercurio

Tiempo de incubación (horas)	pH 3.5	pH 4.5	pH 5.5
1	19.7	23.4	37.3
2	36.1	38.1	50.1
4	37	39.3	58.7
6	45.5	46.2	69.5
8	47	50.1	77.7
12	51.2	58.2	81.2
24	53.6	64.5	95.4

Tabla No. 2.- Remoción de Mercurio a diferentes temperaturas, por la biomasa de *Mucor rouxii* IM80. 100 mg/L de Hg. 100 rpm. 1 g biomasa. pH 5.5, Porcentaje de remoción de Mercurio

Tiempo de incubación (horas)	30°C	35°C	40°C
1	19.7	17.1	15.6
2	36.1	32.3	25.8
4	37	34.6	30.7
6	45.5	38.4	35.1
8	47	42.3	39.3
12	51.2	45.6	41.1
24	53.6	50.3	47.2

Tabla No. 3.- Remoción de diferentes concentraciones de Mercurio por la biomasa de *Mucor rouxii* IM80. 30°C. 100 rpm. 1 g biomasa. pH 5.5, Porcentaje de remoción de Mercurio

Tiempo de incubación (horas)	100 mg/L	200 mg/L	300mg/L	400mg/L	500mg/L
1	19.7	18.7	17.0	16.0	13.1
2	36.1	36.0	34.5	30.5	28.1
4	37	38.1	35.8	32.7	30.1
6	45.5	44.3	40.4	36.7	33.3
8	47	45.2	43.5	39.1	37.2
12	51.2	50.4	46.8	42.1	40.2
24	53.6	53.0	51.0	47.3	44.2

Tabla No. 4.- Remoción de Mercurio por las biomásas de los hongos analizados. 100 mg/L de Hg. 30°C. 100 rpm. 1 g biomasa. pH 5.5

Biomasa analizada	Porcentaje de remoción de Mercurio
<i>Helminthosporium</i> sp	54.1
<i>Mucor rouxi</i> IM 80	53.6
<i>Aspergillus flavus</i> III	45.0
<i>Mucor</i> sp I	44.5
<i>Mucor</i> sp 2	43.7
<i>Mucor rouxii</i> mutante	40.6
<i>Aspergillus fumigatus</i> I	36.0
<i>Aspergillus flavus</i> IV	32.1
<i>Aspergillus flavus</i> V	27.0
<i>Aspergillus flavus</i> I	22.3
<i>Aspergillus flavus</i> II	21.4
<i>Aspergillus fumigatus</i> II	17.4
<i>Candida albicans</i>	16.0
<i>Cladosporium</i> sp	15.1

Conclusiones

Los bioadsorbentes analizados presentan diferentes grados de remoción de Mercurio en solución, la biomasa más eficiente fue la de *Helminthosporium* sp, y la menos eficiente la de *Cladosporium* sp, y en comparación con otras alternativas su baja capacidad de remoción de mercurio en solución es similar a la encontrada en este trabajo, lo cual facilita su utilización para descontaminar nichos acuáticos como alternativa frente a los métodos clásicos de remoción de metales donde estos estén disponibles.

Bibliografía

- Liu, X, Qi, C., Bing, T., Cheng, X. and Shangguan, D. 2009. Specific mercury (II) adsorption by thimine-based sorbent. *Talanta*. 78, 253-258.
- Luo, J., Xiao, X. and Luo, S. 2010. Biosorption of cadmium (II) from aqueous solutions by industrial fungus *Rhizopus cohnii*. *Trans. Nonferrous Metals Soc. China*. 20, 1104-1111.
- Ozsoy, H.D. Biosorptive removal of Hg(II) ions by *Rhizopus oligosporus* produced from corn-processing wastewater. *African Journal of Biotechnology*. 9, 51. 8783-8790.
- Rao, M.M., Kumar Reddy, D.H.K, Venkateswarli, P. and Sessaiah K. 2009. Removal of mercury from aqueous solutions using activated carbon prepared from agricultural by-product/waste. *Journal of Environmental manage*. 90, 634-643.
- Volesky, B. Holan, Z.R. 1995. Biosorption of heavy metals. *Biotechnology Progress*. 11, 235-250.
- Yavuz, H., Denizli, A., Güngör, H., Safarikova, M. and Safarik, I. 2006. Biosorption of mercury on magnetically modified yeast cells. *Separation and Purification technology*. 52, 253-260.

ANÁLISIS MACERAL PRELIMINAR DEL CARBÓN DE OJINAGA CHIHUAHUA, MÉXICO

Genaro de la Rosa-Rodríguez¹, Luciano Hernández-Noriega¹, Yennifer Bustamante-Lozano¹, Noé Piedad-Sánchez², Carlos Francisco Yañez-Mondragon¹, José de Jesús Rodríguez-Salinas¹, Kinardo Flores-Castro³

1. Dirección Minerales Energéticos. Servicio Geológico Mexicano. Blvd. Felipe Ángeles km93.50-4, Col. Venta Prieta, C.P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Teléfono: (771) 7114266. Correo electrónico: grrodriguez@sgm.gob.mx

2. Tecnología e Ingeniería de Materiales, Facultad de Metalurgia, DES Ciencias Extractivas, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 km 5, C.P. 25710, Monclova, Coahuila de Zaragoza.

3. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo, km. 4.5. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo

El presente trabajo es el producto de las actividades realizadas por el Servicio Geológico Mexicano en la región de Ojinaga, Chih., con el objetivo principal de definir el ambiente de depósito original, a través del análisis maceral del carbón y su correspondiente interpretación con ayuda de diagramas ternarios.

Los estudios geológicos sobre el área de estudio iniciaron a principios del siglo XX por geólogos extranjeros, que de 1906 a 1949 desarrollaron trabajos de campo y sentaron las bases para establecer la columna estratigráfica y se esbozaron los primeros postulados paleogeográficos, entre los que destacan Imlay (1953), Bridges y DeFord (1961), Bridges (1965) y Wolloben (1965), entre otros.

La región comprendida entre las localidades de Ojinaga, Manuel Benavides y Nuevo Lajitas (Alcántara-Díaz et al., 1977), ha sido motivo de estudios con diversos objetivos por parte de diferentes instituciones tales como PEMEX, CFE y SGM (inicialmente Consejo de Recursos Naturales No Renovables, CRNNR, y después Consejo de Recursos Minerales, CRM).

El área de estudio se ubica en la porción noreste del estado de Chihuahua, y comprende un área aproximada de 1,074 km², al noreste de la ciudad de Chihuahua y en la cercanía de la ciudad de Ojinaga, Chih., (Figura 1).



Figura 1. Mapa de localización en el área de Ojinaga, Chihuahua.

Para este trabajo, derivado de los trabajos y observaciones geológicas de campo realizadas en el área, se logró identificar por medio de secciones geológicas que el carbón estudiado está contenido en las rocas de la Formación San Carlos (Campaniano Inferior), la cual localmente está constituida de arenisca, limolita amarilla y negra, marga, así como delgados mantos de carbón.

La determinación del análisis maceral se realizó con un microscopio óptico LEICA DM4500P acoplado a un espectrómetro TIDAS CCD con luz monocromática ajustada a 546 nanómetros, aplicando luz blanca reflejada de una lámpara de xenón (Figura 2).



Figura 2. Microscopio Óptico LEICA DM4500P acoplado a un espectrómetro TIDAS CCD.

Actualmente existen programas especializados para realizar el análisis maceral que consiste en el conteo y diferenciación de los macerales.

Sin embargo, el alto costo de estos programas hace prácticamente inaccesible su utilización para la mayoría de usuarios interesados en definir los ambientes sedimentarios que dieron origen al carbón con el objetivo de comprender su variación en calidad y valor económico como recurso energético.

En este trabajo se efectuó el conteo porcentual y diferenciación de los macerales de una forma manual por medio de un análisis de las microfotografías que se capturaron en cada una de las briquetas de diferentes muestras de carbón durante la medición del poder reflector de la vitrinita.

Se tomó de referencia la clasificación maceral de cada uno de los grupos para diferenciar cada uno de los macerales en base a sus propiedades ópticas y características petrográficas.

Se observa que el grupo dominante en el contenido orgánico en todas las muestras observadas, es el de la vitrinita (28.43 - 45.11%), seguida con proporciones más reducidas, por el grupo de la inertinita (1.43 - 33.53%), mientras que el de la liptinita se halla en menor cantidad (1.06 - 16.65%), pero suficiente para su estudio.

Los resultados de este análisis son congruentes con las observaciones en campo, indicando un ambiente sedimentario transicional, con materia orgánica de tipo III-II, presentando variaciones cíclicas reotróficas y ombrotróficas (Moore, 1986; Diessel y Gammidge, 1998), e influyendo en los delgados espesores de carbón encontrados en la región estudiada.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Rafael Alexandri Rionda, Director General del Servicio Geológico Mexicano por su decidido apoyo para difundir los nuevos conocimientos del área de Ciencias de la Tierra. Piedad-Sánchez agradece el apoyo parcial para este trabajo a CONACYT, PROMEP y a Geología y Medio Ambiente S.A. de C.V.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcántara-Díaz, Jorge M., y Camacho-Vazquez, Roberto, 1977, Exploración geológica de las zonas carboníferas en el Estado de Chihuahua: Reporte interno. Departamento de Geología. Residencia Chihuahua. Consejo de Recursos Minerales. México. 28 p.
- Bridges, L.W., 1965, Geología del área de Plomosas, Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín del Instituto de Geología, No. 74 (I), p. 1-34.
- Bridges, L.W., y DeFord, R.K., 1961, Precarboniferous Paleozoic Rocks in Central Chihuahua, México: American Association Petroleum Geologist Bulletin, v. 45, p. 98-104
- Diessel, C.F.K., y Gammidge, L.C., 1998, Isometamorphic variations in the reflectance and fluorescence of vitrinite — a key to the depositional environment: International Journal of Coal Geology, v. 36, p. 167–222.
- Imlay, W.R., 1953, Las formaciones jurásicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. v. 16 (1), p. 1-65.
- Moore, P.D., 1986, Hydrological changes in mires. In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology (Ed. B. E. Berglund): Jon Wiley & Sons Ltd.. p. 91-107.
- Wolleben, J.A., 1965, Nomenclatura estratigráfica de las unidades del Cretácico Superior en el oeste de Texas y en noreste de Chihuahua: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 28, p. 65-74.

GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS SEDIMENTARIAS JURÁSICAS EN LAS INMEDIACIONES DE LA PRESA LUIS L. LEÓN “EL GRANERO”, MUNICIPIO DE ALDAMA, CHIHUAHUA (MÉXICO)

Aurora Fabián¹, Kinardo Flores^{1*}, Noé Piedad², Carlos Esquivel³, Juan Carlos Durán⁴, Catalina Angeles⁵, Màrius Ramírez¹, José Luis Cadena¹, Francisco Paz⁶, Aleida Angeles¹

1. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo, km. 4.5. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo. Correo electrónico: auro_1308@hotmail.com, kinardo_flores@hotmail.com

2. Facultad de Metalurgia. Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 km. 5 Norte, CP. 25710. Monclova, Coahuila de Zaragoza.

3. Centro de Investigaciones Biológicas. Laboratorio de Paleontología. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo, km. 4.5. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo.

4. Posgrado de Ingeniería Ambiental. Instituto de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, CP. 04510. México, D.F.

5. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología - Geología Marina. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, CP.04510. México, D.F.

6. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Apdo. Postal 847, CP. 83000, Hermosillo, Sonora, México.

INTRODUCCIÓN

La geoquímica orgánica permite conocer la naturaleza y distribución de la Materia Orgánica Sedimentaria (MOS), inferir procesos diagenéticos involucrados y determinar condiciones fisicoquímicas y biológicas prevalecientes en la cuenca de depósito.

En este trabajo se presentan parte de los resultados preliminares obtenidos tras la aplicación de metodología específica para recuperar, caracterizar e interpretar la fracción soluble (bitumen) de la MOS contenida en las rocas del Jurásico Superior correlacionadas a la Formación La Casita, en el afloramiento denominado “*El Granero*”.

LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

Dicha sección litológica jurásica se localiza al NE del estado de Chihuahua en las inmediaciones de la presa Luis L. León, denominada localmente como presa “*El Granero*” en el municipio de Aldama. Para llegar al área de estudio se conducen primeramente 30 km por la autopista federal n. 16 (Chihuahua–Ojinaga) hasta Ciudad Aldama, cabecera municipal. Se recorren a continuación 44 km por carretera asfaltada hasta la desviación que lleva a la presa. Posteriormente, se prosiguen 28 km por camino de terracería (transitable todo el año), continuando por el camino a la cortina, lugar donde se encuentra la sección geológica medida y delimitada por las coordenadas geográficas: N 28°58′57.6″ y W 105°18′9.5″ y N 28°58′58.6″ y W 105°17′49.2″ (Fig. 1).



Fig. 1 Mapa de localización de la sección geológica "El Granero". Modificado de SGM H13-C59.

GEOLOGÍA

La Formación La Casita fue definida formalmente por Imlay (1936), considerando como localidad tipo el Cañón de La Casita, que se encuentra a 16.8 km al sur de General Cepeda y a 48 km al SW de Saltillo en el estado de Coahuila. En este afloramiento la litología comprende principalmente capas de lutita, arenisca y caliza intercalada referida al Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Tithoniano). Más tarde el mismo autor (1953), menciona que dicha formación incluye capas clásticas yesíferas que indican cercanía a la costa; sin embargo, se observa que gradualmente cambian a lutita, margas y caliza de estratificación delgada de cuenca, correspondientes a la Formación La Caja (Tithoniano Superior).

Otros afloramientos de la Formación La Casita se encuentran ampliamente distribuidos en el centro-oriental del estado de Chihuahua, NE de Durango, parte meridional de Nuevo León y SW de Tamaulipas. Enciso de la Vega (1968) reportó que la edad de la Formación La Casita, en la región de la Hoja Cuencamé, abarca del Oxfordiano Superior al Tithoniano Superior. Posteriormente, Villaseñor y González (1988) describen en la Sierra de Palotes (Durango), una secuencia de caliza gris intercalada con limolita que incluye amonites del género *Lamellaptychus murocostatus* a la cual asignan una edad kimmeridgiana.

La sección de rocas jurásicas correspondientes a la Formación La Casita en el área de estudio tiene un espesor total de 125 m (Fig.2). Hacia la base de ésta secuencia se observa un dominio de sedimentos arcillosos (lutitas) de color gris oscuro a negro, marcadamente fisiles de 30 m de espesor que alternan con arenisca pardo-oscuro de estratificación gruesa. La porción media está representada por una secuencia de calcarenita con escasos bivalvos, que alternan con arenisca de color marrón, que en conjunto tiene 54 m de espesor. Finalmente hacia la cima, se presenta un paquete de 41 m de calcarenita oscura con tendencia masiva y que incluye amonites del género *Perisphinctes aff. P.*

variocostatus Waagen, 1869, que proporcionan una edad oxfordiana (Esquivel-Macías, comunicación personal).

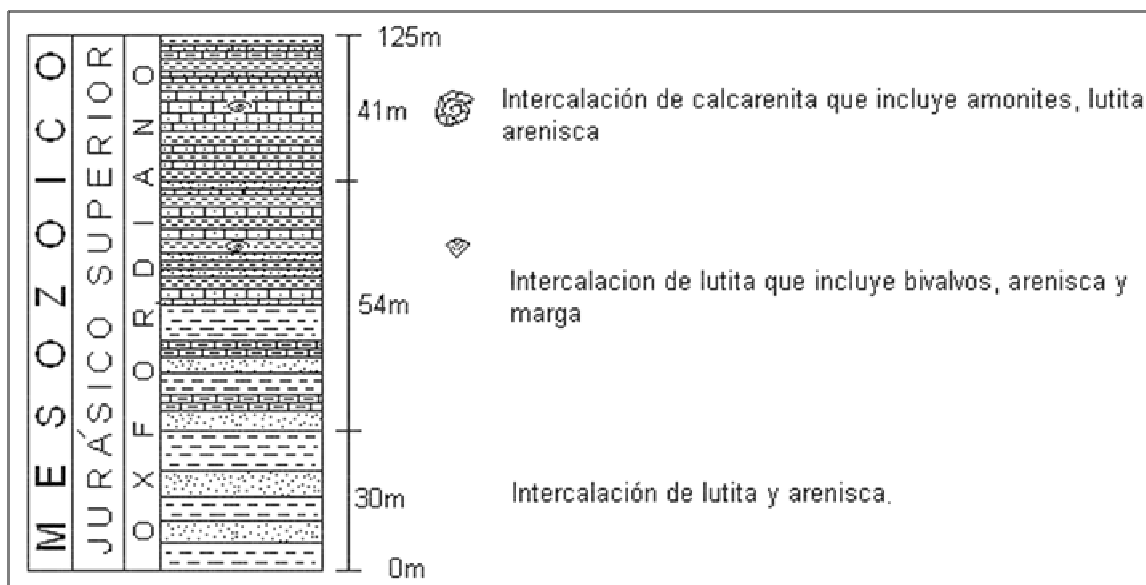


Fig. 2. Columna litológica condensada del perfil levantado en el afloramiento "El Granero".

METODOLOGIA

Se colectaron un total de 30 muestras de aproximadamente 0.5 kg de los horizontes y cambios litológicos representativos de la sección, objeto de este estudio, las cuales se envolvieron primeramente con papel aluminio y después se depositaron en bolsas de polietileno debidamente identificadas.

En el laboratorio se pulverizaron 150 g de cada una y se pasaron por la malla 16 (1.18 mm). Posteriormente se colocaron en un matraz balón de 1000 ml al que se le agregaron 300 ml de disolventes orgánicos [diclorometano (CH_2Cl_2) y metanol (CH_3OH), grado HPLC] para abarcar un amplio rango de polaridad. A continuación se sometieron a extracción secuencial por reflujo continuo y termoregulado durante 48 h.

Una vez concluida cada una de las extracciones, las muestras de sedimentos fueron separadas del disolvente mediante filtración y el extracto así obtenido fue concentrado mediante un rotavapor. El bitumen resultante se introdujo en viales de 8 ml previamente pesados utilizando pipetas Pasteur. Finalmente los extractos fueron pesados tras dejar evaporar a temperatura ambiente el residuo de disolvente.

Los extractos fueron analizados en un cromatógrafo de gases Hewlett-Packard Agilent 5973 Network con el sistema de inyección 7683B, acoplado a un Espectrómetro de Masa Hewlett Packard 6890N del Instituto de Ingeniería, UNAM.

RESULTADOS PRELIMINARES

Como ejemplo se presenta el cromatograma de gases-masa (Fig. 3) obtenido del extracto metanólico (CH_3OH) de la muestra MAU1, correspondiente a lutita físil de color gris oscuro y que define la base de la columna litológica jurásica en el

área de estudio. Éste revela una distribución de alcanos alifáticos desde nC_{17} al nC_{28} con claro predominio del nC_{20} . También se identifican alcanos ramificados, entre los que se encuentran los isoprenoides: Pristano (*Pr*), Fitano (*Ph*) y Escualeno (*Sq*), así como un análogo cetónico denominado Fitona [(6, 10, 14-trimetil-2-pentadecanona)].

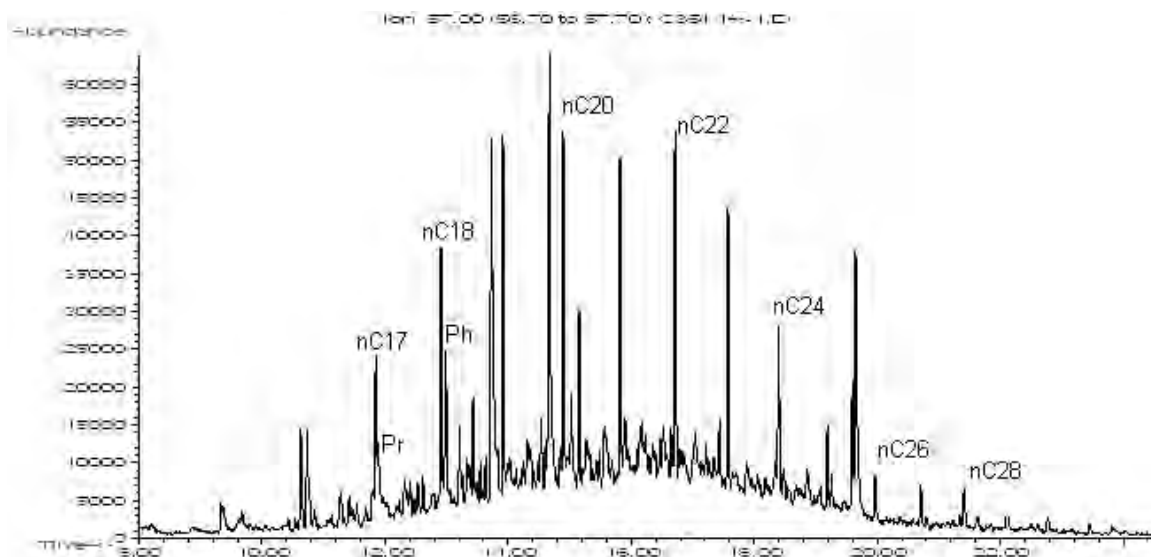


Fig. 3. Cromatograma de gases – masa correspondiente al extracto metanólico de la muestra MAU1 que constituye la base de la columna litológica.

La importancia de este grupo de compuestos se debe tanto a su origen como a la proporción que guardan entre ellos, lo que permite inferir algunas condiciones paleoambientales al momento de la sedimentación.

BIBLIOGRAFÍA

- Enciso de la Vega, S., 1968. Hoja Cuencamé 13 R-1(7) con Resumen de la geología de la Hoja Cuencamé, estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Carta de México. Serie de 1:100,000.
- Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV; Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1939. Jurassic ammonites from Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1-78.
- Imlay, R.W., 1953. Las formaciones jurásicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 16, p. 1-65.
- Servicio Geológico Mexicano. Carta Geológica-Minera Chorreras H13-C59, escala 1:50,000.
- Villaseñor, M.A.B., González, A.C., 1988. Fauna de amonitas y presencia de *Iamellaptychus murecostatus* trauth del Jurásico Superior de la Sierra de Palotes, Durango, UNAM. Revista del Instituto de Geología, v. 7, n. 1, p. 71-77.

GEOQUÍMICA ORGÁNICA APLICADA A MADERA FÓSIL DEL GÉNERO *Javelinoxylon* DEPOSITADA EN SEDIMENTOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA SIERRA CUESTA EL INFIERNO, ALDAMA, CHIHUAHUA (MÉXICO)

Kinardo Flores-Castro^{1*}, Stephanie Montaña¹, Yulemi González¹, Emilio Estrada-Ruiz², Carlos Esquivel³, Jesús Martín Torres-Valencia⁴, Ernesto Carrillo⁵, Jesús Derma⁵, Catalina A. Angeles-Cruz⁶, Juan Carlos Durán-Álvarez⁷

1. Centro 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. Correo electrónico: kinardo_flores@hotmail.com

2. Department of Biology, Texas State University, 601 University Drive, San Marcos, TX 78666, USA., Centro de Investigaciones Biológicas. Laboratorio de Paleontología.

3. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Ciudad Universitaria s/n. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo.

4. Centro de Investigaciones Químicas. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Ciudad Universitaria s/n, CP 42184, Pachuca, Hidalgo, México.

5. D.E.C.A. - Parque Cretácico A.C., C. Mina San Francisco n. 16900, Fracc. Villas del Real, Chihuahua, Chih. CP. 31110.

6. Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología - Geología Marina. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, CP.04510. México, D.F.

7. Posgrado de Ingeniería Ambiental. Instituto de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F.

RESUMEN

La parte de geoquímica aplicada en ésta investigación involucra, en primera instancia, las técnicas de extracción de la materia orgánica preservada en las maderas del género *Javelinoxylon* (Estrada-Ruiz y Martínez-Cabrera, aceptado), con el fin de obtener información biogeoquímica paleoambiental, que coadyuve con la investigación paleobotánica en curso. Adicionalmente, este trabajo presenta cartografía geológica de los sedimentos continentales fosilíferos del Cretácico Superior (Coniaciano-Maastrichtiano) y referidos a la Formación San Carlos, que aflora en la propiedad del DECA-Parque Cretácico, A.C. En esta localidad, la litología comprende principalmente arenisca, arenisca-conglomerática, conglomerado, lutita y limolita que incluyen restos de maderas (angiospermas y gimnospermas), restos de osamentas de vertebrados herbívoros y carnívoros, así como de invertebrados, actualmente en estudio por diversos especialistas.

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA

El área del DECA-Parque Cretácico A.C., se localiza en el Desierto Chihuahuense al NE del estado de Chihuahua y para llegar al área de estudio se conduce por la autopista federal n. 16 (Chihuahua–Ojinaga) hasta Ciudad Aldama. Se prosigue hasta llegar al entronque que comunica a la comunidad de Potrero El Llano - Chorreras. Posteriormente se continua por espacio de 28 km por camino de terracería (transitable todo el año) hasta el entronque y entrada a la propiedad del Parque Cretácico. El área cartografiada a la fecha, está delimitada por las coordenadas geográficas: N28°50' y W105°30' y N28°55' y W 105°35' (Fig. 1).

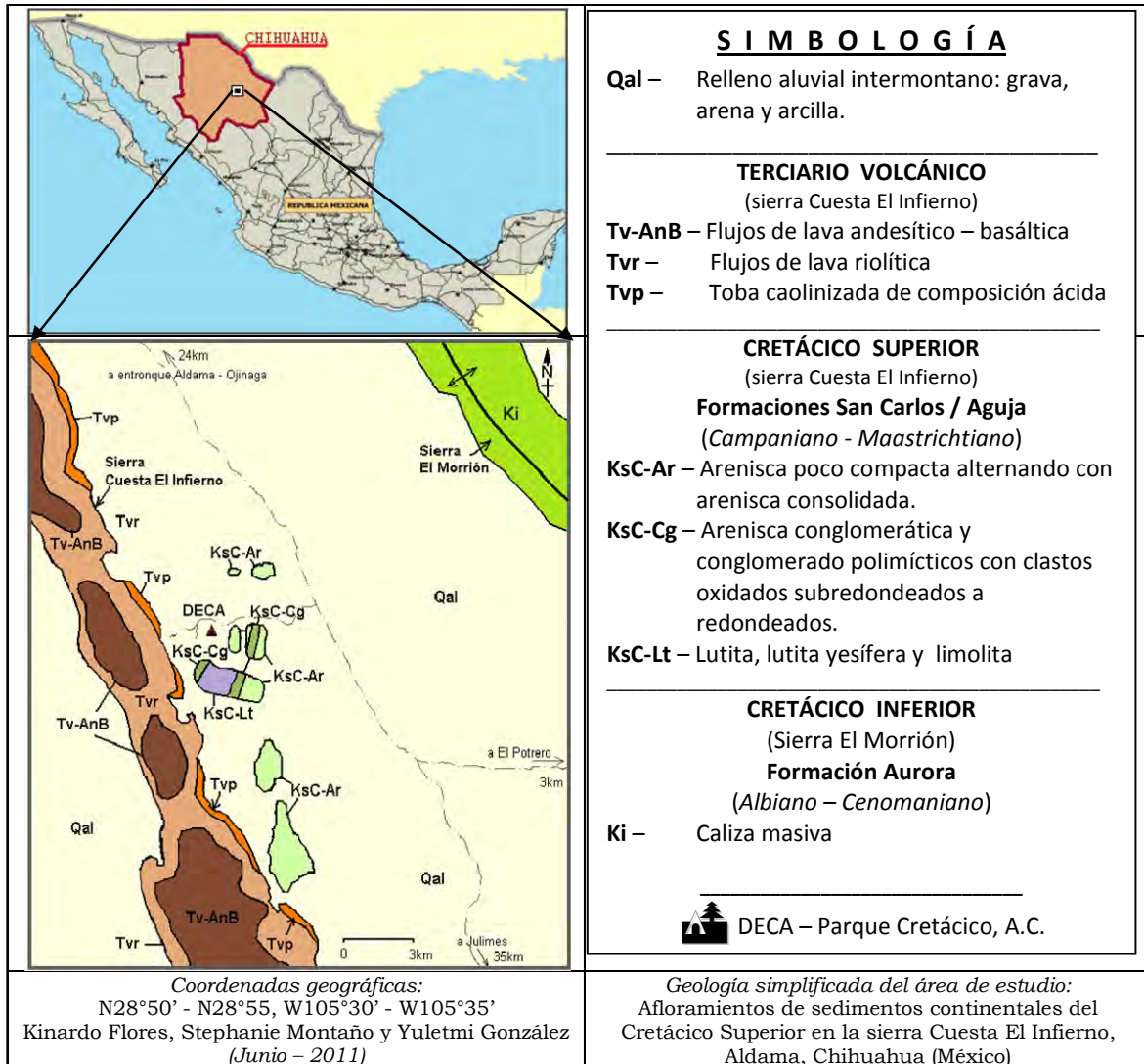


Fig. 1. Localización y geología del área de estudio

La columna litológica medida revela hacia la base alternancia entre estratos de areniscas de grano fino a medio, poco consolidadas, con areniscas de grano medio compactas, de color gris claro de 5 a 25 cm de espesor y bien clasificadas. A continuación la secuencia cambia de areniscas a areniscas conglomeráticas y a conglomerados polimícticos con clastos centimétricos, de morfología subredondeada a redondeada y color ocre-amarillento (visiblemente oxidados). Esta litología siliciclástica es la que presenta mayoritariamente el material paleontológico, tanto de origen animal como vegetal.

Posteriormente se deposita discordantemente un paquete de lutita y lutita-limosa que al contacto con las areniscas conglomeráticas y los conglomerados presentan evaporitas (yesos) asociados a fracturas y planos de estratificación. Conforme se asciende en la secuencia arcillosa, las evaporitas desaparecen y los sedimentos arcillosos de color rojizo predominan.

Hacia la cima de la secuencia, se deposita un potente espesor de conglomerado polimíctico, cuyos fragmentos oxidados y subredondeados (con diámetro centimétrico a decimétrico), cubren los sedimentos arcillosos, y a la vez subyacen a materiales volcánicos paleógenos (toba ácida caolinizada, flujos de lavas riolíticas y andesítico-basálticas) (Oviedo-Padrón, 2008, Oviedo-Padrón *et al.*, 2010).

METODOLOGÍA

Una primera muestra de 150 g de madera del género *Javelinoxylon deca* (Estrada-Ruiz y Martínez-Cabrera, aceptado), se recolectó cercana a la base del tronco en una protuberancia de su corteza. También se recolectaron y midieron los estratos de rocas y sedimentos siliciclásticos que lo cubren, mismos que favorecieron su preservación.



Fig. 2. Afloramiento de sedimentos del Cretácico Superior que cubren madera *Javelinoxylon* (Estrada-Ruiz y Martínez-Cabrera, aceptado)

La muestra de corteza fosilizada fue envuelta primeramente en papel aluminio y después en una bolsa de polietileno debidamente identificada. En el laboratorio se trituró y pulverizó una porción de 50 g en un mortero de ágata e introducida en un matraz Florencia de 500 ml, al que se le adicionaron 150 ml de diclorometano [CH_2Cl_2], grado HPLC. A continuación fue sometido a reflujo por espacio de 50 h en un sistema de recirculación termoregulado.

Una vez concluido el tiempo de reflujo, la muestra de material fósil fue separado del disolvente mediante filtración, y el extracto obtenido se concentró empleando un rotavapor. El bitumen resultante se introdujo en un vial de 8 ml previamente pesado utilizando una pipeta Pasteur. A continuación el extracto se pesó tras dejar evaporar a temperatura ambiente el residuo de disolvente.

Finalmente, el extracto obtenido se analizó utilizando un cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas Hewlett-Packard Agilent. Los compuestos orgánicos que forman parte del bitumen y algunos biomarcadores, fueron

tentativamente identificados al compararlos con la base de datos *Wiley138* y su interpretación biogeoquímica paleoambiental fue soportada con bibliografía existente.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

El cromatograma de gases–masa (Fig. 3), permitió identificar los siguientes compuestos orgánicos:

Alcanos

Los alcanos alifáticos presentes muestran una distribución del nC_{18} a nC_{31} , donde la señal predominante corresponde a nC_{28} .

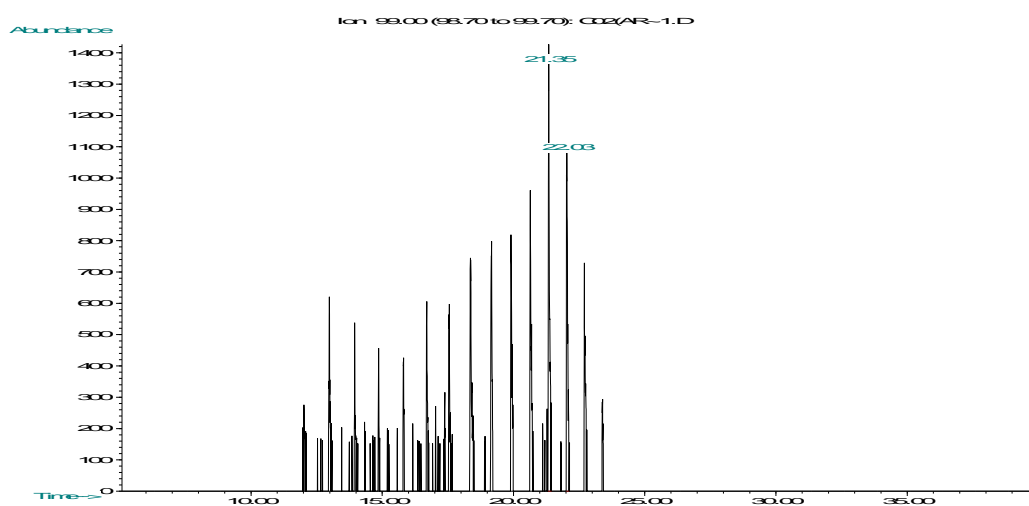


Fig. 3. Cromatograma de gases del extracto con diclorometano de madera fosilizada *Javelinoxylon deca*

Compuestos orgánicos a nivel traza:

Ácido Giberélico (Gibberellin A3): Diterpeno Tetracíclico (Fig. 4). Hormona específica de las plantas que realiza varias funciones fundamentales para su desarrollo, entre ellas, la de promover la elongación y crecimiento de las células, germinación, expresión sexual y la floración (Mauseth, 1991; Raven *et al.*, 1992; Salisbury y Ross, 1992; Davies, 1995).

Isochiapin B: Sesquiterpenlactona pseudoguaianolide (Fig. 5). García-Elizondo *et al.* (2009), reportan que éste compuesto es producido por plantas del género *Piper*, perteneciente a la familia de las piperáceas, ampliamente distribuidas en climas tropicales y subtropicales, característica que concuerda con el paleoclima determinado para el género *Javelinoxylon deca* (Estrada-Ruiz y Martínez-Cabrera, aceptado), objeto de éste estudio.

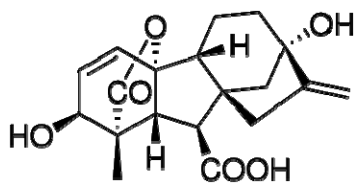


Fig. 4. Estructura del Ácido Giberélico
(Gibberellin A3)

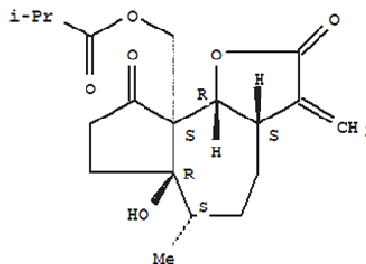


Fig. 5. Isochiapin B

Es importante señalar que la concentración de los dos compuestos orgánicos que aquí se reportan, está próxima al límite de detección del equipo, por lo que se están realizando más experimentos empleando mayor cantidad de muestra y diversas combinaciones de disolventes para mejorar la recuperación de compuestos traza.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Davies, P.J. 1995. The plant hormones: their nature, occurrence, and functions.- *In*: Davies, P. T. (Ed.) Plant Hormones, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. p. 1-12.
- Estrada-Ruiz, E. and Hugo I. Martínez-Cabrera, Aceptado. A new Late Cretaceous (Coniacian-Maastrichtian) *Javelinoxylon* wood from Chihuahua, Mexico. IAWA Journal.
- García-Elizondo, D.L., Verde-Star, M.J., Oranday, A., Rivas, C., Elizalde-Herrera, L.E. 2009. A sesquiterpenolactone pseudoguaianolide type from piper *Berlandieri* l. (piperaceae). *Revista de Salud Pública Nutrición*. v.10, n. 1.
- Mauseth, J.D. 1991. Botany: An Introduction to Plant Biology. Saunders, Philadelphia, USA.
- Oviedo-Padrón, E.G. 2008. Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el levantamiento de Plomosas. Universidad Nacional Autónoma de México. Centro de Geociencias. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Maestría en Ciencias. 98 p. y anexos. Inédita.
- Oviedo-Padrón, E.G., Aranda-Gómez, J.J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R.S., Iriando, A., González-Becerra, P.C., Cervantes-Corona, J.A. y Solorio-Munguía, J.G. 2010. Tectónica de la sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 27, n. 3, p. 389-411.
- Raven, P.H., Evert, F., Eichhorn, S.E. 1992. *Biology of Plants*. Worth, NY, USA.
- Salisbury, F.B., and Ross, C. 1992. *Plant physiology* (4th Ed.). Wadsworth, Belmont, CA.

USO DE DIVERSOS MATERIALES COMO ADSORBENTES EN EL TRATAMIENTO DE AGUAS CONTENIENDO PLATA Y COBRE: ESTUDIO PREVIO COMPARATIVO

Alejandra Galindo-Ramos, Miguel Angel Chirino-Arreguín, María de Jesús Soria-Aguilar, Francisco R. Carrillo-Pedroza, Aglae Dávalos-Sánchez, Gregorio González-Zamarripa, Selene Martínez-Flores, Denisse Martínez-Martínez, Gilberto Román-Contreras

Facultad de Metalurgia, Universidad Autónoma de Coahuila, Carr.57 Km 5, C.P. 25710, Monclova, Coahuila, México. Correo electrónico: a.galindor@hotmail.com, chirinox_86@hotmail.com

ABSTRACT

The wastes generated from metal mining and non-metallic contain various compounds enable recycling, because affects the efficiency of processes. They are willing or improperly confined, occupying large tracts of land and are potentially harmful for the small particle size, create dust that can cause health problems. These types of waste represents an economical lost as a consequence of values contents. However, the chemical and physical characterization of these residues indicates that there is potential for use for environmental applications such as adsorbent materials, such as the removal of copper and silver in wastewater or drinking water. Representative results of different adsorption tests at laboratory scale indicate that it is possible to reduce the concentration levels above 95% in two synthetic solutions and initial concentration of 12.8 mg/L of total copper and 25 mg/L of silver. Residues were compared for the steel industry (powder furnace), carbo-electric (ash) and quarry industry (quarry dust), with natural adsorbents such as zeolites, silica and sub-bituminous coal. The results indicate that the wastes may represent a new option as material for the removal of heavy metals in water treatment.

RESUMEN

Los residuos generados de la minera metálica y no metálica contienen diversos compuestos que no permiten su reciclaje, ya que afectan la eficiencia de los procesos. Además, son dispuestos o confinados inadecuadamente, ocupando grandes extensiones de terreno y son potencialmente nocivos por el tamaño de partícula pequeños, generando polvos que pueden causar problemas de salud. Sin embargo, la caracterización química y física de estos residuos indican que hay la posibilidad de usarlos para aplicaciones ambientales, como materiales adsorbentes, por ejemplo, en la remoción de cobre y plata en aguas residuales o aguas potables. Los resultados obtenidos en este estudio de diferentes pruebas de adsorción a escala laboratorio indican que es posible reducir los niveles de cobre y plata por arriba del 95 %, en dos soluciones sintéticas una concentración inicial de 12.8 mg/L de cobre y 25 mg/L de plata. Se compararon residuos de la industria siderúrgica (polvos de horno), carbo-eléctrica (cenizas volantes) y de la industria de la cantera (polvo de cantera), con materiales adsorbentes naturales, como zeolitas, diatomita y carbón subbituminoso. Los resultados indican que los residuos pueden remover los metales en el mismo orden de magnitud que los materiales adsorbente, representando una nueva opción de materiales para la remoción de metales pesados en el tratamiento de agua.

INTRODUCCIÓN

La contaminación por metales pesados provenientes de aguas residuales industriales ha sido uno de los temas ambientales más importantes en las últimas décadas, debido a los efectos nocivos tanto en el ambiente como en la salud humana. Uno de esos metales pesados es el cobre, ampliamente usado en la industria del electroplateado, en pinturas, refinación de metales, electricidad, fertilizante e industria de la pigmentación, entre otras. El desarrollo acelerado en este tipo de industrias ha incrementado la contaminación y acumulación de cobre en el ambiente. El cobre, al igual que otros metales, es no biodegradable y puede permanecer durante largo tiempo en el ambiente. En el caso del agua, la presencia de iones cobre por arriba del límite máximo permitido (2 mg/L NOM, 1.3 mg/L EPA) ocasiona serios problemas de salud pública.

En el caso de la plata, este elemento es uno de los principales componentes contenidos en los efluentes de procesos fotográficos y las aguas residuales de joyería contienen, donde la plata viene disuelta o en forma de compuestos solubles. Si bien, no se conocen en detalle los efectos tóxicos de la plata, se sabe que es un bactericida efectivo y que, consecuentemente, puede dañar organismos vivos. Los niveles máximos permitidos en aguas municipales de los EE.UU., están en el intervalo 0.1 mg/L. Para evitar problemas de contaminación y para recuperar la plata, se han desarrollado diversas metodologías de separación de los efluentes que la contienen. El depósito fotocatalítico de plata metálica es una de ellas, que ha sido ampliamente usado en la recuperación de este metal, principalmente de efluentes residuales fotográficos (Domenech et al., 2001; Baird, 1998).

Por lo tanto, es necesario remover y/o disminuir el contenido de metales en los efluentes industriales, antes de su descarga, así como en agua para consumo. Existen numerosas tecnologías que se han desarrollado para tal propósito, que incluyen precipitación química, intercambio iónico, extracción líquido-líquido, electrodiálisis y bio-adsorción. Cada método tiene limitaciones inherentes. Sin embargo, recientemente se ha desarrollado y estudiado con mayor interés el método de adsorción para la remoción de metales en efluentes industriales, debido principalmente a que es un método simple, e bajo costo y de fácil diseño y operación (Baduddoza et al., 2011; Yong-Meia et al., 2010).

La adsorción es una tecnología ambiental que ha sido extensamente estudiada y aplicada para la eliminación de diversas sustancias orgánicas y metales pesados tanto en aguas naturales como residuales. Los adsorbentes más comunes han sido materiales porosos, como carbón activado, arenas, alúmina activada y zeolitas. La propiedad más importante de estos adsorbentes es que tienen una gran área superficial específica. Otro adsorbente activo son los óxidos de hierro, que además del área superficial, muestran una alta afinidad química por ciertos metales, tales como arsénico, cobre, manganeso y zinc (Chen y Li, 2010; Doula, 2009).

El presente trabajo muestra precisamente los resultados preliminares obtenidos para la remoción de iones cobre y plata, por separado, contenido en soluciones sintéticas, empleando como adsorbente residuos de diversas industrias y comparándolos con adsorbentes naturales.

METODOLOGÍA

Las muestras empleadas como material adsorbente en este trabajo fueron obtenidas de tres residuos: uno de un proceso siderúrgico, otro de una carboeléctrica y un tercero de la industria de la cantera. Para fines comparativos, se emplearon muestras de dos tipos de zeolitas, una muestra de diatomita (tierras diatomáceas) y carbón subbituminoso alto azufre (2% S). Con el fin de determinar la composición de cada muestra, principalmente los residuos, se realizó un análisis por Difracción de Rayos X (DRX), el cual se muestra en la Figura 1. En esta figura se observan los difractogramas que indican los principales compuestos que forman las muestras de a) residuos siderúrgicos, compuesto principalmente de óxidos de hierro, en forma de magnetita y hematita; b) finos de cantera, formado por óxido de silicio, principalmente como cristobalita; y c) cenizas volantes de carboeléctrica, formada por aluminosilicatos simples y óxidos complejos de Ca, Na y Fe.

Muestras de los residuos arriba descritos fueron colocadas en soluciones preparadas conteniendo cobre y en otras conteniendo plata (partiendo de reactivos químicos de nitrato de cobre y plata, respectivamente, diluidos en agua destilada), para realizar las pruebas de adsorción en batch.

Estas pruebas se realizaron para cada material, conservando constante el tiempo de reacción (30 y 60 minutos), el volumen de solución (50 mL) y la cantidad de material (5 g), a una temperatura de 25 °C. Al finalizar cada prueba, se procedió a separar el líquido del sólido, y el líquido fue analizado por Absorción Atómica.

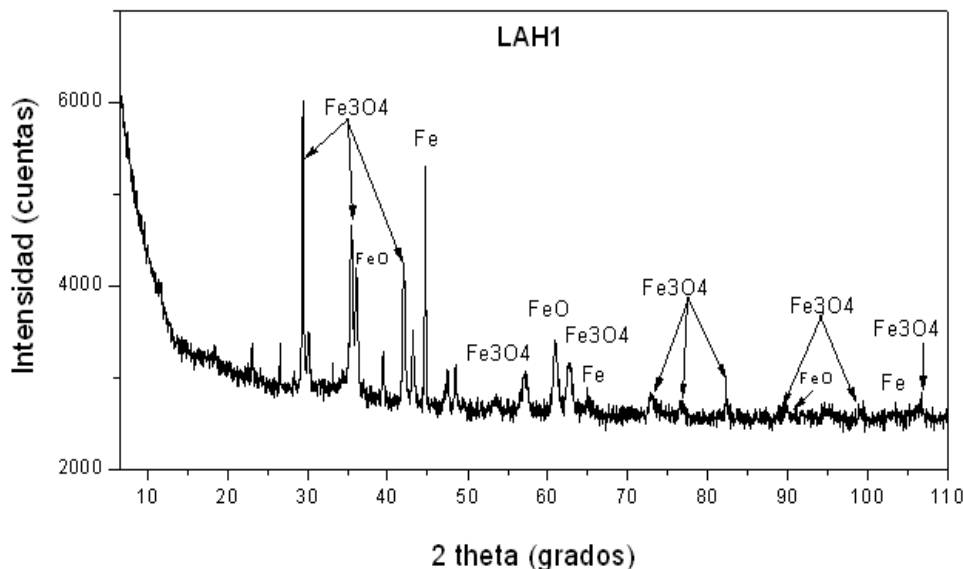


Figura 1 a). DRX de la muestra proveniente de residuos siderúrgicos.

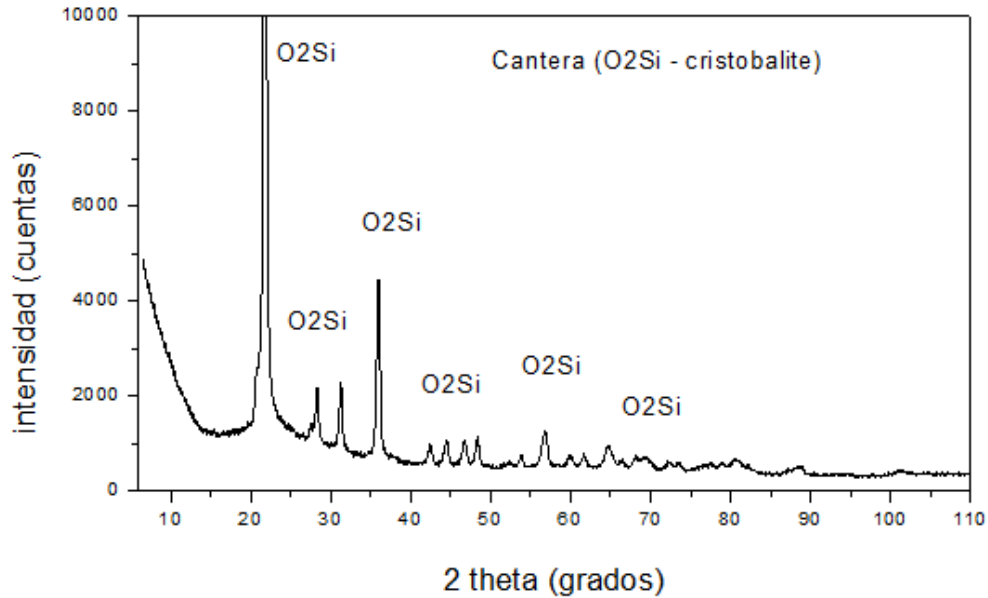


Figura 1 b). DRX de la muestra proveniente de finos de cantera.

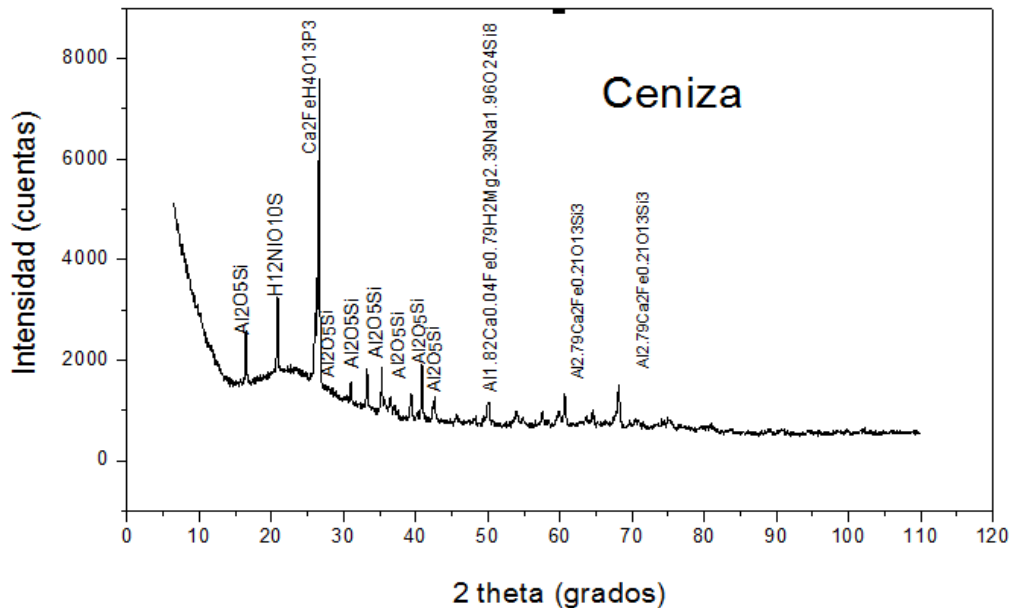


Figura 1 c). DRX de la muestra proveniente de cenizas volantes de la industria carboeléctrica.

RESULTADOS

Los resultados de las pruebas experimentales obtenidos por medio de absorción atómica para el cobre se presentan en la Figura 2. Se puede observar el efecto de cada material empleado en la disminución del contenido del cobre, en donde se aprecia que el residuo siderúrgico muestra el mejor resultado de remoción de los materiales en estudio dando como resultado un 99.88% de eficacia del proceso, de igual manera se encuentran los polvos de cantera con

99.83%, lo cual es muy cercano al obtenido por el residuo siderúrgico, posteriormente se encuentran las zeolita1 y zeolita2 con 99.65% y 99.57% respectivamente, seguidos por la diatomita y las cenizas volantes con 99.46% y 99.33% respectivamente, quedando con el menor porcentaje de los 7 materiales el carbón subbituminoso un 95.85%, el cual a pesar de ser el más bajo también es bueno, ya que cumple con lo establecido por la EPA.

Se puede observar que para disminuir la concentración de cobre de 12.8 a menos 2 mg/L (límite máximo de la norma oficial mexicana para agua de consumo humano) o menos de 1.3 mg/L (menor al límite máximo indicado por la EPA) es necesario una eficiencia de remoción del 89.9 %, la cual fue alcanzada por todos los materiales empleados en este trabajo.

Este resultado indica que los residuos empleados tienen capacidad para remover el cobre en solución, con una eficiencia similar e incluso, en algunos casos, superior a materiales naturales que son actualmente usados como adsorbentes, tales como las zeolitas.

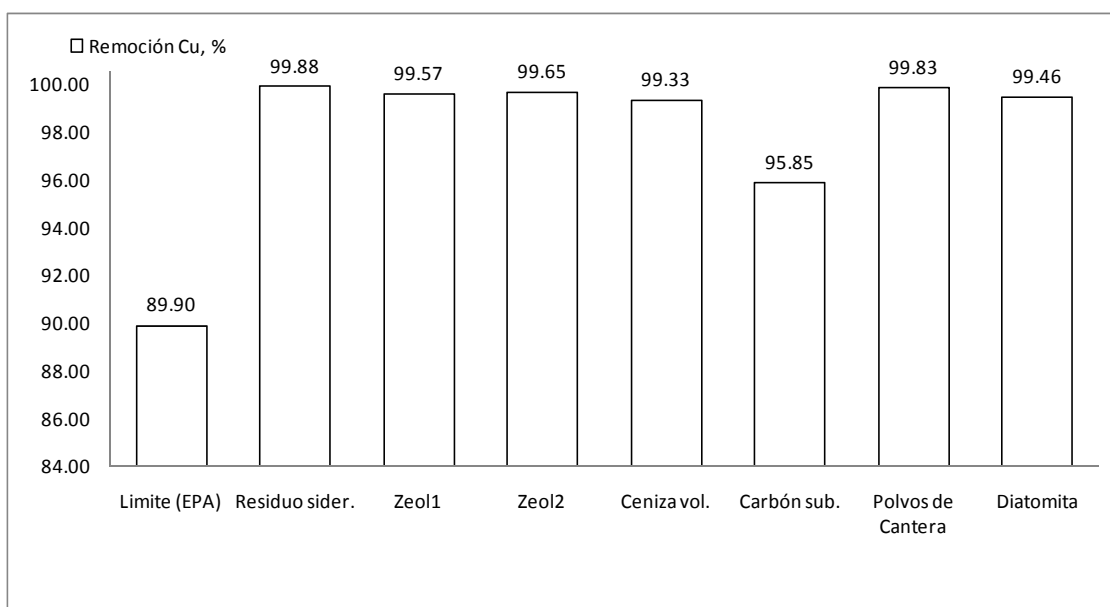


Figura 2. Remoción de cobre con diferentes materiales.

En la Figura 3 se muestra la remoción de plata para los diferentes materiales, en donde se observa que los mejores resultados se obtuvieron con el carbón (30 min) con un 99.93%, zeolita1 (60 min) con el 99.92%, carbón (60 min) con un 99.88%, residuo siderúrgico (60 min) un 99.87% y cenizas volantes (60 min) un 99.83%.

Se puede apreciar que a mayor tiempo de residencia se obtuvo mayor eficacia de remoción en casi todos los materiales adsorbentes excepto en el caso del carbón, el cual mostró tener mejor capacidad de adsorción a un período de tiempo más corto, que en este caso fue de 30 minutos.

Para disminuir la concentración de plata de 25 mg/L a menos 0.1mg/L (límite máximo indicado por la EPA) es necesario una eficiencia de remoción del 99.6%, la cual fue alcanzada solo por 5 de los 7 residuos analizados en este estudio, de

los cuales solo 2 de ellos (carbón y zeolita1) lo alcanzaron a ambos tiempos de 30 y 60 minutos.

Este resultado indica que 5 de los residuos empleados tienen capacidad para remover la plata en solución, con una eficiencia similar e incluso, en algunos casos, superior a materiales naturales que son actualmente usados como adsorbentes, tales como las zeolitas.

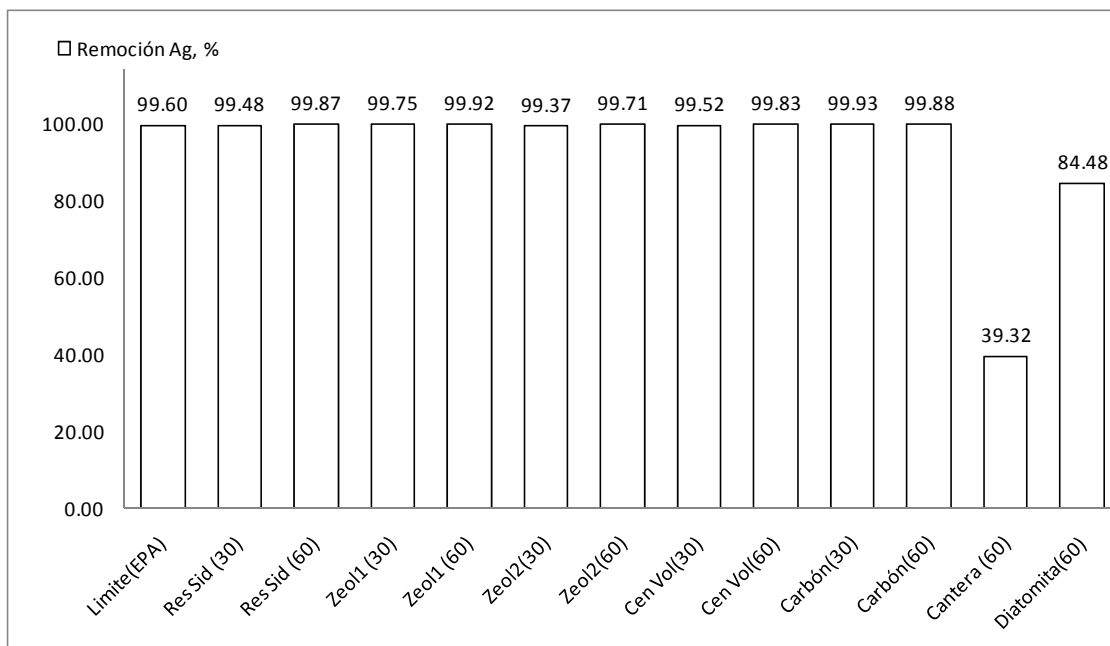


Figura 3. Remoción de plata con los diferentes materiales.

CONCLUSIONES

Las pruebas preliminares de laboratorio dan evidencia de que es posible remover cobre y plata en solución, empleando residuos no peligrosos generados en la industria, y que pueden ser catalogados como materiales de bajo costo. La comparación realizada con otros materiales que son reconocidos como materiales adsorbentes indica que muestran eficiencias de remociones muy similares o incluso superiores. Aunque los resultados se obtuvieron de soluciones preparadas sintéticamente, y de baja concentración, dan pauta para continuar realizando las pruebas necesarias que conduzcan a la valoración técnica y económica de este material para su uso en la remoción de metales pesados contenidos en aguas residuales, industriales y de consumo.

RECONOCIMIENTOS

Los autores agradecen a la empresa siderúrgica Altos Hornos de México, S. A. de C. V. por las muestras de residuos proporcionadas. Así como también al Ing. Manuel Aguilar Franco del Laboratorio de refinamiento de estructuras cristalinas, Instituto de Física de la UNAM, por su apoyo en la caracterización de muestras por DRX.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Domènech, X., Litter, M. y Mansilla, H., 2001, "Capítulo 6. Remoción de Contaminantes Metálicos" de Eliminación de Contaminantes por Fotocatálisis Heterogénea, editado por Miguel Blesa, CYTED, Argentina.
- Bair, C., 1998, "Environmental Chemistry", 1-557. Editorial Freeman and Co., New York, EEUU.
- Badruddoza, A.Z.M., A.S.H. Tay, P.Y. Tan, K. Hidajat, M.S. Uddin, 2011, Carboxymethyl--cyclodextrin conjugated magnetic nanoparticles as nano-adsorbents for removal of copper ions: Synthesis and adsorption studies, *Journal of Hazardous Materials*, 185, 1177–1186
- Chen, Yen-Hua, Fu-An Li, 2010, Kinetic study on removal of copper(II) using goethite and hematite nano-photocatalysts, *Journal of Colloid and Interface Science*, 347, 277–281
- Doula, Maria K. 2009, Simultaneous removal of Cu, Mn and Zn from drinking water with the use of clinoptilolite and its Fe-modified form, *Water Research*, 43, 3659 – 3672
- Yong-Meia, Hao, Chen Mana, Hu Zhong-Bob, 2010, Effective and flexible in design and operation. Effective removal of Cu (II) ions from aqueous solution by amino-functionalized magnetic nanoparticles, *Journal of Hazardous Materials*, 184, 392–399

ORIGEN DE LAS DIFERENTES COLORACIONES QUE SE PRESENTAN EN LOS YACIMIENTOS FERRUGINOSOS DEL ÁREA, JOLALPAN-TLAHUTZINGO, ESTADO DE PUEBLA

Patricia Girón-García¹, Rufino Lozano-Santacruz¹, Rodolfo Corona-Esquivel^{1,2}, Noé Piedad-Sánchez³, Gilles Levesse⁴

1. Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM. Correo electrónico: rcoronae@gmail.com

2. División de Estudios de Posgrado e Investigación ESIA –IPN

3. Tecnología e Ingeniería de Materiales, Facultad de Metalurgia, DES Ciencias Extractivas, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 km 5, C.P. 25710, Monclova, Coahuila de Zaragoza.

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

Introducción

El objetivo del presente trabajo es identificar y caracterizar los minerales que se presentan asociados a los yacimientos ferríferos del área de Jolalpan y Tlahutzingo en la región Sur del Estado de Puebla, los cuales proporcionan diferentes coloraciones.

Estos minerales han sido ampliamente aprovechados en la industria de la construcción para la fabricación de bloques de concreto con tonalidades diferentes. La explotación de estos materiales y la fabricación de los tabiques de color, representan una fuente importante de trabajo en la región.

Localización y acceso.

El área de estudio se ubica en la parte suroccidental del Estado de Puebla cerca de los límites entre los estados de Guerrero y Morelos, comprende una superficie aproximadamente de 70 km² entre las coordenadas geográficas N18° 20' – 18° 23' y W 98° 48' – 98° 50'.

El acceso desde la ciudad de Cuautla, Mor., es por la carretera federal número 160 Cuautla - Izúcar de Matamoros, en esta se recorren 65 km con dirección al oriente hasta la desviación del poblado de Jonacatepec; de esta población se prosiguen 20 km más hasta Axochiapan, por último en el km 19, en la población de Tlahutzingo se ubica la fábrica de los colorantes y 9 km más adelante se llega a la población de Jolalpan (Figura 1).

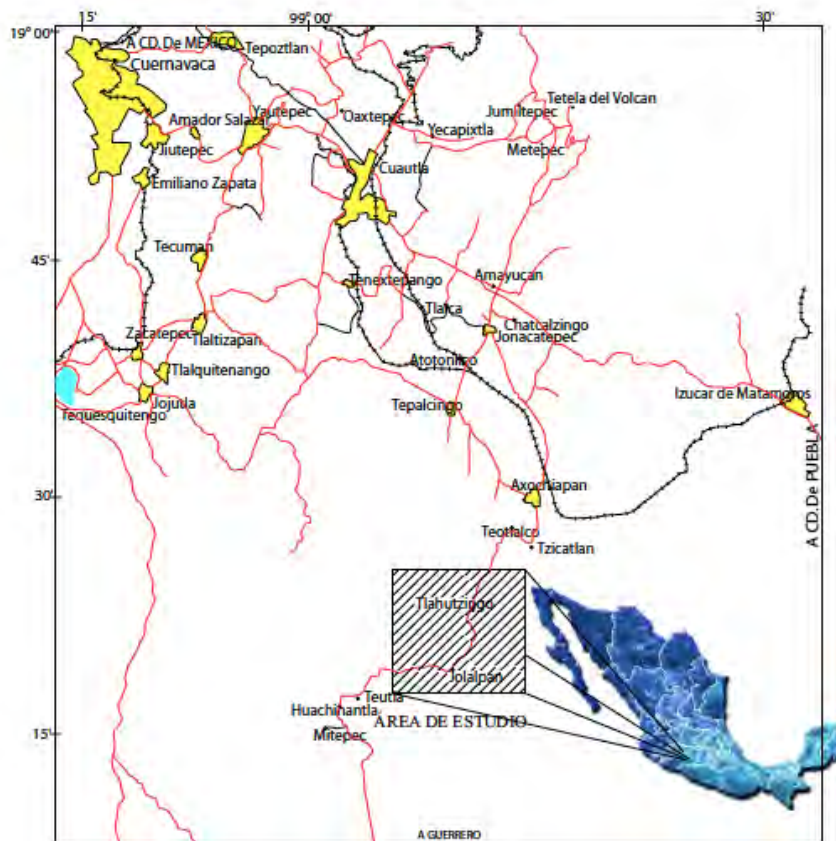


Figura 1. Plano de localización

Método de trabajo

- a) La primera etapa consistió en una visita de reconocimiento al área en donde se presentan las diferentes anomalías de color, asociadas a los yacimientos de hierro.
- b) Posteriormente se visitó la planta en donde se procesan estos minerales y se tomaron las muestras para sus análisis. La planta se ubica en la población de Tlahutzingo.
- c) Fueron seleccionadas 8 muestras, de diferentes tonalidades, 2 de color amarillo, 2 de color naranja, 2 de color rojo y 2 de color negro (Figura 2).
- d) El análisis químico cuantitativo fue realizado por el método de Fluorescencia de rayos X (FRX), utilizando un espectrómetro secuencial *Siemens SRS 3000* (tubo de Rh y ventana de Be 125 μ), calibrado previamente con Materiales de Referencia Geoquímica (Lozano y Bernal, 2005).
- e) Las muestras fueron fundidas, con una dilución al 5%, el fundente empleado fue una mezcla 1:1 de $\text{Li}_2\text{B}_2\text{O}_7$ y LiBO_2 granular y de grado puro, lo cuál nos permitió analizar elementos mayores.
- f) Para el análisis semicuantitativo y de elementos traza, se prepararon tabletas, ésta preparación consiste en el mezclado de 5 g de muestra en

polvo con 0.5g de aglutinante *wax-c* micropolvo de *Hoescht* para su posterior prensado a 30 ton/cm².

g) Las muestras se analizaron por Difracción de rayos X (DRX), para conocer su mineralogía. Éste análisis se hizo con un Difractómetro Philips Mod. 1130/96 (generador) y PW1050/25 (goniómetro), utilizando radiación CuK α , en un intervalo angular 2 θ de 4° a 70° grados. La interpretación de los difractogramas correspondientes se hizo con la ayuda de un software, identificando las fases minerales presentes en cada caso.

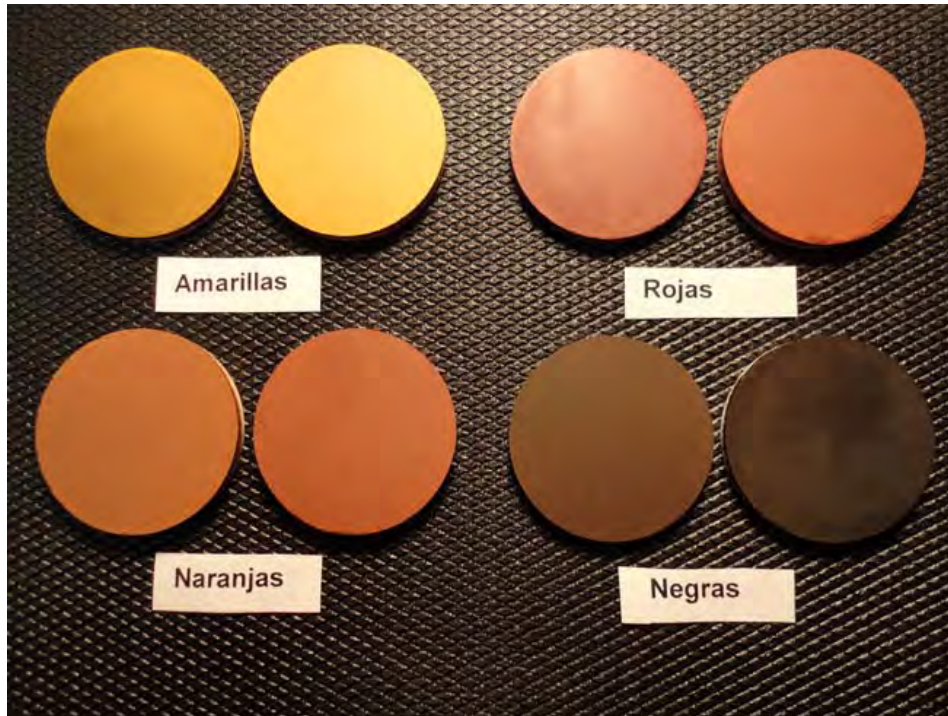


Figura 2. Muestras de diferentes tonalidades a partir de los yacimientos de hierro del área Jolalpan- Tlahutzingo.

Estudios previos

Se sabe que en la región se han explotado yacimientos de yeso y de hierro desde los años 60's, sin embargo los estudios geológicos realizados son muy escasos: Dentro de los de carácter minero se tienen a Ugalde-Villareal, 1969; Correa-Castañeda, 1996 y Castillejos-Echeverría, 2004.

Otros trabajos de carácter regional son los realizados por, Fries, 1960; Tarango-Ontiveros, 1970; Zozaya-Saynez, 1970; y De Cserna et al., 1980.

Geología

En la región de Jolalpan-Tlahutzingo en el sur del Estado de Puebla afloran rocas sedimentarias de origen marino de edad cretácica, yesos asociados a cuencas continentales de edad Paleógeno y una secuencia de rocas volcánicas del Neógeno cuya composición varía de andesítica a riolítica. La región ha sido afectada además por intrusivos de composición andesítica-dacítica de edad Eoceno-Mioceno. En consecuencia han sido formados diferentes tipos de

yacimientos minerales metálicos que por su interés económico, la zona fue declarada como reserva Minera Nacional.

Asociados a la mineralización y las consecuentes alteraciones se han formado depósitos que presentan coloraciones muy diversas.

Análisis Químicos

Tabla 1. Resultados obtenidos por FRX, para el caso de elementos mayores

	Amarillo1	Amarillo2	Naranja 1	Naranja 2	Rojo 1	Rojo 2	Negro1	Negro 2
SiO ₂	5 . 5 1	23.00	40.70	39.80	22.80	43.90	10.60	12.20
TiO ₂	0.065	0.027	0 . 7 8	0.397	0.356	1.01	0.111	0.239
Al ₂ O ₃	1 . 1 1	0.224	10.30	13.60	5.40	7.98	1.43	4.66
Fe ₂ O ₃	34.00	9 . 3 2	28.60	26.00	50.80	28.20	44.60	47.70
MnO	0.373	N D	0.232	0.363	0.702	N D	19.10	13.00
MgO	3 . 4 7	4 . 2 9	0.755	2 . 4 9	0.311	0.544	0.453	0.468
CaO	26.80	31.70	5 . 7 4	1 . 5 1	4.47	5.38	11.10	7.09
Na ₂ O	N D	0.074	N D	0 . 0 9	ND	0.089	N D	N D
K ₂ O	0.242	0.031	2 . 9 3	1 . 5 8	0.765	2.61	0.634	0.738
P ₂ O ₅	0.010	0.115	0 . 2 7	0.277	0.283	0.284	0.056	0.068
SO ₃	0.080	0.126	0.575	2 . 7 2	2.22	0.933	0.055	0.251
BaO	0.129	N D	1 . 2 8	0 . 8 6	7.91	1.06	0.300	1.03
As ₂ O ₃	0.080	N D	N D	0.125	0.058	0.134	0.056	0.739
Sb ₂ O ₃	0.341	N D	N D	N D	ND	N D	N D	N D
PXC	26.70	30.60	6 . 5 6	9 . 6 0	2.87	6.30	10.40	11.10
Suma	98.91	99.507	98.722	99.445	99.10	98.424	98.985	99.283

ND= No detectado

Tabla 2. Análisis de elementos traza, obtenidos por FRX se muestra.

	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Amarillo1	<2	44	1	<0.5	<0.7	230	17	10	3	<0.7	412	<3	11
Amarillo2	<2	55	<0.5	<0.5	<0.7	27	2	13	2	<0.7	393	<3	22
Naranja 1	56	656	9	<0.5	4	156	13	8	1	7	70	<3	21
Naranja 2	101	346	28	<0.5	3	62	<2	6	2	200	53	353	42
Rojo 1	13	878	2	<0.5	2	<5	<2	4	<0.5	23	21	<3	6
Rojo 2	56	1528	21	<0.5	8	357	33	6	6	38	35	5	21
Negro 1	6	812	3	60	<0.7	459	32	70	8	32	1188	<3	23
Negro 2	51	517	9	<0.5	1	209	10	69	8	698	368	<3	67

A continuación se presentan los diagramas de Difracción de rayos X de las muestras analizadas y agrupadas por tonalidades: Figura 3. Amarillos, Figura 4. Naranjas, Figura 5. Rojos y Figura 6. Negros.

Conclusión

En las muestras estudiadas, los colores amarillos están asociados al mineral goethita con pequeñas cantidades de hematita, ambos en una matriz de calcita y dolomita.

El color naranja en las muestras está asociado a concentraciones altas de hematita con trazas de jarosita y magnetita, en matrices de cuarzo, calcita y feldespato potásico.

El color rojo es proporcionado por abundante hematita mezclada con minerales claros como cuarzo y calcita, además de barita.

Y finalmente los colores negros en los minerales estudiados se han asociado a la presencia de hematita asociada a pirolusita, típicamente negra, en una matriz de minerales claros y oscuros, tales como cuarzo y calcita, y piritita y goethita, respectivamente.

Reconocimientos

Al Sr. Celso Alarcón Rodríguez, por las facilidades que nos dio para tomar las muestras y enseñarnos el proceso de fabricación.

Al Sr. Santiago Avilés del Instituto de Geología, UNAM por su apoyo en la preparación de muestras para los análisis.

Referencias Bibliográficas

- Castillejos-Echeverría, María Ocotlán, 2004, Geología del área de Jolalpan Puebla y estimación de las reservas de los yacimientos de yeso adjuntos. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, Tesis de Licenciatura (inédita) 78 p.
- Correa, Castañeda, P., 1996, Informe de la exploración geológico-minera del prospecto Santa Ana Tamasola (inédito).
- De Cserna, Zoltan de, Ortega-Gutiérrez, Fernando y Placios-Nieto, Miguel, 1980, Reconocimiento Geológico de la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla: México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la excursión Geológica a la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, p. 1-33.
- Fries, Carl., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- Lozano, R. y Bernal, J.P., 2005, Assessment of a new set of geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. Rev. Mex. De Ciencias Geológicas, vol. 22 (3) pp. 329-344.
- Tarango, Ontiveros, G., 1970, Prospecto Quetzalapa, informe inédito de PEMEX., (inédito).
- Ugalde, V.H., 1969, Evaluación geológico-minera de la zona de Chiautla-Jolalpan (inédito).
- Zozaya, Saynez, M., 1970, Prospecto "Cuautla" informe inédito de PEMEX.

ADSORCIÓN DE ESTRONCIO POR ELECTROCOAGULACIÓN

***Gregorio González-Zamarripa¹, José R. Parga-Torres², Héctor A. Moreno-Casillas³,
Francisco R. Carrillo-Pedroza¹, Guillermo González-Múzquiz², Jesús L. Valenzuela-García⁴,
Nallely G. Picazo-Rodríguez¹**

1. Facultad de Metalurgia, Universidad Autónoma de Coahuila, Carr. 57 Km. 5, Monclova, Coahuila, México, C.P. 25710. Correo electrónico: gregorio55@gmail.com

2. Departamento Metal-Mecánica, Instituto Tecnológico de Saltillo, Blvd. V. Carranza 2400, Saltillo, Coahuila México, C.P. 25000

3. Instituto Tecnológico de La Laguna, Depto. Ingeniería Química, Blvd. Revolución y Calzada Cuauhtémoc, C.P. 27000, Torreón, Coahuila, México

4. Departamento de Química, Universidad de Sonora, L. Encinas y Rosales S/N, Hermosillo Sonora, CP. 83000, México.

I INTRODUCCION

El estado de Coahuila, es el principal productor de Celestita (Sulfato de Estroncio) en México y tercer lugar mundial, materia prima para la obtención del Carbonato de Estroncio y éste a su vez es el material utilizado para la fabricación de Ferrita de Estroncio ($\text{SrFe}_{12}\text{O}_{19}$). En la región Lagunera de Durango existe una planta productora de compuestos de Estroncio en particular la fabricación de Carbonato de Estroncio. El cuerpo humano absorbe Estroncio con la misma facilidad que absorbe Calcio, dado que los dos elementos son similares químicamente, pero las formas estables del Estroncio, parecen no representar una amenaza para la salud. Se cree que algunos compuestos de estroncio se disuelven en agua y posteriormente pasan al subsuelo donde contaminan el agua subterránea, la cual se extrae para consumo humano. Esta contaminación del agua por el Estroncio trae como consecuencia que la exposición a niveles altos de Estroncio puede alterar el crecimiento de los huesos en los niños. La Agencia de Protección al Medio Ambiente (1) (EPA) ha establecido un límite de 4,000 microgramos de Estroncio por litro de agua potable (4,000 $\mu\text{g/L}$).

Debido a esto la eliminación de especies de metales pesados presentes en aguas contaminadas y mantos acuíferos, se ha constituido en un requisito indispensable en cualquier esquema de tratamiento de aguas, dado la toxicidad asociada a estas especies y a su vinculación con padecimientos específicos de salud. La necesidad de incorporación de procesos más simples y descentralizados ha abierto nuevos retos. La Electrocoagulación favorece la formación de sólidos magnéticos por vía húmeda, donde el metal en solución es adsorbido e incorporado a su red cristalina, lo que además de eliminar la especie metálica, permite obtener un material que presenta propiedades magnéticas con especies de hierro impregnadas con el metal en solución y permiten su uso o aprovechamiento económico, resultando por tanto una "tecnología limpia" (2). Por medio de este proceso electroquímico se pretende remover Estroncio de agua contaminada para llevar a cabo un estudio termodinámico utilizando el modelo de Langmuir dando lugar a un proceso de adsorción física o fisiadsorción. Las condiciones de operación de la EC son altamente dependientes de la composición química y propiedades del medio acuoso, especialmente en cuanto a pH y conductividad (3). Además debe tenerse especial cuidado en cuanto al potencial de la celda de EC, el tipo de electrodo a utilizar, tiempo de residencia, separación entre las placas y corriente suministrada. El fundamento teórico de la EC (4) consiste en que la precipitación se lleva a cabo al mismo tiempo que la

desestabilización de coloides; las masas de coloides se forman por el contacto entre los coloides, éste se logra principalmente por el movimiento del líquido, debido a fenómenos eléctricos. Algunos investigadores (5) han sugerido que la fase de la magnetita puede ser formada a partir de la formación del $\text{Fe}(\text{OH})_{3(s)}$, el cual en un paso subsiguiente puede ser reducida en el cátodo para formar magnetita.

II PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Los experimentos de la adsorción de Estroncio sobre las especies de hierro con el fin de determinar los parámetros de adsorción y termodinámicos se realizaron en un vaso de precipitado de 400 ml equipado con dos electrodos de hierro (7 cm x 4 cm) con una separación entre ellos de 5 mm, los electrodos se conectaron a un transformador con el voltímetro en paralelo y al amperímetro en serie para controlar el voltaje y el amperaje (Figura 1). El pH se registró con un pH meter Fisher digital 107 y la conductividad con un medidor marca Cole Parmer Serie 72898. La adsorción de Estroncio en las especies magnéticas fue investigada usando una solución electrolítica agua contaminada con Estroncio, se preparó calentando a 100°C por 30 minutos en un matraz de 2000 ml con un agitador magnético utilizando agua desionizada con conductividad de $0.95 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Adrich Chemical Co. 99.5%), la conductividad de la solución se aumentó agregando 1 gramo de NaCl por litro de agua y el pH de la solución se ajustó usando una solución de 0.5M de H_2SO_4 . Para determinar los datos termodinámicos (variación de tiempo-concentración) se tomaron muestras a diferentes tiempos hasta completar los 30 minutos de operación, se tomaron 8 muestras para cada concentración de Estroncio. La solución y el sólido residual se separaron mediante papel filtro Whatman No. 42 y finalmente el lodo de la electrocoagulación fue secado en un horno a 80°C por 8 horas. Para medir las concentraciones iniciales y finales de las muestras acuosas se usó la técnica de Espectrometría de Absorción Atómica, (equipo marca Shimadzu modelo 6701).



Figura 1. Reactor de Electrocoagulación

III RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El Microscopio Electrónico de Barrido utilizado para llevar a cabo la caracterización de la muestra es marca FEI Quanta 2000 (Oxford Instruments). Este equipo posibilita operar con una amplia gama de aumentos desde 12x hasta 14000x. La siguiente micrografía (Figura 2) muestra las partículas porosas de hierro revestida con Estroncio, el tamaño de partícula es de aproximadamente 250 μm , el microanálisis hecho con energía dispersiva de Rayos X (EDAX), nos confirma la presencia de Fe y Estroncio.

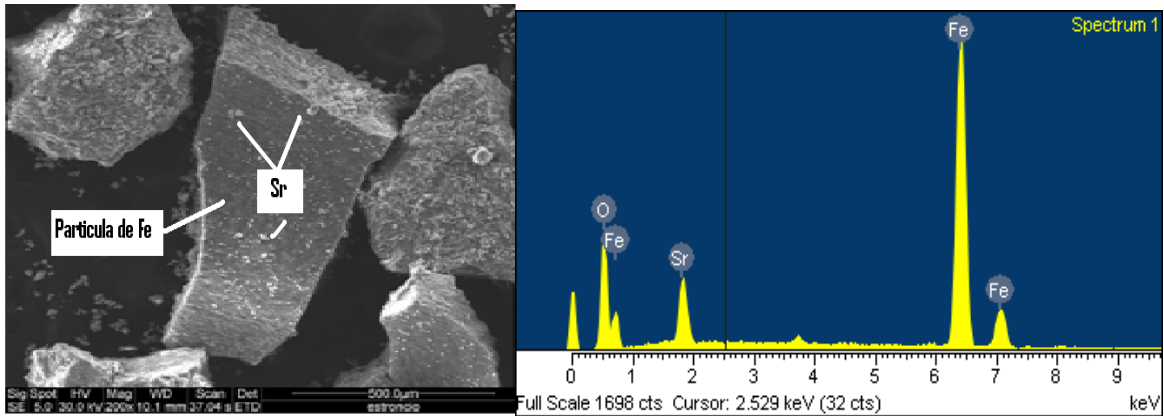


Figura 2. Micrografía de partículas de especies de hierro impregnado con Estroncio.

La cantidad de Estroncio adsorbido sobre especies de hierro en equilibrio N (mg/g) se calcula por medio de la relación (6):

$$N = \frac{V(C - C_0)}{W} \quad [1]$$

Donde C_0 y C (mg/L) son las concentraciones de la fase líquida del Estroncio inicial y en equilibrio, respectivamente, V es el volumen de la solución (L) y W es la masa del adsorbente utilizado (g) (En este caso el Fe disuelto de la electrocoagulación). La figura 3 muestra la isoterma de adsorción del Estroncio sobre las especies de Fe.

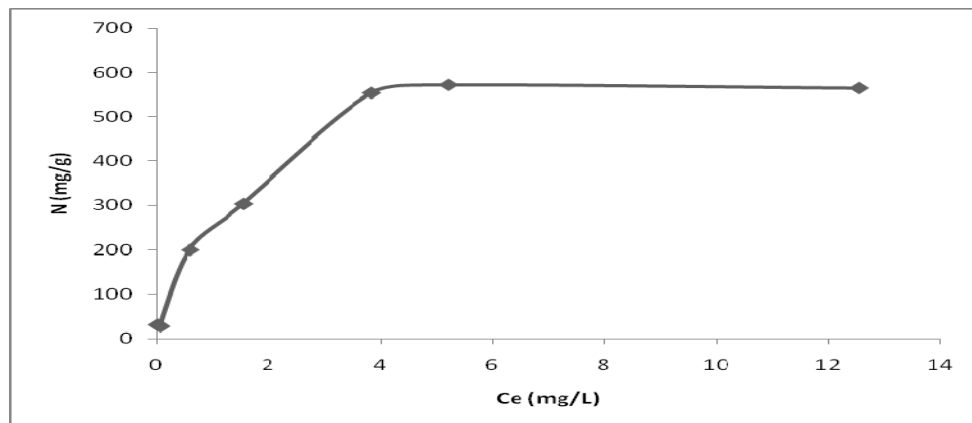


Figura 3. Isoterma de adsorción de Estroncio sobre hidróxidos de Hierro.

La isoterma de Langmuir se emplea para describir la adsorción en equilibrio del sistema (7) está dada por:

$$N = \frac{N_{\max} K_L C}{1 + K_L C} \quad [2]$$

Donde N es la cantidad de Estroncio adsorbido sobre las especies de Fe en equilibrio (mg/g), N_{\max} es la cantidad de adsorción máxima que el adsorbato cubre la capa monomolecular sobre la superficie (mg/g), C es la concentración en equilibrio de los iones metálicos en la solución en equilibrio (mg/L) y K_L es la constante de Langmuir (L/mg). La grafica de la Figura 4 muestra el resultado de la isoterma de Langmuir para la adsorción de Estroncio sobre las especies de Fe generadas durante la electrocoagulación.

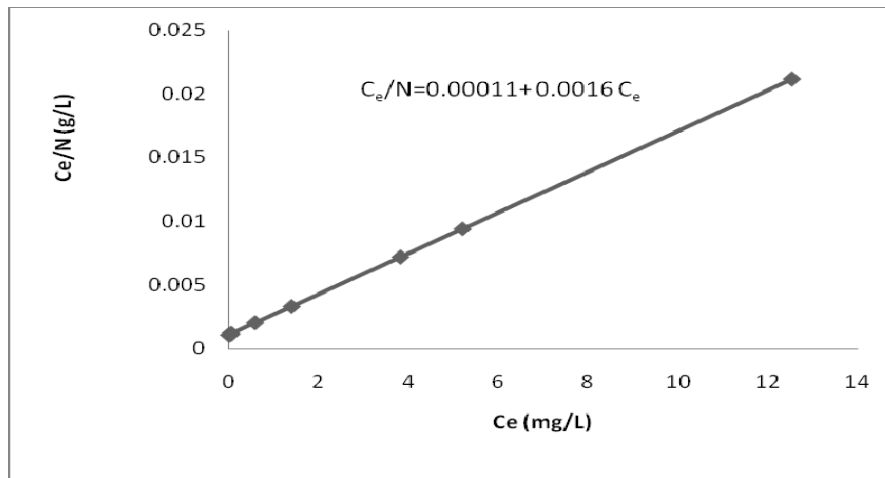


Figura 4. Isoterma de Langmuir para la adsorción de Estroncio sobre especies de Fe.

Los resultados de la regresión lineal encontrados fueron valor de $N_{\max} = 625$ $N_{\max}(\text{mg}_{\text{Sr}}/\text{g}_{\text{Fe}})$ que indica la cantidad máxima de Estroncio que se puede adsorber en un gramo de especies de hierro. El valor de $K_L = 14.54$ (L/mg) es la constante de adsorción de Langmuir. En este estudio los valores de los parámetros termodinámicos de la adsorción encontrados fueron $\Delta H^\circ = -24.92$ KJ/mol, $\Delta G^\circ = -23.49$ KJ/mol y $\Delta S^\circ = -0.00479$ (kJ/mol $^\circ$ K). El valor negativo de ΔH° representa un proceso exotérmico y sugiere que ocurre una fisisorción de acuerdo con el calor liberado entre -20 y -40 KJ/mol (8). El valor positivo de ΔS° muestra el aumento en la aleatoriedad de la interfase sólido-solución durante el proceso de adsorción.

IV CONCLUSIONES

La remoción de los iones Estroncio de aguas contaminadas por el proceso de Electrocoagulación fué de 99%. El modelo de adsorción del ión Estroncio sobre las

especies de Fe generadas utilizando el modelo de Langmuir se encontró el valor de $N_{\max}=625$ (mg_{Sr}/g_{Fe}), la constante de equilibrio $K_L=14.54$ (L/mgmol). Se obtuvieron valores de los parametros termodinamicos: $\Delta G_{ads} = -23.49$ kJ/mol, $\Delta H_{ads}^\circ = -24.92$ kJ/mol y $\Delta S_{ads}^\circ = -0.00479$ kJ/mol $^\circ K$. El valor negativo de ΔG° indica que la adsorción de Estroncio sobre especies de Fe por electrocoagulación es un proceso espontáneo, El valor negativo de ΔH° representa un proceso exotérmico y sugiere que ocurre una fisiadsorción de acuerdo con el calor liberado entre -20 y -40 KJ/mol. El valor positivo de ΔS° muestra el aumento en la aleatoriedad de la interfase sólido-solución durante el proceso de adsorción.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean reconocer el apoyo otorgado a este proyecto a la Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC) y a la Dirección General de Educación Superior Tecnológica (DGEST).

REFERENCIAS

1. Agencia de Protección del Medio Ambiente de EE. UU. (EPA, por sus siglas en inglés), 2007
2. Scott K., *Electrochemical Processes for Clean Technology*, The Royal Society of Chemistry, Cornwall, 1995.
3. Moreno-Casillas H.A., Cocke D.L., Gomes J.A.G., Morkovsky P., Parga J.R., Peterson E., *Electrocoagulation mechanism for COD removal*, Sep. Purif. Technol. 56, 204–211, 2007.
4. Yousuf M., Mollah A. R, Parga José R., Cocke David L., Morkovsky Paul, Gomes G., Mehmet Kesmez, *Fundamentals, present and future perspective of Electrocoagulation*, Journal of Hazardous Materials B(114) , pp. 199-210, 2004.
5. Pretorius W.A., Johannes W.G., Lempert G.G, *Electrolytic iron flocculant production with a bipolar electrode in series arrangement*, Water SA 17 (2),133–138, 1991.
6. Adamson A.W., *Physical Chemistry of Surfaces*, 5^a Ed., John Willey and Sons, 1995.
7. Tuvert I., Talanquer V., “Sobre Adsorción”, Para Saber, Experimentar y Simular, Facultad de Química, UNAM, Vol. 6,186-190, 2000.
8. Tien C., *Adsorption Calculations and Modelling*, Butterworth–Heinemann (1994), pp. 345-351.

ELIMINACIÓN DE CROMO VI EN SOLUCIÓN POR LA CÁSCARA DE MELÓN (*Cucumis melo* L.)

Erika Ledezma-Tristan¹, Juan Manuel Vargas-Morales¹, Juan F. Cárdenas-González¹, Víctor Manuel Martínez-Juárez², Ismael Acosta-Rodríguez¹.

1. Laboratorio de Micología Experimental. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P. Av. Dr. Manuel Nava o. 6. Zona Universitaria. c.p. 78320. Tel: 014448262440, ext. 505.

2. Area Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México. Correo electrónico: iacosta@uaslp.mx

INTRODUCCIÓN

Debido a las actividades industriales, como la producción de acero, minería, cemento y curtido de pieles, ciertas zonas de México, sobre todo el estado de Guanajuato, tienen altos niveles de Cromo en suelo y agua (Armienta-Hernández y Rodríguez, 1995). El uso de lodos de aguas negras y fertilizantes con diferentes concentraciones del catión, también son factores que contribuyen a la contaminación ambiental por el metal (Acevedo-Aguilar y cols., 2006). El metal se encuentra presente en agua y suelo principalmente en dos formas de oxidación: Cr (III) ó Cr (VI), aunque también puede encontrarse como óxido de Cromo, sulfato de Cromo, trióxido de Cromo, ácido crómico y dicromato (Zouboulis y cols., 1995). En presencia de materia orgánica, el Cr (VI) presente en aguas y suelos es reducido a Cr (III); sin embargo, altas concentraciones del ión en estado hexavalente pueden sobrepasar esta capacidad de reducción, lo que impediría su adecuada eliminación (Cervantes y cols., 2001). Pese a que el Cromo es un elemento esencial para hombres y animales, niveles elevados de este metal (15 mg/ L en agua de ríos y 0.10 mg /L en agua potable Art. 4º, NTE-CCA-021/88) son tóxicos en los seres vivos. El Cromo (VI) tiene efectos carcinogénicos en animales y mutagénicos en humanos y bacterias (Cervantes et al., 2001), en aguas residuales, se encuentra en solución como CrO_4^{2-} (Cotton y Wilkinson, 1980), y removerse por reducción, precipitación química, adsorción e intercambio iónico (Cervantes y cols., 2001). Siendo el proceso más utilizado la adición de un agente reductor que convierta el Cromo (VI) a Cromo (III) y su posterior precipitación con soluciones básicas a $\text{Cr}(\text{OH})_3$ (Campos y cols., 1995). Recientemente, se ha analizado el uso de metodologías alternativas, como la adsorción por diferentes biomasa, utilizando biomasa de bacterias, hongos, levaduras, algas y materiales de desecho, como residuos industriales agrícolas o urbanos para la eliminación y/o recuperación de metales pesados de efluentes industriales contaminados, entre los que se encuentran: residuos de manzana (Lee et al., 1998), corteza de árbol (Sarin y Pant, 2006), cáscara de avellana (Cimino et al., 2000), cáscara de naranja (Pérez-Marín et al., 2007) y tamarindo (Popurí y cols., 2007) con resultados satisfactorios.

Objetivo

Estudiar la remoción de Cromo (VI) en solución acuosa por la cáscara de Melón (*Cucumis melo* L.).

Materiales y métodos

La cáscara de Melón se obtuvo a partir de los frutos recolectados y ofrecidos en el mercado República, de San Luis Potosí, S.L.P: entre los meses de septiembre a

noviembre de 2010. Para la obtención de la biomasa, la cáscara se lavó 72 horas con agua tridesionizada en agitación constante, con cambios del agua cada 12 horas. Posteriormente, se hirvió 1 hora, para eliminar los restos del fruto, se secó a 80°C, durante 12 horas en el horno, se molió en licuadora y se guardó en frascos ámbar hasta su uso.

Soluciones de Cromo (VI)

Se trabajó con 100 mL de una solución de 500 mg/L de concentración de Cr (VI) obtenida por dilución de una solución patrón de 1.0 g/L preparada en agua tridesionizada a partir de K_2CrO_7 . 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 celular.

Estudios de remoción

Se mezcló 1.0 g de cáscara de Melón (previamente esterilizada a 15 libras y 120°C, en matraces Erlenmeyer de 250 mL, con 100 mL de una solución de 50 mg/L de concentración del metal, y se incubaron con agitación constante a 100 rpm, tomando a diferentes tiempos y en condiciones estériles, alícuotas de 5 mL cada una, las cuales se centrifugaron a 3000 rpm (5 min), y al sobrenadante respectivo se le determinó la concentración de Cr (VI) en solución, utilizando el método colorimétrico de la Difenilcarbazida (Greenberg *et al.* y cols., 1998). el Cromo (III) por el del Cromazurol S (Pantaler y Pulyaeva, 1985) y el Cromo total por Espectrofotometría de Absorción Atómica (Greenberg *et al.* 1998). Todos los experimentos se realizaron un mínimo de 3 veces y por triplicado.

Resultados y Discusión

En relación con el tiempo de incubación y el pH inicial, la mayor bioadsorción ocurre a los 180 min, a un pH de 1.0, a 28°C con una remoción total del metal (50 mg/L) (Tabla 1), la mayoría de los autores reportan un pH óptimo de 2.0 para semillas de tamarindo, la corteza de eucalipto, bagazo y pulpa de caña, fibras de coco y lana, y un pH de 3.0 para la cáscara de tamarindo tratada con ácido oxálico (Popurí *et al.*, 2007).

Tabla 1. Efecto del pH y tiempo de incubación sobre la remoción de 100 mg/L de Cromo (VI). 30°C. 100 rpm. 1 g de biomasa.

Tiempo de incubación (minutos)	% de remoción de Cr (VI)			
	pH=1	pH=2	pH=3	pH=4
30	72.36	2.4	0.0	0.0
60	78.68	31.09	25.3	0.0
90	84.02	46.4	30.2	0.0
120	85.7	46.4	30.2	0.0
150	90.22	46.4	44.6	0.0
180	100	48.6	44.6	0.0

En lo que concierne a la temperatura, la más alta remoción se observó a 60°C, pues a los 40 minutos, se adsorbe el 100% del metal (Tabla 2), resultados que son

coincidentes para la semilla de tamarindo y para la remoción de cadmio (II) con olote de maíz. El incremento en la temperatura, aumenta la velocidad de remoción de Cromo (VI) y disminuye el tiempo de contacto requerido para la completa remoción del metal, por incrementar la exposición de los grupos funcionales que reaccionan con el mismo.

Tabla 2. Efecto de la temperatura de incubación sobre la remoción de 50 mg/L de Cr (VI). 100 rpm. pH=1.0 1 g de biomasa

Tiempo de incubación (minutos)	% de remoción de Cr(VI) a diferentes temperaturas a pH=1			
	30°C	40°C	50°C	60°C
10		81.14	71.8	74.8
20		85.08	80.0	88.7
30	73.36	90.08	89.1	98.9
40		94.82	94.6	100
50		97.0	95	
60	78.7	100	100	
90	84.02			
120	85.7			
150	90.22			
180	100			

Finalmente, la biomasa de la cáscara de Mamey reduce 1 000 mg/L del metal en 60 minutos (Fig. 1).

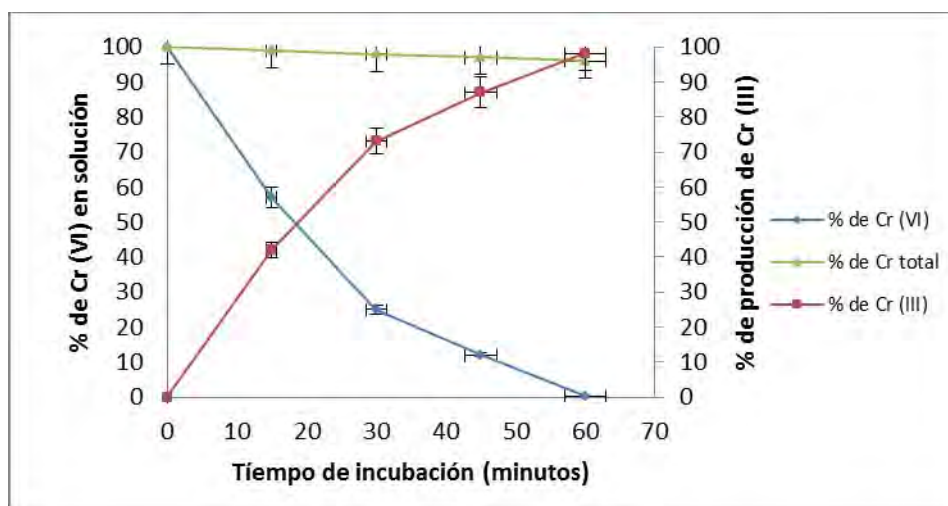


Figura 1. Reducción de 1.0 g/L de Cromo (VI) a Cromo (III) por 1.0 g de cáscara de Melón. 28°C, 100 rpm, pH=1.0 +/- 0.2.

Conclusiones

La biomasa analizada remueve eficientemente Cr (VI) en solución, además reduce el Cromo (VI) a Cromo (III), lo que representa una gran ventaja para eliminar el Cr (VI) presente en aguas residuales industriales, pues presenta mayor capacidad a otras biomásas reportadas en la literatura. La aplicación de la bioadsorción en la purificación de aguas residuales presenta un gran potencial,

pues la biomasa es natural, se puede obtener en grandes cantidades, es muy económica y puede remover selectivamente diferentes iones metálicos de soluciones acuosas.

Bibliografía

- Acevedo-Aguilar, F., A. et. al., *Hexavalent chromium removal in Vitro and from industrial wastes, using chromate-resistant strains of filamentous fungi indigenous to contaminated wastes*, Canadian Journal of Microbiology: 52(9): 809-815 (2006).
- Armienta-Hernández, M. y R. Rodríguez Castillo; *Environmental exposure to Chromium compounds in the valley of León, México*, Environmental Health Perspectives: 103, 47- 51 (1995).
- Campos, J., M. Martínez-Pacheco y C. Cervantes, *Hexavalent chromium reduction by a chromate-resistant Bacillus sp strain*, Antoine van Leeuwenhoek: 68, 203-208 (1995).
- Cervantes, C., J. y otros 6 autores; *Interactions of chromium with microorganisms and plants*, FEMS Microbiology Review 25, 333-347 (2001).
- Cimino, G., A. Passerini and G. Toscano; *Removal of toxic cations and Cr(VI) from aqueous solution by halzelnut shell*, WaterResearch: 34 (11) 2955-2962 (2000).
- Cotton, F.A. y G. Wilkinson; *Advanced Inorganic Chemistry*, 4^a Ed. Chichester, Uk; John Wiley&Sons, 376-379 (1980).
- Das, S.K., Mukherjee, M., Guha, A.K. . *Interaction of chromium with resistant strain Aspergillus versicolor: Investigation with Atomic Force Microscopy and other physical studies*. Langmuir 24(16):8643-865 (2008).
- Fukuda, T., Ishino, Y., Ogawa, A., Tsutsumi, K., Morita, H. *Cr (VI) reduction from contaminated soils by Aspergillus sp. N2 and Penicillium sp. N3 isolated from chromium deposits*. J Gen Appl Microbiol 54(5): 295-303 (2008).
- Guillén-Jiménez, F.M., Morales-Barrera, L., Morales, J., Hernández-Rodríguez, C. Cristiani-Urbina, E. *Modulation of tolerance to Cr(VI) and Cr(VI) reduction by sulfate ion in a Candida yeast strain isolated from tannery wastewater*. J Ind Microbiol Biotechnol 35(11):1277-1287.(2008)
- Greenberg, A.E., L.S. Clesceri y A.D. Eaton; *Standard methods for the examination of water and wastewater*, 18^a ed. American Public Health Association, Washington, D.C. 3.58-3.60 (1992).
- Lee, S.H., C.H. Jung, H. Chung, M.Y. Lee and W. Yang; *Removal of heavy metals from aqueous solution by apple residues*, Process Biochem. 33, 205-211 (1998).
- Pantaler R.P.and I. V. Pulyaeva, I.V. *A spectrophotometric studyof complexation between chromium and chromazurol S*, Journal of Analytical Chemistry: 40, 1634–1639 (1985).
- Pavan, F.A., I.S. Lima, C. Airoldi, Y. Gushikem; *Use of pokan Mandarin Peels as biosorbent for toxic metals uptake from aqueous solutions*, J. Hazardous Materials: 137, 527-533 (2006).
- Pazouki, M., Keyanpour-Rad, M., Shafie, S.H., Shahhoseini, S.H. *Efficiency of Penicillium chrysogenum PTCC 5037 in reducing low concentration of chromium hexavalent in a chromium electroplating plant wastewater*. Bioresour Technol 98(11):2116-2122 (2007).

- Pérez-Marín, A.B., V. Meseguer Zapata, J.F. Ortuño, M. Aguilar, J. Sáez and M. Lloréns; *Removal of cadmium from aqueous solutions by adsorption onto orange waste*, J. Hazardous Materials: 139, 122-131 (2007).
- Ramírez-Ramírez, R. y otros siete autores; *Cr (VI) reduction in a Chromate-resistant strain of Candida maltose isolated from the leather industry*, Antonie van Leeuwenhoek: 85, 63-68 (2004).
- Sarin, V. and K.K. Pant; *Removal of chromium from industrial waste by using eucalyptus bark*, Bioresource Technology: 97, 15-20 (2006).
- Zouboulis, A.I., K.A. Kydros y K.A. Matis; *Removal of hexavalent Chromium anions from solutions by pyrite fines*, Water Research: 29 (7), 1755-1760 (1995)

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE SABINAS BASIN COAL DEPOSIT IN COAHUILA, MEXICO

Gilles Levresse¹, Jesús Moreno-Hirashi², Marina Vega-González¹, Noé Piedad-Sánchez², Alejandro Valverde Ramírez-Andrés², Rodolfo Corona-Esquivel³⁻⁴

1. Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Querétaro, México. Correo electrónico: glevresse@gmail.com; glevresse@geociencias.unam.mx

2. Tecnología e Ingeniería de Materiales, Facultad de Metalurgia, DES Ciencias Extractivas, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 km 5, C.P. 25710, Monclava, Coahuila de Zaragoza.

3. Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México; Mexico D.F.

4. División de Estudios de Posgrado e Investigación, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN.

ABSTRACT

The occurrence and distribution of minerals, and major and trace elements of the coal from the Sabinas basin Mexico are investigated. The major mineral constituents of coal are smectite and kaolinite, quartz, and albite. SEM photomicrographs show also the presence of sphalerite, Fe-oxide, and Pb-Se oxide and apatite. On the basis of chemical and mineralogical properties, no differentiation was found between the different strata and samples location. This coal seam is highly enriched in Fe, Zn, Cd, and S.

RESUMEN

La presencia y distribución de minerales y los principales elementos traza del carbón de la Cuenca de Sabinas en México son analizados. Los principales minerales constituyentes del carbón esmectita y caolinita, cuarzo y albita. Fotomicrografías SEM muestran también la presencia de esfalerita, óxidos de hierro y óxidos Pb-Se en apatita. En base a las propiedades químicas y mineralógicas no se encontró diferencia entre los estratos y las muestras. Este estrato de carbón esta altamente enriquecido en Fe, Zn, Cd, y S.

INTRODUCTION

Trace elements are important because of their association with environmental issues and the health of plants, animals and humans. Consideration must be given to essentiality, non-essentiality and toxicity that depend on concentrations, the form of the element speciation pH and oxidation–reduction conditions and other factors. In some cases, the difference in concentration between essentiality and unwanted effects, even toxicity, is small. The proper assessment of the environmental status of an element depends critically on proper sampling and analysis with careful attention to minimizing contamination; to the use of appropriate reference materials and to the correct choice of analytical methods. Wide range of analytical techniques is available for trace element analysis. Some are destructive and require ashing and dissolution of the coal sample, while others permit nondestructive analysis. Some need standard reference materials to permit quantification of the data. The choice of the most suitable technique for an individual element may be relatively clear-cut or there may be several apparently suitable techniques from which to choose. It is important that any technique used should have sufficient sensitivity to provide reliable data at the levels normally

found in coals. The techniques based on inductively coupled plasma (ICP-AES and ICP-MS) seem to be worth consideration as standard methods. They provide high sensitivity for a range of trace elements with the advantage that they are able to analyze a number of elements simultaneously.

GEOLOGICAL SETTING

The Coahuila Coal District in northern Mexico contains Mexico's largest coal reserves vary from 12.3 to Gt (Flores-Galicia, 1988; Rivera-Martinez and Alcocer-Valdes, 2003), and is the most important coal national producer (almost 90% of national production in 2003 (CRM, 2003). The coals supply steel making operations in the city of Monclova (Piedad-Sanchez, 2005), and power plants to generate electricity, thus contributing to as much as 8% of the total electricity generation in Mexico. The district covers an area of 30,000 km² and contains eight coal sub-basins, namely the Las Esperanzas, Sabinas, Saltillito-Lampacitos, San Salvador, Castaños, Las Adjuntas, Monclova, and San Patricio (Galicia, 1991). Each sub-basins correspond to wide synclinal with NW-SE main axis. The older formation in the carboniferous basin is kimmeridgian marine sediment, locally named La Casita (Robeck et al., 1960). Cretaceous series are formed by marine sedimentary formation mainly carbonate, lutite, argilite and sandstone, including the Los Olmos formation (Maastrichtian) hosting the coals beds. Tertiary is represented by polymictic conglomerate. The stratigraphic column ending by quaternary lavas (Mullerried, 1941). The Los Olmos coals show lateral and vertical facies variation (Verdugo and Ariciaga, 1991). The coal zone consists of gray shales interbedded with gray siltstones and lesser amounts of clayey sandstones. The number of coal seams varies from fifteen to two, and the thickest and most uniform coal seam is 0,5–2,0 m (locally known as the Double Seam). The tonsteins have been classified as lithic tuffs having a dacite composition (tonalite-dacite series) (Galicia, 1991), and vary from few cm to 30 cm in thickness

VITRINITE REFLECTANCE, MACERAL COMPOSITION AND MINERALOGY OF COAL

Ash content ranges from 8,8–19,1 wt%. Volatile matter ranges from 7.6–18.3%, which indicates a high to medium-volatile bituminous rank. The calorific value (7,7 to 8,8), H (8,9 to 19,3) and S (0,8 to 2,6) exhibit comparable profile distribution to volatile matter. Coal in the Sabinas sub-basin has maximum vitrinite reflectance (R_{max}) of ca. 1.0% (Galicia, 1991; Brunner, 1999), which places the coal at the boundary between high-volatile bituminous and medium-volatile bituminous. Vitrinite consisted mainly of telocollinite, often showing micro-fractures, desmocollinite and minor collodetrinite. Remnants of cutinite and oval resinite having high reflectivity were evident in some samples. The results show a vitrinite (low to medium inertinite and liptinite contents. The dominant macerals of the inertinite group are semifusinite and fusinite; whereas for the liptinite group, liptodetrinite, cutinite, sporinite, and resinite predominate. Pyrite is present mainly as massive cell filling mineralizations in tellinite, fusinite, and semifusinite and in framboidal aggregates.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF TONSTEIN

Mineral matter consists mainly of clays, either finely dispersed in the coal matrix or in the form of thin and thick bands within vitrinite fragments. Clays and quartz are the source of the visible fluorescence detected in the coal. Therefore, mineral matter in these coals has different modes of occurrence (large nodules, thin bands, and finely-dispersed).

Six different samples have been recollected in three different strata in the mine work I, II and VI within the Sabinas Coal Basin. They were pulverized and analysed by X-ray powder diffraction system. The results are semi-quantitative and are reported in mineral ratio percent: K, Fe, Ca-bearing aluminosilicates as smectite and kaolinite, quartz, and albite. SEM photomicrographs show the presence of kaolinite, sphalerite, Fe-oxide, and Pb-Se oxide in the coal (Figure 1). Selected EDX spectra show peaks characteristic of the elements Si, Fe, and Ti. DRX spectra show peaks characteristic quartz, monmorillonite. Kaolinite clay filled cell lumens of inertinite, was mixed with quartz, and acted as a matrix for other minerals. Fe oxides, Fe-Zn sulfides, and apatite were also present in small amounts. Dolomite is also detected by XRD. It is important to note that this coal has a very high Ca content but calcite was not detected by XRD analysis, suggesting a major organic affinity for this element.

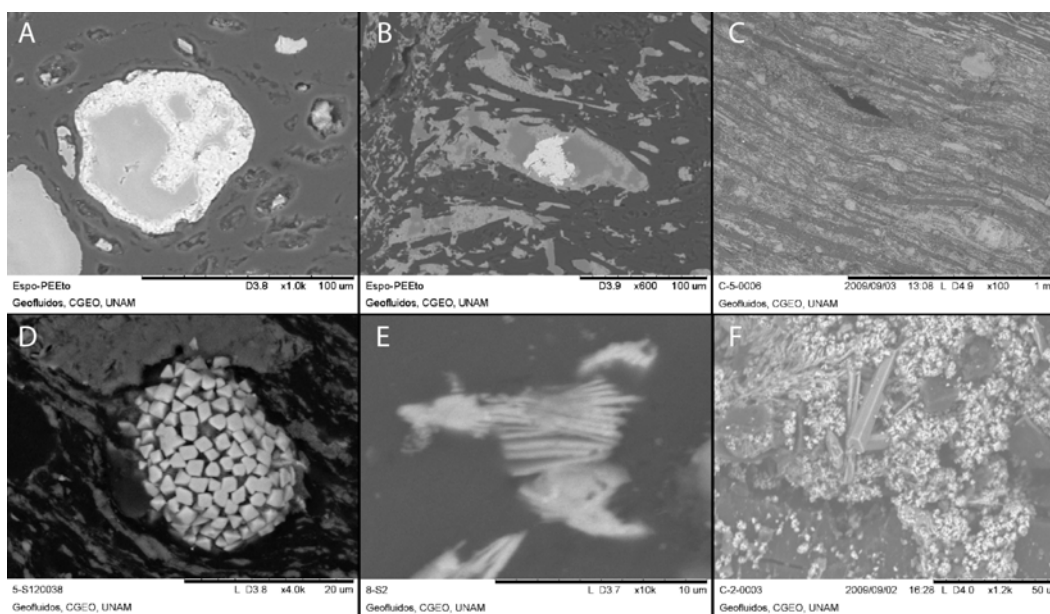


Figure 1. SEM photomicrography of tonstein. A: Quartz and iron sulphur; B: Quartz clay and sphalerite; C: Macerals mixed with mineral matter; D: Framboidal pyrite; E: Monmorillonite; F: Iron oxide and clay.

Figure 2 presents the major and trace element concentrations in the coal samples. As for most coals, the inorganic fraction is clearly dominated by Si and Al minerals, followed by Ca, S and Fe bearing species.

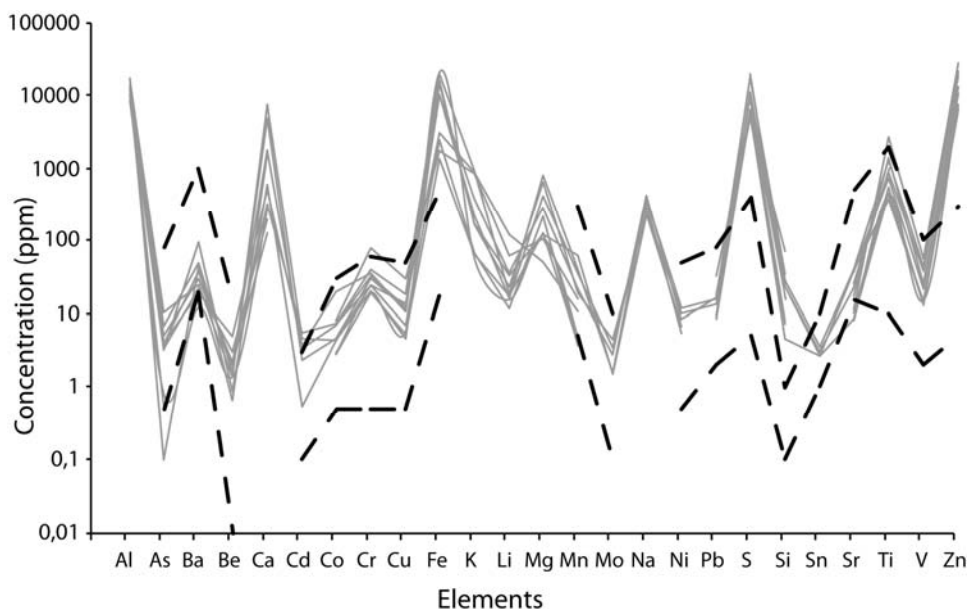


Figure 2. Spider diagram of major and traces element from coal samples. The dot line represents the maximum and minimum world values (Swaine, 1990).

However, as previously stated, it should be pointed out that although high-Ca contents were determined in some samples (to 4.7%), calcite is not present (in XRD detectable amounts). Dolomite is detected at trace levels by XRD analysis in some samples from the upper section. The Ca/Mg ratio (up to 11 in half of the samples) is too high to infer that Ca is present in dolomite. Consequently other modes of occurrence for Ca, such as organic affinity, have to account for most of the Ca occurrence of this coal. Cd, Fe, Li, S, Si and Zn are highly enriched in the coal samples when compared with worldwide coal concentrations (Swaine, 1990). Cd, with a mean concentration of 3,0 ppm (0,5 to 5,4 ppm) is enriched compared with worldwide coal concentrations: 0.1–3,0 ppm, with an evident correlation with Fe, Co, Cr, and Sn. S contents range from 0.5% to 1,8%. Finally, contents of all analyzed elements are comparable with worldwide coal concentrations. Most of these elements are usually associated with clay minerals or Al–Si detrital mineral assemblages.

The high S and Fe contents suggest a reduced marsh environment. The very high Zn content is probably the result of a high-Zn geochemical anomaly in the source area of the basin. The relative enrichment in Ca, Mg, Na, Sr, Mn and Ba, points out a possible evolution to amore oxidizing marsh environment.

CONCLUSIONS

The Sabinas coal is characterized by a medium ash yield (14%) and by relatively low calorific value (8335 kcal/kg) and sulfur content (1%). The volatile matter yields is relatively high. The mineral phases determined appear intimately associated with macerals and in layers within the organic matter. Their nature and

the moment of their sedimentation are related to the depositional environment. The mineral admixture has been determined as syngenetic (tuff and detrital material) on the one hand and as postgenetic, mainly formed by various modifications of sulphides, carbonates and sulfates, on the other hand, on the basis of the origin. Fe, Zn, Cd, and S are highly enriched in the coal samples compared with worldwide coal concentrations (Swaine, 1990). The coal combustion dust and residues could generate significative environmental issues.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank management of UNAM-PAPIIT IN100707, IN109410-3 and CONACyT 81584 project. Piedad-Sánchez gratefully acknowledges the help of CONACyT and PROMEP. We also wish to thank Ana María Rocha, for technical support.

REFERENCES

- Brunner, D.J. 1999. Methane drainage at the Minerale Monclova mines in the Sabinas coal basin, Coahuila, Mexico. Proceedings of the 8th US Mine Ventilation Symposium, Rolla, Missouri.
- Galicia, E.F. 1991. Geology and reserves of coal deposits in Mexico, The Geology of North America, v. P-3, Economic Geology. The Geological Society of America, Chapter 11, p. 131-160.
- Gentiz T., Murray K., Klinger R., Santillan, M., 2006. Coals in the Sabinas sub basi, Mexico. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 54, 3, 221-237
- 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, p. 175-217.
- Müllerried, F.K.G., 1941, La Sierra Madre Oriental en México, con referencia especial a la porción entre Ventura y Las Palmas, Estado de San Luis Potosí: Revista Mexicana de Geografía, 2, 13-52.
- Piedad-Sanchez, N., 2005. Estudio de la industria del Carbon en la region carbonifera del estado de Coahuila y del cluster del carbon a nivel mundial. Corporacion Mexicana de Investigacion en Materiales, S.A. 16-29.
- Rivera-Martinez JC., Alcocer-Valdes, C., 2003. La situación actual del aprovechamiento del carbon en el estado de Coahuila. Boletin Tecnico de 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.
- Swaine D.J., 1990. Trace Elements in Coal, Butterworths, London, 292 pp
- Verdugo, F., Ariciaga, M.C., 1991. The Fuentes-Río Escondido coal basin, Coahuila. In: Salas, G.P., edit., Economic Geology Mexico, p. 107-128. The Geology of North America, Vol. P-3, GSA.

APPLICATION OF ATTENUATED TOTAL REFLECTANCE MICRO-FOURIER TRANSFORM INFRARED (ATR-FTIR) SPECTROSCOPY TO THE STUDY OF COAL MACERALS: EXAMPLES FROM THE SABINAS BASIN, MEXICO

Gilles Levresse¹, Jesús Moreno-Hirashi², Marina Vega-González¹, Noé Piedad-Sánchez², Andrés Valverde-Ramírez², Rodolfo Corona-Esquivel³⁻⁴

1. Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Querétaro, México. Correo electrónico: glevresse@gmail.com; glevresse@geociencias.unam.mx

2. Tecnología e Ingeniería de Materiales, Facultad de Metalurgia, DES Ciencias Extractivas, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 km 5, C.P. 25710, Monclova, Coahuila de Zaragoza.

3. Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México; Mexico D.F.

4. División de Estudios de Posgrado e Investigación, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN.

ABSTRACT

Attenuated total reflectance micro-Fourier transform infrared (ATR-FTIR) spectrometry has been successfully used to characterise coal macerals, in particular telocollinite in coals from the Sabinas Basin, Mexico. The results show that ATR-FTIR is very sensitive to the increasing aromaticity of the telocollinites, and thus is a very useful tool to study the evolution of aromatic and aliphatic functional groups with maturation of telocollinite, and also to differentiate and characterize the various macerals in coal samples.

RESUMEN

La reflectancia total atenuada micro-Fourier (ATR-FTIR) en espectrometría ha sido utilizada con éxito para caracterizar macerales de carbón, en particular en telocollinita en carbones de la Cuenca de Sabinas, México. Los resultados muestran que el ATR-FTIR es muy sensible para incrementar la aromaticidad de las telocollinitas, y por lo tanto es una herramienta muy útil para estudiar la evolución de los grupos aromáticos y alifáticos con la maduración de la telocollinita, y también para diferenciar y caracterizar las variedades de macerales en muestras de carbón.

INTRODUCTION

Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy has been used for some decades to investigate a range of different materials, generally non-destructively. This is because the infrared spectrum can provide crucial information on the molecular structure of organic compounds, in particular the functionalities such as aromatic and aliphatic groups, carbonyl and hydroxyl. Application of infrared spectroscopy to coal characterization did not really take off until the early 1980s with the advent of interferometric spectrometers (Brown et al., 1981; Painter et al., 1981). The recent development of infrared microscope, as well as processing techniques, renewed the interest for the study of macerals (Sobkowiak and Painter, 1992; Mastalerz and Bustin, 1993, 1995, 1996; Pradier et al., 1996). One recent development in FTIR techniques is the incorporation of an attenuated total reflectance crystal (ATR) into the objective of an FTIR microscope (Reffner et al., 1991). The ATR crystal is brought into contact with the sample while the FTIR

spectrum is collected, allowing spectra with improved signal-to-noise ratio to be obtained, compared to conventional micro-FTIR techniques (transmission and reflection). The ATR method applied to coal is that standard polished block samples can be used without further sample preparation (Thomasson et al., 2000). The spectrum obtained by reflectance micro-FTIR from a polished block sample is a reflectance spectrum and is considerably distorted in comparison to an absorption spectrum. Previous workers have attempted to correct this distortion by applying a mathematical procedure (Figure 1; Kramers–Krönig transformation; Mastalerz and Bustin, 1996). ATR does not require this type of correction, although it should be noted that band intensities differ from those in a true absorbance spectrum because of the relationship between penetration depth and wavelength that exists in ATR spectroscopy (Harrick, 1967). This effect in ATR-FTIR spectra can be easily corrected with software because the intensity of the bands is directly related to the wavelength of the IR light (Thomasson et al., 2000). Finally, the true spatial resolution (25 to 30 μm) is similar to that obtained by conventional micro-FTIR methods (Chan and Kazarian, 2003).

In this paper, we report the application of ATR-FTIR to the organic characterization of Sabinas coals directly in polished samples.

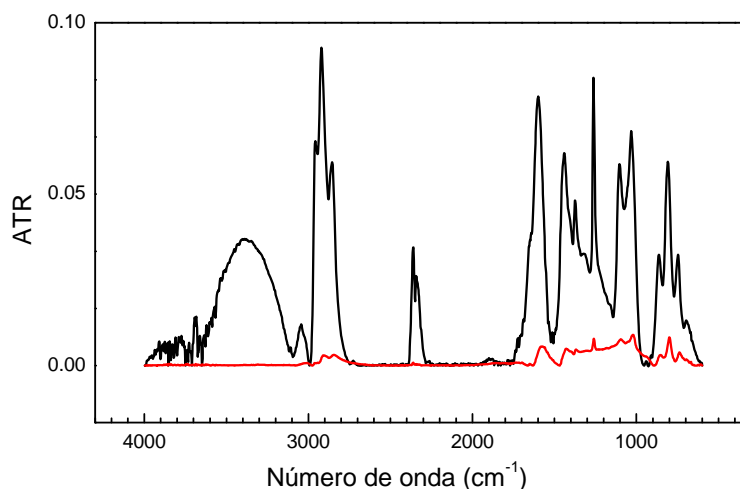


Figure 1. ATR-FTIR vs reflection micro-FTIR spectra of telocollinite for 2 samples from Mine VI strata of the Sabinas Basin. Black: ATR- FTIR spectra; Red: reflection micro-FTIR spectra.

EXPERIMENTAL

A Hyperion Bruker FTIR spectrometer, equipped with an Olympus microscope incorporating an attenuated total reflectance (ATR) objective, was used to collect spectra for the samples examined in the study. In this study, the FTIR spectra were obtained in ATR mode from polished sections, following similar procedures to those described by Thomasson et al. (2000). Polished sections of coal blocks were mounted on the microscope stage, and set in a horizontal orientation. After visually selecting the desired area for analysis, the ATR crystal was moved into place and the sample stage raised so that contact was made with the polished surface of the

coal sample. The ATR-FTIR spectra were recorded on equipment by the accumulation of 125 scans with a spectral resolution of 4 cm^{-1} over the range of $4000\text{--}650\text{ cm}^{-1}$, which gave good signal-to-noise ratio. Background spectra of air were collected for every sample immediately before the collection of the sample single-beam spectrum.

Six different samples have been recollected in three different strata in the mine work I, II and VI within the Sabinas coal basin.

RESULTS AND DISCUSSION

Among those 22 spectra collected on the six different macerals, at least 19 spectra were collected from telocollinite and 3 spectra from other macerals (Figure 2 and Table 1; fusinite). Whenever possible, the spectra were only collected from areas consisting of “pure” macerals, without intimate admixture of any other macerals or minerals in the area under investigation.

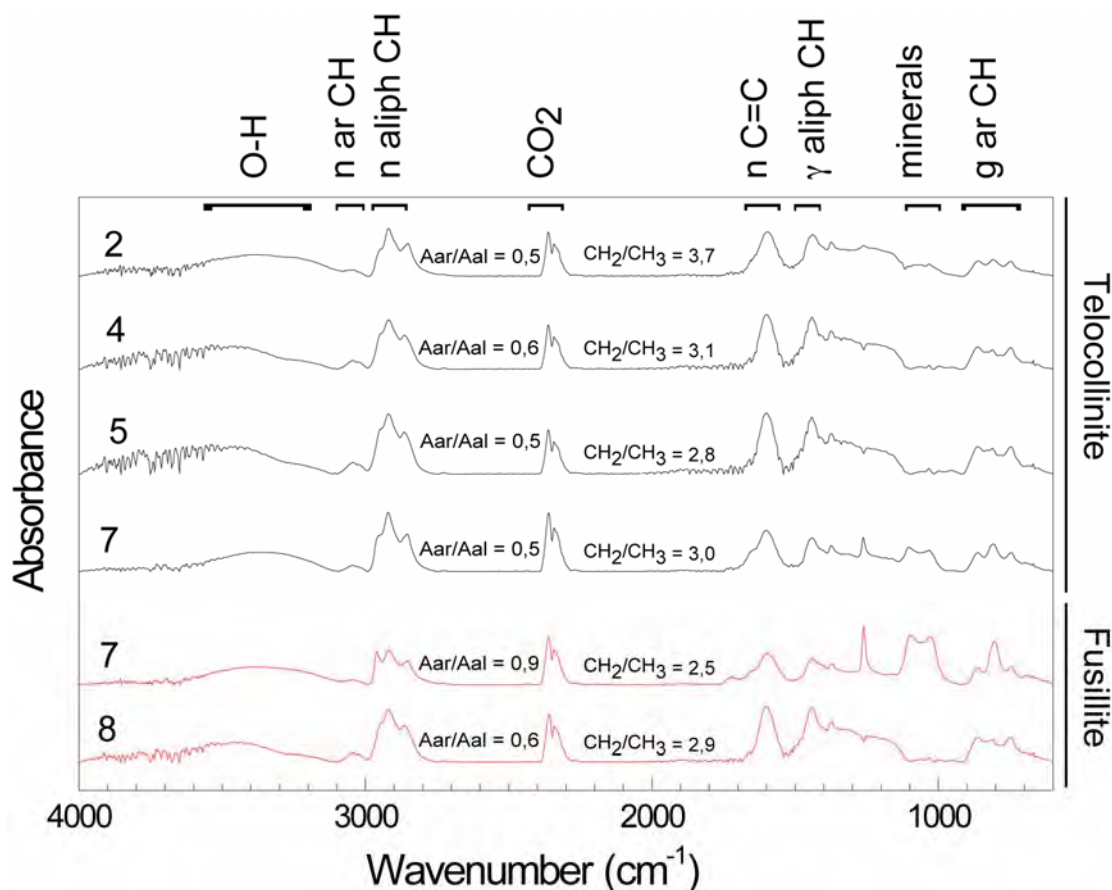


Figure 2. ATR-FTIR spectra of telocollinite (TC) and fusinite (FUS) for Mine I to VI samples from the Sabinas Basin.

The ATR-FTIR spectra reveal strong aliphatic bands ($3000\text{--}2800\text{ cm}^{-1}$ and $1450\text{--}1380\text{ cm}^{-1}$), with a lower aromatic contribution (3060 , 1600 and $900\text{--}700$

cm^{-1}), and the presence of an amount of C=C ($1650\text{-}1550\text{ cm}^{-1}$). As well the presence of oxygen in the structure is highlight by the OH groups ($3600\text{-}3100\text{ cm}^{-1}$), but no carboxyl band (C=O $1650\text{-}1750\text{ cm}^{-1}$) is identified.

Table 1. Structural parameters deduced of ATR-FTIR measurements.

Mine	Spectra	CH_2/CH_3	Aar/Aal	C=C (area)
Mine II strate 1	2A-1	3,7	0,5	6,3
Mine II strate 1	2A-2	3,6	0,5	6,4
Mine II strate 1	2B-1	3,5	0,5	6,7
Mine II strate 1	2B-2	3,5	0,6	4,9
Mine II strate 1	2B-3	3,7	0,6	5,8
Mine II strate 1	2C-1	3,5	0,5	6,5
Mine II strate 2	4A	3,1	0,6	6,7
Mine II strate 2	4B	3,0	0,6	6,7
Mine II strate 2	4C	3,3	0,6	6,4
Mine I strate 1	5A	2,7	0,5	6,6
Mine I strate 1	5B	2,9	0,5	6,6
Mine I strate 1	5C	2,8	0,6	7,4
Mine VI, strate 2	6B	2,7	0,6	5,4
Mine VI, strate 2	6C	2,6	0,6	5,1
Mine VI, strate 1	7A	3,0	0,5	5,5
Mine VI, strate 1	7B	3,0	0,6	5,9
Mine VI, strate 1	7C	2,5	0,9	4,4
Mine VI, strate 3	8A	2,9	0,6	6,8
Mine VI, strate 3	8B	3,0	0,6	6,8
Mine VI, strate 3	8C	3,1	0,6	6,5

The methyl to methylene ratio can be considered as an estimate of the length of aliphatic chains of coal and a branching index (Ibarra et al., 1994). The CH_2/CH_3 parameter, which is related with length aliphatic chains, was obtained by deconvolution of the region from 2750 to 3200 cm^{-1} containing 2922 and 2854 cm^{-1} bands attributed to stretching asymmetric of CH_3 and CH_2 groups, respectively. When this parameter is higher, it is possible to infer that aliphatic chains bounding aromatics rings are longer, since a coal with a high concentration of CH_3 has a compact structure with less space between aromatic clusters. The CH_2/CH_3 parameter for the telocollinite and fusinite ranges, respectively, from 2.6 to 4.4 and from 2.5 to 3.1. Another parameter that is related to the aromatic factor and with a grade of maturity of coals is $\text{Area}_{\text{aromatic}}/\text{Area}_{\text{aliphatic}}$ ratio ($900\text{-}700\text{ cm}^{-1} / 3000\text{-}2815\text{ cm}^{-1}$). The aromatic ratio for the telocollinite and fusinite ranges, respectively, from 0.5 to 0.7, and from 0.6 to 0.9. The C=O structures tend to decrease with increasing coalification, and they practically disappear at the stage of bituminous coal (Ibarra et al., 1996). The band intensity and the variation range of the different structural parameter are comparable in each type of samples. In comparison with the spectrum of telocollinite, the absorbance of fusinite for the same coal has the following characteristics: (1) less stronger absorbance of aromatic CH stretching at 3046 cm^{-1} relative to the aliphatic CH stretching at the region between 3000 to 2700 cm^{-1} , and (2) much stronger absorbance in both the

1020 cm^{-1} and 870 cm^{-1} bands. The stronger absorbance of fusinite at 878 cm^{-1} , compared with the telocollinite of the same coal, could be attributed to an increase in isolated aromatic H in the fusinite.

SUMMARY

The ATR-FTIR technique has been proven to be a simple, fast and effective method to study the FTIR spectra of coal macerals in situ and independently. Micro-FTIR has the advantage that it avoids the difficult and time-consuming procedures for "pure" maceral separation. In comparison with other micro-FTIR techniques, ATR-FTIR has many advantages: (1) sample preparation is reduced as a polished block (2) ATR-FTIR presents a better signal-to-noise ratio and sensitivity without spectral distortion. ATR-FTIR is also proved to be a sensitive tool to evaluate the variations of aromatic and aliphatic functional groups in telocollinites associated with coal maturation processes, indicating the sensitivity of the aromaticity of vitrinite macerals to rank advance. The absorbance intensity of the aromatic C–H groups shows a clearly increasing trend with coal rank, apparently at the expense of the aliphatic functional groups.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank management of UNAM-PAPIIT IN100707, IN109410-3 and CONACyT 81584 project. Piedad-Sánchez gratefully acknowledges the help of CONACyT and PROMEP. We also wish to thank Ana María Rocha, for technical support.

REFERENCES

- Brown, R.S., Hausler, D.W., Taylor, L.T., Carter, R.C., 1981. Fourier transform infrared spectrometric detection in size-exclusion chromatographic separation of polar synfuel material. *Analytical Chemistry* 53, 197–201.
- Chan, K.L.A, Kazarian, S.G., 2003. New opportunities in micro- and macro-attenuated total reflection infrared spectroscopic imaging: spatial resolution and sampling versatility. *Applied Spectroscopy* 57, 381–389.
- Harrick, N.J., 1967. *Internal Reflection Spectroscopy*. Wiley-Interscience, New York.
- Ibarra, J.V., Munoz, E., Moliner, R., 1996. FTIR study of the evolution of coal structure during the coalification process. *Organic Geochemistry* 24, 725–735.
- Mastalerz, M., Bustin, R.M., 1993. Electron microprobe and micro-FTIR analyses applied to maceral chemistry. *International Journal of Coal Geology* 24, 333–345.
- Mastalerz, M., Bustin, R.M., 1995. Application of reflectance micro-Fourier transform infrared spectrometry in studying coal macerals: comparison with other Fourier transform infrared techniques. *Fuel* 74, 536–542.
- Mastalerz, M., Bustin, R.M., 1996. Variation in the chemistry of macerals in coals of the Mist Mountain Formation, Elk Valley coalfield, British Columbia, Canada. *International Journal of Coal Geology* 33, 43–59.
- Painter, P.C., Coleman, M.M., Snyder, R.W., Mahajan, O., Komatsu, M., Walker, P.L., 1981. Low temperature air oxidation of coking coals: Fourier transform

- infrared studies. *Applied Spectroscopy* 35, 106–110.
- Pradier, B., Landais, P., Rochdi, A., Davis, A., 1992. Chemical basis of fluorescence alteration of crude oils and kerogens–II. Fluorescence and infrared micro-spectrometric analysis of vitrinite and liptinite. *Organic Geochemistry* 18, 241–248.
- Reffner, J.A., Wihlborg, W.T., Strand, S.W., 1991. Chemical microscopy of surfaces by grazing angle and internal reflection FTIR microscopy. *American Laboratory* 23, 46–50.
- Sobkowiak, M., Painter, P., 1992. Determination of the aliphatic and aromatic CH contents of coal by FT-IR: studies of coal extracts. *Fuel* 71, 1105–1125.
- Thomasson, J., Coin, C., Kahraman, H., Fredericks, P.M., 2000. Attenuated total reflectance infrared microspectroscopy of coal. *Fuel* 79, 685–691.

IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES MEDIANTE GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS JURÁSICAS DE LA FORMACIÓN “LA CASITA” EN EL AFLORAMIENTO POTRERO PRIETO, GALEANA, NUEVO LEÓN (MÉXICO)

Carlos I. Leyva¹, Kinardo Flores¹, Fernando Velasco², Catalina A. Angeles³, Gabriel Chávez², Richard Gibson⁴, Juan Carlos Durán⁵, Edgar Gamaliel López¹, Carlos Esquivel⁶, Patricia Montiel¹, Màrius Ramírez¹

1. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo, km. 4.5. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo. Correo electrónico: resident_ley@hotmail.com, kinardo_flores@hotmail.com

2. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. Ex-Hacienda de Guadalupe. Carr. Linares-Cerro Prieto, km. 8. CP. 67700. Linares, Nuevo León.

3. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología - Geología Marina. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, CP.04510. México, D.F.

4. Agri-Food and Biosciences Institute. Queen's University Belfast BT4 3SD. Northern Ireland, UK.

5. Posgrado de Ingeniería Ambiental. Instituto de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, CP. 04510. México, D.F.

6. Centro de Investigaciones Biológicas. Laboratorio de Paleontología. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carr. Pachuca-Tulancingo, km. 4.5. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación integral que pretende identificar características distintivas entre afloramientos pertenecientes a la Formación La Casita (Jurásico Superior), que aflora al norte y noreste de México. El estudio incluye el análisis bioestratigráfico regional y la interpretación de las condiciones paleoambientales, apoyada con geoquímica de roca total e isotópica, identificación de biomarcadores (geoquímica orgánica) y paleontología.

La Formación La Casita fue definida por Imlay (1936), en una sección cercana al poblado del mismo nombre, ubicado a 48 km al suroeste de Saltillo, Coahuila. En esta localidad se observa una secuencia de lutita de color gris oscuro a negro intercalada con caliza arcillosa, arenisca calcárea y horizontes fosfatados. La distribución de facies de esta formación en el área de Monterrey-Saltillo ha sido interpretada como la progradación de un extenso complejo de delta, que presenta espesores que varían de 60 a 800 m, relacionados con la distancia del área fuente -*Bloque de Coahuila*- (Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumann, 1994).

Algunas de estas unidades litológicas de cuenca profunda son consideradas como la roca fuente de los sistemas petroleros del Golfo de México (González-García y Holguín-Quiñones, 1992).

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio del presente trabajo se localiza al noreste de la Sierra Madre Oriental, próxima a los poblados de Potrero Prieto e Iturbide en el estado de Nuevo León (Fig. 1). El afloramiento se encuentra en el flanco NE del Anticlinal de Iturbide.

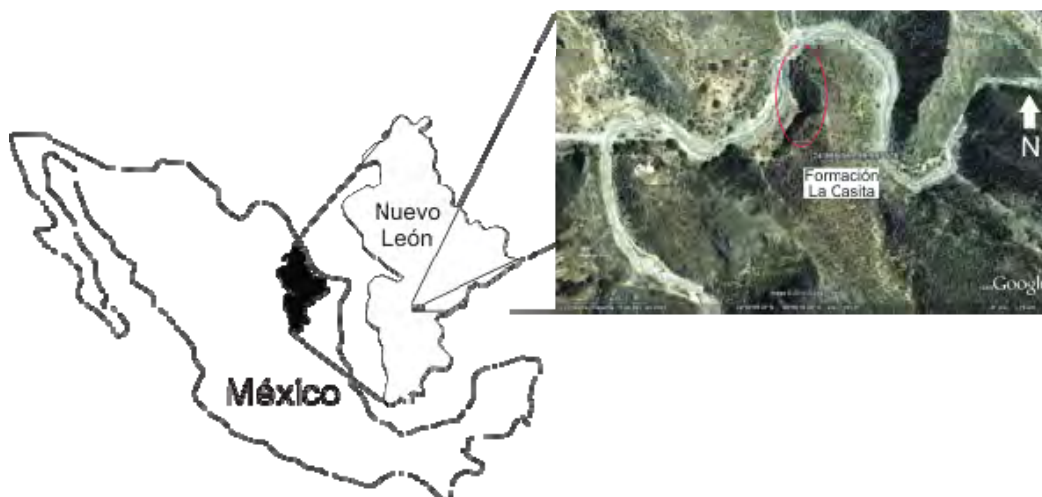


Figura 1. Ubicación del afloramiento de la Formación La Casita en la localidad Potrero Prieto, Nuevo León, México. Coordenadas: 24°52'05" N y 99°59'16" W.

METODOLOGÍA

Durante el trabajo de campo en el afloramiento Potrero Prieto se midió un perfil de ~114 m (Fig. 2), en el cual se colectaron 27 muestras de roca que posteriormente se prepararon en el laboratorio para ser destinadas a análisis de roca total e isotópicos; 15 de estas muestras se eligieron para la extracción secuencial de compuestos orgánicos correspondientes a la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen). El material fósil recuperado se encuentra actualmente en estudios taxonómicos y bioestratigráficos.



Figura 2. Perfil litológico de La Formación La Casita del afloramiento Potrero Prieto.

RESULTADOS PRELIMINARES

El perfil medido de La Formación La Casita en el afloramiento Potrero Prieto, presenta hacia la base un contacto transicional y concordante con la Formación Zuloaga y del mismo modo ocurre en la cima con la Formación Taraises.

En el área de estudio La Formación La Casita está representada por un potente paquete sedimentario de ~114 m de espesor compuesto principalmente de lutita negra carbonosa que tiende a masiva, presentando algunas intercalaciones de marga laminar de color gris claro y diversos estratos fosfatados con concreciones calcáreas que varían de diámetro de ~5 a ~20 cm.

Actualmente se aplican técnicas de geoquímica orgánica en las muestras colectadas con el fin de determinar la naturaleza de la materia orgánica alojada en estas rocas e identificar biomarcadores (también denominados “moléculas fósiles”), que además proporcionen información relacionada sobre la procedencia, condiciones paleoambientales predominantes durante su depositación, procesos diagenéticos involucrados, migración y madurez -catagénesis-, entre otros, (Peters y Moldowan, 1993).

El análisis e interpretación del extracto correspondiente a la muestra PP-23 (Fig. 3) por CG-MS, permitió identificar alcanos de cadena larga del $n\text{-C}_{29}$ al $n\text{-C}_{30}$ con predominio del $n\text{-C}_{27}$. Esta distribución es indicativa de una importante contribución de plantas superiores de origen continental al área de depósito de carácter transicional (Peters y Moldowan, 1993).

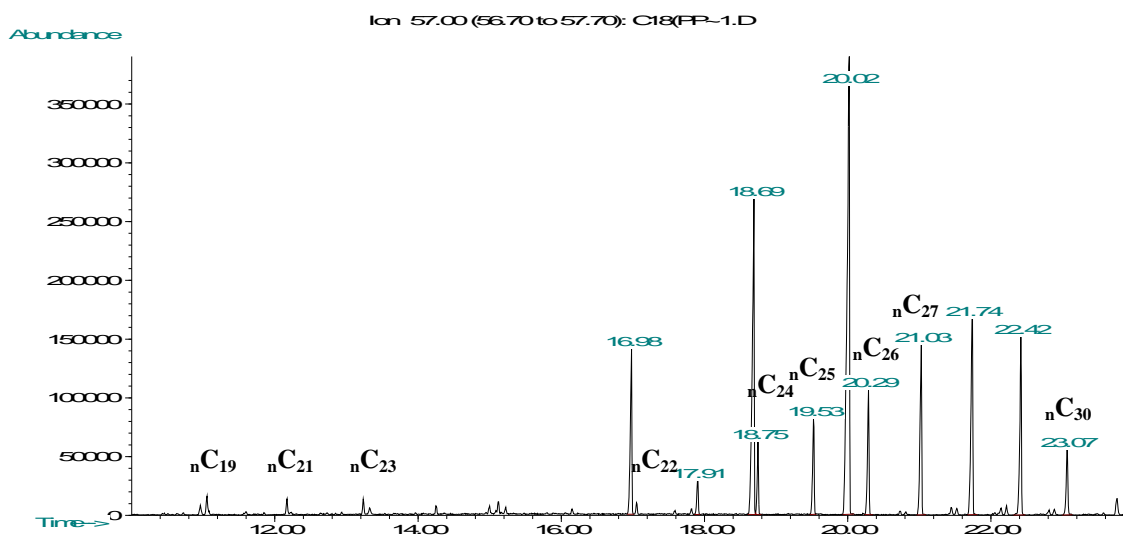


Figura 3. Cromatograma obtenido de la muestra PP-23 AcOEt.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Fortunato, K.S., 1982. Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic-lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico. University of New Orleans, Tesis de Maestría, 198p.
- Fortunato, K.S. y Ward, W.C., 1982. Upper Jurassic-Lower Cretaceous fan-delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 31, p. 473-482.
- González-García, R. y Holguín-Quiñones, N. 1992. Las Rocas Generadoras de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 9-23.
- Imlay, R. W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, Geology of the Western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Michalzik, D., 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes. Technische Hochschule Darmstadt. Tesis Doctoral, 247 p.

- Michalzik, D. y Schumann, D., 1994. Lithofacies relations and Palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico. *Sedimentology*, v. 41, p. 463-477.
- Peters, K.E. y Moldowan, J.M., 1993. *The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*, Prentice Hall, New Jersey, p. 1-2.

DISEÑO Y APLICACIÓN DE UN EQUIPO DE BAJO COSTO PARA EL MONITOREO INDIRECTO DE CONTAMINANTES GEOQUÍMICOS EN EL SUBSUELO

Mariano Norzagaray-Campos¹, Norma Patricia Muñoz-Sevilla², Miguel Angel López-Flores², Luis Castro-Castillo³ y María Ladrón de Guevara-Torres¹.

1. CIIDIR-IPN-SINALOA. Bulevar Juan de Dios Bátiz Paredes #250, Guasave, Sinaloa.

Teléfonos: 687 8729625 y 8729626. Ext 87615. Correo electrónico: mnorzacam@yahoo.com.mx

2. CIEMAD-IPN-México. Calle 30 de unio de 1520 s/n, Barrio la Laguna Ticomán C.P. 07340 Del. Gustavo A. Madero México, D.F. Tel. 57 29 60 00 Ext. 52711 y 52735

3. Escuela Superior de Ingeniería Mecánica y Eléctrica, Instituto Politécnico Nacional.

RESUMEN

Los equipos utilizados en las exploraciones geoquímicas del subsuelo provienen del extranjero, son costosos, delicados, y muchas de las veces, sus piezas en el mercado local no se encuentran para repararlos. Es necesario en nuestro país desarrollar tecnologías que satisfagan las necesidades de la investigación. Por lo anterior para el monitoreo de las variaciones laterales de la resistividad aparente de diversos elementos en el subsuelo, en nuestro país ya se habían realizado algunos intentos para construir los, pero eran voluminosos, semiautomáticos y carecían de un adecuado diseño, lo cual los hacía toscos y difíciles de manejar.

A fin de satisfacer las necesidades que otros equipos no tenían, en este proyecto se diseñó, modernizó y automatizó un equipo de mejor funcionamiento para realizar las mediciones geoeléctricas que permitan obtener pseudosecciones de la resistividad aparente del subsuelo. Para su construcción se seleccionó un diseño de puesta a tierra, una serie de aditamentos electrónicos comprados en el mercado mexicano; que se unieron para aplicar al subsuelo un arreglo dipolo-dipolo y Sondeo Eléctrico Vertical. En la puesta a tierra, se utilizaron electrodos en línea equidistantes entre los detectores del potencial y los de corriente. Con un factor geométrico K, que depende de la distancia electrónica, la corriente eléctrica I inyectada por los electrodos A y B, y la diferencia de potencial entre los electrodos M y N; se pudo calcular la resistividad punto a punto, y obtener en conjunto una tomografía del subsuelo.

Los resultados del equipo se calibraron con respecto a otros existentes en el mercado internacional y fueron muy parecidos ($rms < 2\%$). Se logró modernizar y automatizar el aparato, y se demuestra que en nuestro país, si se pueden tener una serie de equipos para la investigación, evitando comprarlos en el extranjero a elevados costos, y en caso de falla, la reparación será en nuestro país de una forma más rápida y barata. Estos métodos constituyen un avance en los estudios de impacto ambiental, sobre todo para el monitoreo de sitios en vías de recuperación donde se aplica un método de remediación el cual puede ser monitoreado en el espacio y tiempo con mucha más facilidad que los métodos tradicionales.

En la zona de las microcuencas de Texcoco, Estado de México, donde se puso a prueba el aparato, se logró definir la geometría del medio formada por sedimentos aluviales o lacustres provenientes de rocas ígneas (andesitas, riolitas y tobas vítricas o tepetates) que por su composición mineralógica fácilmente alterables, permitió a las variaciones laterales de la resistividad asociarlas con los

elementos traza que se desprenden dentro del acuífero libre: Cd, Cu, Cr, Co, Ni, Pb o Zn, entre otros.

Palabras Clave: automatización, equipo, subsuelo, bajo costo, resistividad, remediación.

INTRODUCCION

La localización de los recursos naturales y estructuras geológicas inmersas en el subsuelo con técnicas geofísicas, se basa en medir variaciones de alguna propiedad física de dichos recursos o estructuras que los haga diferentes del medio que los rodea. Este trabajo aborda los métodos cuantitativos físicos basados en la medida de la resistividad aparente en campo y su objetivo fue el diseño y aplicación de un equipo de bajo costo para el monitoreo indirecto de contaminantes geoquímicos en el subsuelo. El proyecto se justifica en el hecho de que los aparatos utilizados en las exploraciones geoquímicas del subsuelo provienen del extranjero, son costosos, delicados y si se descomponen ya están discontinuados, y muchas de las veces, sus piezas en el mercado local no se encuentran para repararlos. Por lo que es necesario en nuestro país desarrollar tecnologías propias que satisfagan las necesidades de la investigación nacional y este trabajo es uno de ellos. No está demás recordar que el interés nacional de desarrollar metodologías para el estudio de las propiedades de los materiales en el subsuelo estriba en la localización del petróleo, aguas subterráneas y minerales que ayudan al desarrollo de una región. Según Telford, Geldart & Sheriff (1990) y Sánchez (2004) existen técnicas geofísicas eléctricas y electromagnéticas que miden la resistividad de los materiales o el inverso de ésta, que se conoce como conductividad. Algunas de estas técnicas son más modernas y más precisas, pero la interpretación de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) y las tomografías geoelectricas (TGe's) siguen siendo las más importantes por ser herramientas ampliamente utilizadas por su sencillez y relativa economía. En el caso del SEV, sirve para obtener un perfil de la variación vertical de la resistividad considerando que el suelo está compuesto por minerales que pueden, según el paso de la corriente, considerarse como resistivos y conductores. Según Orellana (1982) y Boyd (1996) cuando se utiliza el método de resistividad en prospección geofísica, se introduce una corriente eléctrica que puede ser continua o alterna de baja frecuencia en el terreno; esto se realiza por medio de un par de electrodos, y se mide la diferencia de potencial entre otro par de electrodos dispuestos en una configuración ya establecida, dando como resultado, según el arreglo, un perfil del terreno (SEV's) o las variaciones de la resistividad en la lateral (TGe's). Para realizar esta operación en campo, la mayoría de los equipos son de procedencia extranjera y en México son muy pocas las investigaciones al respecto; por mencionar una, la del CIIDIR-Oaxaca del Instituto Politécnico Nacional donde se realizó un aparato que realiza la medición de la resistividad (Sepúlveda, 2009); el cual es un buen equipo, pero es voluminoso y poco automatizado; y tan solo trabaja hasta 110 VDC. Por lo que es necesario en nuestro país desarrollar otras tecnologías propias que satisfagan las necesidades de la investigación nacional. Los nuevos intentos, por construir aparatos eficientes y eficaces deben erradicar que sean voluminosos, semiautomáticos y que tengan un buen, que no sean

toscos ni difíciles de manejar. A fin de satisfacer algunas de las necesidades que otros equipos no tenían, en este proyecto se diseñó, modernizó y automatizó un equipo de mejor funcionamiento para realizar las mediciones geoelectricas que permitan obtener pseudosecciones de la resistividad aparente del subsuelo.

METODOLOGÍA

Se diseñó, construyó, modernizó y se automatizó un equipo para mediciones geoelectricas que funciona mediante una pila recargable de 12 VCD que eleva mediante un circuito electrónico el voltaje hasta 157 V y 278 VCD, necesarios para energizar al subsuelo y obtener la corriente inyectada y el potencial inducido a distancias horizontales por arriba de los 500 m de profundidad. El equipo permite elegir la polaridad de la corriente inyectada; esto con el fin de eliminar las dos fuentes principales de ruido: la polarización de electrodos y las corrientes telúricas.

En el mercado mexicano se compraron un amperímetro (6 A) y un voltímetro (3 V), un botón de encendido, distintas resistencias variables y fijas, un transformador de 12 VCD a 110 VAC, un transformador de 110 VAC a 220 VAC, perillas de baquelita que se usaron en los dos selectores de funciones; botón para energizar

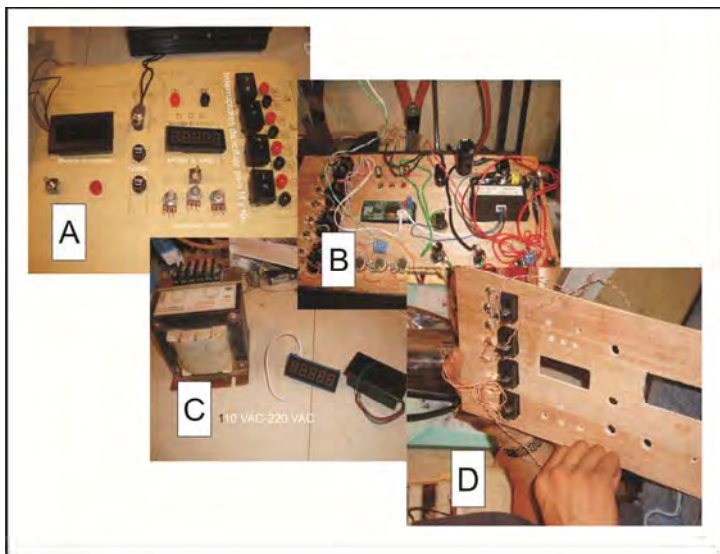


Figura 1. Fases del armado del equipo de resistividad. (A) diseño previo del equipo antes de conjuntar todos los dispositivos electrónicos. (B) unión de todos los dispositivos electrónicos. (C) convertidor de corriente 110 VAC a 220 VAC y (D) Madera donde se montaron todos los aditamentos electrónicos.

Una vez montados los circuitos, se procedió al diseño de la presentación comercial la cual se elaboró en Corel Draw, se imprimió sobre un papel especial a contra del agua y del sol ya que el aparato comúnmente trabaja a la intemperie. Debido a la sensibilidad de los aparatos de medición de la corriente y el voltaje, se colocaron en la parte lateral derecha 4 salidas que provienen de la estructura interna del aparato, con el objetivo de medir la corriente y el voltaje con un multímetro convencional, previendo así cualquier falla en campo. Para ponerse a prueba, el equipo operó en las microcuencas de Texcoco, Estado de México mediante una TGe y un SEV cerca del río Papalotla, en el Municipio de Tezoyuca. Los resultados fueron correlacionados con un equipo comercial de procedencia extranjera. Para validar su funcionamiento se compararon las curvas obtenidas entre los dos equipos.

RESULTADOS y DISCUSIONES

Por primera vez en México se presenta un equipo que permite una exploración profunda manejando grandes cantidades de energía lo cual es importante dentro de las investigaciones profundas del subsuelo en diferentes ramas del conocimiento.

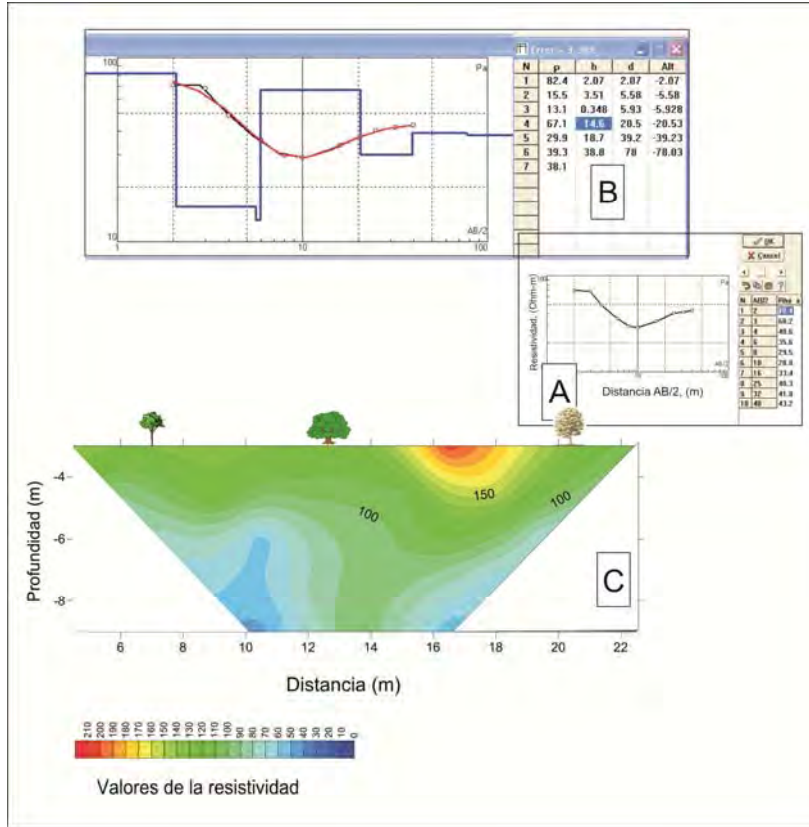


Figura 3. (A) Curva y datos de campo para la resistividad aparente de un perfil SEV-Schlumberger, (B) Tomografía geoelectrónica Wenner y (C) Modelo calculado para la curva de resistividad aparente en una de las microcuencas de Texcoco Edo de México.

modernizó y automatizó el aparato, y se demostró que en nuestro país, si se pueden tener una serie de equipos para la investigación. Se evita comprarlos en el extranjero a elevados costos, y en caso de falla, la reparación es directamente en nuestro país y de una forma más rápida y barata.

Este equipo en México constituye un avance en los estudios de impacto ambiental, por citar un ejemplo, el monitoreo de sitios en vías de recuperación donde se aplica un método de remediación. Con este equipo Todo sitio puede ser monitoreado en el espacio y tiempo con mucha más facilidad que los métodos tradicionales. Su aplicación realizada en una de las microcuencas de Texcoco, Estado de México, donde se puso a prueba el aparato; se logró definir la geometría del medio formada por sedimentos aluviales o lacustres provenientes de rocas ígneas (andesitas, riolitas y tobas vítricas o tepetates) que por su composición mineralógica fácilmente alterables, permitió observar las variaciones laterales de la resistividad y asociarlas con los elementos traza que se desprenden

Su validación da la certeza de uso ya que el resultado de comparar la curva de resistividad aparente obtenida con el aparato y la del aparato comercial presentó un rms <2 %. La obra concluida se presenta mediante la figura 2, en la que se puede observar que es un equipo portátil, de buen diseño, pequeño (36x18x15-19).

Obsérvese en la figura 2, que el tablero frontal tiene un ángulo de 25 grados que permite al observador mejor comodidad al hacer las lecturas en campo. Por lo anterior, se

dentro del acuífero libre: Cd, Cu, Cr, Co, Ni, Pb o Zn entre otros. La figura 3 muestra el resultado de esta pseudosección elaborada a través de la interpolación de los datos de campo (Emery, 2007) en el programa SURFER 9.0 y DIP.for elaborado para calcular la distancia de cobertura y profundidad de la TGe. Al igual la figura 3 ilustra uno de los SEV's realizados en campo para la validez de este equipo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Boyd, T. (1996). Introduction to Geophysical Exploration, obtenida de: http://galitzin.mines.edu/INTROGP/main_template.jsp?menu=res_menu.html&page=DC%20Resistivity%3A%20Home&url=RES%2Fmain.html
- Emery, X. (2007). Conditioning simulations of Gaussian random fields by ordinary kriging. *Mathematical Geology*. Vol. 39(6): 607-623 pp.
- Orellana E., Higuera M. y Merchán F. (1995) La interpretación automática (por medio de ordenador) en la prospección geofísica. Caso de refracción sísmica y de SEV. *Física de la Tierra* no. 7, 33-51.
- Sánchez F. (2004). Prospección geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca España, tomado de: <http://web.usal.es>
- Sepúlveda E. E., 2009. Diseño de un resistímetro de corriente directa para realizar estudios geoelectricos en los valles centrales. Tesis Maestría. CIIDIR-IPN-Sinaloa. Santa Cruz Xoxocotlán, Oaxaca. 188 p.
- Telford W., Geldart L., Sheriff R. (1990). *Applied Geophysics*. (2nd. Ed.) Cambridge University Press.

CONDICIONES FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO Y SU ASOCIACIÓN CON LA DESERTIFICACIÓN A TRAVÉS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL EN SUELOS DEL VALLE DE GUASAVE, SINALOA

Mariano Norzagaray-Campos¹, Leticia Espinoza-Carreón¹, Patricia Muñoz-Sevilla², Alma Gabriela-Rosales A.³

1. CIIDIR-IPN-SINALOA. Bulevar Juan de Dios Bátiz Paredes #250, Guasave, Sinaloa.

Teléfonos: 687 8729625 y 8729626. Ext. 87615. Correo electrónico::mnorzacam@yahoo.com.mx

2. CIEMAD-IPN-México. Calle 30 de Junio de 1520 s/n, Barrio la Laguna Ticomán C.P. 07340 Del. Gustavo A. Madero México, D.F. Tel. 57 29 60 00 Ext. 52711 y 52735

3. Universidad Tecnológica de Nezahualcóyotl. Universidad Tecnológico s/n Col Benito Juárez Nezahualcóyotl Estado de México, C.P. 57000 Tel. 01 (55) 57169100

RESUMEN

La desertificación en los suelos de México es un problema difícilmente de erradicar, pero si puede detenerse mediante el conocimiento del estado de sus propiedades físico-químicas y la moderación en el uso de éste. El suelo como sistema vivo, emana señales de diferentes intensidades y en distintas direcciones que las da a conocer a través de frecuencias que permiten ver diferentes características de su comportamiento. La manifestación la realiza a través de una gamma de frecuencias u armónicos continuos que en la física clásica se les denomina frecuencias bajas (F_{bs}), medias (M_f) y altas (A_f). En cuanto a las F_{bs} , son las de mayor interés, sobre las que recae el comportamiento mayor del sistema y las causantes principales de la existencia ambiental (también llamadas frecuencias principales). El poder conocer las F_{bs} permite en forma clara definir el estado del suelo, a través del análisis de sus espectros de potencia y radiales; lo anterior es comúnmente conocido como análisis espectral. Bajo estos conceptos, el objetivo de este trabajo fue determinar la desertificación a través del análisis espectral y los parámetros físicos químicos en suelos del Valle de Guasave. El trabajo se justifica en el hecho de que esta zona es uno de los lugares más importantes del Noroeste de México, productor del 80 % de las gramíneas de exportación y consumo nacional; por lo que sus suelos deben de preservarse como una garantía de la subsistencia alimentaría nacional. Se colectaron al azahar 70 muestras en diferentes lugares del valle de Guasave, se trasladaron al laboratorio, donde se obtuvieron los siguientes parámetros: pH, densidad aparente y real, sólidos totales disueltos, conductividad eléctrica y los niveles de concentración de aluminio (Al), cloruro (Cl), fierro (Fe), magnesio (Mg) y manganeso (Mn) por ser los elementos más representativos de las rocas de la región. Se obtuvo de cada parámetro un mapa a una escala 1:10,000, cada parámetro se normalizó para definir su ponderación dentro del sistema suelo y obtener un mapa vector final al la misma escala que fungió como la señal armónica que emana el suelo. A esta señal mediante el programa de computo SURFER se obtuvo la base de datos numérica a la que se le aplicó un programa diseñado para este fin, que denominó ESPECTRO y cuyos principios básicos fueron la transformada rápida de Fourier (FFT). Se obtuvieron los espectros de potencia y radiales que contenían toda la gama de frecuencias (baja, medias y altas), y se aplicó un filtrado "pasabajas" para quedarse solo con la señal que emanan las F_{bs} que le dan la existencia al sistema suelo. Se obtuvo un archivo limpio con F_{bs} y de nuevo con el programa ESPECTRO se realizó otro análisis espectral que ilustro a los espectro de potencia y radial con únicamente las F_{bs} . En base a la magnitud del espectro de

las bajas frecuencias, su resolución y continuidad se definieron los estados de la desertificación. En base a las señales obtenidas, el estado de desertificación del valle es alto en la zona costera (Sureste), nivel medio en la zona agrícola (zona centro) y bajo en la zona norte hacia la Sierra Madre Occidental. Los indicadores espectrales de desertificación en algunas zonas son elevados por lo que son evidencias de alerta con las que es posible recomendar medidas preventivas que ayudan en la toma de decisiones sobre la posibilidad de una recuperación del suelo.

Palabras clave: desertificación, anales espectral, potencia, radial, bajas frecuencias, señal.

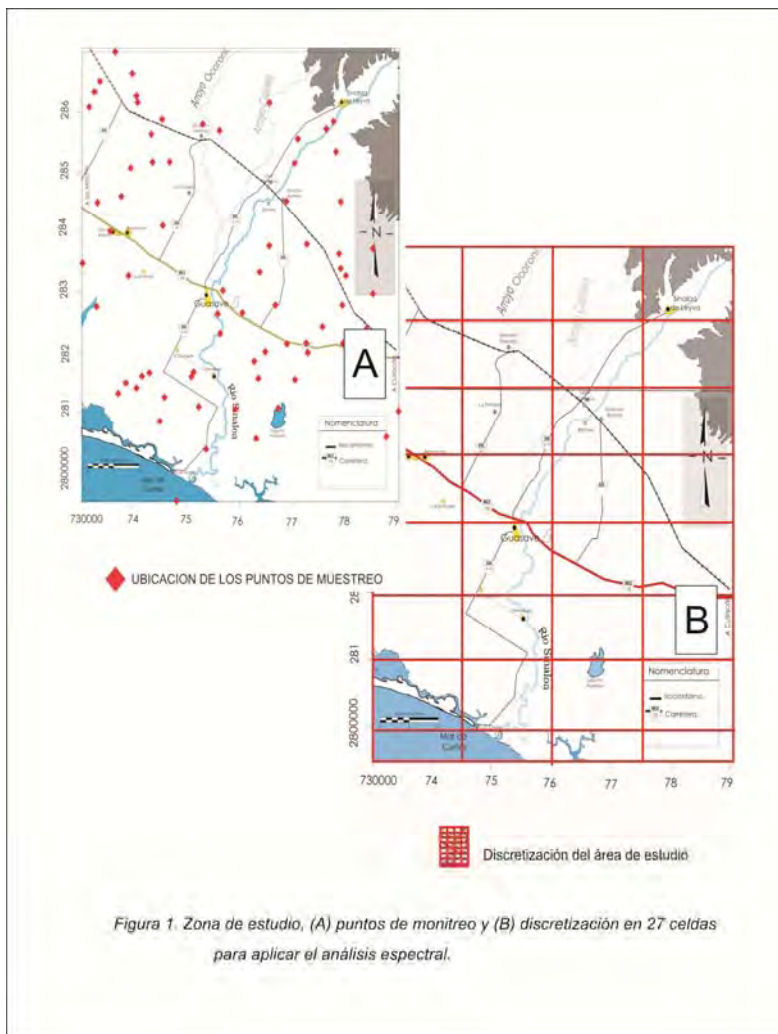
INTRODUCCIÓN

Los cambios espaciales y temporales se determinan con herramientas numéricas que introducen aleatoriedad a cualquier conjunto de variables ambientales, sobre todo en el suelo y el agua que son sistemas ambientales no estacionarios. Payo (2004) menciona que existe la interdependencia entre las variables que componen un sistema, todas son importantes, pero alguna de ellas son las de mayor ponderación para la existencia de éste. Por lo que es importante definir cuáles son las prioritarias de un sistema para su conservación. Quizás la Ciencia no se ha desarrollado a fin de saber cuál de las variables es la que se debe de preservar para resolver tantos desequilibrios ambientales actuales de manera directa. Sin embargo las investigaciones actuales se han desarrollado a fin de conocer el estado actual de los sistemas ambientales a través de la interdependencia numérica dada a conocer por Payo (2004). Falta mucho por hacer, es por ello que este trabajo define la salud o defensa ambiental (DA) a través del análisis numérico de uno de los suelos agrícolas más importantes del Noroeste de México; y para hacerlo utiliza el análisis espectral. Se seleccionó este valle para su estudio, debido a que es uno de los más importantes del Noroeste de México que produce el 1 % de PIB nacional por lo debe de preservarse como una garantía a la subsistencia alimentaría nacional. El trabajo parte de la consideración de que los códigos espectrales de potencia ($/H(r,\theta)/$) y radiales ($/H(r)/$) de una señal matemática producida por diversos factores del suelo influyen en su funcionalidad ambiental. Lo anterior se puede considerar como una respuesta ambiental o como la firma espectral de una señal con gammas de frecuencias potenciales (Fbs) y radiales (Fr) que contiene la información sobre su formación ambiental u génesis y DA. En este caso la señal que emana esa información se tomó de 70 muestras de suelos seleccionadas al azahar y se consideró que las Fbs o frecuencias principales son las que le dan la forma al código y son las que definen la existencia o supervivencia ante un ambiente cualquiera y son las que a la sociedad le interesan para dar seguimiento al estado de "salud" del suelo o DA. Tomando en cuenta los criterios de Escobar y cols. (2006) se puede decir que para la existencia del suelo hay un sin número de variables que dependen de dos tipos de factores los factores internos (FI) y los factores externos (FE), ambos están interrelacionados dentro y fuera del sistema, los primeros están implícitos en la génesis de formación del suelo y los segundos dependen de la geografía del lugar. Ambos factores se encuentran resumidos en la señal espectral y lo dan a

conocer través de su espectro de $(/H(r,\theta)/)$ y $(/H(r)/)$. Es por ello que en este trabajo se obtuvieron 27 espectros de potencia con sus respectivos espectros radiales que ayudaron a definir el estado de desertificación del suelo a través de la variables: pH, densidad aparente (p_a) y real (p_r), sólidos totales disueltos (SDT), conductividad eléctrica, erosión y los niveles de concentración de aluminio (Al), cloruro (Cl), fierro (Fe), magnesio (Mg) y manganeso (Mn). Cada uno de los parámetros se tomó como vector, se ponderó y se obtuvo una señal que en conjunto a través del análisis espectral definió a $(/H(r,\theta)/)$ y radiales $(/H(r)/)$. Los resultados numéricos de los códigos y algoritmo presente pueden ser empleados en bancos de información de códigos de salud del suelo o DA para identificar daños como la desertificación, entre otros.

METODOLOGÍA

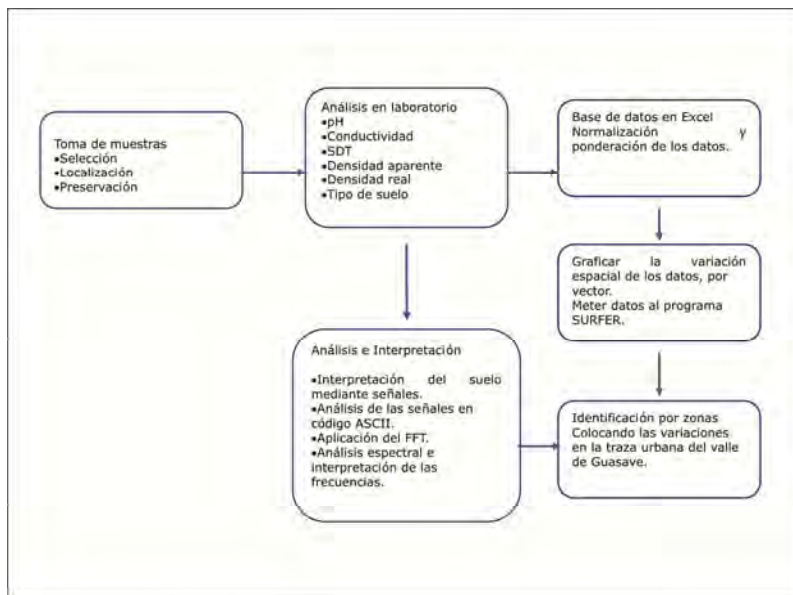
Para obtener la señal y conocer los "códigos de salud" o DA se consideró como FI a las siguientes variables: pH, densidad aparente (p_a) y real (p_r), sólidos totales disueltos (SDT), conductividad eléctrica, y los niveles de concentración de aluminio (Al), cloruro (Cl), fierro (Fe), magnesio (Mg) y manganeso (Mn). En el caso de los FE referentes a los fenómenos externos se tomó en cuenta a la



erosión por tener implícita los factores de intemperismo y los procesos físicos eólicos e hídricos del Valle. Así que la señal armónica se obtuvo considerando que todas las anteriores variables eran vectores que variaban en el espacio y el tiempo y que normalizándose podían obtener una señal representativa del suelo del lugar. Dicha función para usar el análisis espectral debía cumplir con las condiciones de Dirichlet (Lasaosa, 2006); lo cual daba la garantía de poderse caracterizar en el dominio del número de onda (λ) mediante la serie de Fourier adjunta a la transformada rápida de Fourier (FFT) y obtener así su

respetivos espectros de potencia $/H(r,\theta)/$ y radial $/H(r)/$ (Chavéz y cols., 1995; Norzagaray, 2003). Con lo anterior se logró representar al sistema suelo mediante un cambio del dominio del espacio-tiempo a otro del número de onda-espacio; el cual éste último podía dilucidar a las bajas (Fbs), medias (Fm) y altas (Fh) frecuencias; mejor conocidas éstas como armónicos de primer y segundo orden. Esta función u señal numérica tenía implícita toda la información del sistema, y fue inherente a todos los procesos físicos, químicos y biológicos del sistema.

Es por ello que con el uso de esta herramienta se ha podido conocer otras propiedades de la señal que no se podían observar en el dominio del tiempo, y con las ayuda de las series de Fourier esta señal se hizo converger para conocer su $/H(r,\theta)/$ y radial $/H(r)/$. Para lograr lo anterior, función u señal se consideró como una función armónica, al acotada, derivable y convergente con las series de Fourier (Suárez, 1998); y al aplicarse la transformada rápida de Fourier (FFT) en el dominio del número de λ o de L se determinó su aleatoriedad que se representa a través de los espectros de potencia $/H(r,\theta)/$ y radial $/H(r)/$ (Claerbout, 1976). Un diagrama de flujo que resume la metodología del trabajo se encuentra en el cuadro I. La separación frecuencial de $/H(r,\theta)/$ y $/H(r)/$ brinda información sobre las condiciones de la existencia suelo y de las características de sus eventos fuentes asociadas a las componentes de Fbs o a los períodos largos; y para conocerlas se aplicó la técnica del filtrado “pasabajos”. Este tipo de filtro se aplicó a la forma de $/H(r)/$ (Carel, 1969). Para separar los armónicos existen diversos filtros óptimos en el dominio del número de onda (λ) y del espacio (L); diseñados al igual de la forma de $/H(r)/$. Para aplicar el análisis espectral en el vale éste se dividió en 27 celdas regulares (figura 1) y se utilizaron 4 niveles de desertificación: bajo (1), medio bajo (2), medio alto (2) y alto (4); los cuales correspondieron respectivamente a los niveles ligera, moderada, severa y muy severa dados a conocer por Sagan-sea en el 2011.



Cuadro I. Diagrama de flujo que resume la metodología del trabajo.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

La señal que emana del suelo del Valle de Guasave en forma de vectores ponderados y según las variables seleccionadas para este trabajo se muestra en la figura 2. En este mapa se observan que en la costa se manifiestan las más altas ponderaciones, en la zona agrícola las de mediana ponderación

y las más bajas en la zona serrana, sobre los pies de monte de sierra Madre

Occidental. Los resultados de aplicar el análisis espectral a las 27 celdas se presentan en la misma figura 2. Obsérvese en la parte B de la figura 2, que el análisis espectral con su frecuencia de corte, la amplitud radial de $/H(r)/$, la resolución y continuidad de $/H(r,\theta)/$, que definieron los grados de desertificación fue muy parecida a las señal vectorial de la parte B. Lo cual viene a comprobar que el suelo da a conocer a través de sus parámetros físico-químico y biológico (este caso se abordaron solo algunos de los parámetros físicos y químicos) y el análisis espectral su estado de "salud" o DA ambiental. El comportamiento también en cuanto al estado de desertificación se refiere a la zona agrícola, que ocupa la parte central del Valle también tanto en parte A como en la B de la figura 2 son muy semejantes. Por lo anterior la desertificación de la tierra del Valle estudiado manifiesta una degradación en la que no aparece el grado de ligera, sino de moderada hacia magnitudes mayores: el 10 % es muy severa (costa y zona central agrícola), el 25 % es severa (zona costera, zona serrana y partes de la son Este y Oeste del Valle), el 45 % es moderada (zona agrícola) y solo el 20 % es de desertificación moderada (zona agrícola). Al ser la región una zona donde su climatología y condiciones varían de áridas a semiáridas, adjunto a los diversos cambios climáticos y efectos negativos de las actividades humanas hacen de esta región una zona en peligro a la desertificación, por lo que debe preservarse principalmente en la parte costera donde los procesos son muy altos o muy severos.

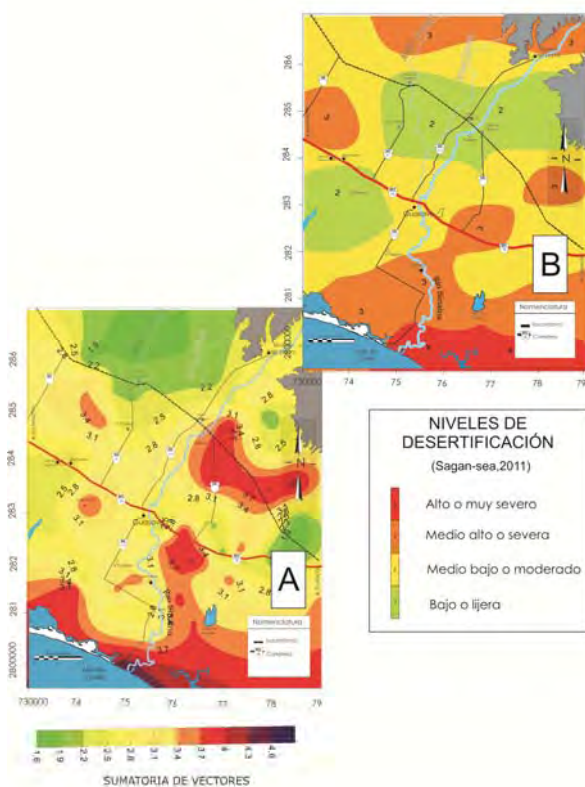


Figura 2. (A) Señal del suelo del valle de Guasave obtenida mediante la ponderación de variables físico-químicas, (B) grados de desertificación.

Para la FAO, la desertificación se define como: La expresión general de los procesos económicos y sociales, así como de los naturales e incluidos por el hombre, que rompen el equilibrio del suelo, Es por ello que en estudios espectrales posteriores se deben de considerar otros parámetros tales como procesos destructivos del suelo, por mencionar algunos: la erosión hídrica, la erosión eólica y la sedimentación que reduce la cantidad y diversidad de la vegetación natural y aumenta la salinización o sodificación. Los indicadores espectrales de la desertificación en algunas zonas del Valle son elevados por lo que son evidencias de alerta con las que es posible recomendar medidas preventivas que ayudan en la toma de decisiones sobre la posibilidad de una recuperación del suelo. Los presentes resultados e justifican en

el hecho de que existen antecedentes de que el suelo de Guasave ya perdió su

cubierta de materia orgánica que lo cubre, se agrieta continuamente y acelera el efecto erosivo del agua y el viento; sufre irrigación de una manera inadecuada aumentando su salinidad con ello la desertificación, tal y como lo muestran los resultados espectrales en gran parte del territorio. Además en recorridos por el Valle ya se observa en el suelo y subsuelo de los sitios bajos, salinidades procedentes de los agroquímicos que se vierten para motivar la productividad del suelo. A falta de materia orgánica el suelo, cuando el ganado pisotea y compacta el terreno, se vuelve estéril aumentando la evaporación superficial del agua y las escorrentías. Por otra parte casi el 95 % del valle fue deforestado para la agricultura y la ganadería, por lo que el suelo al perder su cubierta vegetal, incentivó el efecto de la degradación de la tierra. Este suelo debe de preservarse ya que la producción de alimentos es uno de los efectos más sensibles de la formación de desiertos. La mala alimentación y la franca hambruna son uno de los problemas centrales de los países en vías de desarrollo como el nuestro y una manera de evitarlo es conservar nuestros Valles agrícolas. No hay que olvidar que la desertificación conlleva a enormes costos de tipo económico y social y a conflictos ambientales y políticos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Payo, G.A. (2004). Predicción de la evolución de sistemas costeros a gran escala, basada en soluciones analíticas del modelo de una línea. Centro Andaluz del Medio Ambiente (CEAMA). Andalucía, España. Tesis doctoral.
2. Escobar, B.L., N.M. Olvera y C.C. Puerto. (2006). Avances sobre la ecología microbiana del tracto digestivo de la Tilapia y sus potenciales implicaciones. VIII Simposium Internacional de Nutrición acuícola. Universidad Autónoma de Nuevo León, Monterrey, Nuevo León, México.
3. Lasaosa, M.D. (2006). Calculo de sumas infinitas de potenciales pares negativas de enteros utilizando series de Fourier. Tesis Doctoral. Revista de la *Olimpiada Iberoamericana de Matemáticas*, Madrid, España.
4. Chavéz, R.E., C. Hernández., J. Herrera y E. Cámara (1995). A magnetic survey over La Maja, an archaeological site in northern Spain. *Great Britain. Archaeometry*, 37: 171-184.
5. Norzagaray, C.M. (2003). Flujo regional en acuíferos, sus causas y efectos en la dispersividad hidrodinámica: un caso de estudio. Tesis doctoral. Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional 114 pp. Mérida, México.
6. Suárez, B. V. (1998). Análisis de Fourier. Instituto Politécnico Nacional. Primera Edición 101 pp. México D.F. Tampico. México.
7. Claerbout, J.F. (1976). *Fundamentals of Geophysical Data Processing with Applications to Petroleum Prospecting*. USA. McGraw-Hill.
8. Carel, W. y V. Der Merve, (1969). *Física General*. USA. McGraw-Hill Inc.
9. Sagan-sea en el 2011. <http://www.sagan-gea.org/hojaredsuelo/paginas/1hoja.html>

ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS ZEOLITAS DE TIPO FILIPSITA EN LAS LAVAS MÁFICAS ALCALINAS MIOCÉNICAS DE LA FORMACIÓN COMEDORES, SÁRIC, SONORA, MÉXICO

Francisco Abraham Paz-Moreno¹, Deniza Edrey Robledo-Flores¹, Saúl Herrera-Urbina¹, Alan Demant²

1. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, CP. 83000, Hermosillo, Sonora, México. Correo electrónico: fpaz@ciencias.uson.mx

2. Lab. de Pétrologie Magmatique, Univ. Paul Cézanne, case courrier 441, 13397 Marseille Cedex 20, France

Palabras clave: Filipsita, hawaitas, Fm. Comedores, Sonora

INTRODUCCIÓN

El volcanismo máfico de la Formación Comedores (Salas, 1970), se localiza al noroeste del estado de Sonora, hacia el este del poblado de Sáric (31° 05' N). Este campo volcánico se encuentra emplazado en una cuenca tectónica de tipo graben, con una orientación aprox. norte-sur, cubriendo una superficie de ca. 35 km². Está conformado por derrames de lava en forma de mesetas subhorizontales y remanentes de erosión como la Mesa Prieta en la parte oeste, así como por pequeños aparatos de tipo *spatter cones*, ocasionalmente coronados por derrames masivos de lava como el volcán Cerro Lanillas, que se ubica en la parte este del campo volcánico. Sus edades van del Mioceno tardío al Plioceno (Gómez-Caballero *et al.*, 1981 y Paz-Moreno, 1992). Se trata de un volcanismo alcalino máfico, constituido por lavas porfíricas principalmente hawaitas y escasos basaltos, con nefelina normativa y presencia de ocasionales enclaves ultramáficos, se caracteriza por presentar claras firmas geoquímicas anorogénicas de tipo OIB (Paz-Moreno, 1992 y Paz-Moreno & Demant, 1998).

Este estudio presenta los principales resultados de la geoquímica mineral de las zeolitas de tipo filipsita, con miras a establecer su clasificación y comprender su evolución, que se encuentran hospedadas en las amígdalas y fracturas de las hawaitas, constituyendo las fases más tardías de cristalización de estas rocas. Se trata del primer reporte en su género sobre esta zeolita natural en el noroeste de México.

LAS HAWAITAS DE LA FORMACIÓN COMEDORES.

Las hawaitas son las rocas dominantes de la Formación Comedores, presentan texturas porfíricas con fenocristales de PI-OI-Cpx ± Sp, y matriz que varía de: compacta-afanítica a dolerítica, fluidal, vesicular moderada a escoriácea y amigdaloides, cuyo material de relleno tardío o secundario son principalmente la calcita, esmectita y la filipsita. La Figura 1, ilustra un esquema del afloramiento del volcán Cerro Lanillas, se trata de un punto de emisión que descansa directamente sobre las rocas del basamento metamórfico de la región, presenta un depósito de base con bloques de escoria soldados de tipo "*spatter cone*" (124-89), que fue cubierto por un derrame de lava vesicular amigdaloides (123-89 y 125-89).

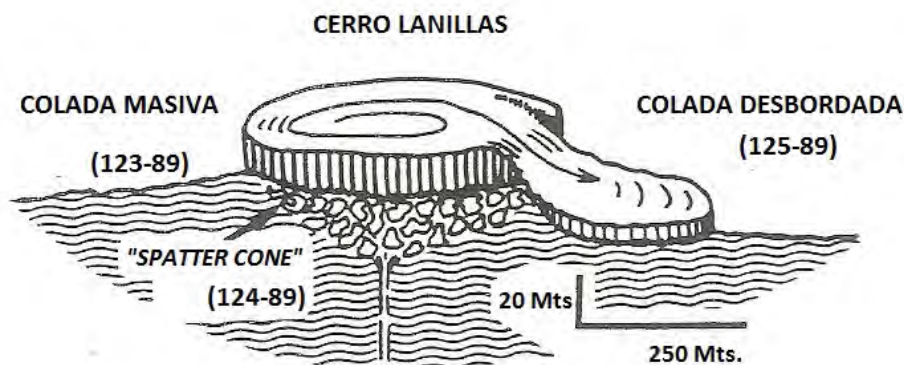


Figura 1. Esquema geológico del punto de emisión del volcán Cerro Lanillas, con la localización de las muestras analizadas.

La Tabla 1, muestra la geoquímica de los elementos mayores y algunas trazas, con su mineralogía normativa, de tres hawaitas, cuyo relleno de filipsita ha sido estudiado en dos de ellas, la muestra 124-89, que es la más rica en filipsita, no fue analizada por roca total, debido a se encuentra muy alterada y oxidada. La muestra S88-48 proviene del afloramiento de la Mesa Prieta, es una hawaita porfírica compacta poco amigdaloides. Son hawaitas poco diferenciadas con Mgv (100 $Mg/Mg+Fe^{2+}$) de aprox. 60, consistente con los valores moderados de cromo y níquel; presentan un grado de subsaturación en sílice que varía de moderado a bajo, mismo que se ve reflejado por la pobre presencia (3.8-8.2%) de nefelina normativa.

Muestra	S88-48	123-89	125-89
SiO ₂	46.83	47.39	48.14
TiO ₂	1.86	1.87	1.83
Al ₂ O ₃	16.23	16.51	17.01
Fe ₂ O ₃	4.75	4.62	6.06
FeO	5.23	5.19	3.48
MnO	0.17	0.17	0.17
MgO	6.80	6.61	6.13
CaO	8.65	8.42	7.99
Na ₂ O	4.21	4.45	3.78
K ₂ O	1.71	1.28	2.14
P ₂ O ₅	0.60	0.59	0.59
H ₂ O+	2.55	2.35	1.92
H ₂ O-	0.55	0.30	0.20
Total	100.14	99.75	99.44

Muestra	S88-48	123-89	125-89
NORMA CIPW (mineralogía virtual)			
<i>Or</i>	10.40	7.78	12.68
<i>Ab</i>	21.61	26.50	25.83
<i>An</i>	20.94	21.91	23.75
<i>Ne</i>	8.17	6.64	3.80
<i>Di</i>	15.68	14.26	10.92
<i>Ol</i>	15.17	15.24	15.10
<i>Mt</i>	2.13	2.10	2.00
<i>Ilm</i>	3.65	3.66	3.58
<i>Ap</i>	1.46	1.44	1.44
<i>Mgv</i>	60.12	59.83	59.15
Cr (ppm)	227	180	158
Ni (ppm)	169	224	109

$$Mgv = (100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$$

Tabla 1. Geoquímica y Norma CIPW de las hawaitas de la Formación Comedores, Saric, Sonora.

LAS FILIPSITAS DE LAS HAWAITAS.

La filipsita es el último mineral en formarse en las hawaitas, ya que se localiza en la parte central de las amígdalas, rellenando fracturas o en los bordes de los bloques de escoria. Presenta un aspecto ligeramente «sucio» al microscopio y se presenta en cristales de hábito tabular y más rara vez fibroso, del estudio petrográfico se seleccionaron tres láminas delgadas para el estudio de geoquímica mineral de las zeolitas. El estudio se realizó en la Microsonda electrónica Camebax de la Universidad de Montpellier II, Francia. La microsonda operó con una aceleración de voltaje de 20kV, una la corriente de muestra de 10nA y con un tiempo integrado de conteo del rango de 6 a 20 s, dependiendo del tipo de mineral analizado. Para el cálculo de las concentraciones elementales se utilizó el programa de corrección computarizado de Merlet (1994), que considera el análisis del sodio en primer término, debido a su tendencia de migrar con el haz de electrones. El diámetro del haz de electrones se desenfocó entre 7 y 10 μm , para evitar la destrucción rápida de la filipsita por el bombardeo electrónico. La calidad de los resultados de los análisis químicos de la microsonda electrónica fue validada por la prueba de equilibrio de cargas (Passaglia, 1970). Este factor, denominado E%, es definido por la fórmula:

$$E\% = (\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Al}^* \cdot 100 / \text{Al}^* \quad \text{en donde } \text{Al}^* = (\text{Na} + \text{K}) + 2 \cdot (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Ba} + \text{Sr}).$$

Los análisis de calidad fueron seleccionados sobre la base de su bajo balance químico, donde las filipsitas con $E\% > 10$ fueron eliminados. Los 49 análisis utilizados para la construcción de la Tabla 2., corresponden todos a análisis de calidad, en los cuales el valor $E\% < 10$, por lo que pueden ser considerados como confiables y representativos de las hawaitas analizadas.

Muestra	S88-48	123-89	124-89
análisis	(n=18)	(n=11)	(n=20)
SiO ₂	48.368	45.795	53.684
Al ₂ O ₃	25.518	25.070	20.997
Fe ₂ O ₃	0.074	0.026	0.017
MgO	0.009	0.050	0.373
CaO	7.566	8.807	5.877
Na ₂ O	1.394	0.439	0.177
K ₂ O	7.124	6.626	7.485
Total	90.054	86.815	88.608

Tabla 2. Medias de la geoquímica y la formula estructural de las filipsitas en las hawaitas de la Fm. Comedores, Sáríc, Son.

Muestra	S88-48	123-89	124-89
Formula estructural, sobre la base de 32 oxígenos			
Si	9.908	9.762	10.990
Al	6.161	6.299	5.067
Fe ³⁺	0.011	0.004	0.002
Mg	0.003	0.016	0.127
Ca	1.712	2.012	1.290
Na	0.549	0.181	0.070
K	1.863	1.803	1.954
Total	20.211	20.077	19.500
Si/Al	1.611	1.551	2.171
E%	5.701	4.411	4.991

E% = Balance de cargas (Passaglia, 1970)

Estos análisis satisfacen además, el balance de cationes en los tetraedros, correspondiendo la suma de: $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 16$, como lo muestra la Figura 2. ,

donde podemos observar grupos bien definidos y continuos en el interior de cada muestra analizada, y que se perfilan claramente dos dominios separados por la relación: $Si/(Al+Fe) = 5.5$, donde la muestra 124-89 se encuentra por debajo de este valor con respecto a S88-48 y 123-89 y donde estas dos últimas se agrupan presentando tendencias muy similares.

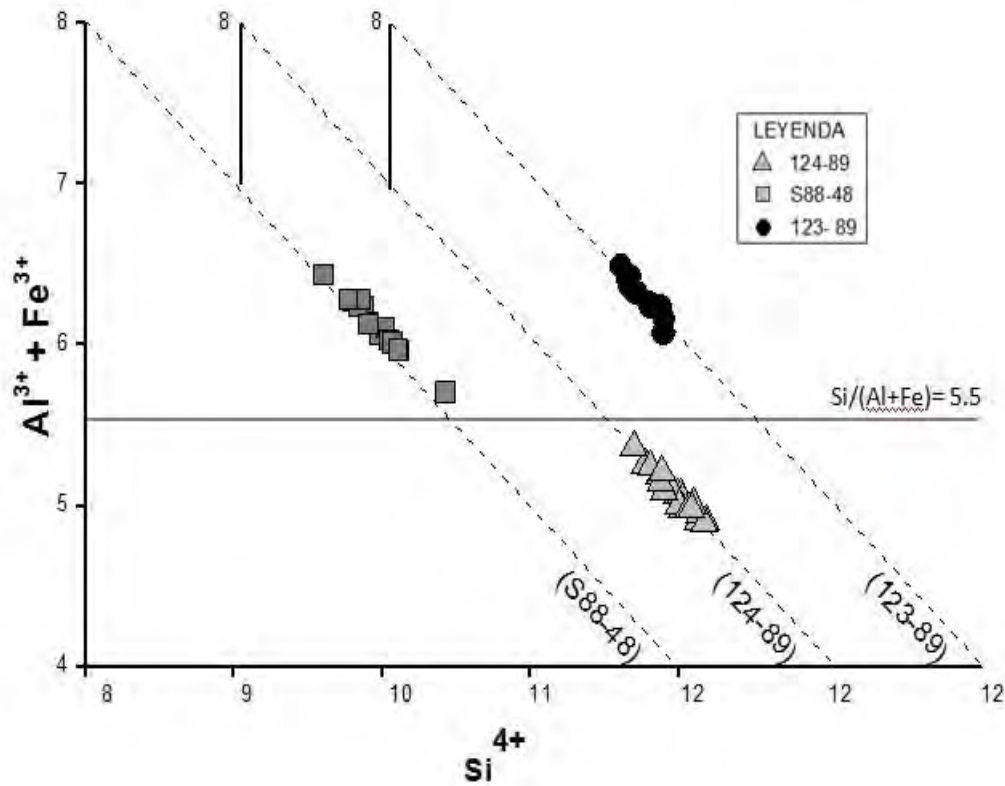


Figura 2. Balance de cationes en la estructura de las filipsitas de las hawaitas, la relación $Si/(Al+Fe) = 5.5$, separa a las zeolitas en dos dominios.

La representación de estos análisis en el diagrama ternario: $(Ca+Mg - Na - K)$, utilizado clásicamente para mostrar la distribución de los cationes intercambiables (Galli & Ghittoni, 1972 ; Robert *et al.*, 1988), pone en evidencia la existencia de diferentes tipos de filipsitas dentro de las hawaitas de la Fm. Comedores. Las filipsitas de relleno de las vesículas de la muestra S88-48 (18 análisis), se reagrupan casi todas en el dominio de la filipsita-K del diagrama ternario (Figura 3), aunque próximas al dominio de la filipsita-Ca , donde las variedades menos sódicas se posicionan sobre la línea de frontera, entre ambas, pero las variaciones en composición son muy reducidas, lo que corresponde claramente a una cristalización de estos minerales en un sistema cerrado, en bolsas aisladas dentro de una matriz más finamente cristalizada.

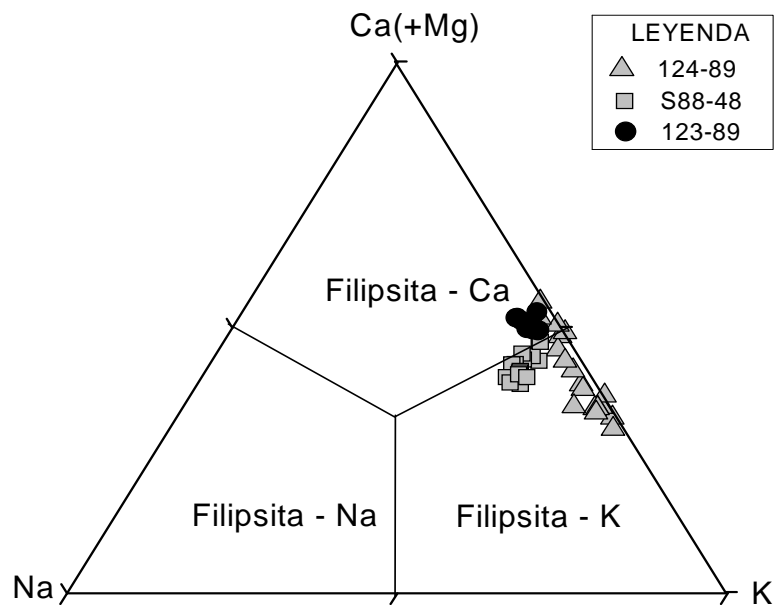


Figura 3. Diagrama ternario de distribución de los cationes intercambiables de las filipsitas contenidas en las hawaitas de la Formación Comedores.

Para el caso de las filipsitas del volcán del Cerro Lanillas, se ha logrado poner en manifiesto, en el interior de un mismo sistema volcánico, el paso progresivo de un material máfico escoriáceo de textura vítrea y muy vesicular (124-89) de tipo proyecciones de *spatter cone*, en la base, hacia una lava finamente cristalizada y poco vesicular (123-89), que corresponde a un relleno de cráter de tipo lago de lava, en la cima que desbordó por uno de sus flancos (125-89), (ver Figura 1). Las 11 zeolitas de la muestra 123-89 presentan, al igual que en la muestra S88-48, una composición muy homogénea aunque ligeramente más rica en calcio, de tal manera que se ubica dentro del dominio de la filipsita-Ca. Por el contrario, las 20 filipsitas de la roca escoriácea soldada (muestra 124-89), presentan una relación $Si/Al > 2$ que es más elevada y muestra una variación en composición con un rango mucho más amplio, notablemente en Ca y K, pero con un sesgo acentuado hacia la filipsita-K, correspondiendo con los valores más bajos en Na (Figura 3), se distingue también por su relación $Si/(Al+Fe) < 5.5$, ver Figura 2.

DISCUSIÓN

En términos generales la composición de la filipsita está controlada por la litología y la composición de la roca huésped (Deer *et al.*, 2004), las diferencias en composición de las filipsitas estudiadas en este trabajo, ilustran claramente el rol de las condiciones de cristalización sobre la composición química de estas zeolitas. En un medio cerrado, al interior de la colada de lava (porosidad y permeabilidad reducidas o prácticamente nulas), las composiciones de las filipsitas son muy homogéneas para una composición química dada de la hawaita; por el contrario, en un medio más abierto (alta porosidad y permeabilidad), como en el caso de las lavas escoriáceas, las variaciones composicionales son más amplias en los cationes intercambiables, pero observamos también una disminución de las sustituciones de

la sílice por el aluminio en los tetraedros (Figura 3 y Figura 4). De manera general las zeolitas estudiadas se ubican dentro del campo de las filipsitas de las rocas máficas

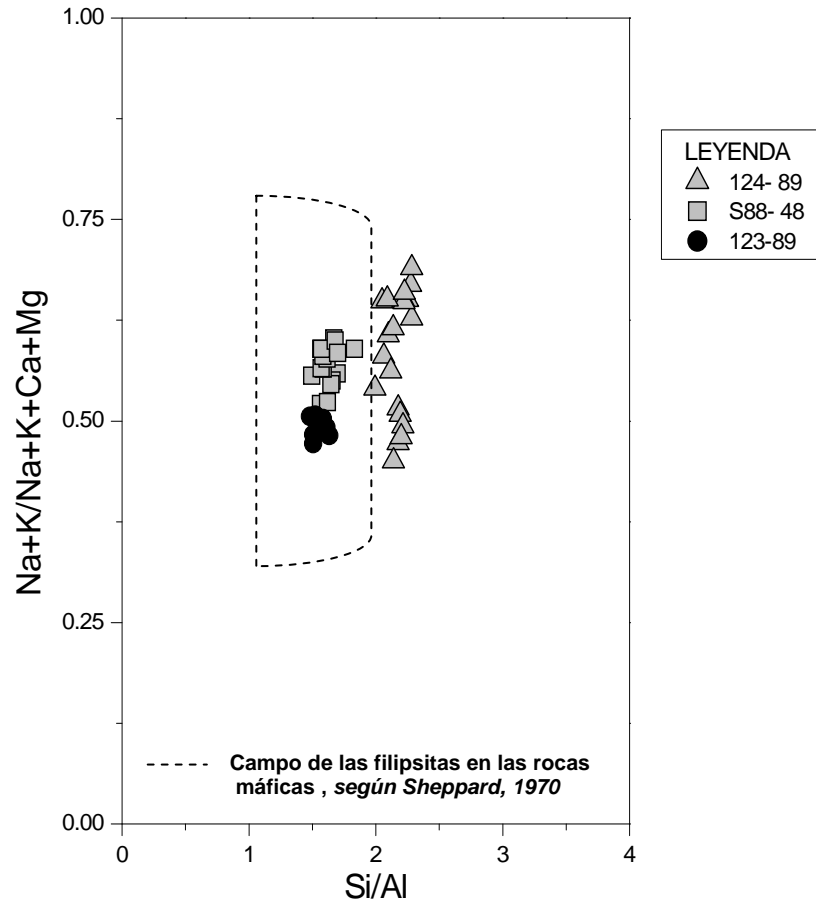


Figura 3. Evolución de las filipsitas en las hawaitas de la Formación Comedores. Variación en la relación Si/Al en función de la proporción de los cationes monovalentes y bivalentes.

definido por Sheppard *et al.*, 1970 (Figura 4), más particularmente las zeolitas formadas en sistemas cerrados, contrariamente para las filipsitas formadas en sistemas abiertos que se ubican por fuera. A título comparativo, podemos señalar que las variaciones composicionales registradas en las filipsitas de este trabajo son muy similares a las observadas entre la base y la cima de un mismo derrame de basanita de edad Mioceno tardío del *plateau des Coirons* en Ardèche, Francia, (Robert *et al.*, 1988).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Deer W.A., Howie R.A., Wise W. S. & Zussman J. (2004) Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspathoids and the Zeolites, v.4B *Second Edition*, 982 p.
- Galli E. & Ghittoni A.G.L. (1972) The crystal chemistry of phillipsites, *Amer. Mineral.* v. 57, p 1125-1145.
- Gómez-Caballero A., Nieto-Obregón J., Shafiqullah M., Arriaga H.M., Carrillo P.A. & Cerecero-Luna M. (1981) Miocene borax deposit in the Tubutama area, Northwest Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer., Abs. Progr.* v. 94, p. 1-20.

- Merlet C. (1994) An accurate computer correction program for quantitative electron probe micro-analysis, *Mikrochim. Acta*, 114/115, p. 363-376.
- Passaglia E. (1970) The crystal chemistry of chabazites, *Amer. Mineral.*, v. 55, p 1278-1301.
- Paz-Moreno F.A. (1992) Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'état du Sonora (Nord-Ouest du Mexique): Evolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. *Thèse Doct., Univ. Aix-Marseille III*, 212 p.
- Paz-Moreno F.A. & Demant, A. (1998) Los basaltos alcalinos del Mioceno Tardío de la Región de Sáric (NW Sonora): Geología, mineralogía y geoquímica. *Primera reunión nacional de ciencias de la tierra, México D.F.*, p. 107.
- Robert C., Goffe B., & Saliot P. (1988) Zeolitization of basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control,. *Bull. Minéral.*, v. 111, p. 207-223.
- Salas G.A. (1970) Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwestern Sonora, Mexico, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v. 31, p. 11-63.
- Sheppard R.A., Gude A.J. & Griffin J.J. (1970) Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian Oceans. *Amer. Mineral.*, v. 55, p. 2053-2062.

ACUMULACIÓN DE P Y SU RELACIÓN CON Fe Y Ca EN EL SEDIMENTO DE FONDO DEL HUMEDAL NATURAL CIÉNEGA DE CABEZAS, TAMASOPO, SLP

Filiberta Virginia Pérez Castillo*, Ma. Catalina Alfaro de la Torre, Roberto Briones Gallardo, Pedro Medellín Milán, Candy Carranza Álvarez

Programa Multidisciplinario de Posgrado en Ciencias Ambientales, PMPCA, Centro de Investigación y Estudios de Posgrado de la Facultad de Ciencias Químicas; UASLP, SLP. México C.P. 78220. Tel: (444) 8262440 ext. 526 y 520. Correo electrónico: alfaroca@uaslp.mx, perez_fv@yahoo.com.mx

Resumen

Se recolectaron sedimentos de fondo en tres sitios del humedal natural Ciénega de Tamasopo, en los cuales se evaluó el contenido de fósforo, hierro y calcio en función de la profundidad. La correlación y la forma de los perfiles sugieren que la acumulación del fosforo en los sedimentos se asocia al hierro y al calcio. Esta deposición puede ser como fosfatos de hierro o calcio. La forma, las concentraciones y las profundidades a las que se encuentran los valores máximos de fósforo, hierro y calcio sugieren que los flujos de deposición son diferentes entre los sitios de muestreo. Lo anterior puede deberse a la interacción de los diversos factores biogeoquímicos de cada sitio.

Palabras clave: Humedal, Sedimentos, Fosforo.

Introducción

En sistemas acuáticos con alto contenido de calcio, el fósforo puede precipitar con el calcio; el fosforo también puede ser inmovilizado en suelos con óxidos de hierro, por adsorción sobre los oxihidróxidos de hierro y/o precipitación como fosfato férrico (Reddy y col., 2000). Se creía que el fósforo era un elemento no limitante en los sistemas acuáticos poco profundos. Sin embargo, Kumar y col., (2009) observaron que el fósforo se inmoviliza en los sedimentos en condiciones aeróbicas en lagos poco profundos y por ello puede ser un nutriente limitante aunque se encuentre en exceso. López y col., (1986) encontraron que lagunas eutrofizadas de naturaleza calcárea y con presencia de macrófitas, presentan bajos niveles de fosforo. Los autores lo explicaron por (1) la presencia de fósforo en el sedimento ligado al hierro o calcio, y (2) la absorción de fósforo del sedimento por plantas.

Localización del sitio de estudio

Se estudiaron sedimentos de fondo de la Ciénega de Tamasopo (sitio RAMSAR No. 1814), que es un humedal natural que se ubica en Tamasopo (SLP). El humedal se recarga con agua de manantiales y descarga por el arroyo El Trigo. Está rodeada principalmente por selva mediana, palmar de sabal, pastizal cultivado y tierras de cultivo (Fig. 1).

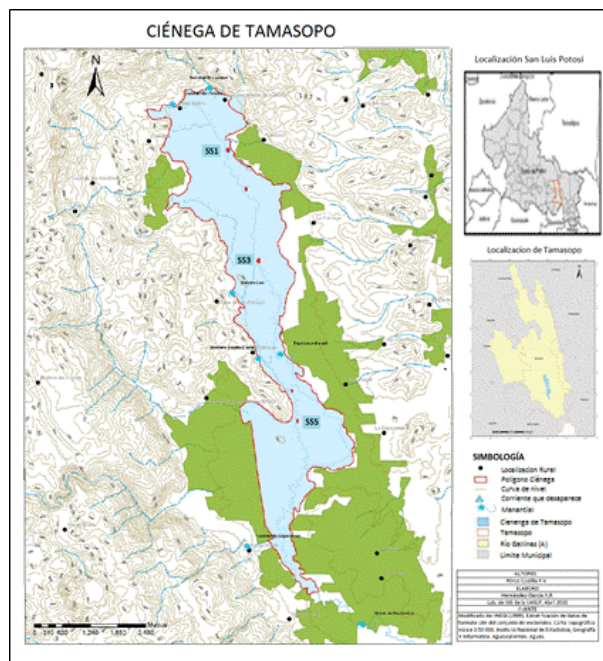


Fig. 1. Localización de sitios de muestreo SS1, SS3 y SS5 en La Ciénega de Tamasopo, Tamasopo, SLP.

El estudio en este humedal es importante porque desde 1970 ha sufrido cambios en el uso de suelo, en la cobertura vegetal y el uso de agua. Lo anterior, ha permitido la entrada de sedimentos que podrían estar modificando los procesos biogeoquímicos que afectan a los nutrientes, al Ca y Fe. No se han realizado estudios previos de los sedimentos y por ello, el objetivo de este trabajo es su caracterización para estimar la relación del P con el Ca y Fe, que permita entender su disponibilidad en este humedal.

Los sitios de muestreo de sedimento se eligieron por su proximidad a asentamientos humanos (SS1), a la construcción de canales para desviar el agua para la agricultura (SS3) y actividades agrícolas (cultivo de la caña de azúcar y pastoreo de ganado; SS5). En los tres sitios se encontró abundante desarrollo de plantas (*Nymphaea goudotiana*); en los sitios SS3 al SS5 se observa presencia abundante de conchas en los sedimentos.

Metodología

En los tres sitios de colecta de sedimentos se determinó *in situ* la temperatura, la salinidad, la conductividad, el pH, la turbiedad y el oxígeno disuelto (ver Tabla 1) con una sonda multiparamétrica (Horiba U-10 Water Quality Checker).

En noviembre del 2010, se recolectaron 2 núcleos de sedimento de fondo en cada sitio de muestreo mediante nucleador de gravedad (Wildco 2404-A14) con tubos de Plexiglass de 5 cm de diámetro y 51 cm de largo. En un núcleo se midió el pH con un electrodo para muestras semisólidas (IQ 150 pH-meter). El otro núcleo se dividió en secciones de 0.5 cm los primeros 5 cm tomando como base la interfase agua- sedimento; en secciones de 1 cm de 6-10 cm y el resto del núcleo en 2 cm. Cada sección del núcleo por separado se secó a 45°C. Muestras de 0.1-0.5 g de sedimento seco y homogenizado se digirieron con una mezcla ácida

(HNO_3 , HClO_4 y HF en relación 15:5:15 ml; Fortin y col., 1993). Las concentraciones de Ca, P y Fe totales se determinaron por Espectrofotometría de Absorción Atómica de Flama (EAA-F) o de Absorción Atómica de Horno de Grafito (EAA-HG; Varian SpectrAA 220). En el control de calidad se emplearon estándares y una muestra de referencia de sedimentos (TH-2; National Water Research Institute).

Resultados y Discusión

Los resultados de las mediciones en la indican aguas de origen calcáreo con bajo contenido de oxígeno, con la existencia de una reserva de carbonatos (alcalinidad) que podría constituir una fuente de C inorgánico para la fotosíntesis.

Los perfiles de pH muestran que éste disminuye con la profundidad en los sedimentos y muestra sus valores máximos entre 0-5 cm. Este comportamiento puede deberse a la neutralización de la acidez liberada en la descomposición de la materia orgánica por la disolución de minerales de Ca recientemente depositados en los sedimentos.

Tabla 1 Parámetros fisicoquímicos medidos en columna de agua en los sitios de muestreo SS1, SS3 y SS5 de la Ciénega de Tamasopo.

Parámetro	SS1	SS3	SS5
pH	6.8	7.7	7.4
Cond (mS/cm)	0.86	1.17	1.08
Sal (%)	0.03	0.02	0.04
Alc _T (mg/L CaCO_3)	213.	202.	176.
OD (mg/L)	0.31	0.06	0.20
T (°C)	21.6	22.2	19.8
Profundidad (m)	1.4	1.3	1.3

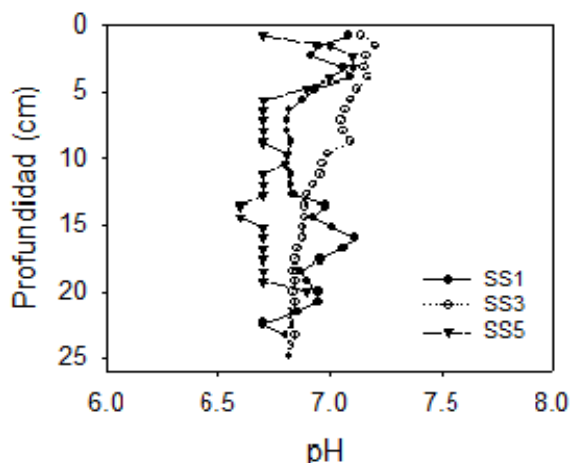


Figura 2. Perfiles de pH en función de la profundidad en el agua intersticial en los sedimentos de los sitios de muestreo.

La Fig. 3 muestra los perfiles de concentración total de fósforo con la profundidad en el sedimento de los sitios de muestreo. La concentración de

fósforo disminuye conforme aumenta la profundidad en los sitios SS1 y SS5. Comportamiento que sugiere un enriquecimiento local en los sedimentos recientes. Esta tendencia difiere a la observada en el sitio SS3, el cual muestra valores máximos a los 4.5 y 8 cm del sedimento. La concentración de fósforo es mayor en el sitio SS1 y se puede atribuir al aporte de las comunidades a través de la descarga de residuos. El aporte de fósforo hacia el humedal en el sitio SS5 puede explicarse por el uso de fertilizantes en el cultivo de la caña de azúcar que es la actividad económica más importante de la región.

En la Fig. 4 se presentan los perfiles de Ca en función con la profundidad en el sedimento de los sitios de muestreo. En los sitios SS1 y SS5, los perfiles de concentración muestran una disminución de Ca con la profundidad, mientras que en SS3 disminuye en los 4 cm más superficiales con un máximo en 4.5 cm. El comportamiento de SS1 y SS5, sugieren un enriquecimiento local en los sedimentos recientes. Esta contribución podría deberse a la disolución de compuestos ricos en calcio (precipitados de carbonatos, fosfatos u otros minerales de calcio).

La Fig. 5 muestra los perfiles de hierro con la profundidad de los sitios de muestreo. En el sitio SS5, la concentración de Fe varía poco con la profundidad mientras que en el sitio SS3 disminuye en los 5 cm superficiales y posteriormente tiene un máximo en 5.5 - 6 cm. En SS1 la tendencia de 0-3.5 cm del hierro sugiere un reciclamiento (enriquecimiento-utilización) en orden de magnitud similar.

El enriquecimiento superficial de P, Ca y Fe puede asociarse al reciclamiento interno de nutrientes durante la utilización por las plantas y/o por descomposición de materia orgánica y/o redisolución de minerales en el sedimento, condición que contribuye al depósito de Ca cuando este se precipita en forma de compuestos de calcio y fósforo (López y col., 1986). Otra fuente de estos elementos puede ser la entrada de residuos procedentes de las comunidades.

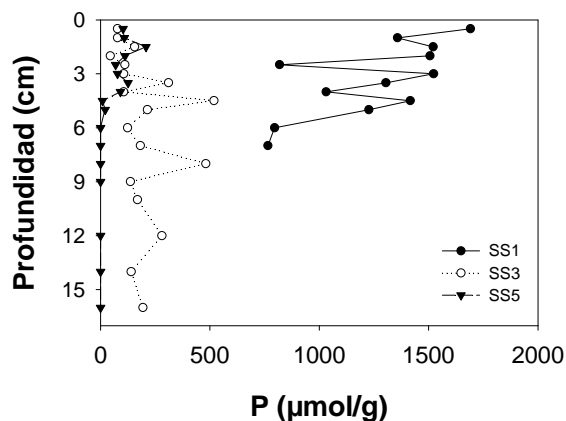


Figura 3. Perfiles de concentración de fósforo (P) en función de la profundidad en los sedimentos de los sitios de muestreo.

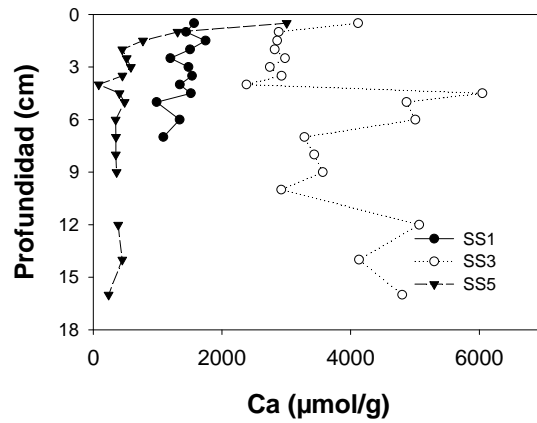


Figura 4. Perfiles de concentración de calcio (Ca) en función de la profundidad en los sedimentos de los sitios de muestreo.

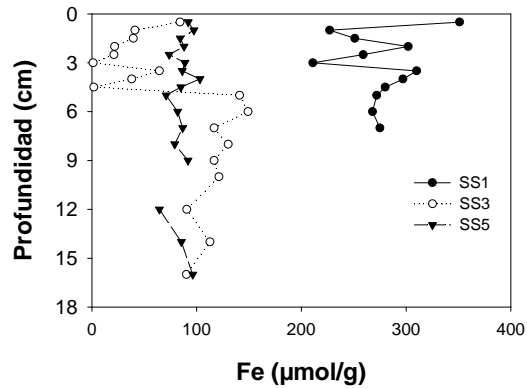


Figura 5. Perfiles de concentración de hierro (Fe) en función de la profundidad en los sedimentos de los sitios de muestreo.

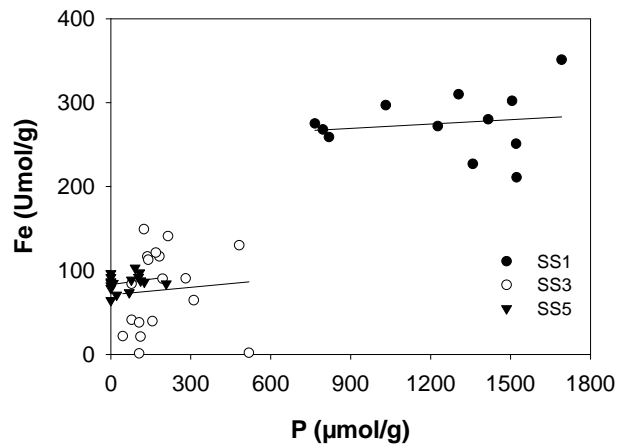


Figura 6. Relaciones $\mu\text{M Fe/P}$ en los sedimentos de los sitios de muestreo.

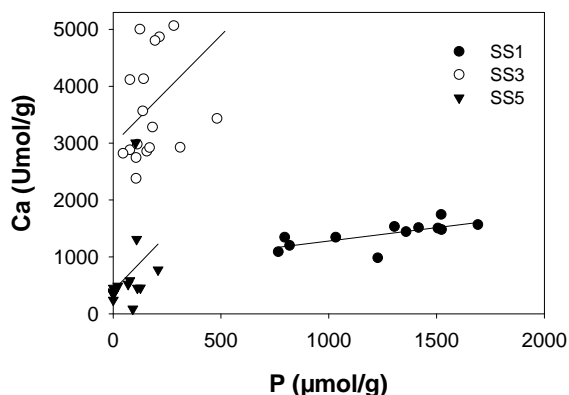
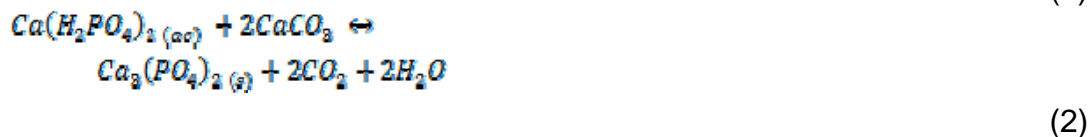


Figura 7. Relaciones μM Ca/P en los sedimentos de los sitios de muestreo.

López y col. (1986), indican que la presencia del fósforo en los sedimentos se halla unida a la presencia de hierro o calcio. Esta interacción describe la reacción de P inorgánico (fosfato) con cationes como Fe, Ca o Mg (Ej. Ec. 1 y 2; Petrovic y Kastelan-Macan, 1996; Reddy y col., 2009), formando sólidos amorfos o cristalinos. Condición que facilitan las plantas por la absorción del fósforo de los sedimentos en las raíces. La fracción de fósforo más fácilmente absorbida por las plantas es la absorbida sobre oxihidróxidos de hierro y calcita (Barroso y Vahas, 2005). Por lo anterior, se utilizan relaciones $\mu\text{molares}$ de Fe/P y Ca/P para mostrar la asociación y disposición del fósforo en el sedimento (Fig. 6 y 7).



Los valores de r_{Fe} 0.14, 0.08 y 0.28; y r_{Ca} 0.70, 0.48 y 0.35 en SS1, SS3 y SS5 respectivamente, sugieren que una proporción de estos elementos pueden estar depositándose. Asociación producto de una interacción química de P con Ca y Fe; que controla la acumulación del fósforo y su disponibilidad. Los coeficientes no indican una correlación de fósforo con Ca o con Fe.

Conclusiones

El pH característico en los sedimentos de la Ciénega es neutro (6.8–7.2), con la presencia de máximos en los 5 cm más superficiales, sugerido por el reciclamiento de nutrientes y/o descomposición de la materia orgánica.

Estos resultados preliminares muestran que la forma y la tendencia de los perfiles de concentración sugiere una asociación del P con el Ca y con Fe para formar fosfatos con estos metales. Así mismo, la forma de los perfiles indican que es posible que ambos se depositen juntos (Fe-P, Ca-P), controlando la

acumulación del fosforo, haciéndolo menos disponible para las plantas cuando se precipita.

Agradecimientos

Proyecto CONACYT 90228, PIFI, Carranza-Álvarez C., Pérez-Rodríguez R. Ayuntamiento de Tamasopo.

Referencias

- Barroso y Vahas, 2005.
- Kumar y col., 2009.
- López y col., 1986.
- Patrick y col., 1985.
- Petrovic y Kastelan-Macan, 1996
- Reddy y col., 2009.

EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL URANIO Y LA IMPORTANCIA DE LAS RESERVAS EN MÉXICO

Damaris Nathaly Salas-Gutiérrez¹, Ivette Zamudio-Guzmán¹, Mitzue Garza-García¹, Rodolfo Corona-Esquivel², Fabiola Gonzalez-Carrillo³, Genaro de la Rosa Rodríguez⁴

1. Ingeniería en Recursos Minerales y Energéticos, ESI Lic. Adolfo López Mateos, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Nueva Rosita, Coahuila de Zaragoza. damaris_nathaly@hotmail.com; ive_zagu@hotmail.com
2. Departamento de Geoquímica, Museo de Geología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México, D.F., México.
3. Geología y Medio Ambiente S.A. de C.V., Av. Alfredo Robles Domínguez 258-1, Col. Vallejo, C.P. 07870, México, D.F.
4. Dirección Minerales Energéticos. Servicio Geológico Mexicano. Blvd. Felipe Ángeles km. 93.50-4, Col. Venta Prieta, C.P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México

ABSTRACT

Over recent years the demand and production of uranium has undergone a series of transformations due to the influence of various factors, among them is the fact that even as one of the metals studied from the mineralogical point of view and geological, the reported world reserves are considered only for 200 years at current exploitation rate of conventional reserves.

For the rest of this century, an increase in the production of uranium will be required. This unprecedented increase in the history of mining is an important challenge to the exploration and geology of the uranium. The first effects of the recent energy crisis have been reflected as a rise in future prices of uranium, and a resumption of the activities and investments for the exploration of new deposits.

Mexico has reserves of uranium likely to be exploited in the future. In Coahuila de Zaragoza, these deposits have not been analyzed in a broad sense until recent years.

The uranium deposits in Coahuila could be of great economic interest, and therefore, the progress on its geochemical characterization is important to establish its origin and behavior, helping to increase reserves to be considered in the plans of energy development in Mexico.

RESUMEN

A lo largo de los últimos años la demanda y producción de Uranio ha sufrido una serie de transformaciones debido a la influencia de diversos factores; entre ellos se encuentra el hecho de que aun siendo uno de los metales más estudiados desde el punto de vista mineralógico y geológico, las reservas mundiales reportadas se consideran solo para 200 años al ritmo de explotación actual de reservas convencionales.

Durante el resto de este siglo, un aumento de la producción de uranio será necesario. Este incremento sin precedentes en la historia de la explotación minera constituye un importante reto a la exploración y geología del uranio. Los primeros efectos de la reciente crisis energética se han reflejado ya en un alza de los precios futuros del uranio y en una reanudación de las actividades y de las inversiones para la prospección de nuevos yacimientos.

México cuenta con reservas de Uranio susceptibles de ser explotados en un futuro. En Coahuila de Zaragoza, este tipo de yacimientos no han sido analizados en un sentido amplio hasta hace pocos años.

Los depósitos de uranio en Coahuila podrían ser de gran interés económico, y es importante el avance en su caracterización geoquímica para establecer su origen y comportamiento, coadyuvando a incrementar las reservas para ser consideradas en los planes de desarrollo energético de México.

ENERGÍA NUCLEAR

Hasta el 2005 solo el 16% de la energía eléctrica generada al nivel mundial, pertenecía a la proveniente de la energía nuclear siendo Europa el líder en producción de energía nuclear (45.6% del total). El aumento de potencia en Centrales Nucleares se está llevando a cabo en varios países debido, principalmente, a factores económicos (la energía nuclear es más barata) y a la capacidad adicional que tiene el generador de vapor (reactor) en estas centrales (Figura 1).

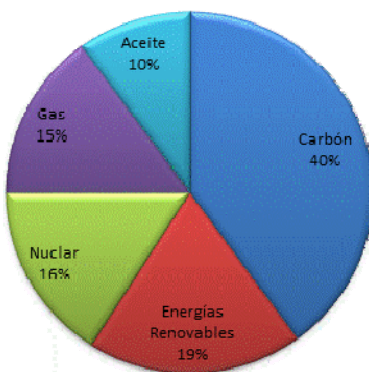


Figura 1. Generación de electricidad con los Recursos del Mundo (<http://www.worldnuclear.org/info/reactors.html>, 2007).

El mineral de uranio se empezó a utilizar con mayor fuerza a partir de 1953 con la creación de energía nuclear y de bombas nucleares, así como diversas aplicaciones en la medicina (Figura 2).

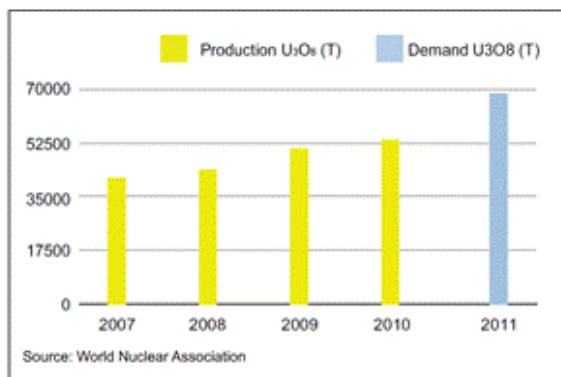


Figura 2. Demanda vs. Producción a nivel mundial de uranio (Uru metals, 2011).

La declinación en la producción de uranio inició en la década de los 80's propiciado principalmente por el boom petrolero (Figura 3), además de otros factores como el accidente termonuclear de Chernovy, el aumento de la competencia en la producción, el reciente desastre en Fukushima, y la impugnación ecológica (Schneider et al. 2011).

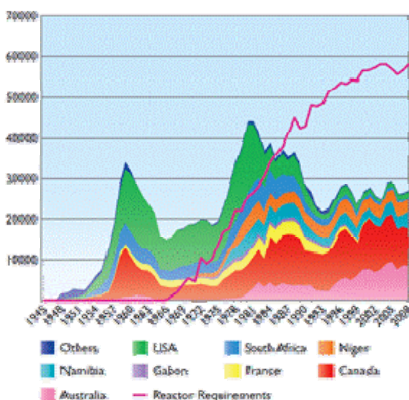


Figura 3. Producción histórica mundial de uranio en occidente según la WNA (2010).

Sin embargo, el incremento de los precios de los combustibles fósiles y su alta contribución al calentamiento global han puesto nuevamente a la energía nuclear en los proyectos para satisfacer la demanda de energía en Europa, Asia y USA.

Se sabe que existe la gran necesidad de descubrir recursos de uranio adicionales para un desarrollo sustentable de la energía nuclear; así como también que existen en abundancia pero el déficit de exploración en los últimos años han provocado la desaparición de inventarios de las reservas de uranio, y la disminución de especialistas en la exploración de este elemento.

RECURSOS URANÍFEROS A NIVEL MUNDIAL

El descubrimiento del gran yacimiento, Rabbit Lake, Canadá en 1968 y la creciente demanda mundial de uranio de la primera mitad de la década de 1970, desencadenó una búsqueda ávida de este tipo de depósitos.

En el periodo de 1950 a 1980 se descubrieron grandes depósitos de uranio como Athabasca en Canadá y Pine Creek en Australia.

A la fecha se han reportado pocos yacimientos en el mundo siendo Australia el país que reporta mayor cantidad de reservas de uranio. Otros países que destacan por su producción son Kazajistán, Canadá y Rusia (Figura 4). No obstante, la disponibilidad de uranio a nivel mundial es de solo 200 años al ritmo de explotación actual de reservas convencionales (EMD Uranium (Nuclear Minerals) Committee, 2011).



Figura 4. Distribución Global de los recursos uraníferos identificados con valor de <USD 130/kg U (OECD Nuclear Energy Agency and the International Atomic Energy Agency, 2010).

Durante las primeras décadas del siglo XIX, se inició la recuperación de uranio de los recursos no convencionales en Saxony, Bohemia y Cornwall (Figura 5).

En general, los recursos no convencionales son aquellos a partir de los cuales el uranio es recuperado como subproducto, contiene bajas leyes y requieren de procesos costosos para su procesamiento. Dentro de estos, se incluye al uranio asociado a rocas fosfáticas, menas no ferrosas, carbonatitas, arenas costeras, monacíticas, lutitas negras, lignitos, cenizas de carbón, colas de minería y agua de mar.

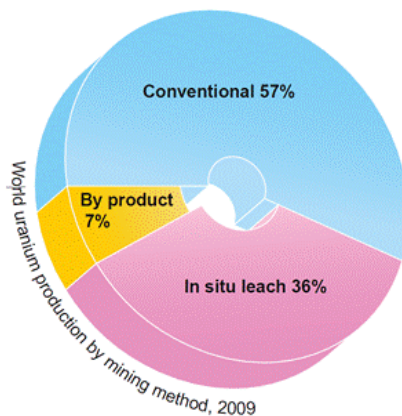


Figura 5. Producción mundial de uranio por método de minado según la WNA (2010).

URANIO EN MÉXICO

En 1957 en el Congreso Mexicano se votó por dar incentivos a aquellas personas o compañías que realizarán exploración y encontrarán Uranio. En 1960 la compañía GEOCA (Geólogos y Civiles Asociados, S.A. de C.V.), fue contratada por el gobierno federal, entre los años de 1963 y 1983, para realizar exploraciones por uranio. Todo esto a la vez que el mismo gobierno federal inició un programa de exploración por uranio conducido por el recién creado Instituto Nacional de Estudios Nucleares (INEN), que se transformó en 1979, en el Instituto Nacional de

Investigaciones Nucleares (ININ), y en Uranio Mexicano (URAMEX) teniendo como objetivo la exploración y explotación del uranio para la generación de energía eléctrica. Las funciones de URAMEX fueron retomadas por la Secretaría de Energía (SENER) en 1985.

En México, la generación de electricidad por medios nucleares inició en el año de 1981 en Laguna Verde, estado de Veracruz. En ese tiempo, las predicciones a nivel mundial indicaban que la electricidad creada por medios nucleares era fácil y económica de producir, por lo que su consumo no se regularía y sería implementada una pequeña tarifa. La energía nuclear se consideró como la fuente universal de energía para el futuro.

México tiene dos reactores nucleares que generan casi 5% de la electricidad nacional, y en 2009, alcanzó cerca de 10 mil millones kWh, aproximadamente 4.8% de la electricidad usada. La política energética del país busca una expansión de la energía nuclear, principalmente para reducir la dependencia del gas natural, y disminuir las emisiones de carbono.

A partir de la absorción de URAMEX, la SENER ha tenido la responsabilidad de exploración por uranio, delegando esta actividad al Servicio Geológico Mexicano. México ha identificado reservas de cerca de 2,000 ton/U pero no han sido minadas hasta la fecha (WNA, 2011).

Una planta de molienda de uranio operaba sobre una base experimental en Villa Aldama, en la región de Chihuahua a finales de la década de 1960, pero actualmente, está clausurada. Los residuos se disponen en la sierra de Peña Blanca.

DEPÓSITOS URANÍFEROS EN EL ESTADO DE COAHUILA

A pesar de ser poca la exploración desarrollada en el estado de Coahuila de Zaragoza, se ha detectado la presencia de varios distritos uraníferos en la parte centro y occidente. En el área de estudio, el distrito denominado Amalia Margarita, ubicado en la Sierra de San Marcos, al Sur-Oeste del poblado de Cuatrociénegas de Carranza, presenta depósitos con concentraciones bajas pero con posibilidad de que formalicen a profundidad (Figura 6).

El depósito presenta manifestaciones de minerales tales como powellita, carnotita, yeso, calcita, hematita y limonita, encajonados en las calizas dolomitizadas de la Formación Aurora, de color gris claro y oscuro, con presencia variable de nódulos de pedernal, irregulares y horizontales, con fósiles marinos y espesores variables de 1 a 5 m.

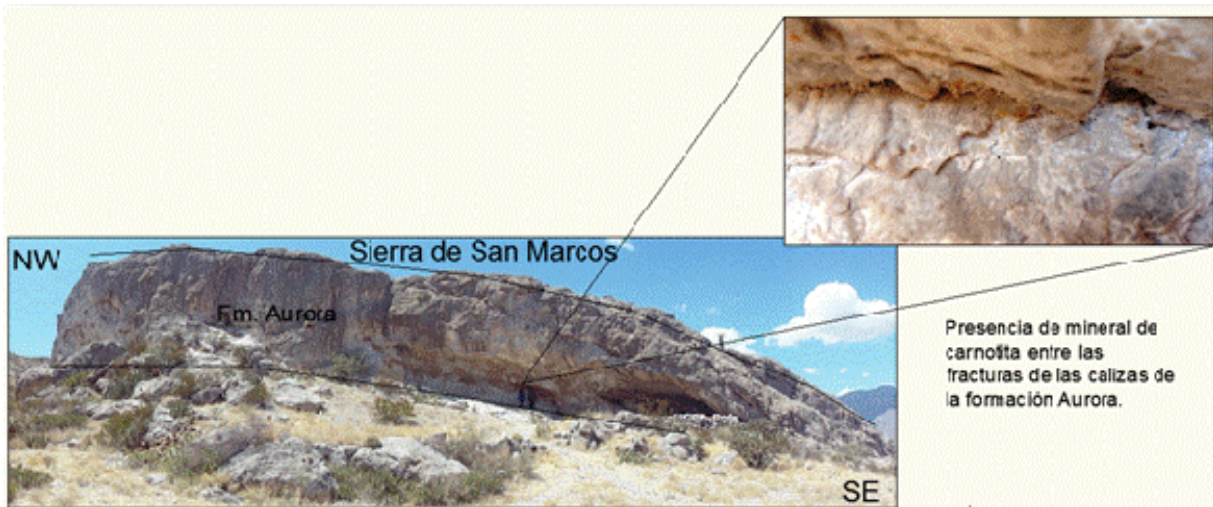


Figura 6. Distrito uranífero en la Sierra de San Marcos, Cuatrociénegas, Coah.

El depósito en la zona se encuentra encajonado en un flanco de un anticlinal conformado por calizas de la Formación Aurora. El depósito rellena fracturas y forma “bolsas”, con espesores variables de 0.5 a 2.3 m.

Un reporte de rayos X y fluorescencia para muestras del depósito mineral indican un vanadato de Zn y Ni, Kolovratita, y valores de 4.52 % de Mo, 0.414 % de U₃O₈ y 0.43 % de V (o 45 kg/ton Mo, 4 kg/ton U; 4 kg/ton V), con contenidos secundarios de Ni, As, Zn, Sr y Tl.

La textura del depósito mineral sugiere un origen hidrotermal controlado por un sistema de fallas y fracturas, conjugado con el entrampamiento estructural por pliegue.

El origen del depósito mineral sugiere una relación con la evolución geológica de la Falla de San Marcos similar a los mecanismos propuesto por González-Sánchez et al. (2007) y González-Partida et al. (2008), o por la removilización de U, V, Mo, Se y Tl de las Formaciones Pátula y San Marcos, presentes a profundidad en la región estudiada, por un evento magmático (Bazán-Barrón, 1981), o por la removilización a partir de un granito.

Nuevos marcadores geoquímicos son necesarios para dilucidar el proceso que dio origen a este tipo de depósito mineral.

CONCLUSIÓN

En los últimos tiempos es importante considerar la intensificación en la exploración por uranio para propiciar un desarrollo sustentable de la demanda energética a nivel nacional e internacional.

En términos de energía, la última década ha marcado un incremento en la demanda del mineral de uranio, que ahora está por encima de la producción a nivel mundial.

En Coahuila, se conoce la existencia de varios depósitos de uranio como el mencionado anteriormente, sin embargo es muy poca la información en esta región, de ahí la importancia de profundizar en el tema desde el punto de vista

científico, ampliar la información existente y despertar la incertidumbre de los especialistas en el tema.

En el caso del depósito mineral descrito, nuevos marcadores geoquímicos contribuirán a comprender su origen, y con ello, aportarán datos para la exploración de uranio en México.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bazán-Barrón, Sergio, 1981: Distribución y metalogénesis de la provincia uranífera del mesozoico de México. *Geomimet*, Tomo 1, No 112, p. 65-96.
- EMD Uranium (Nuclear Minerals) Committee, 2011. Annual Report. American Association of Petroleum Geologists, 43 p.
- González-Partida, Eduardo, Camprubí, Antoni, Canet, Carles, González-Sánchez, Francisco, 2008, Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados Parte II: ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 60, p. 23-42.
- González-Sánchez, Francisco, Puente-Solís, Rafael, González-Partida, Eduardo, Camprubí, Antoni, 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*, Vol. 59, p. 43-62.
- OECD Nuclear Energy Agency and the International Atomic Energy Agency, 2010. *Uranium 2009: Resources, Production and Demand*. 452 p.
- Schneider, Mycle, Frogatt, Anthony, Thomas, Steve, 2011. *The world nuclear industry status report 2010–2011: Nuclear Power in a Post-Fukushima World, 25 Years After the Chernobyl Accident*. Worldwatch Institute, Washington, D.C., U.S.A., 85 p.
- Uru metals, 2011. *Actively developing an advanced portfolio of large-scale uranium, nickel and base metal assets. Uranium market overview*. 2 p.
- World Nuclear Association, 2010. *WNA Pocket guide*, 2 p.
- World Nuclear Association, 2011. *Nuclear power in Mexico*. 4 p.

CRITICAL VALUES FOR THE DIXON STATISTICAL DATA TREATMENT APPROACH

Mahendra P. Verma

Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Reforma 113, Col. Palmira, Cuernavaca, Morelos, 62490, México. Correo electrónico: mahendra@iie.org.mx

Dixon's ratio or Q-test is used for the identification and rejection of extreme values, commonly called outliers (Dixon, 1950, 1951; Dean and Dixon, 1951; Rorabacher, 1991). These days the application of the statistical tests in analytical data analyses is common in all branches of science. The first step is the calculation of critical values. Dixon (1951) created the critical values tables for sample data points up to 30 with uncertainty in the third digit. Since then many researchers have calculated the critical values for a large number of data points with higher accuracy (Miller and Miller, 1988; Rorabacher, 1991; Lohninger, 1999; McBane, 2006; Verma et al., 2008; and others). Two types of numerical analysis methods are used: *Monte Carlo simulation* and *quadrature*.

Initially, the input data in computer programs were handled and managed as data tables. The difficulties associated with handling the large amount of datasets (e.g. more than 30,000 datasets for the thermodynamic properties of water) were solved with formulating the equation of state (EOS) and programming them as ActiveX components (Span, 2000; Wagner and Pruß, 2002; Verma, 2003). Verma (2011) presented an intermediate approach to create a temporary data grid (table) to reduce the computation time, if it is required to calculate the properties for a large number of points (i.e. for a large number of values of independent parameters). The quadrature approach for the calculation of critical values is better for the formulation of such ActiveX components.

The basic assumption in the analytical data analyses is that a statistical sample is a random selection of certain values from the population, which represents an unbiased, representative statistical sample of the whole population with 100% confidence (Barnett and Lewis, 1994). If this assumption is not valid, it is not feasible to state the confidence interval in any statistical data treatment method. Verma (2010) presented a comparative analysis of five major statistical data treatment methods. The statistical data treatment methods provide a systematic procedure to obtain an estimate of the parameters of population distribution (mean μ , and standard deviation σ) from the parameters of sample distribution (mean \bar{x} , and standard deviation s). The extremums influence highly on the values of \bar{x} and s , so every statistical method consists of reducing the influence of extremums. At the same time if the number of measurements is large, there is little effect of extremums on the mean and standard deviation. The limiting number of measurements is always a subject of discussion.

The second question is about the precision of critical values. It is common practice in sciences to report the analytical results as $\bar{x} \pm 1s$ (i.e. with 68.3% confidence interval). In order to reduce the influence of extremums the computation of mean and standard deviation is performed on the 95% of sample population (i.e. removal of values out of $\bar{x} \pm 2s$). Thus the final results have 65.2% confidence interval, instead of 68.3%. There is a relation between the precision of critical values and the confidence interval of results. It will be illustrated further.

McBane (2006) presented the mathematical equations and the numerical analysis approach for the Dixon's ratios of n-values ordered dataset. Here the numerical calculation is performed using his equation (8) with correcting the misprint of term $v(t, r)$.

$$F(r) = N \int_0^1 \int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp(-u^2) J_0^{+\infty} \exp(-t^2) J(x(u), v(t, r), r) \exp\left(\frac{2ut(t+r)}{\sqrt{1+(r^2-1)u^2}}\right) v(t, r) dt du \quad (1)$$

For a set of n ordered observations ($x_1 < x_2 < \dots < x_n$), the ratio, $r_{j,i-1}$ is defined as $(x_n - x_{n-j}) / (x_n - x_i)$; where subscripts i and j indicate the number of suspected outliers at the lower and upper ends of the data set, respectively (McBane, 2006). The numerical integration for u with limits $(-\infty \text{ to } +\infty)$ is performed with Gauss-Hermite quadrature. The integration for t is from 0 to $+\infty$. Steen et al. (1969) showed that the above integration for t may be performed in principle with the half range Hermite polynomials; however, the results of integration of a function with low-order differentiability at the origin tend to oscillate with increasing the degree of polynomial about the true solution. They developed the orthogonal polynomials for such integration (called here as SBG polynomials).

The joint probability P(r) is expressed as

$$P(r) = N \int_0^1 \int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \sum_{k=1}^{nH} \sum_{l=1}^{nSBG} w_{nH}(u_k) w_{nSBG}(t_l) J(x(u_k), v(t_l, r), r) \exp\left(\frac{2u_k(t_l+r)}{\sqrt{1+(r^2-1)u_k^2}}\right) v(t_l, r) dt_l du_k \quad (2)$$

Where u_k is the value of k^{th} abscissa of the nH -degree Hermite polynomial (written in short as n-Hermite) and $w_{nH}(u_k)$ is the corresponding weight. Similarly, t_l and $w_{nSBG}(t_l)$ are the corresponding parameters for the $nSBG$ -degree SBG polynomial (n-SBG). The variable r has limits 0 to 1.

Numerically, the n-Hermite polynomial (Weisstein, 2011) is generated by the following recursive relation

$$H_{n+1}(x) = 2x H_n(x) - 2n H_{n-1}(x) \quad \text{for } n = 1, 2, 3, \dots \quad (3)$$

Where $H_0(x) = 1$ and $H_1(x) = 2x$. $H_n(x)$ is an n-degree polynomial and has n-roots (called abscissas). The weight at each root is calculated by the following equation

$$w_n(x_n) = -\frac{2^{n+1} n! \sqrt{\pi}}{H_{n+1}'(x_n) H_n'(x_n)} \quad (4)$$

The error term is

$$E = \frac{n! \sqrt{\pi}}{2^n (2n)!} f^{(2n)}(\zeta) \quad (5)$$

Where $f^{(2n)}(\zeta)$ is the $(2n)^{\text{th}}$ derivative of the integrating function at $x = \zeta$. Thus one can estimate the error in the numerical calculations with calculating the maximum values of $f^{(2n)}(\zeta)$ for $x = -\infty \text{ to } \infty$. Kumar (2011) illustrated that the error calculation must be performed in each step of the program. Here we will implement a simple procedure to estimate the accuracy (precision) in the calculation of critical values for the Dixon's ratios.

Steen et al. (1969) have given all the corresponding recursive equations to program the calculation of abscissas and weights for their polynomials.

The calculation of critical values for the Dixon ratios is performed with integrating the equation (2) for $r = 0$ to R using the Legendre polynomials (McBane, 2006). It is performed here in two steps: (i) integrating for whole probability density (i.e. changing the limits from $r = 0$ to 1 to $z = -1$ to $+1$) and (ii) integrating for the

cumulative probability up to R (i.e. changing the integration limits from $r=0$ to R to $z=-1$ to $+1$).

The present computer program, *DixonTest.CriticalValues* is written in Visual Basic in Visual Studio 2010. A namespace *DixonTest* is created which will be used to include all the programs associated with the Dixon statistical test methods. Presently, it contains a class *CriticalValues*. The properties of the class *CriticalValues* are given in Table 1.

To illustrate the calculation of the critical values, a demonstration program, *DixonDemo* is written in Visual Basic in Visual Studio 2010. Figure 1 shows the user graphic interface of the program. The user provides the values of nDixon, iDixon, jDixon, alpha, n-Hermite, n-SGB, n-Legendre and accuracy. On pressing the button, *Calc*, the values of total probability, critical value, and corresponding cumulative probability are calculated as shown in Figure 1. The accuracy indicates the number of accurate digits after the decimal point in the critical value.

First step is to adjust the degrees of the polynomials (i.e. values of n-Hermite, n-SGB, and n-Legendre) such that the accurate digits in the total probability are more than the desired accuracy in the critical value. The accuracy increases with increasing the degree of the polynomials. After certain accuracy there is no appreciable improvement with increasing the degree of the polynomials, whereas execution time increases with increasing the degree of the polynomials. The upper limit for the degree of SGB polynomial is 15; there is some instability in the polynomial after this degree (Steen et al., 1969).

Figure 1 shows the calculation for nDixon= 7, iDixon= 2, jDixon= 1, alpha= 0.1 (i.e. for the ratio r_{11} (or $r_{1,1}$) with 90% confidence interval). There are seven accurate digits in the total probability, so the critical value is 0.532944 (i.e. accurate up to six decimal places). Table 2 presents the comparison of the critical values for the ratio r_{10} . It can be observed that there is good agreement up to 4 decimal places between the calculated values using the Monte Carlo simulation (Verma et al., 2008) and the quadrature method (this work).

Table 1: Properties of class *CriticalValues*

Name	Access	Description
nDixon	Read-write	An integer value which denotes the total number of data points.
iDixon	Read-write	An integer value which denotes the lower suspected outliers (extreme values).
jDixon	Read-write	An integer value which denotes the upper suspected outliers (extreme values).
nHermPoly	Write only	An integer value which denotes the degree of Hermite polynomials.
nSBGPoly	Write only	An integer value which denotes the degree of SBG polynomials.
nLegPoly	Write only	An integer value which denotes the degree of Legendre polynomials.

Alpha	Read-write	A normalized value to represent the confidence interval (e.g. for 95% confidence interval, Alpha=0.05).
RAccuracy	Write only	An integer value which denotes the calculated accurate digits in the values of rCritical after the decimal point.
TotalProbability	Read only	Total probability for a given value of nDixon, iDixon, and jDixon
rCritical	Read only	Critical value for a given value of nDixon, iDixon, and jDixon.
rProbability	Read only	Cumulative probability for a given value of nDixon, iDixon, jDixon and alpha

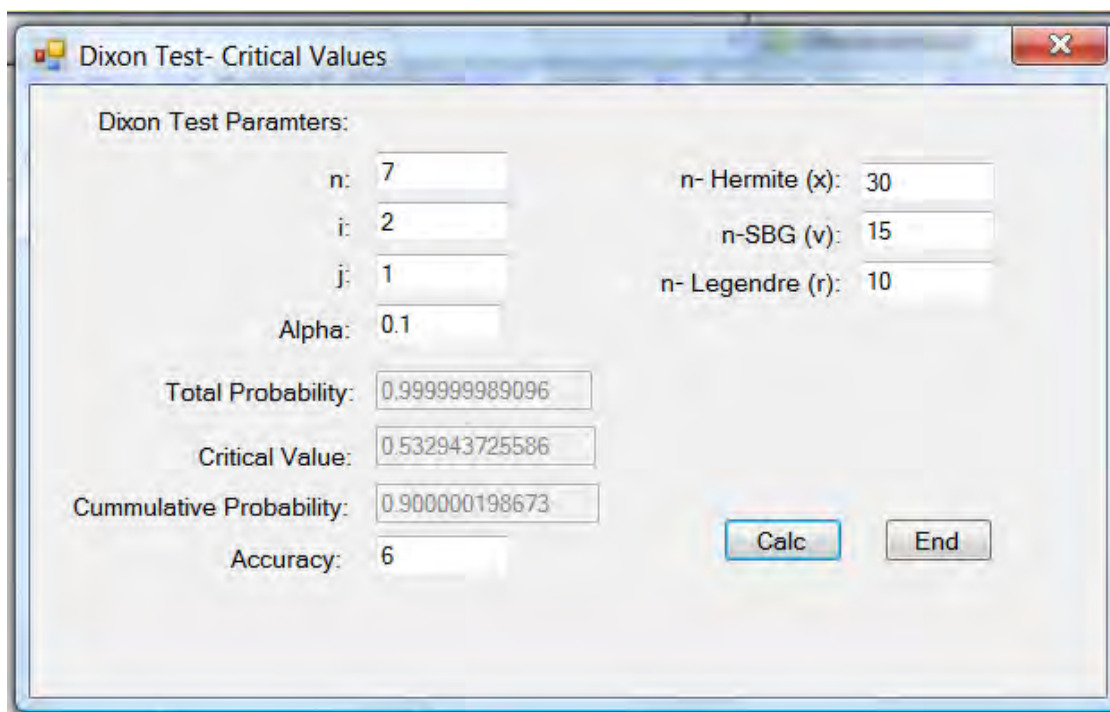


Figure 1: User graphic interface of demonstration computer program, DixonDemo to calculate the critical value.

Table 2: Comparison of critical values for the ratio r_{10} for alpha=0.05 (i.e., confidence interval =95%)

Number of Points	Dixon (1951)	Rorabacher (1991)*	Lohninger (1991)	McBane (2006)	S.P. Verma et al. (2008)	This work [#]
5	0.642	0.642	0.642	0.642	0.64228	0.642357
10	0.412	0.412	0.412	0.412	0.41184	0.411860
15	0.338	0.338	0.338	0.339	0.33856	0.338539
20	0.300	0.300	0.300	0.300	0.30044	0.300499
25	0.277	0.277	0.277	0.276	0.27646	0.276421
30	0.260	0.260	0.260	0.259	0.25942	0.259453
40					0.23669	0.23657
50					0.22145	0.22144
60					0.21043	0.2105
70					0.20203	0.2020

80	0.19510	0.1951
90	0.18957	0.1895
100	0.18482	0.1847

The values are reported for a two tailed test at the 90% confidence, which are equivalent to the one-tailed values at 95% confidence.

#Accuracy also decreases with increasing the total number of data points.

Now a question arises- what is the desired accuracy in the critical values to be needed for the interpretation of our analytical data? There are two aspects to be considered: *total number of data points* and *precision of confidence interval*. Let us consider an example: $n_{Dixon}=30$, $i_{Dixon}=1$, $j_{Dixon}=1$, $\alpha=0.05$ (i.e. 95% confidence interval). What is the precision of this confidence interval? Let us assume that the permitted uncertainty be $\pm 0.5\%$ (i.e. confidence interval is between 94.5 and 95.5 %). The calculated critical values are 0.265627, 0.259453 and 0.253757 for the confidence intervals 94.5, 95.0, and 95.5 %, respectively. Thus the critical values with two significant digits for the Dixon ratio test r_{10} are sufficient for a dataset with 30 data points.

The present program, *DixonTest.CriticalValues* is fast and efficient for the calculation of critical values for the Dixon statistical tests. The program can be easily transported to other environments like MS-Excel.

Acknowledgement

The author highly appreciates George C. McBane for explaining all the minute details of his computer program for the calculation of the critical values and providing all the relevant information including references for the development of present computer program. Surendra P. Verma introduced the author with this subject.

References

- Barnett, V., Lewis, T. (1994): *Outliers in Statistical Data*. Third edition, John Wiley, Chichester: 584 p.
- Dean, R. B., Dixon, W. J. (1951). Simplified Statistics for Small Numbers of Observations. *Analytical Chemistry*, 23, 636–638.
- Dixon, W.J. (1950). Analysis of extreme values. *The Annals of Mathematical Statistics*, 21, 488-506.
- Dixon, W.J. (1951). Ratios involving extreme values. *The Annals of Mathematical Statistics*, 22, 68-78.
- Kumar P.B.S. (2011). Numerical methods and programming, IIT Madras NPTEL Course, <http://freevidelectures.com/Course/2663/Numerical-Methods-and-Programing>
- Longinger, H. (1999). *Teach/Me- Data Analysis*, Hans Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 143p.
- Miller, J.C., Miller, J.N. (1988). *Statistics for analytical chemistry*. 2nd Ed., Wiley, New York, 62-64p.
- Rorabacher, D.B. (1991). Statistical treatment for rejection of deviant values: critical values of Dixon's "Q" parameter and related subrange ratios at the 95% confidence level. *Analytical Chemistry*, 63, 139–146.

- Span, R. (2000). Multiparameter Equations of State: an accurate source of thermodynamic property data, Springer, Berlin, 376p.
- Steen, N.M., Byrne, G.D., Geldard, E.M. (1969). Gaussian quadratures for the integrals $\int_0^{\infty} \exp(-x^2)f(x)dx$ and $\int_0^b \exp(-x^2)f(x)dx$. Mathematical Computation, 23, 661-671.
- Verma, M.P. (2003). Steam Tables for pure water as an ActiveX component in Visual Basic 6.0. Computers & Geosciences, 29, 1155-1163.
- Verma, M.P. (2010): IAEA Inter-laboratory Comparisons of Geothermal Water Chemistry: a review on statistical data treatment approaches, Acta INAGEQ.
- Verma, M.P. (2011). *SteamTablesGrid*: An ActiveX control for Thermodynamic Properties of Pure Water. Computers & Geosciences, 37, 582-587.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., Diaz-Gonzalez, L. (2008). Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples up to sizes 1000, and applications in quality control in Earth Sciences. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 82-96.
- Wagner, W., Pruß, A. (2002). The IAPWS for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use. Journal of Physical and Chemical Reference Data, 31(2), 387-535.
- Weisstein, E. W. (2011). Hermite-Gauss Quadrature. From MathWorld- A Wolfram Web Resource. <http://mathworld.wolfram.com/Hermite-GaussQuadrature.html>.

QrtzGeotherm: ESTIMATE OF GEOTHERMAL RESERVOIR TEMPERATURE AND VAPOR FRACTION WITH MULTIVARIATE ANALYTICAL UNCERTAINTY PROPAGATION

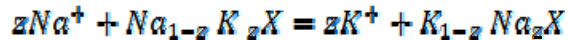
Mahendra P. Verma

Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Av. Reforma 113, Col. Palmira, Cuernavaca, Morelos, 62490, México. Correo electrónico: mahendra@iie.org.mx

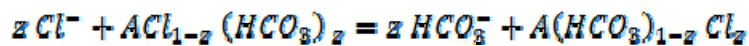
The geochemical studies of geothermal systems provide insight into the physiochemical processes responsible for their origin and evolution on the basis of the chemical composition of fluids (separated vapor and water) collected from fumaroles, hot springs and drilled wells. Using chemical geothermometers and the conservation of mass, energy and alkalinity, the chemical concentrations are converted to the reservoir conditions in order to predict the state of water-rock interaction and reservoir processes like boiling, condensation, mixing with other fluids, mineral dissolution-precipitation, etc. (Verma, 2002).

The cation exchange (e.g. Na-K, Na-K-Ca, etc.) geothermometers have two fundamental limitations:

1. It is impossible to illustrate on the basis of the laws of chemical thermodynamics that the ratio (e.g. Na/K) in a cation exchange reaction is a function of temperature; while the chemical reactions in any system are governed by the laws of chemical thermodynamics (Verma, 2002). Let us further extend it. The Na/K geothermometer is developed according to the following cation exchange reaction



where X is an anion. Similarly, we can write an anion exchange reaction as



where A is a cation. According to similar analogy we can develop an anion exchange geothermometer (i.e. Cl/HCO₃ geothermometer). Thus there may be thousands of geothermometers.

2. There is no physical unit balance. For example, the concentration unit of Na and K is ppm and their concentrations are not even individually function of temperature. If at all their concentrations are functions of temperature, the individual concentration of Na or K will be better geothermometer than that of Na/K ratio. Thus there are numbers on one side and a variable with temperature unit on other side of a cation exchange geothermometer. It is not feasible according to basic physics. In summary, the Na/K ratio is a number; it cannot represent the temperature of any system.

Historically, the foundation of sciences is based on the formulation of theories and laws on the basis of experimental evidences (observations). The theories and laws were modified, scrutinized, or abandoned with new evidences. Now, there are some basic laws and theories (e.g. Newton's laws of motion, thermodynamics, electrostatics, etc.) which have to be validated in any new evidence. We all

know that the Newton's laws of motion are not valid to describe the motion of small particles with high velocity. These evidences give birth to quantum mechanics. However, the quantum mechanics provides the same results when applied to describe the motion of a large body with low velocity.

The derivation of cation exchange geothermometers is against the laws of chemical thermodynamics and even the basic laws of physics (i.e. physical unit balance). At the same time we do geochemistry using the laws of chemical thermodynamics and physics. We have to abandon either the cation exchange geothermometers, or chemical thermodynamics and physics unless we develop a new theory (law) or demonstrate that the cation exchange geothermometers are within the framework of existing theories and laws.

Figure 1 presents a conceptual diagram to demonstrate the possible conditions of geothermal reservoir fluid and their relation with the surface fluid obtained in a well separator. The first three situations are described in any text book on the fluid geochemistry of geothermal systems (e.g. Henley *et al.*, 1984); however, the silica geothermometry is mostly applied with considering the first situation when there is only liquid along the saturation curve in the reservoir. In other words the energy conservation is lacking in the silica geothermometry.

Verma (2008) presented an algorithm to calculate the deep reservoir temperature and vapor fraction with the quartz solubility geothermometry for the first three situations using the four solubility equations: (i) a quadratic equation of $1/T(K)$ and $P(MPa)$ (Verma, 2003), (ii) a linear equation relating $\log SiO_2$ to the inverse of absolute temperature (Verma, 2002), (iii) a polynomial of absolute temperature including logarithmic terms (Gunnarsson and Arnórsson, 2000) and (iv) temperature as a polynomial of SiO_2 including logarithmic terms (Fournier and Potter, 1982). Here the algorithm is modified for the multivariate analytical uncertainty propagation (i.e. determination of uncertainty in the geothermal reservoir temperature and vapor fraction from the analytical uncertainty of enthalpy (2%) and SiO_2 concentration (10%)).

Arras (1998) presented the derivation of error (uncertainty) propagation law and illustrated the complications associated with the non-linearity of system. The equations of uncertainty propagation are expressed in matrix notation as

$$C_Y = F_X C_X F_X^T$$

where C_Y is the $p \times p$ output covariance matrix, F_X is a $p \times n$ Jacobian matrix of a p -dimensional vector-valued function $f(X) = [f_1(X) f_2(X) \dots f_p(X)]^T$, and C_X is $n \times n$ input covariance matrix which contains all variances and covariances of the input random variables, X_1, X_2, \dots, X_n . if the X_i 's are independent all σ_{ij} with $i \neq j$ disappear and C_X is diagonal. Now, this algorithm is implemented in the computer program, QrtzGeotherm (modified after Verma, 2008). The independent variables are reservoir enthalpy (Hr) and total discharge concentration of SiO_2 (SiO_2TD),

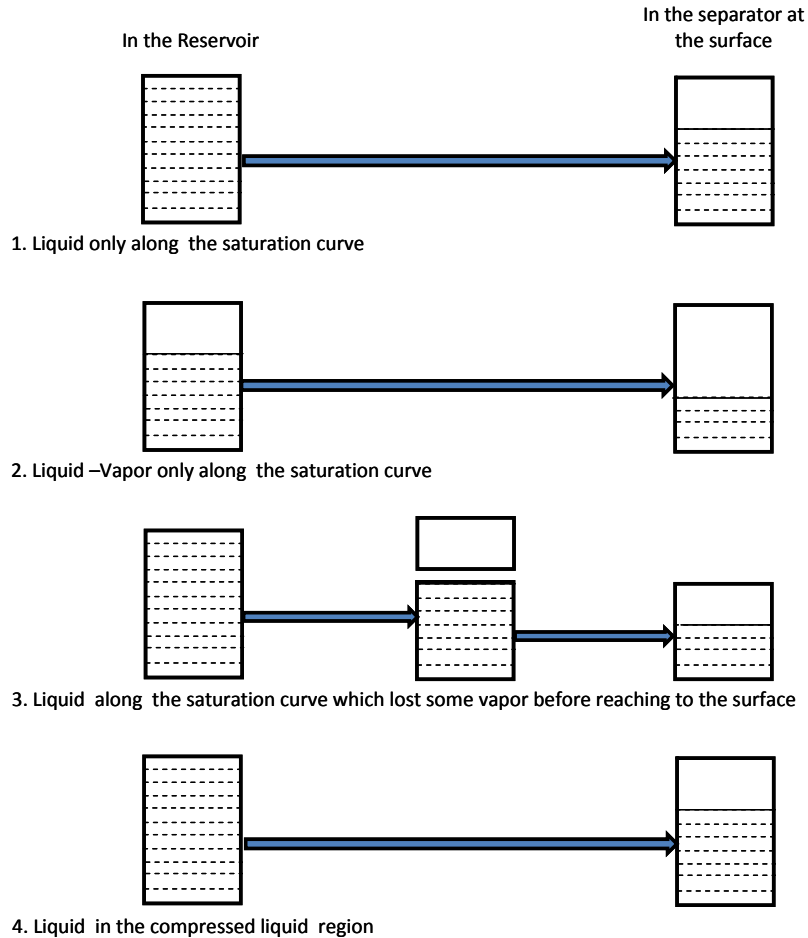


Figure 1: A schematic diagram to correlate the conditions of geothermal reservoir fluid and of the fluid obtained in the separator of geothermal production well. The computer program, QrtzGeotherm (Verma, 2008) deals the first three situations (i.e. 1 to 3) with considering the mass and energy balance.

Table 1: Chemical composition of the well AZ-5 from Los Azufres geothermal field (taken from Tello, 2005)

HR (kJ/kg)	Pwellhead (MPa)	Psep (MPa)	SiO ₂ (ppm) ¹
1912	2.10	0.81	994

¹Concentration in the liquid phase separated at the atmospheric conditions.

Table 2: Calculated temperature (T) and vapor fraction (Y) in the reservoir at the well AZ-5 of Los Azufres geothermal field

Eq.No. ¹	T (K) ²	Y
1. First value	5.6(2)E2	4.2(3)E-1
1. Second value	6.47(5)E2	1.7(6)E-1
2.	5.6(1)E2	4.2(3)E-1
3.	5.7(2)E2	4.1(3)E-1
4.	5.6(2)E2	4.3(3)E-1

¹The equation 1 provides two values of T (see text).

²Values are reported in scientific notation (e.g. T = 5.6(2)E2 means that the mean value of T is 5.6x10² with uncertainty of 2 in last digit (e.g. T is within 540 and 580 K). There are two significant digits.

whereas the dependent variables are reservoir temperature (T_{Res}) and vapor fraction (y_{Res}). Firstly, the uncertainty in the measured SiO₂ is propagated to SiO₂TD.

Table 1 presents the physical-chemical parameters of well AZ-5 of Los Azufres geothermal field (taken from Tello, 2005). The calculated values of temperature and vapor fraction with their respective uncertainty in the reservoir of Los Azufres geothermal field are given in Table 2. It can be observed that all the geothermometer equations provide similar values of temperature and vapor fraction. There are two values of equation 1 since it is quadratic equation with inverse relation between the independent variables T and P. Verma et al. (2006) demonstrated in the case of Cerro Prieto geothermal field that the second values of temperature were close to the measured temperatures. There is high uncertainty in the values of temperature and vapor fraction (Table 2).

In summary a multivariate analytical uncertainty propagation method based on the error (uncertainty) propagation law is proposed for the calculation of uncertainty in the geothermal reservoir parameters. The analytical uncertainty in the reservoir temperature calculated with quartz solubility geothermometer is ± 20 K. Thus the improvement of geochemical analysis of geothermal water is first necessity to understand the characteristics of geothermal systems with fluid geochemistry.

References

- Arras, K.O., (1998). An introduction to error propagation: derivation, meaning and examples of equation $C_y = F_x C_x F_x$, Technical report EPEL-ASL-TR-98-01 R3, Swiss Federal Institute of Technology Lausanne, www.nada.kth.se/~kai-a/papers/arrasTR-9801-R3.pdf.
- Fournier, R.O., Potter, R.W. (1982). A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Resource Council Bulletin*, 11: 3-12.
- Gunnarsson, I., Arnórsson, S., (2000). *Amorphous silica solubility and the thermodynamic properties of H₄SiO₄⁰ in the range 0° to 350°C at P_{sat}*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2295-2307.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B., Whitney, J.A. (1984). *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*, Society of Economic Geologists, El Paso, TX, 267p.
- Tello, E. (2005). Estado de equilibrio soluto-mineral y saturación de minerales de alteración en fluido geotérmicos de alta temperatura de México, Ph.D. Thesis, Facultad de Ingeniería, División de estudios de posgrado, Universidad Nacional Autónoma de México, 271p.
- Verma, M.P., (2002). Geochemical techniques in geothermal development. In D. Chandrasekharam and J. Bundschuh (eds.) *Geothermal Energy Resources for Developing Countries*. The Swets & Zeitlinger Publishers, Netherlands, 225-251.
- Verma, M.P., (2003). *QrtzGeotherm: a computer program for the quartz solubility geothermometer in moderately saline brines up to 370°C*. *Geothermal Research Council Transactions*, 341-345.
- Verma, M.P. (2008). QrtzGeotherm: An ActiveX component for the quartz solubility geothermometer, *Computers & Geosciences*, 34, 1918-1925.
- Verma, M.P., Arellano, V.M., Aguilar, K.M., (2006). *QrtzGeotherm: An ActiveX component for the quartz solubility geothermometers*. *Proceedings NZ Geothermal Workshop*.

**ESTUDIO DE MEZCLA DE NANOPARTÍCULAS DE PLATA-FIERRO
OBTENIDAS POR EL MÉTODO SOL-GEL
(STUDY OF MIXED SILVER-IRON NANOPARTICLES OBTAINED BY SOL-GEL
METHOD)**

**Eduardo A. Zúñiga-Ballesteros, María de Jesús Soria-Aguilar, Francisco Raúl Carrillo-
Pedroza, Aglae Dávalos-Sánchez, Xochitl Orozco-García**

Universidad Autónoma de Coahuila, Carretera 57 Km 5, Monclova Coahuila, Tel: 866-6390330. Correo electrónico: eduardoballes@hotmail.com

RESUMEN

Se sintetizaron nanopartículas de Ag-Fe por el método sol-gel, con el objetivo de obtener plata soportada en óxidos de fierro u alguna forma de nanoaleación. Los precursores de los metales en estudio son nitrato de plata (AgNO_3) y cloruro férrico ($\text{FeCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), como agente reductor se utilizó ácido cítrico y etilenglicol para estabilizar las nanopartículas, estos últimos con relación molar de 1:4 respectivamente, siendo estas cantidades constantes para todos los experimentos. El gel obtenido de todos los experimentos fue secado a 180°C durante un periodo de 48 horas, las temperaturas de tratamientos térmicos y tiempo de permanencia fueron las variables, junto con la concentración de los precursores. El análisis por Difracción de rayos X de las muestras obtenidas, muestra la formación de partículas de plata y óxidos de plata, los cuales dependen de la concentración inicial, así como de las condiciones de experimentación.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha incrementado el uso de diversos tipos de nanomateriales en aplicaciones tecnológicas, por ejemplo catálisis, biomedicina, electroquímica, sensores, entre otros¹⁻⁴. Muchos de los trabajos se han focalizado en la investigación de métodos de síntesis, análisis estructural y aplicaciones catalíticas⁵⁻⁷. Nanopartículas basadas en óxidos metálicos han presentado buenas propiedades catalíticas en muchas reacciones heterogéneas gracias a las altas superficies específicas y a las propiedades particulares de los nanomateriales (por ejemplo, alta reactividad química, alta estabilidad térmica, especiales propiedades conductoras, etc.) en comparación con los catalizadores másicos tradicionales⁸⁻⁹. En particular, nanopartículas basadas en óxidos de Fe han encontrado especial atención en la eliminación de compuestos orgánicos volátiles (COV's) debido a sus propiedades catalíticas, relacionadas principalmente con su estado de oxidación y polimorfismo, que se pueden dosificar regulando la deposición de las partículas en soportes apropiados¹⁰⁻¹¹.

Muchos métodos tanto físicos como químicos han sido utilizados en la preparación de nanomateriales bimetálicos y soportados. El proceso sol-gel es uno de los métodos más usados para producir nanopartículas de óxidos de inorgánicos a partir de dispersiones coloidales o de alcóxidos metálicos¹².

MATERIALES Y METODOS

El método para la síntesis de las nanopartículas por sol-gel, consistió en agregar 60 ml de agua destilada en un vaso de precipitado puesto en un parrilla de agitación, después se agregaron los reactivos que aportaron los precursores metálicos, uno por vez, en agitación constante se agregó el ácido cítrico y

etilenglicol, para terminar este primer paso y asegurar que las reacciones se lleven a cabo, se mantuvo la solución en agitación por un tiempo de 15 min. Al finalizar este tiempo se calentó la solución en la misma parrilla con agitación, con el fin de evaporar el exceso de agua y obtener un gel. Este a su vez se llevó a una estufa de secado poniéndola a 180 °C por un periodo de 48 horas. Al finalizar los dos días de secado se colocó el sólido resultante en un crisol de cerámica para ser tratado térmicamente. Las temperaturas y tiempos de tratamiento térmico, así como las diferentes concentraciones empleadas, se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Diseño experimental

Muestra	Fe Cl ₃ (M)	AgN O ₃ (M)	A C (gr)	E G (ml)	T (°C)	t (min)
1	0.1	0.1	1	1	4 00	1 5
2	0.1	0.5	1	1	6 00	3 0
3	0.1	1	1	1	8 00	6 0
4	0.5	0.1	1	1	6 00	6 0
5	0.5	0.5	1	1	8 00	1 5
6	0.5	1	1	1	4 00	3 0
7	1	0.1	1	1	8 00	3 0
8	1	0.5	1	1	4 00	6 0
9	1	1	1	1	6 00	1 5

Como se puede observar en la Tabla 1, las cantidades de etilenglicol y ácido cítrico, se mantuvieron constantes, con el fin de estudiar solamente el comportamiento de los productos obtenidos en función de las concentraciones molares (M) de los precursores, temperaturas y tiempos de tratamiento térmico.

La caracterización por Difracción de Rayos X (DRX), se realizó en un difractor SIEMENS D-500 con radiación CuK α ($\lambda=1.54\text{\AA}$), en un rango de 2θ comprendido entre 20 y 55° con un incremento de 0.02° por etapa, con la finalidad de identificar las fases formadas en cada una de las muestras. Así mismo, las muestras obtenidas fueron caracterizadas por Microscopía Electrónica de Barrido (SEM por sus siglas en ingles), con una corriente de sonda de 10^{-2} a 10^{-5} Amperes y un voltaje de 20 KV.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caracterización de las partículas mediante Difracción de Rayos X

Los resultados del análisis por difracción de rayos X de las muestras 3, 5 y 7 tratadas térmicamente a 800 °C por tiempos variables de 60, 15 y 30 minutos, respectivamente (orden decreciente), se muestran en la Figura 1. Como se puede observar en esta figura, a todas las concentraciones y tiempos de tratamiento térmico, el hierro presente se encuentra en forma de óxidos. En el caso de la plata, entre mayor sea la concentración molar de esta, se aprecia una mayor intensidad en los picos asociados a la plata metálica. De la misma forma, a medida que disminuye la concentración molar de la plata, se observa un incremento en la intensidad de los picos asociados al óxido de plata, independientemente del tiempo de tratamiento térmico.

En la Figura 2 se muestran los difractogramas de las muestras 1, 2 y 3 tratadas térmicamente a 400, 600 y 800 °C con tiempos de permanencia de tratamiento de 15, 30 y 60 min. Como se puede observar en esta figura, la concentración molar del precursor de plata se mantiene constante y solo varía el precursor del hierro, lo cual tiene un impacto significativo en la intensidad de los picos asociados a la plata metálica, ya que a medida que se incrementa la concentración molar del Fe, disminuye la intensidad de los picos asociados a la plata metálica. De la misma forma, este incremento molar causa una mayor intensidad en los picos asociados a los diferentes óxidos de hierro. Es importante resaltar que el tiempo y la temperatura de tratamiento, juegan un papel determinante en el tipo de óxido de hierro obtenido al final del tratamiento, tal como se observa en los difractogramas con mayor contenido molar de hierro.

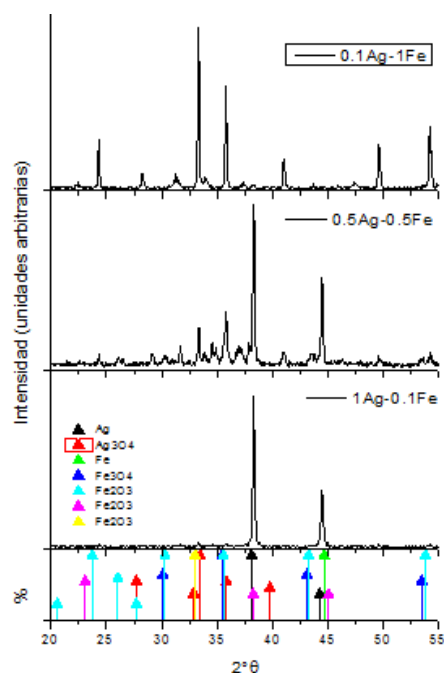


Figura 1. Difractogramas de las muestras 3, 5 y 7 tratadas térmicamente a 800 °C.

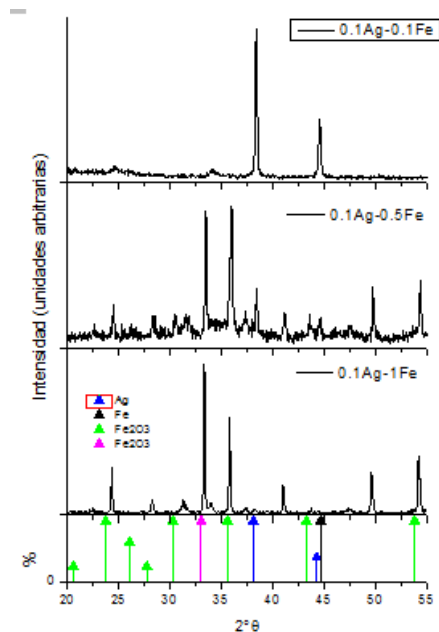


Figura 2. Difractogramas de las muestras 1, 2 y 3 tratadas térmicamente a 400, 600 y 800 °C.

Caracterización de las partículas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM-EDAX)

Se realizó un estudio de microscopía electrónica barrido en muestras obtenidas por el método de sol-gel, con el fin de conocer la morfología y especies presentes en cada una de las muestras seleccionadas. La Figura 3 muestra una microscopía electrónica de barrido de la muestra 4 con contenido de plata y hierro.

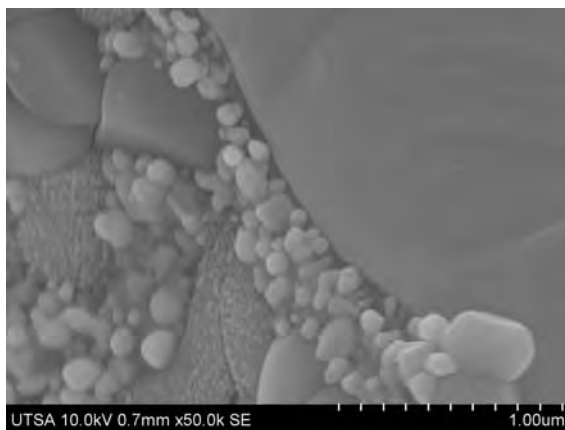


Figura 3. Imagen SEM de la muestra

En esta figura se puede observar que las partículas obtenidas son de tamaños inferiores a 0.5 μm . Con la finalidad de conocer la composición química de las partículas observadas en la muestra 4, se realizó un análisis de espectroscopia de energía retrodispersada de rayos X (EDAX) sobre una partícula. La Figura 4 muestra la región donde se realizó el análisis (recuadro verde) y la Figura 5 muestra el resultado de este análisis.



Figura 4. Imagen SEM de la muestra 4, imagen preparada para el EDAX.

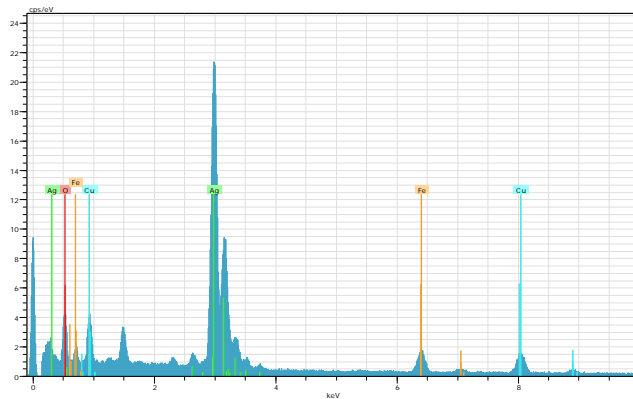


Figura 5. Análisis químico de una partícula de la muestra 4.

El resultado del EDAX nos permite realizar un análisis semicualitativo y semicuantitativo puntual sobre la partícula de interés. En la figura, se observan picos de gran intensidad asociados a la presencia de plata, lo que indica que esta se encuentra presente en mayor cantidad. De la misma forma, se alcanzan a apreciar picos de baja intensidad asociados al cobre y hierro, lo que coincide con la relación molar de los reactivos empleados. Las partículas que se ven en la Figura 4, que no fueron encerradas en el cuadro verde para el análisis de este presente EDAX, se les estudio con un EDAX puntual y se determinó que la fase predominante es la plata, los resultados son muy similares.

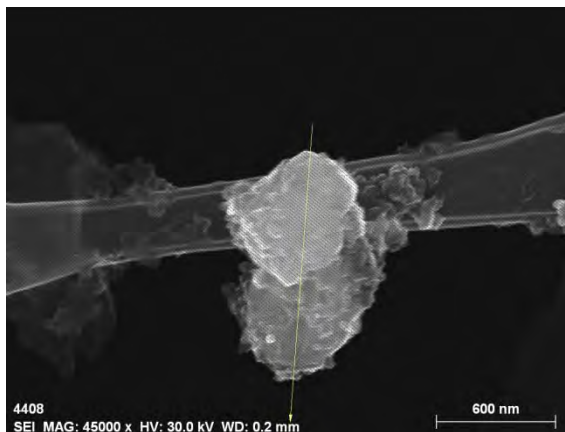


Figura 6. Escaneo lineal a la muestra 4 preparada en la rejilla.

La partícula de la Figura 6 se realizó un escaneo lineal dando como resultado la imagen de la Figura 7. Esta imagen es obtenida de la muestra 4 en rejilla.

En la Figura 6 se observan 2 partículas que son analizadas mediante el escaneo lineal, en la Figura 7 se observa que no decreció la línea morada que corresponde a la plata al pasar de una partícula a otra, esto confirma que las partículas analizadas hasta el momento, en su mayoría corresponde a la fase de plata, no se descarta la presencia de hierro o cualquiera de sus óxidos, la línea celeste corresponde al aluminio este elemento lo consideramos como una impureza ya que no está presente en la síntesis.

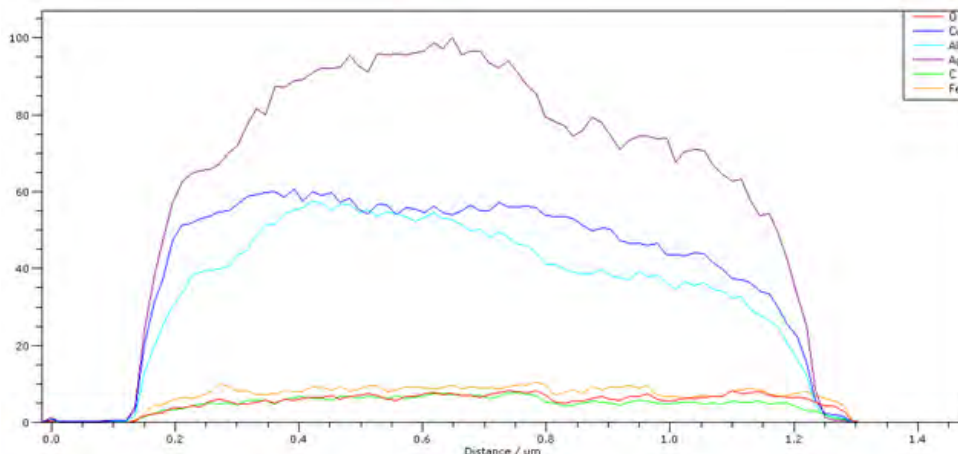


Figura 7. Resultado del escaneo lineal de la muestra 4 preparada en la rejilla.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a Dr. José Miguel Yacamán y Dr. Arturo Ponce Pedraza, departamento de Física y Astronomía, UTSA, Por las facilidades otorgadas para la caracterización por MEB y HRTEM, a Dr. Luis A. García Cerda, CIQA, por las facilidades otorgadas para la caracterización por DRX. EAZB desea expresar su agradecimiento al PIFI 2010 por el apoyo económico para la realización de la estancia. XOG desea expresar su

agradecimiento al XIII veranos de la investigación científica de la región centro, por el apoyo económico otorgado para la realización de su estancia de investigación.

BIBLIOGRAFIA

1. Jia X., Ma X., Wei D., Dong J., Qjan W., Direct formation of silver nanoparticles in cuttlebonederived organic matrix for catalytic applications, *Colloids and Surfaces : Physicochem. Eng. Aspects* 330, 234-240 (2008).
 2. Kim J., Grate J., Wang P., Nanobiocatalysis and its potential applications, *Trends in Biotechnology* vol. 26, n.11, p.639 650 (2008).
 3. Lo S., Wang Y., Wan C., Long-term stability of Cu/Pd nanoparticles and their feasibility for electroless copper depositionn, *Electrochimica Acta*, 727-732 (2008).
 4. Guascito M. R., Filippo E., Malitesta C., Manno D., Serra A., Turco A., A new amperometric nanostructured sensor for the analytical determination of hydrogen peroxide, *Biosensors and Bioelectronics* 24, p. 1063-1069 (2008).
 5. Tian Z. M., Yuan S. L., He J.H., Li P., Zhang S. Q., Wang C.H., Wang Y.Q., Yin S.Y., Liu L., Structure and magnetic properties in Mn doped SnO nanoparticles synthesized by chemical coprecipitation, *J. Alloys and Compounds* 466, 26-30 (2008).
 6. Kohler J. M., Abahmane L., Wagner J., Albert J., Mayer, Preparation of metal nanoparticles with varied composition for catalytical applications in microreactors, *Chemical Engineering Science* 63, 5048 – 5055 (2008).
 7. Cahen S., Furdin G., Mareche J. F., Albiniaak A., Synthesis and characterization of carbonsupported nanoparticles for catalytic applications, *Carbon*, 511-517, (2008)
 8. Elmi I., Zampolli S., Cozzani E., Mancarella F., Cardinali G.C., Development of ultra-low-power consumption MO sensors with ppb-level VOC detection capabilities for emerging applications, *Sensors and ActuatorsB* 135, 342-351 (2008).
 9. Kitamura Y., Okinaka N., Shibayama T., Omar Prieto O., Kusano D., Ohtani B., Akiyama T., Combustion synthesis of TiO nanoparticles as photocatalyst, *Powder Technology* 176, 93-98, (2007).
 10. Lu C., Wey M., Chen L., Application of polyol process to prepare AC-supported nanocatalyst for VOCoxidation, *Appl. Catal*, 163–174, (2007).
 11. Tsoncheva T., Roggenbuck J., Tiemann M., Ivanova L., Paneva D., Mitov I., Minchev C., Iron oxide nanoparticles supported on mesoporousMgOandCeO :Acomparative physicochemical and catalytic study, *Microporous and Mesoporous Materials* 110, 339-346 (2008).
- Shobana M. K., Sankar S., Characterization of sol-gel prepared nanoferrites, *Magnetic Materials in press*, (2008).

TRABAJOS CORTOS

METODOLOGÍA NUMÉRICO-ESTADÍSTICA PARA LA DETERMINACIÓN DEL FLUJO DE CALOR EN SISTEMAS GEOTÉRMICOS USANDO SIMULACIÓN MONTE CARLO PARA LA PROPAGACIÓN DE ERRORES

Bassam Ali^{1,*}, J.A. Andaverde-Arredondo² y Edgar Santoyo³

1. Posgrado en Ingeniería (Energía), Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México. Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Morelos 62580, México;

2. Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Veracruzana, Av. Universidad Veracruzana Km. 7.5, Coatzacoalcos, Veracruz, México;

3. Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Morelos 62580, México; Correo electrónico: baali@cie.unam.mx

La determinación de los flujos de calor de sistemas geotérmicos “hidrotermales” es una de las tareas primordiales usadas para la estimación de sus reservas energéticas, y con grandes posibilidades de aplicación para el estudio de los nuevos sistemas geotérmicos mejorados y promisorios de “roca seca caliente”.

En el presente trabajo se propone una nueva metodología para determinar los flujos de calor conductivos con base en la teoría de conducción de calor multicapas de la ley de Fourier y el estudio geoquimiométrico de propagación de errores usando la simulación numérica de Monte Carlo. La metodología desarrollada fue exitosamente validada con datos experimentales de flujo de calor reportados en la literatura, con los cuales mostró una concordancia estadística aceptable al aplicarse pruebas de significancia a un 95 % de nivel de confianza.

El nuevo método fue aplicado a la determinación del flujo de calor en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. El estudio utilizó mediciones de temperatura de pozos conductivos, así como algunos datos experimentales de conductividad térmica de las rocas dominantes en el campo y las temperaturas estabilizadas de formación (TEF). Estas últimas fueron estimadas con el método de Horner usando métodos de regresión lineal y cuadrática. Los flujos de calor determinados con el nuevo método muestran valores que fluctúan entre 59 ± 7 y 490 ± 190 (mW/m²). Estas estimaciones mostraron una tendencia global decreciente en sus valores (de 160 ± 50 a 59 ± 7 mW/m²), en especial a profundidades que varían entre 1000 m y 2000 m, lo que indirectamente podría explicar la existencia de una posible zona convectiva en el yacimiento. Asimismo, se observó que el método de cálculo de las TEF influye en las distribuciones estadísticas obtenidas para las estimaciones de los flujos de calor existentes.

A NEW EMPIRICAL VOID FRACTION CORRELATION BY USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORK (ANN) TECHNIQUES

Alejandra Alvarez del Castillo, Edgar Rolando Santoyo-Gutiérrez, Octavio García-Valladares
Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco S/N, Col. Centro, Temixco, Mor. 62580, México. Correo electrónico: alacm@cie.unam.mx.

A new empirical void fraction correlation was developed using artificial neural network (ANN) techniques. The networks were trained using the back-propagation algorithm and production data obtained from a worldwide database of geothermal wells. Wellhead pressure, steam quality, wellbore diameter, the fluid density and viscosity, and the dimensionless numbers Reynolds, Weber and Froude were used as main input parameters. The target ANN output was defined by the optimized void fraction values (α_{opt}), which were obtained from the modeling of two-phase flow using a wellbore simulator (GEOWELLS). The Levenberg-Marquardt algorithm, the hyperbolic tangent sigmoid transfer-function, and the linear transfer-function were considered in the built computational model. The best ANN training was achieved with an architecture of six neurons in the hidden layer, which made possible to obtain a set of void fractions (α_{ANN}) with a good accuracy ($R^2=0.9915$). These void fraction values were used for obtaining the new correlation which was coupled into the simulator GEOWELLS for the determination of pressure gradients in two-phase geothermal wells. The accuracy of the new correlation (α_{ANN}) was evaluated by a statistical comparison between simulated pressure gradients and measured field data. These simulation results were also compared with those data provided by Duns-Ros and Dix correlations which were also programmed into GEOWELLS. The pressure gradients predicted with the new α_{ANN} correlation showed a better agreement with measured field data which was confirmed by the lower values of some statistical parameters (MPE, RMSE and Theil's U). The statistical evaluation demonstrated the efficiency of the new correlation to predict void fractions and pressure gradients with a better accuracy, in comparison to the other existing correlations. These successful results suggest the use of the new correlation (α_{ANN}) for the analysis of two-phase flow mechanisms of geothermal wells in future simulation studies.

NUEVO MÉTODO ANALÍTICO PARA LA ESTIMACIÓN DE TEMPERATURAS ESTABILIZADAS DE FORMACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS Y PETROLEROS: APLICACIÓN DE LA APROXIMACIÓN MATEMÁTICA DE PADÉ

Jorge A. Andaverde-Arredondo^{1*}, J.A. Wong-Loya², Edgar Santoyo³

1. Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Veracruzana, Av. Universidad Veracruzana km 7.5, Coatzacoalcos, Veracruz, México. Correo electrónico: *jaaa@cie.unam.mx; jandaverde@uv.mx
2. Posgrado en Ingeniería (Energía), Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México. Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Morelos 62580, México.
3. Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Mor., 62580, Mexico

El establecer la temperatura estabilizada de formación (TEF) nos permite determinar parámetros importantes para la perforación y cementación de pozos petroleros y geotérmicos, así como la predicción y conocimiento del comportamiento térmico (Andaverde et al., 2005; Bassam et al., 2010; Espinosa-Ojeda et al., 2011). En la actualidad existen una gran variedad de métodos analíticos y simuladores numéricos para determinar las TEF, muchos de los cuales requieren de un gran número de parámetros físicos (p. ej., las propiedades termofísicas de las rocas, del lodo de perforación y de los materiales de la tubería y cemento del pozo, entre otras) generalmente muy complicado de obtener, y sobre todo muy costosos en determinar (Santoyo et al., 2000).

A diferencia de este tipo de requerimientos, el método desarrollado en el presente trabajo sólo requiere conocer temperaturas de fondo de pozo y tiempos de *shut-in* (Wong-Loya et al., 2011). La determinación de las TEF se realiza obteniendo una función asintótica (usando una aproximación matemática de Padé) con base en los datos registrados, y a través de una extrapolación a tiempo infinito (procedimiento generalmente aplicado por la mayoría de los métodos reportados en la literatura), es decir, cuando las condiciones térmicas del pozo han alcanzado el supuesto equilibrio. Esta función matemática de Padé nos permite también describir el comportamiento térmico o historia térmica de recuperación del pozo.

En este trabajo, se utilizó una base de datos mundial de pozos geotérmicos y petroleros, así como series sintéticas transitorias de temperatura, las cuales contienen datos de temperatura de fondo de pozo (TFP) y tiempo de recuperación térmica (*shut-in*) registrados durante la perforación de los pozos y experimentalmente, respectivamente.

En este contexto de investigación se desarrolló un método nuevo y práctico para estimar las TEF, basado en el método matemático de aproximantes de Padé (también conocido como método de extrapolación racional polinomial: Nuñez-Santiago et al., 2006).

Las estimaciones de TEF y el cálculo de su incertidumbre asociada (usando técnicas estadísticas) se realizaron mediante un programa de cómputo codificado en lenguaje Fortran 90. El nuevo método analítico fue ampliamente validado mediante el uso de series sintéticas (en las cuales se conoce, teóricamente, el valor de la temperatura estabilizada), y subsecuentemente aplicado en series transitorias de temperatura registradas durante la construcción de pozos geotérmicos y una petroleros.

Finalmente, a través del historial térmico descrito por la ecuación resultante del nuevo método, se evaluaron estadísticamente los residuales entre los datos de temperatura medidos y los predichos por el modelo matemático del nuevo método. Se demostró que el nuevo método, además de ser muy práctico, permite describir confiablemente el proceso de recuperación térmica del pozo al estimar valores de TEF con errores menores al 3% con respecto a los métodos tradicionalmente usados. Detalles del algoritmo matemático y de las aplicaciones mencionadas serán adicionalmente presentados.

Referencias bibliográficas

- Andaverde, J., Verma, S.P., Santoyo, E. (2005) Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models. **Geophysical Journal International**, Vol. 160 (3): 1112-1122.
- Bassam, A., Santoyo, E., Andaverde, J., Hernández, J.A., Espinoza-Ojeda, O.M. (2010) Estimation of static formation temperatures in geothermal wells by using an artificial neural network approach. **Computers & Geosciences**, Vol. 36(9): 1191-1199.
- Espinoza-Ojeda, O.M., Santoyo, E., Andaverde, J. (2011) A new look at the statistical assessment of approximate and rigorous methods for the estimation of stabilized formation temperatures in geothermal and petroleum wells. **Journal of Geophysics and Engineering**, Vol. 8: 233–258.
- Núñez-Santiago, M.C., Santoyo, E., Bello-Pérez, L.A., Santoyo-Gutiérrez, S. (2003) Rheological evaluation of non-Newtonian Mexican nixtamalised maize and dry processed masa flours. **Journal of Food Engineering**, Vol. 60 (1): 55-66
- Santoyo, E., García, A., Espinosa, G., Hernández, I., Santoyo, S. (2000) STATIC_TEMP: A useful computer code for calculating static formation temperatures in geothermal wells. **Computers & Geosciences**, Vol. 26 (2): 201-217.
- Wong-Loya, J.A., Andaverde-Arredondo, J.A., Santoyo, E. (2011) A new practical method for the determination of static formation temperatures in geothermal and petroleum wells using a mathematical method based on a rational polynomial model. **Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica** (to be submitted in October 2011).

ANÁLISIS GEOQUÍMICO-MINERALÓGICO DEL DEPÓSITO DE JAL DOS CARLOS, DISTRITO MINERO PACHUCA-REAL DEL MONTE, HIDALGO

Diana Elizabeth Ángeles-Chávez¹, Lilita Lizárraga-Mendiola², Alberto Blanco-Piñón¹

1. Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Correo electrónico: cielo_durmiente@hotmail.com

2. Área Académica de Ingeniería, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

En este estudio se reportan las propiedades geoquímico-mineralógicas del depósito de jal Dos Carlos, distrito minero de Pachuca-Real del Monte para, a la postre, proponer un modelo que permita entender el comportamiento hidrogeoquímico de este sitio. Se seleccionaron dos perfiles ubicados en extremos opuestos del depósito, a los cuales se les asignaron las claves A y B.

Las secciones fueron estudiadas y muestreadas en forma vertical, de cima a base. Cada horizonte fue descrito considerando su color, espesor, textura y peso húmedo; además, de cada capa se obtuvo 1 kg de jal. En el perfil A se tomaron 35 muestras a detalle a lo largo de 5.32 m, mientras que en el perfil B se tomaron 10 muestras a semi-detalle a lo largo de 7 m. En laboratorio se determinaron peso seco, así como el contenido de humedad de las muestras. Posteriormente, las muestras fueron sumergidas en agua destilada durante un periodo de 2 a 4 semanas para determinar mediante sus lixiviados, la concentración de pH, conductividad eléctrica, potencial de óxido-reducción, amonio, cloruro libre y total, cromo VI, cobre, nitrato, nitrito, oxígeno disuelto, fosfato, fósforo, sílice y zinc. Además, se realizaron análisis mineralógicos mediante difracción de rayos X en 14 muestras seleccionadas según la presencia de oxidación o aquellas con las concentraciones más elevadas de cromo VI, cobre, sílice o zinc).

Los resultados más representativos fueron: a) El contenido de humedad varió entre 101%–115%, encontrándose los mayores porcentajes hasta una profundidad de 2.51 m y los menores hasta los 4 m. b) El potencial óxido-reducción varió de 182 a 270 mV para el perfil A y de 182 a 217 mV para el perfil B (ambiente reductor a moderadamente reductor). c) En cuanto a las concentraciones iónicas, no se encontraron valores que superaran los límites máximos permisibles (según normas mexicanas para agua de consumo humano y elementos potencialmente tóxicos en agua o suelo). d) Los minerales predominantes fueron: Cuarzo, ortoclasa, caolinita y calcita. Como siguiente paso y con base en los resultados anteriores, es posible proponer un modelo hidrogeoquímico en el cual se explican los procesos que disuelven o precipitan a los iones detectados en análisis de muestras de lixiviados.

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF BEACH SANDS FROM THE WESTERN GULF OF MEXICO, MEXICO: IMPLICATIONS FOR PROVENANCE AND TECTONIC SETTING

John S. Armstrong-Altrin¹, Juan J. Kasper-Zubillaga, Arturo Carranza-Edwards, L. Patricia Cordoba Saldaña

Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Procesos Oceánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, 04510, México D.F., México. Correo electrónico: john_arms@yahoo.com; armstrong@cmarl.unam.mx

This paper contributes to understanding the intractable problems in provenance study due to hydraulic sorting and geochemical heterogeneity in medium, fine, and very fine sands. For this purpose, detrital modes, major, trace, and rare earth element compositions of recent sands from the Playa Azul, Tecolutla, and Nautla beach areas of the western Gulf of Mexico have been investigated. Marked geochemical and petrographic differences occur among the three beach sands, even though they are separated just by 40 km. The average quartz-feldspar-lithic fragment ratios for the Playa Azul, Tecolutla, and Nautla sands are $Qt_{54}-Ft_8-Lt_{17}$, $Qt_{43}-Ft_8-Lt_{24}$, and $Qt_{24}-Ft_3-Lt_{37}$, respectively. Geochemically, the three beach sands studied are quite distinctive from each other. The Playa Azul sands are higher in SiO_2 content (~ 64-84 wt. %) than in the Tecolutla sands ($SiO_2 = \sim 47-69$ wt. %). The Nautla sands are very low in SiO_2 content (< 46 wt. %). In the three beach sands studied, the decrease in grain size is accompanied by a gradual decrease in SiO_2 content and an increase in TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Zr , Hf , Cr , and V contents. Similarly, the ΣREE content increases with decreasing grain size. However, very fine sands in the Playa Azul and Nautla beaches have similar ΣREE content. This observation suggests that the provenance is more important in controlling the geochemical composition of beach sands than the grain size.

The comparison of REE patterns of beach sands with those of source rocks located relatively close to the study areas suggests that the Playa Azul sands were derived from felsic rocks, whereas a mixed provenance with contributions from felsic and intermediate rocks is assigned for the Tecolutla sands. In contrast, the REE distribution patterns of Nautla sands resemble those derived from basalt and basaltic andesite. However, selective concentration of magnetite in beach sands increases the LREE content and fractionates Eu resulting in a europium anomaly that is more negative than that displayed by Nautla sands. All of the above observations suggest that rivers delivering sands to the beaches are the most important factors in controlling the composition of beach sands studied during this investigation and that longshore currents play a less significant role. In addition, the geochemical composition of the Nautla beach sands reveals a continental rift setting, although the Gulf of Mexico is considered as a passive continental-margin tectonic setting.

CLASIFICACIÓN POR ICP-MS DE UNA METEORITA METÁLICA, TOMANDO COMO PATRÓN UNA METEORITA MEXICANA

Gilberto Arreguín-Molina, Fernando Ortega-Gutiérrez, Elena Lounejeva-Baturina

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria. Coyoacán, 04510 México, D.F. Teléfono: 55 51260960. Correo electrónico: gilrexo@hotmail.com

El estudio de las meteoritas, nos permite conocer la fuente más primitiva de los procesos que originaron todo lo que conocemos en el entorno planetario. En México existe una cantidad notable de meteoritas, muchas de ellas, ampliamente estudiadas por la comunidad científica internacional. El desarrollo de técnicas más precisas ha tenido como consecuencia, el poder estudiar las propiedades mineralógicas, químicas e isotópicas de las meteoritas. El estudio químico se puede dividir en dos grandes aplicaciones: El análisis puntual y el análisis global. La microscopía electrónica de barrido (SEM), la microscopía electrónica de transmisión (TEM) y ablación láser con espectroscopia inductiva acoplada (LA-ICP-MS), son ejemplos de técnicas empleadas para análisis puntuales, ya sea para estudios petrográficos ó de análisis de elementos mayores y traza. Para clasificar un meteorito metálico se requiere de una análisis químico global, ya que se necesita conocer la concentración de algunos elementos traza de una muestra representativa de la meteorita, la cual será disuelta en un medio ácido. Una de las técnicas más adecuadas para éste análisis es ICP-MS, ya que se pueden alcanzar excelentes límites de detección además de ser una técnica multielemental. Las meteoritas se dividen típicamente en metálicas, pétreas y mixtas, las primeras representan 3.12% del total de meteoritas y se dividen en trece subgrupos. El objetivo del presente trabajo es establecer una técnica que permita determinar metales traza en presencia de elementos mayoritarios y aplicarla a una meteorita metálica con la finalidad de poder dar una clasificación química a un ejemplar. La técnica se desarrolló utilizando la meteorita Toluca como referente, ya que, como ha sido ampliamente estudiada, nos permite la posibilidad de comparar nuestros resultados. La muestra analizada corresponde a una meteorita metálica de 4.8Kg que se encuentra en la colección del instituto de Geología. Fue comprada en el estado de Chihuahua y se desconoce su lugar de caída. La preparación de la muestra se realizó en el laboratorio de química ultrapura del Instituto de Geología de la UNAM y se empleó un equipo de ICP-MS Agilent 7500. Se cuantificaron 19 elementos de la meteorita Toluca, estando en el intervalo permisible de acuerdo a las referencias bibliográficas, y se ratificó el grupo IAB para esta muestra. De la meteorita problema se cuantificaron 17 elementos, y en base a su contenido de Ga, Ge, Ir y Ni se determinó que corresponde al grupo IAB. Cabe señalar que si bien, ésta meteorita no se puede registrar como una nueva meteorita por carecer de información básica de su lugar de origen, es un ejemplar extraterrestre, y si forma parte de la colección de un Instituto, debe ser ampliamente estudiada y tener una clasificación química.

LAS LAVAS ULTRAMÁFICAS CÁMBRICAS DE LA FORMACIÓN PUERTO BLANCO, MUNICIPIO DE PITIQUITO, NW DE SONORA, MÉXICO

Arturo J. Barrón-Díaz¹, Francisco Abraham Paz-Moreno², Elena Centeno-García³, Alan Demant⁴

1. Maestría en Ciencias Geología, Universidad de Sonora, CP. 83000, Hermosillo, Sonora, México. Correo electrónico: z_knight@hotmail.com

2. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, CP. 83000, Hermosillo, Sonora, México.

3. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Univ. CP. 04510, México, D.F.

4. Lab. de Péetrologie Magmatique, Univ. Paul Cézanne, case courrier 441, 13397 Marseille Cedex 20, France.

El área de estudio se localiza aproximadamente a 40 km al sur de la ciudad de Caborca, Sonora. Son lavas que se ubican en la base de la Formación Puerto Blanco del cámbrico, en el límite cámbrico-precámbrico, cuyos afloramientos se distribuyen a los alrededores del rancho Bámuri.

En estudios previos, son consideradas como basaltos, sin embargo los resultados preliminares de este trabajo las clasifican como lavas ultramáficas de tipo picrobasaltos: $[\text{SiO}_2]_N=(41.4-41.8\%)$, $[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]_N=(2.3-2.6\%)$, $[\text{TiO}_2]_N=(6.3-6.6\%)$ y $[\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}] > 1$.

Presentan *nefelina normativa* aunque en pobres cantidades (0.6%-2%), lo que indica una tasa de subsaturación en sílice baja, característica de lavas medianamente alcalinas. Son lavas ligeramente diferenciadas con *Mgv* entre 54-59, consistente con valores moderados en trazas de Cr= 400 y Ni=225.

El derrame estudiado se refiere a una lava porfírica con fenocristales de Ol-Cpx \pm TiMt, los fenocristales de olivino se encuentran reemplazados por placas de calcita y sílice amorfo, en cambio el clinopiroxeno se encuentra bien conservado, se caracteriza por estar desprovista de fenocristales de plagioclasa. La matriz está constituida de clinopiroxeno y titanomagnetita, con el desarrollo de feldespato tardío, que ocurre a manera de parches micropegmatoides.

La caracterización de la química mineral se efectuó con una microsonda electrónica CAMECA SX100. Los clinopiroxenos ocurren en tres generaciones: en fenocristales ($\text{Wo}_{47.01} \text{En}_{43.11} \text{Fs}_{9.88}$), en microcristales y microlitos en la matriz ($\text{Wo}_{46.7} \text{En}_{40.17} \text{Fs}_{12.86}$). A pesar de las diferentes generaciones de clinopiroxeno, no se aprecia una importante variación en su composición, y se ubican dentro del campo de la diopsida-salita con una diferenciación hacia el dominio de la salita para los microcristales, microlitos y los bordes de los fenocristales. La plagioclasa, que está restringida a una cristalización tardía en la matriz, es de composición intermedia de tipo andesina ($\text{An}_{48.5} \text{Ab}_{48.7} \text{Or}_{2.8}$), evoluciona rápidamente a feldespato alcalino de tipo anortoclasa ($\text{An}_{7.5} \text{Ab}_{77.6} \text{Or}_{14.9}$) debido a la riqueza en potasio de la lava, llegando a aparecer en caso extremo la adularia ($\text{An}_{0.2} \text{Ab}_{2.15} \text{Or}_{97.5}$), que indica un posible metamorfismo de muy bajo grado.

El diagrama de tierras raras normalizado a condrita, muestra espectros con una fuerte pendiente de $[\text{La}/\text{Lu}]_N= 18.2$, con valores iniciales de LREE: $[\text{La}]_N=230$ y HREE: $[\text{Lu}]_N=12$, donde resalta la ausencia de una anomalía en europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \pm 1$). El arcnidiagrama multielemental normalizado con manto primitivo, presenta un espectro en *joroba*, con una marcada anomalía positiva en Ta y Nb, característico del volcanismo intraplaca de tipo OIB, y muy probable de intraplaca continental debido a su alta concentración en potasio, donde $[\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}] > 1$.

Palabras clave: lavas ultramáficas, picrobasaltos cámbricos, Sonora.

VALORES CRÍTICOS NUEVOS DE F Y SU USO EN LAS PRUEBAS ANOVA Y F DE FISHER PARA EVALUAR LOS DATOS GEOQUÍMICOS

René Cruz-Huicochea^{1*} y Surendra P. Verma²

1. Departamento de Sistemas Energéticos Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/no., Col. Centro, Apartado Postal 34, Temixco 62580, Morelos, México. Correo electrónico: rech@cie.unam.mx

2. Posgrado en Ingeniería (Energía) Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/no., Col. Centro, Apartado Postal 34, Temixco 62580, Morelos, México

Empleamos el método de Monte Carlo para simular valores críticos precisos y exactos de la prueba F de Fisher para grados de libertad de hasta 2000 y niveles de confianza de 50% a 99.9%. Se presentan once nuevas tablas de valores críticos junto con otras once tablas adicionales con las estimaciones de errores de los valores individuales y se proponen nuevas ecuaciones para la estimación de los valores críticos no tabulados, así como para la estimación de la probabilidad del valor de F calculado.

Asimismo, comparamos los resultados con software comercial y de libre acceso. Estos nuevos valores se emplearon para demostrar su utilidad en la aplicación de las pruebas de análisis de varianza (ANOVA) y F de Fisher a datos geoquímicos de un material internacional de referencia geoquímica granito G-2 de E.U.A. También presentamos la metodología de comparar estadísticamente los datos geoquímicos para magmas ultrabásicos, básicos e intermedios de ocho regiones de la Provincia Alcalina Oriental de México y E.U.A.

Finalmente, usamos estos datos y los libres de valores extremos discordantes para rocas ultrabásicas y básicas en diagramas tectonomagmáticos multi-dimensionales para explorar el ambiente tectónico de esta provincia volcánica, mismo que fue inferido principalmente como una zona de extensión o rift continental.

GEOQUÍMICA AMBIENTAL DE LA ZONA MINERA DE MACONÍ, QUERÉTARO: RESULTADOS PRELIMINARES

Norma Liliana Cruz-Ortiz¹, Alicia Ibone Audifred-Valdes², Alejandro Carrillo-Chavéz¹

1. Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro; Correo electrónico: ambiente@geociencias.unam.mx

2. CEACA, Facultad de Química, UAQ

La Mina La Negra, ubicada en el Distrito Minero de Maconí, noreste del estado de Querétaro ha sido explotada desde mediados de los 1500's. Históricamente se han acumulados cinco presas de jales con un estimado de mas de 1,100,000 toneladas de residuos minerales. Este es un yacimiento polimetálico (Ag, Pb, Zn, Cu, Au, Sb y Hg), con galena (PbS), calcopirita (CuFeS), pirrotita (FeS) y esfalerita (ZnS), y abundante pirita (FeS₂).

En este trabajo se presenta resultados preliminares de análisis químicos de muestras de jales, sedimentos, suelo, agua de río, un manantial, y agua de la presa de jales.

En los jales, las concentraciones de As son de 1631 mg/kg, Cu con 35 mg/kg, Pb con 22 mg/kg y Zn con 605 mg/kg.

Para los sedimentos del río el As varia de 149 a 2,582 mg/kg (sito de excesos de una presa de jales), Cu varia de 45 a 146 mg/kg, Pb varia de 69 a 117 mg/kg y Zn de 216 a 1030 mg/k.

En los suelos de parcelas el As varia de 32 a 117 mg/kg, Cu de 10 a 22 mg/kg, Pb de 14 a 37 mg/kg y 45 a 87 mg/kg de Zn.

En agua tenemos los siguientes valores: lixiviados de la presa de jales As = 0.59 mg/l, Cu = 0.22 mg/l; Pb <0.017 mg/l; Zn no se reporta.

Para el agua de un arroyo de montaña el As = 1.41 mg/l; C= 0.01 mg/l; Pb = 0.02 mg/l y Zn = 0.05 mg/l.

Para el agua del río Maconí tenemos: As = 0.05 mg/l; Cu = 0.01 mg/l; Pb <0.017 mg/l y Zn = 0.01 mg/l. Para el agua de manantial las concentraciones son: As <0.049 mg/l, Cu = 0.02 mg/l, Pb <0.017 mg/l y Zn = 0.04 mg/l.

Finalmente se hacen algunas consideraciones sobre los controles geoquímicos de los metales en le medio ambiente.

LAS CUEVAS S. L. P.: EL YACIMIENTO MÁS GRANDE DE FLUORITA EN EL MUNDO: DISCUSIÓN DE SU ORIGEN A PARTIR DEL COMPORTAMIENTO DE SUS FLUIDOS MINERALIZANTES

Erik Hugo Díaz-Carreño^{1*}, Eduardo González-Partida², Carles Canet³, José Luis Farfán-Pánama¹⁻², Luis E. González-Ruiz⁴

1. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de San Juan Bautista Taxco el Viejo, Guerrero, México C.P 40323, Tel/fax: 7626220741. *erikhdc@gmail.com.

2. Programa de Geofluidos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Carretera 57 km. 15.5, Santiago de Querétaro 76230, Querétaro, México.

3. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad Universitaria, México D.F.

4. GEOMINCO, S. A. de C.V., Cipreses # 104 F. Jurica, Qro., Qro., México.

México destaca en la producción de minerales no metálicos (fluorita, celestina, barita) y la mina “Las Cuevas” ocupa el 1° lugar a nivel mundial en la producción de fluorita, dicha mina que se localiza en la población de Salitrera, municipio de Villa de Zaragoza, al sur del Estado de San Luís Potosí.

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio, corresponden a sedimentos marinos de plataforma del Cretácico Inferior, representadas por la Formación El Abra. En contacto tectónico se tiene al Cretácico Superior, constituido por la Formación Soyatal-Mezcala. La mina Las Cuevas corresponde a un yacimiento MVT el cual se encuentra en forma de mantos y/o relleno de cavidades kársticas, con estructuras bandeadas. Las muestras analizadas por microtermometría han demostrado temperaturas de homogeneización en un rango de 60°C a 130°C. La mayoría de las IF se encuentra en un rango de 80° C. La temperatura de fusión de hielo en todas las muestras es (T_m) = -1.0, lo que corresponde a salinidades muy bajas del orden de 0.18 Eq. peso NaCl.

Resultados de elementos traza y de alógenos en las inclusiones fluidas manifiestan un origen compatible con el comportamiento que tienen los yacimientos estratoligados, todo en contraposición al origen magmático del cual se presumía.

DETERMINACIÓN DE NIVELES DE TAR-MAT EN YACIMIENTOS DEL OCCIDENTE VENEZOLANO, USANDO PIRÓLISIS ROCK-EVAL 6, EN ARENISCAS “C” DEL EOCENO, LAGO DE MARACAIBO, REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA.

Laurys Jael Duno-Navarro y Marcos Escobar

Estudios Integrados PDVSA Occidente. Correo electrónico: dunolj@pdvsa.com

Los análisis realizados bajo la técnica Rock-Eval 6 y SARA, se realizaron con la finalidad de generar una caracterización geoquímica de los crudos extraídos de las muestras de areniscas impregnadas pertenecientes a la edad Eoceno de la Cuenca del Lago de Maracaibo, con el objetivo principal de definir las unidades estratigráficas donde se encuentra la mejor calidad de crudo y la posible presencia de zonas de “tar-mats” en areniscas de la formación Misoa.

Los crudos extraídos de las arenas impregnadas de hidrocarburos, presentan gravedades °API que permiten clasificarlos desde extrapesados a condensados sin ninguna tendencia aparente.

Los resultados indican que los crudos de mejor calidad se encuentran en las unidades estratigráficas C-1, C-2 y C-3 de la formación Misoa, Edad Eoceno, así como también revelan niveles de “tar-mats” en las unidades C-2, C-3 y C-4 con crudos de excelente calidad en la capa inmediatamente superior de cada uno de estos.

El tar-mat fue encontrado a diferentes niveles, corroborado con los resultados de SARA.

A profundidades inmediatamente superiores e inferiores que las unidades definidas como Tar-mats, los hidrocarburos encontrados fueron de excelente calidad, encontrándose desde liviano a condensado.

Por otra parte, los resultados del Rock Eval 6 modo “yacimiento” permitieron observar una sobre estimación de los compuestos no móviles (hidrocarburos pesados) al compararlos con sus respectivas concentraciones de compuestos saturados, aromáticos, resinas y asfaltenos (SARA).

EVALUACIÓN DE GEOTERMÓMETROS DE GASES PARA LA ESTIMACIÓN DE SUS INCERTIDUMBRES POR EL MÉTODO DE MONTECARLO

Christian Guadalupe García-López^{1*} y Edgar Santoyo²

1. Posgrado en Ingeniería-Energía, Centro de Investigación en Energía (CIE-UNAM). Correo electrónico: cggal@cie.unam.mx

2. Departamento de Sistemas Energéticos (Geoenergía), CIE-UNAM, Priv. Xochicalco s/n, Centro, Temixco, Mor. 62580, México.

El principal recurso de un yacimiento geotérmico es el calor contenido, el cual es extraído del subsuelo por el fluido productor. La temperatura de los yacimientos puede calcularse por diversos métodos, entre ellos, los geotermómetros.

Un geotermómetro es un modelo matemático que relaciona la temperatura del yacimiento con la composición química de los fluidos que afloran de manera natural o por medio de pozos a la superficie. Existen varios tipos: 1) de fase líquida (p.ej. sodio/potasio Na/K), 2) de fase gaseosa (p.ej. monóxido de carbono CO) y 3) isotópicos (p.ej. isótopo del oxígeno ^{16}O).

En muchos campos, las manifestaciones superficiales sólo consisten en suelos calientes y fumarolas. Cuando es este el caso se necesita de los geotermómetros gaseosos. Algunos geotermómetros usan solamente las concentraciones de algunos gases para estimar la temperatura del yacimiento. Sin embargo, existen otros geotermómetros más complejos que además de emplear la concentración de gases también requiere sus coeficientes de partición y la fracción vapor. Estos geotermómetros de gases no han sido evaluados geoquimiométricamente, razón por la cual no conocemos sus incertidumbres. Asimismo las predicciones entre estos geotermómetros muestran diferencias significativas. Por lo cual se aplicó el método de Montecarlo para la propagación de errores. El cual consiste en el cálculo repetido de una cantidad, variando cada vez los datos de entrada de forma aleatoria dentro de los límites establecidos. Con lo cual se estimó el error relacionado con las temperaturas estimadas por medio de estos geotermómetros.

CARACTERIZACION GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO, NE DE MÉXICO

**Reneé González-Guzmán¹, Fernando Velasco-Tapia¹, Bodo Weber², Gabriel Chávez-Cabello¹,
María Teresa Orozco-Esquivel³, Martín Valencia-Moreno⁴, Peter Schaaf⁵**

1. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera Linares-Cerro Prieto km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, Linares, Nuevo León 67700. Correo electrónico: cidgeo@gmail.com

2. División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California 22860.

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

4. Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora 83000.

5. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Delegación Coyoacán, México, Distrito Federal 04510.

Se presentan los resultados de un plan de trabajo que involucró petrografía, geoquímica de elementos mayores y traza y análisis isotópico Sr-Nd del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO). Este cinturón está conformado por plutones que presentan una orientación ~E-W, situados entre el lineamiento de San Tiburcio y la extensión al N del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, en la transición estructural del Sector Transversal de Parras a la Saliente de Monterrey, en la Sierra Madre Oriental. Los plutones fueron emplazados en núcleos de anticlinales y a lo largo de fallas de cabalgadura, en forma de sills, diques, lacolitos y facolitos. A partir de fechamientos isotópicos documentados, el CICO puede separarse en dos sectores: (A) Complejos intrusivos de la porción oriental emplazados en el Cretácico Superior (71 a 82 Ma), con una diversidad litológica que cubre de monzodiorita a granito (n = 60) de textura fanerítica a porfídica, con una mineralogía consistente en Qz + Afs + Pl + Opx + Cpx + Amp + Bt + Ttn + Opq (en la que puede estar ausente el Qz), con características alcalinas (%SiO₂ = 43.4 – 77.8; %Al₂O₃ = 10.5 – 23.0; MALI = [%Na₂O + %K₂O – %CaO] = 9.3 – 14.7; Rb = 46-330 ppm; Sr = 257 – 2860 ppm) y relaciones isotópicas (n = 12) de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.7034 a 0.7040 y con εNdi = 2.9 a 5.9 y (B) Complejos plutónicos de la porción occidental emplazados en el Eoceno-Oligoceno (32-45 Ma), con una diversidad litológica restringida a granodiorita y cuarzodiorita (n=15) de textura fanerítica, con una mineralogía consistente en Qz + Afs + Pl + Opx + Cpx + Amp + Bt + Opq, con características calcialcalinas (%SiO₂ = 53.5 – 72.5; %Al₂O₃ = 10.4 – 17.3; MALI = 2.7 – 5.0; Rb = 46-156 ppm; Sr = 182 – 867 ppm) y relaciones isotópicas (n = 14) de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.7044 a 0.7077 y con εNdi = -2.2 a 2.1. Los plutones de ambos sectores tienen características geoquímicas de granitoides con afinidad a un ambiente de arco continental en condiciones post-orogénicas. A partir de la información generada en relación al CICO y al marco geológico regional, se propone que los plutones se derivaron por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) durante la somerización máxima del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica en el Cretácico Tardío y (B) durante la etapa inicial de “roll-back” de la placa Farallón ocurrida en el Eoceno. Lo anterior, permite definir que el CICO corresponde a un cinturón discontinuo, formado por dos grupos de complejos intrusivos, producto de distintos eventos tectonomagmáticos.

GUAYNOPA Y GUAYNOPITA, DOS TIPOLOGÍAS DE MINERALIZACIÓN DE EDAD CRETÁCICO SUPERIOR EN LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL MÉXICO.

Eduardo González-Partida¹, Carles Canet², Antoni Camprubí³, E. González-Ruiz⁴

1. Programa de Geofluidos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Carretera 57 km. 15.5, Santiago de Querétaro 76230, Querétaro, México. Correo electrónico: egp@geociencias.unam.mx; egp@dragon.geociencias.unam.mx

2. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad Universitaria, México D.F.

3. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad Universitaria, México D.F.

4. GEOMINCO, S. A. de C.V., Cipreses # 104 F., Jurica, Qro., Qro., México.

El cobre en Guaynopita se encuentra en un cuerpo intrusivo granodiorítico que aflora en un área de $\pm 5 \text{ Km}^2$, presentando una alteración potásica pervasiva, las vetillas de alteración muestran un zoneamiento que va de feldespato potásico a cuarzo en el centro, con mineralización de calcopirita, calcosita y alteración de la calcopirita a azurita + malaquita.

Por el tipo de alteración hidrotermal y la forma diseminada y en vetilleo de la mineralización y su amplia distribución espacial se clasifica a este yacimiento como un pórfido de cobre con valores superficiales que van de 0.1 % a 2% de cobre y con anomalos de Au y Mo en un área de $\pm 4.5 \text{ Km}^2$.

El Oro de Guaynopita se encuentra alojado en un área de $\pm 550 \text{ Has}$, y forma parte de un tren aurífero ubicado un poco al Norte de la mina Dolores. Por el tipo de minerales predominantes, Magnetita+Calcopirita+Oro, se puede clasificar como un yacimiento IOCG, aunque las menas están alojadas en el skarn en forma de mantos, en vetas y oro diseminado en stockwork. Los cuerpos son de Oro dominante de alta ley: El manto de la mina Tres Amigos presenta un valor promedio de Oro de 11.84 g/Ton, 14.88 g/Ton de Ag, y 1.54 % de cobre. La veta La Libertad presenta valores variados y tiene una ley media de 44.8 g/Ton de Au, 32.8 g/Ton de Ag, y 0.13 % de Cu. El diseminado de Oro en stockwork de La Escondida presenta a una alteración argílica con vetillas de cuarzo que contienen 30.5 g/Ton de Au.

En los dos tipos de yacimientos, los fluidos mineralizantes son de alta temperatura y alta salinidad presentando ebullición. La salinidad varía en el rango de 9.2 a 19.5 % Eq. peso NaCl en un rango de temperaturas de homogeneización de 240°C a 488 °C, lo que corresponde a presiones del orden de 103 a 406 bares. La datación de zircones muestra que el magmatismo relacionado a estas mineralizaciones es del Cretácico Superior (Turoniano/Coniaciano).

EN EL DISTRITO MINERO DE BAROSA, MUZQUIZ COAH. (MÉXICO): FLUIDOS MINERALIZANTES Y COMPORTAMIENTO ISOTÓPICO DE LA MENA Y GANGA.

Eduardo González-Partida¹, Carles Canet², Antoni Camprubí³, E. González-Ruiz⁴

1. Programa de Geofluidos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Carretera 57 km. 15.5, Santiago de Querétaro 76230, Querétaro, México. Correo electrónico: egp@geociencias.unam.mx; egp@dragon.geociencias.unam.mx;

2. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad Universitaria, México D.F.

3. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad Universitaria, México D.F.

4. GEOMINCO, S. A. de C.V., Cipreses # 104 F. Jurica, Qro., Qro., México.

En el Distrito minero de Barosa de Múzquiz, Coah. (México), se explotan actualmente 4000 Ton/Mes de barita a partir de dos mantos, los cuales están localizados en los niveles superiores de la Formación Cupido y se extienden por varios km² con 3.5 m de espesor promedio. La barita es masiva, con densidad promedio de $\sigma=4.31$ g/cm³ y con poca ganga de calcita, trazas de celestita y óxidos de manganeso e illita; los mantos guardan una relación de pseudomorfismo de estructuras relictas como: "pseudo-estratificación", superficies "convolutas", plegadas o boudinadas, estructuras bandeadas, texturalmente similares a "ritmitas", constituidas por la alternancia de bandas "claras" y "oscuras" de barita, agrupaciones globulares de barita, con texturas aproximadamente radiales, con una morfología similar a los "chicken-wire" de anhidrita y presenta ausencia de cavidades dentro de los cuerpos los cuales son homogéneamente masivos. Tanto la roca encajonante como la propia barita y algunas calcitas (obscuras) son "fétidas".

Los mantos presentan una salinidad de 0 to 2.2% NaCl + 16.5 a 22% CaCl₂, las calcitas tardías son las que presentan ligeramente menor salinidad y las temperaturas mínimas más plausibles de la formación de los mantos varía de 50° a 110 °C.

Los valores isotópicos de las barita $\delta^{34}\text{SBaSO}_4 = + 14.9$ a $+19.5\%$, los datos son coincidentes con una fuente del azufre del agua del mar formado durante el Aptiano-Barremiano.

El $\delta^{13}\text{C}\%$ de la Fm. Cupido es de $\delta^{13}\text{C}_{\text{FC}} = + 0.15$ to $+ 1.71\%$, la calcita clara presenta un $\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}} = - 0.15 - 1.50\%$ y la calcita "fétida gris" de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cf}} = - 0.41 - 5.04\%$.

Se presume que los niveles evaporíticos actuaron como una trampa sulfatada para una solución caliente, salina y rica en Ba proveniente de la Cuenca de Sabinas. La substitución de estos niveles daría lugar a una solución muy oxidante, rica en sulfato que habría provocado la termoreducción de la materia orgánica contenida tanto en el nivel de evaporitas como en los niveles carbonatados encajonantes, adyacentes a la mineralización, originando la decoloración detectada y el comportamiento isotópico. En este proceso de interacción agua/roca (salmuera de cuenca/anhidrita) la salmuera final resultante es cálcica y quedó atrapada tanto en la barita como en la calcita.

REMOCIÓN DE Cd²⁺ DE SOLUCIONES ACUOSAS UTILIZANDO *Eichhornia crassipes* COMO BIOADSORBENTE

Gabriela G. González-Sánchez^{1,2}, Marina Vega-González^{1*}, Carolina Muñoz-Torres¹, Marisol Suárez-Sánchez^{1,2}, Gabriela Hernández-Quevedo¹

1. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, Querétaro (76230), México. Correo electrónico: *mvega@geociencias.unam.mx

2. Universidad Tecnológica de Querétaro, Av. Pie de la Cuesta No. 2501, Col. Unidad Nacional Querétaro, Qro. C.P. 76148.

En el presente trabajo se investigó la efectividad de la *Eichhornia crassipes*, recolectada en el estado de Querétaro, como bioadsorbente para la remoción de Cd²⁺ de aguas contaminadas.

La eficiencia del proceso de adsorción del metal por la macrófita fue determinada bajo diferentes condiciones experimentales como pH, fuerza iónica, tiempo de contacto y relación biomasa/volumen. Los datos experimentales mostraron un buen ajuste con los modelos representados por las isoterma de adsorción de Freundlich y Lagmuir. La macrófita presentó una efectividad máxima de adsorción del 97% sin experimentar cambios estructurales ni morfológicos durante el proceso. Esta biomasa fue capaz de desorber hasta un 90 % del metal durante un primer ciclo de adsorción-desorción; sin embargo, su capacidad de readsorción cae a un 64% para un segundo ciclo. La presencia de grupos carboxilo en la superficie de la planta indica que este grupo funcional podría estar involucrado en el mecanismo de biosorción.

Los resultados obtenidos muestran que la macrófita estudiada representa una alternativa viable y económica para la remoción de Cd²⁺ de aguas contaminadas.

Separación de Tierras Raras por Electroforesis Capilar: Estado del Arte

Mirna Guevara y Edgar Santoyo

Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco S/N, Col. Centro, Temixco, Mor. 62580, México. Correo electrónico: mygg@cie.unam.mx

En este trabajo presentamos un estudio en el estado del arte sobre las metodologías analíticas más comúnmente usadas en la separación y cuantificación de tierras raras con la técnica de Electroforesis Capilar (EC). La capacidad y versatilidad de EC se analizó con el objetivo de optimizar las condiciones de pre-tratamiento químico y operación para poder cuantificar los elementos del grupo de las Tierras raras (REE, Rare Earth Elements por sus siglas en inglés) con una técnica de bajo costo y aceptable sensibilidad.

Actualmente las REE y sus compuestos (fundamentalmente óxidos) constituyen materiales de gran interés para la producción de una amplia variedad de dispositivos, tales como los sensores químicos, superconductores de alta temperatura, materiales magnéticos permanentes, turbinas de viento, celdas de combustible y sistemas de iluminación eficientes, entre otros. En el ámbito geoquímico, el estudio del comportamiento de las REE (a pesar de la similitud en configuración electrónica) ha sido clave para la dilucidación de procesos petrológicos y mineralógicos, proporcionando importantes evidencias para entender su origen y movilidad. Hoy en día, existen diversas técnicas analíticas utilizadas para el análisis químico del grupo de REE. Entre éstas destacan la espectrometría masas con plasma acoplado inductivamente, cromatografía de líquidos y cromatografía de iones (Santoyo *et al.*, 2006, Verma y Santoyo, 2007). En los últimos años, la EC emergió como una técnica adecuada para la separación y cuantificación simultánea de este grupo de elementos (Verma *et al.*, 2000; Santoyo *et al.*, 2007). Sin embargo, las aplicaciones de la técnica encontradas en la literatura reportan la existencia de numerosos factores que intervienen en la separación de las REE. Factores como el pre-tratamiento químico de la muestra (p. ej., la separación de grupo con resinas de intercambio iónico), pH del electrolito, agentes acomplejantes, control de temperatura, el sistema de detección, entre otros. La influencia de estos factores sobre el proceso de separación evidentemente muestra un problema de tipo multivariado que puede ser simplificado mediante técnicas de optimización aplicadas al análisis de los factores involucrados.

La información a ser obtenida de este estudio, con especial atención en las técnicas de separación y pre-concentración para muestras geológicas (rocas y fluidos geotérmicos), sustentará las condiciones óptimas a ser adoptadas en el Laboratorio de EC del CIE-UNAM.

Referencias

Santoyo, E., Guevara, M. and Verma, S.P. (2006) Determination of lanthanides in international geochemical reference materials by reversed-phase high performance liquid chromatography: An application of error propagation theory to estimate total analysis uncertainties. *Journal of Chromatography A*, 1118 (1): 73-81.

- Santoyo, E., García, R., Galicia-Alanis, K. A., Verma, S.P. , Aparicio, A. and Santoyo-Castelazo, A. (2007) Separation and quantification of lanthanides in synthetic standards by capillary electrophoresis: A new experimental evidence of the systematic odd-even pattern observed in sensitivities and detection limits. *Journal of Chromatography A*, 1149 (1): 12-19.
- Verma, S.P., García R., Santoyo E. and Aparicio A. (2000) Improved capillary electrophoresis for measuring rare-earth elements in synthetic geochemical standards. *Journal of Chromatography A* 884 (1-2): 317-328.
- Verma, S.P. and Santoyo, E. (2007) High-performance liquid and ion chromatography: separation and quantification analytical techniques for rare-earth elements. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 31 (3): 161-184.

EVALUACIÓN DE ARQUITECTURAS Y TÉCNICAS NUMÉRICAS DE ENTRENAMIENTO DE REDES NEURONALES ARTIFICIALES PARA ESTUDIOS GEOTERMOMÉTRICOS DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Cuautzin A. Hidalgo-Dávila¹, Lorena Díaz-González^{1*}, Edgar Santoyo²

1. Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Estado de Morelos, Av. Universidad 1001, Chamilpa, Cuernavaca, Mor., 62209, México. Correo electrónico: *hdca@uaem.mx*, **ldg@uaem.mx*, *esg@cie.unam.mx*

2. Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Mor., 62580, México.

Las Redes Neuronales Artificiales (RNA) es una metodología computacional que ha sido ampliamente usada en diferentes ramas de la ciencia y la ingeniería. En Ciencias de la Tierra, y en particular en el estudio de sistemas geotérmicos, las RNA han sido aplicadas en la geotermometría de solutos en el intento de proveer nuevas herramientas confiables para pronosticar las temperaturas de fondo (p. ej., Bayram, 2000; Can, 2001; Díaz-González et al., 2008; Serpen et al., 2008). En estos trabajos previos, los autores han considerado el estudio de geotermómetros catiónicos (principalmente de Na/K), en donde han evaluado únicamente la influencia de la variable $\log(\text{Na/K})$, como parámetro determinante en la capa de entrada en diferentes arquitecturas de RNA exploradas.

En el presente trabajo se realizó un análisis estadístico multivariado, asumiendo que la temperatura de fondo de un sistema geotérmico no sólo depende de la composición química de Na y K, sino que también es afectada por otras variables geoquímicas importantes. El estudio fue realizado con una Base de Datos Geoquímicos Mundial (BDGM) conformada por 708 análisis químicos realizados en fluidos geotérmicos procedentes de varios campos geotérmicos del mundo y de experimentos de laboratorio. Esta BDGM ha sido actualizada con datos geoquímicos reportados a la fecha. Debido a que normalmente no se reporta en la literatura la composición química completa de los fluidos geotérmicos, elegimos como datos de entrada de las RNA, únicamente las variables Na, K, Ca, Mg, Li y Cl para desarrollar el presente estudio.

En el contexto de las RNA, se evaluaron aproximadamente 60 diferentes arquitecturas del tipo perceptrón-multicapa con funciones de activación sigmoidales y lineales. Con el objeto de realizar el entrenamiento de las diferentes RNA, se evaluaron diversos algoritmos basados en variantes del algoritmo clásico de retro-propagación (Back-propagation) usando un número variable de neuronas en la capa oculta (entre 1 y 20).

De acuerdo a las metodologías comúnmente recomendadas en técnicas de inteligencia artificial, las arquitecturas se entrenaron con el 85% de la BDGM y se validaron con el 15% restante, a este último porcentaje se le agregaron los nuevos datos compilados con el objeto de eliminar sesgo estadístico (bias) en proceso de validación. Finalmente, se realizó un análisis de sensibilidad a las mejores arquitecturas de RNA con el objeto de evaluar la contribución relativa de cada una de las variables de entrada. Este análisis fue ejecutado a través del algoritmo numérico sugerido por Garson (1991), el cual consiste en la asignación de pesos en cada una de las neuronas de la capa oculta con la finalidad de determinar las variables de entrada que tienen mayor contribución en la estimación de la temperatura de fondo. Detalles de este estudio serán descritos en la presentación.

Referencias bibliográficas

- Bayram, A.F., 2001, Application of an artificial neural network model to a Na-K geothermometer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12(1-4), 75-81.
- Can, I., 2002, A new improved Na/K geothermometer by artificial neural Networks. *Geothermics*, 31(6), 751-760.
- Díaz-González L., Santoyo E., Reyes J. (2008) Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (3), 465-482.
- Díaz-González L., Santoyo E. (2008) A new precise calibration of the Na/K geothermometer using a world database of geothermal fluids and improved geochemometric techniques. Abstracts of the 18th Annual V.M. Goldschmidt Conference Vancouver, Canada, July (2008). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (12), Supplement 1, pp. A215.
- Garson G.D. (1991). Interpreting neural-network connection weights. *AI Expert* 6, pp. 47–51.
- Santoyo E., Díaz-González L. (2010) A new improved proposal of the Na/K geothermometer to estimate deep equilibrium temperatures and their uncertainties in geothermal systems. In: Proc. of the World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, April (2010), pp. 1-9.
- Serpen G., Palabiyik Y., Serpen U. (2009) An artificial neural network model for Na/K geothermometer. In: Proc. of the Thirty-fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA, February (2009), pp. 1-12.

ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y NITRÓGENO EN LA MATERIA ORGÁNICA, CUENCA SOLEDAD BAJA CALIFORNIA SUR

Miryam Juárez-Fonseca^{1*}, y Alberto Sánchez-González¹

1. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional. Av. IPN s/n. Col. Playa Palo de Sta. Rita. C.P. 23096. Teléfono 01(612) 1225344. La Paz, Baja California Sur, México. Correo electrónico: *miryamjf@gmail.com

La razón elemental C/N puede ser un factor clave para estimar la capacidad del océano global como sumidero de CO₂. Actualmente existe una preocupación general por el efecto del cambio climático global, debido al incremento en la concentración de CO₂ atmosférico (y otros gases de invernadero) lo que ha generado interés en la reconstrucción de la variabilidad del CO₂. Caracterizar la composición de la materia orgánica sedimentaria genera un mayor entendimiento en el estudio del ciclo global del carbono. La región sur de la Corriente de California se caracteriza por ser un área de intensas surgencias que favorecen una alta productividad primaria, este proceso aporta cantidades importantes de materia orgánica al sedimento, promoviendo así el desarrollo de una zona de mínimo de oxígeno, que favorece la preservación del material orgánico exportado. En este estudio se empleará la razón C/N así como isótopos estables de carbono y nitrógeno para inferir la fuente (terrestre o marina), composición y los flujos de la materia orgánica sedimentaria en la región sur de la Corriente de California. Las muestras serán obtenidas de la zona de mínimo oxígeno de Cuenca Soledad, Baja California Sur, México. Debido a las características que presenta la zona de estudio se infiere que la principal fuente de material orgánico a los sedimentos es de origen marino.

Palabras claves: Isótopos estables, Corriente de California, Zona de Mínimo Oxígeno.

GEOCHEMICAL VARIATIONS IN CRETACEOUS CARBONATE ROCKS OF ALISITOS FORMATION, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

J. Madhavaraju

Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora 83000, México. Correo electrónico: mj@geologia.unam.mx

The Pacific side of the North western Mexico consists of several Mesozoic, arc derived, volcano-sedimentary rocks, the larger being the Guerrero Terrain. In the Guerrero Terrain, the Cretaceous Alisitos Formation well exposed in the Baja California in a discontinuous strip (NW-SE direction) from Ensenada to El Arco Calmalli. The thickness of this formation is about 5000 m that consists of volcanoclastic rocks, mainly andesitic pyroclastic rocks associated with volcano-sedimentary rocks. The sedimentary rocks include limestone, marl, sandstone and clay. The limestones are well developed in the Punta China (northern part) and Los Torrotes (southern part) sections. The Alisitos Formation has been divided into six informal members in the Los Torrotes area, viz. A, B, C, D, E and F members and the limestones are well developed in the C and E members. In Punta China, the limestones are well developed in the five stratigraphic intervals. These sedimentary rocks contain ammonites, coral, echinoderms, rudist and foraminifera. Based on the fossil assemblages an Early Albian age has been assigned to the Alisitos Formation.

The limestones from Punta China (PC) and Los Torrotes (LT) sections show large variations in SiO₂, Al₂O₃ and CaO contents (PC: 2.45 to 29.0%; 0.16 to 2.63%; 37.0 to 53.9%; LT: 2.45 to 27.9%; 0.42 to 6.9%; 34.7 to 54.6%; respectively). Fe₂O₃ and MnO contents are low in LT section (0.32 to 0.94%; 0.08 to 0.24%; respectively) than PC section (40.19 to 2.84%; 0.22 to 0.59%; respectively). Both PC and LT sections show large variations in TiO₂ content (0.01 to 0.40%; 0.02 to 0.13%; respectively). The large variations in ΣREE content are noticed in the limestones of Alisitos Formation (LT section: 3.12 to 65.12 ppm; PC section: 1.67 to 64.17 ppm).

The limestones from LT and PC sections show large variations in Ce anomalies (Ce/Ce*: 0.48 to 0.96; 0.67 to 0.96; respectively). Most of the limestones show significant negative Ce anomalies while few samples exhibit small negative Ce anomalies. The Ce/Ce* ratios and Ce values show positive correlation with Al₂O₃, Zr, Th and Y whereas Ce anomalies are inversely correlated with CaO. Hence the variations in Ce contents and Ce anomalies are mainly due to mixing between detrital materials (with Ce/Ce* values of 1) and seawater end members (Ce/Ce* <1). The limestones from the PC section show positive Eu anomalies (Eu/Eu*: 1.06 to 2.47) whereas LT section shows both negative and positive Eu anomalies (Eu/Eu*: 0.58 to 2.91). The limestones from Member C (LT section) and lower part of PC section show significant positive correlation between Eu and Al₂O₃ which suggest the detrital origin of this element. But, the limestones of Member E (LT section) and upper part of PC section show no correlation between these elements. Hence the observed positive Eu anomalies in Member C and lower part of PC section due to the presence of detrital materials and the variations in Member E and upper part of PC section may be due to hydrothermal events.

The limestones from the member E of LT section and upper part of the PC section record seawater-like REE+Y patterns whereas the member C of LT section and lower part of the PC section records non-seawater-like signatures. Σ REE, Co, Eu and Y of Member E (LT section) and limestones from the PC section show positive correlation with Fe_2O_3 content whereas the limestones of Member C show no such correlation with Fe_2O_3 .

Co, Eu, Y and REE are known to be partially associated or incorporated into amorphous Fe and Mn oxyhydroxides which suggest that the hydrothermal events affected the part of the LT section (Member E) and the entire PC section of Alisitos Formation. But, the hydrothermal input was not strong enough to alter the REE geochemistry of seawater in the upper part of the limestones of Alisitos Formation. The limestones of Member C (LT section) and lower part of the PC section show non-seawater-like signatures resulted due to terrigenous input.

The limestones from Punta China section shows large variations in $\delta^{13}\text{C}$ values (-0.9 to +0.75‰) than Los Torotes section (+4.1 to 5.26‰). Both the limestones from LT and PC section show large variations in oxygen isotope values (LT: -6.87 to -13.37‰; PC: -2.2 to -7.4‰). The marine limestones are mainly composed of variety of skeletal and non-skeletal grains and certain amount of matrix and the diagenetic effects readily alter the primary isotopic signatures. The isotope data of Alisitos Formation show very poor correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values suggesting that the limited influence of diagenesis on the carbon isotope records. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the present study varies between 0.706798 and 0.707181 and these values are lower than the Albian seawater.

CONCENTRACIONES DE PLOMO Y ARSÉNICO EN SUELO SUPERFICIAL DEL DISTRITO MINERO FRESNILLO, ZACATECAS

Rubí E. Mayorga-Ávila¹, Leticia Carrizales-Yáñez², Fernando Díaz-Barriga Martínez², Israel Razo-Soto³

1. Programa Multidisciplinario de Posgrado en Ciencias Ambientales-UASLP. Correo electrónico: israel.razo@uaslp.mx

2. Facultad de Medicina-UASLP, ³Facultad de Ingeniería-UASLP.

Uno de los impactos más importantes de la minería es la generación de grandes cantidades de residuos que pueden contener elevadas concentraciones de elementos potencialmente tóxicos (EPT), como son arsénico, plomo, cadmio, entre otros. Cuando no existen las medidas de control y prevención adecuadas, estos residuos pueden dispersarse hacia el medio circundante provocando la contaminación de suelo, agua y aire. En el pasado, las operaciones mineras carecían de medidas de prevención de los impactos ambientales de sus actividades, por lo que es común que los sitios mineros históricos se encuentren contaminados por EPT. Considerando que el suelo es el principal receptor de EPT y que representa una importante ruta de exposición de éstos para la población, el objetivo de este trabajo fue evaluar los niveles y distribuciones de plomo y arsénico en suelo superficial del Distrito Minero Fresnillo (Zacatecas, México) en donde la actividad minera se ha desarrollado desde hace 445 años.

La metodología consistió en el análisis químico de 222 muestras de suelo superficial (0-5 cm) obtenidas sistemáticamente de una superficie de 320 km² donde se identificaron obras mineras abandonadas y en operación, depósitos de residuos no controlados y los sitios donde se localizaron las antiguas haciendas de beneficio como las potenciales fuentes de contaminación.

Los resultados indicaron que el 12% y el 64% de las muestras superaron, respectivamente, las concentraciones de referencia establecidas para suelo de uso residencial y agrícola por la NOM-147-SEMARNAT/SSA1-2004 para plomo (400 mg/kg) y para arsénico (22 mg/kg). La generación de mapas de iso-concentración permitió identificar que las principales fuentes se relacionan con los sitios de beneficio y con depósitos de residuos no controlados que se localizan en el margen E del área de estudio y que ambos elementos presentan patrones de distribución similares que sugieren una dispersión hacia el NE del área de estudio asociada principalmente a transporte hídrico.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Fondo Mixto Gobierno del Estado de Zacatecas – CONACYT por el apoyo financiero otorgado a través del proyecto ZAC-2007-CO1-81904. Rubí Mayorga Ávila agradece la beca otorgada por CONACYT para realizar estudios de maestría.

METODOLOGÍA DEL ESTUDIO GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO DE LOS SUELOS DE MÉXICO

Francisco Moreira-Rivera y Jessica Rivera-Pérez

Subgerencia de Geoquímica, Subdirección de Geología, Servicio Geológico Mexicano, Av. Mariano Jiménez No. 465 Col. Alamos, San Luis Potosí, S.L.P., Tel. y Fax (52) (444) 8-12-79-68, correo electrónico: fmoreira@sgm.gob.mx; jriverap@sgm.gob.mx

El crecimiento de la población y el desarrollo industrial generan contaminación y degradación de la corteza terrestre, por ello es que se requieren estudios geoquímicos para conocer la composición natural de los suelos, y en general, del medio ambiente así como para determinar la forma en que la actividad humana influye en su propio entorno o en el medio animal o vegetal. A partir de 2008, el Servicio Geológico Mexicano inicia un programa de muestreo de perfiles edáficos basado en el modelo propuesto por el Proyecto de Mapeo Geoquímico Mundial GRN (*Global Reference Network*).

El GRN considera 5,000 celdas de 160 x 160 km para cubrir la totalidad de la superficie del planeta. La República Mexicana abarca 78, las cuales, en atención al protocolo de muestreo de Norteamérica se subdividen en sub-celdas de 40 x 40 km. En cada una se procede a levantar un perfil edáfico lo más representativo posible en el sitio de muestreo. Se utiliza como información previa la cartografía geológica y edafológica. Los criterios que se consideran para seleccionar el punto de muestreo son la litología representativa en cada sub-celda, así como la edafología y el principal uso de suelo. Una vez tomados en cuenta, se elige un sitio para coleccionar la toma de muestra.

En cada lugar seleccionado se desarrolla un perfil de suelo en el que se toman muestras de los 5 cm superficiales, y los horizontes A, B y C, si se localizan a la profundidad de un metro.

Los análisis químicos se llevan a cabo en los centros de experimentación del SGM. Las muestras se procesan, por disolución parcial con equipos de inducción acoplada de plasma (ICP óptico) y disolución casi total con HCl, HNO₃, HClO₄ y HF y las lecturas en ICP masas por: Al, Sb, As, Ba, Be, Bi, Cd, Ca, Co, Cu, Cr, Sc, Sn, Sr, Fe, P, Te, Mg, Mn, Mo, Ni, Ag, K, Se, Na, Ti, U, W, Ti.

A las muestras de los horizontes A, B y C, además de los anteriores, se les practican estudios de difracción de rayos X.

El objetivo del proyecto es obtener información geoquímica que sirva para determinar la composición geoquímica actual de los suelos, además de obtener indicadores para monitorear cualquier cambio anómalo que ocurra en el ambiente, y también para localizar áreas impactadas por elementos altamente tóxicos. Con ello se podrá apoyar el ordenamiento territorial del suelo, así como las investigaciones ambientales y la exploración minera.

CCWater – UN SOFTWARE PARA LA CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS

Kailasa Pandarinath¹, José Rodolfo Pérez-Espinosa², Francisco Javier Hernández-Campos³

1. Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n., Col Centro, Apartado Postal 34, Temixco, Mor. 62580, Mexico. Correo electrónico: pk@cie.unam.mx.

2. Posgrado en Ingeniería-Energía, Centro de Investigación en Energía -UNAM.

3. Instituto Tecnológico de Zacatepec, Zacatepec, Mor. 62780.

La química de las aguas geotérmicas provee información importante acerca de las condiciones térmicas y la hidrología de los campos geotérmicos. Los investigadores en la industria geotérmica han usado varios geotermómetros químicos para estimar la temperatura del yacimiento a partir de la composición de las aguas de manantiales termales y pozos geotérmicos. Para aplicar efectivamente estos geotermómetros en la estimación de la temperatura del yacimiento, es necesario del conocimiento de la química de agua y las condiciones de equilibrio entre agua-roca en los sistemas geotérmicos. Para este propósito, son utilizados ampliamente varios diagramas ternarios como el diagrama de Piper (1944), el diagrama de Hill-Piper modificado (después de Handa, 1965) y los diagramas de Giggenbach (1988). Por lo anterior se ha desarrollado un software, **CCWater** (Chemical Classification of Water), para aplicar efectivamente estos diagramas.

El usuario de este software puede introducir los datos manualmente o puede pegarlos en las celdas correspondientes desde una base de datos (como Excel). Los resultados obtenidos (diagrama y tablas de datos) pueden ser guardados en un archivo de Excel, el cual puede ser revisado posteriormente de forma independiente al programa. Este software resulta fácil de aplicar, es de libre acceso y será de gran utilidad en la caracterización química de aguas subterráneas y fluidos geotérmicos. De igual manera ayudará a entender el origen de estos fluidos y evaluar las condiciones de equilibrio químico entre fluido-roca, las cuales son útiles en la estimación de las temperaturas de yacimientos mediante el uso de los geotermómetros de solutos. **CCWater** ha sido validado con los mismos datos que usaron los autores de los diagramas y provee resultados confiables.

GasGeo – UN SOFTWARE PARA ESTIMAR LAS TEMPERATURAS DE RESERVOIRIO DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS MEDIANTE GEOTERMÓMETROS DE GASES

Kailasa Pandarinath¹, James Pérez-Barrera², Juan Pablo Pérez-Orozco³

1. Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n., Col Centro, Apartado Postal 34, Temixco, Mor., C.P. 62580, Mexico. Correo electrónico: pk@cie.unam.mx

2. Posgrado en Ingeniería-Energía, Centro de Investigación en Energía –UNAM, Temixco, Mor., C.P. 62580.

3. Instituto Tecnológico de Zacatepec, Zacatepec, Mor., C.P. 62780.

La composición química de los gases geotérmicos, así como de las aguas termales, proporcionan información importante sobre las condiciones térmicas de los sistemas geotérmicos. Durante las últimas décadas, además de los geotermómetros de solutos, los geotermómetros de gases también han sido ampliamente aplicados para estimar la temperatura del yacimiento. Estos geotermómetros son ecuaciones analíticas y el cálculo manual de estas ecuaciones utilizando los datos de química de los gases generalmente causa errores en los resultados. Por lo tanto, existe la necesidad de un software que pueda ayudar a calcular los geotermómetros de una manera fácil, eficiente, amigable, confiable y sobre todo que sea de libre acceso a la comunidad de investigadores. Debido a esta necesidad hemos desarrollado un programa de computadora, **GasGeo**, para la estimación de las temperaturas del reservorio de sistemas geotérmicos mediante la aplicación de algunos geotermómetros de gases ampliamente usados.

GasGeo es dirigido por menús, fácil de utilizar y es capaz de detectar errores de escritura (concentraciones negativas, celdas vacías o expresiones no numéricas de concentración) en las concentraciones del archivo de entrada de datos e informar al usuario al respecto en el archivo de resultados. El programa fue desarrollado en Visual Basic 6.0 y puede funcionar con requerimientos que generalmente en cualquier computadora personal se encuentran disponibles. El programa acepta entrada de datos en formato Excel que debe contener parámetros geoquímicos de gases y cuenta con una opción para guardar resultados en el mismo archivo de entrada o en un nuevo libro de Excel. Los geotermómetros de gases en GasGeo fueron validados exitosamente con los datos que los autores usaron para proponer sus geotermómetros, indicando la confiabilidad del programa.

ESTUDIOS EXPERIMENTALES DE INTERACCIÓN FLUIDO-ROCA A MEDIANA TEMPERATURA (<200°C) Y SUS APLICACIONES EN GEOTERMOMETRÍA

Daniel Pérez-Zárate¹, Ignacio S. Torres-Alvarado^{*2} y Edgar Santoyo²

1. Posgrado en Ingeniería (Energía), Centro de investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Correo electrónico: ita@cie.unam.mx

2. Departamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Privada Xochicalco s/n, Temixco, 62584 Morelos, México

Entre los problemas mineralógicos y químicos asociados en el desarrollo de la industria geotérmica se encuentra la estimación más confiable de la temperatura del reservorio en un sistema geotérmico. Entre las herramientas desarrolladas para determinar esta temperatura se han propuesto diversos geotermómetros químicos. Estos geotermómetros están fundamentados en la dependencia de los procesos de interacción fluido-roca con la temperatura del reservorio bajo condiciones del equilibrio químico. La aplicación de estas herramientas ha permitido reducir considerablemente los costos de la exploración geotérmica, sin embargo diversos trabajos han sido reportados en literatura internacional donde se ha cuestionado por un lado, la exactitud de algunos geotermómetros, haciendo énfasis en el cuidado al seleccionar el geotermómetro más indicado para un sistema en estudio, y por el otro, la validez de los fundamentos fisicoquímicos de los geotermómetros. Por otro lado, las dos principales metodologías para generar los geotermómetros químicos han sido: (1) utilizar bases de datos hidrogeoquímicos procedentes de pozos y/o manifestaciones termales y (2) realizar experimentos controlados de interacción fluido-roca. El problema que se ha encontrado con la primera metodología es que los geotermómetros pueden sobreestimar la temperatura calculada en sistemas de mediana entalpía y, por otra parte, el principal problema de la segunda metodología es el tiempo de reacción necesario para alcanzar un estado de equilibrio en los experimentos realizados en el laboratorio. Con el fin de esclarecer y entender los procesos involucrados dentro de los dos problemas anteriores es necesario realizar experimentos de interacción fluido-roca utilizando tiempos de reacción prolongados bajo condiciones de mediana temperatura.

En este trabajo se presenta los primeros resultados obtenidos de experimentos de interacción agua-basalto y agua-dacita a mediana temperatura (< 200°C) utilizando 24 meses como el máximo tiempo de reacción. Todos los experimentos fueron realizados con una relación fluido/roca (F/R) igual a 5 y un tamaño de grano de 1 mm. Los primeros resultados muestran que el fluido obtenido de los experimentos con dacita a temperatura ambiente genera un mayor enriquecimiento de Si, Ca, K, Mg y Na en comparación con los experimentos realizados con basalto a temperatura ambiente. En estos experimentos el valor de la conductividad eléctrica ha sido mayor en aquellos utilizando dacita en comparación con basalto. Por otra parte, la conductividad eléctrica se incrementa en función tanto del tipo de roca como del tiempo de reacción en los experimentos realizados a 90°C. El valor de pH obtenido de los experimentos con dacita a 90 °C se aproxima a un valor de $\text{pH}=8.737\pm 0.014$ al cabo de 15 meses de interacción. Por otra parte, el valor de pH obtenido de los experimentos con basalto a 90°C se aproxima a un $\text{pH}=8.670\pm 0.007$ al cabo de 24 meses de interacción. En ambos experimentos la concentración de bicarbonato se incrementa en función al tiempo de reacción utilizando ambos tipos de rocas.

New proposal for ultrastructural analysis applied on fossil resin with organic inclusions: the Early Miocene amber from Chiapas, Southern México.

Francisco Riquelme^{1,2}, Manuel Aguilar-Franco³, José Luis Ruvalcaba-Sil³, Abel Moreno⁴,
Jesús Alvarado-Ortega²

1. Posgrado de Ciencias Biológicas, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Interior S/N, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, D.F., México. Correo electrónico: riquelme.fc@gmail.com

2. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación S/N, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, D.F., México.

3. Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México, AP 20-364, D.F., México.

4. Instituto de Química, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510, D.F., México

The Early Miocene amber deposits of Chiapas (ca. 23 Myr) are part of a large known accumulation of fossil resin and one of the richest fossil assemblages of plants and insects from ancient subtropical forest biomes. The state of preservation of hard and soft tissues in plants and insects and the biomineralization process of amber can be inferred from the ultrastructural, macromolecular and biochemical analyses. These small-scale analyses are addressed in the Molecular Taphonomy research [1]. Besides, fossil resins represent challenging subjects for biogeochemical analysis and can be a remarkable model of the biomineralization process.

This work shows the results of the ultrastructural and chemical study based on Atomic Force Microscopy (AFM), X-Ray Diffraction micro-sampling (XRD), and Infrared microimaging in well-preserved amber with insect and plant inclusions from the Simojovel and Totolapa Quarries, for which there are no detailed taphonomic studies available to date.

Amber is transparent under IR filters coupled with microscopic equipment [2]. Thus, results of Infrared microimages allow the flower structures and insect exoskeletons that appear as if they were imbedded in water-like solution to be seen. This reveals organic morphologies with cellular fidelity and longitudinal dissolution bands associated with organic decay during the maturation process of amber.

The results of AFM ultrastructural analysis (surface and subsurface scale) on freshly fractured samples document the microfabric structure, nanocrystalline inclusions, and crystal size. The analysis also demonstrates the birefringent behavior of the non-crystalline surface of amber [3]. These data are a structural clue for the biomineralization process that occurs in the amorphous polymeric microfabric of amber. Additionally, results of the mineral detection of rocks containing fossil resin and recrystallized sections from the amber biopolymer matrix with accompanying data from XRD provide complementary evidence for the process of the maturation and the exceptionally organic preservation in the ancient organic resins. This agrees with the restricted organic degradation and reducing conditions that occur by the rapid polymerization of amber in geological deposits.

References

- [1] F. Riquelme et al., *XI Interamerican Congress of Microscopy, CIASEM* (2011): 2.
- [2] M. H. Schweitzer et al., *C. R. Palevol* 7 (2008): 159–184.
- [3] E. Barletta et al., *Journal of Non-Crystalline Solids* 357 (2011): 1473–1478.

RECONOCIMIENTO QUÍMICO E ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO COSTERO DE LA PAZ, B.C.S – EVALUACIÓN DE UNA POSIBLE INTRUSIÓN MARINA

Teresa Y. Rosales-Ramírez, Bodo Weber, Mariela Carrera-Muñoz

Departamento de Geología, CICESE, 22860 Ensenada B.C. Correo Electrónico: bweber@cicese.mx

El acuífero de La Paz es uno de los más importantes del estado de Baja California Sur, ya que abastece a la capital del estado, la cual demanda aproximadamente dos terceras partes del agua subterránea que se extrae. Dicho acuífero se clasifica como costero, limitando al norte con el Mar de Cortés, por lo tanto, lo hace vulnerable a la intrusión marina.

Para el estudio se colectaron muestras de agua de 19 pozos tanto en la ciudad de La Paz, como en la cuenca sedimentaria al suroeste de la ciudad y así como en pozos profundos alejados del mar hacia el sur de La Paz. Los pozos tienen profundidades variadas de entre 6 m y 300 m, por lo que el agua se extrae de diferentes formaciones geológicas.

Mediante razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se pretende evaluar si la alta salinidad del acuífero es el resultado de intrusión de agua marina cuya razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actual es de ~ 0.70918 . Adicionalmente, se determinaron composiciones químicas e isótopos estables para caracterizar las aguas y corroborar los resultados.

Las concentraciones de cationes se midieron mediante el ICP-AES (Liberty 110) y los aniones con el cromatógrafo ICS-2000, ambos en CICESE. El estroncio fue separado mediante cromatografía de extracción utilizando resina SrSpec® en el Laboratorio Ultralimpio de CICESE y las razones isotópicas fueron medidas con un espectrómetro de masas Finnigan MAT262 en el LUGIS, UNAM. Los isótopos estables (^{18}O y D) se determinaron en la Universidad de Arizona.

El agua del pozo más alejado de la costa se extrae de tobas riolíticas y depósitos volcanoclásticos del Mioceno con una profundidad de 150m; presenta baja salinidad, 0.3 mg/l de Sr y un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70581. Un pozo de agua potable en la ciudad de La Paz contiene 0.5 mg/l de Sr y arroja un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aún más bajo de 0.70549. Utilizando estos datos como punto final, los demás pozos de abastecimiento (con Sólidos Disueltos Totales $<1\text{g/l}$) dentro de la ciudad de La Paz y hacia el sur, podrían explicarse con una adición de $\sim 1\%$ de agua marina al acuífero. Las aguas saladas (SDT $>3\text{g/l}$) se encuentran en la zona agrícola ~ 5 km al suroeste de la ciudad. El grupo de aguas de pozos ubicados en la cuenca de aluvión contienen entre 2.7 y >10 mg/l de Sr, no obstante su composición isotópica es poco variable entre 0.7057 y 0.7059. Otro grupo de aguas saladas provenientes al oeste de la cuenca se extrae de areniscas consolidadas, y se caracterizan por SO_4/Cl y $\text{Na}/(\text{Mg}+\text{Ca})$ más elevados en comparación con el primer grupo de muestras saladas. La concentración de Sr varía entre 1.3 y 5.5 mg/l, y los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son significativamente más altos (0.70610-0.70625) que en los demás pozos.

Sin embargo la salinidad de ninguna de estas aguas se explica con aporte de agua marina. El pozo somero más cercano a la playa muestra solo 0.5 mg/l de Sr y un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70665, a cambio cae sobre una línea de mezcla hipotética entre agua del acuífero y agua de mar, en donde el aporte de agua marina se cuantifica en $\sim 3\%$.

GEOQUÍMICA SEDIMENTARIA APLICADA A LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA LAGUNA BABÍCORO, DESIERTO DE CHIHUAHUA, DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

María del Mar Sánchez-Córdova¹, y Priyadarsi Debajyoti-Roy²

1. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM. Correo electrónico: *masuka_353@hotmail.com*

2. Instituto de Geología, UNAM.

Dos perfiles pertenecientes a la Laguna Babícora, localizada en el extremo occidental del desierto de Chihuahua, fueron sometidos a estudios estratigráficos, mineralógicos, geoquímicos de los elementos mayores y trazas, concentración de carbono orgánico, inorgánico y nitrógeno total. Esta información fue utilizada para inferir la fuente (procedencia) del sedimento lacustre, las variaciones en el intemperismo químico, aporte eólico y pluvial, salinidad y procedencia de la materia orgánica, con el fin de realizar una reconstrucción de las condiciones ambientales en los últimos ca. 30,000 años ¹⁴C A.P.

De acuerdo con el diagrama de clasificación TAS aplicado a las muestras de roca volcánica recolectadas alrededor de la cuenca, las rocas son de composición predominantemente riolítica en la zona este de la cuenca y traquiandesita basáltica, traquibasáltica en la zona oeste. Con base en los análisis de procedencia (diagramas A-CN-K, A-C-N, cocientes Ti/Al, Si/Al) se infiere que el flujo alimentador de la Laguna Babícora provino principalmente de la parte occidente, donde dominan las rocas intermedias-básicas

Los minerales identificados en los perfiles son, generalmente, en primer lugar cuarzo, seguido por feldespatos, calcita, cristobalita/tridimita y caolinita. El grado de intemperismo en la fracción siliciclástica, determinado por los índices de alteración química (CIA y PIA), sugiere que el material depositado ha sufrido un intemperismo químico de bajo a moderado durante los últimos ca. 30,000 años ¹⁴C A.P.

Basándose en los resultados obtenidos y en el control cronológico provisto por 6 dataciones por ¹⁴C, la secuencia paleoambiental propuesta en este trabajo es la siguiente: Previo a los ca. 23,000 años ¹⁴C A.P., se registran fluctuaciones en el clima, periodos donde se observa la presencia de eventos eólicos y alta precipitación de carbonatos, se suceden con periodos de alto intemperismo y aporte clástico.

Durante el Último Máximo Glacial (UMG), los proxies sugieren en general condiciones menos salinas y de mayor intemperismo. Por su parte, la transición glacial tardío-interglacial está caracterizada por cambios rápidos en el clima. Entre ca. 11,000 y 4,000 años ¹⁴C A.P., la baja tasa de sedimentación calculada podría estar indicando la presencia de un hiato en la secuencia lacustre. Posteriormente, alrededor de los 3,000-2,000 años ¹⁴C A.P. se observa en los núcleos una superficie de erosión y altos valores de carbonato, seguidos finalmente por un aumento en el intemperismo y el aporte clástico.

GEOCRONOLOGÍA U-Pb DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO, ZACATECAS

Rogelio Sosa-Valdés^[1], Gabriel Chavez-Cabello^[2], Bodo Weber^[3], Fernando Velasco-Tapia^[2]

1. Posgrado en Ciencias de la Tierra, CICESE; Correo electrónico: r.sosavaldes@gmail.com

2. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL;

3. División de Ciencias de la Tierra, CICESE.

El Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO), Zacatecas, es un conjunto de al menos diez intrusivos con una orientación de emplazamiento ~E-W, situado al sur del Sector Transversal de Parras y suroeste de la Saliente de Monterrey, dentro del transpaís de la Sierra Madre Oriental, entre los límites de los estados de Zacatecas y Coahuila. Los cuerpos intrusivos que integran el CICO se presentan en forma de *stocks*, *sills*, diques, lacolitos y facolitos, cuya composición varía de sienita a monzogranito.

El objetivo central del presente estudio fue determinar la edad del magmatismo empleando la metodología de la geocronología U-Pb en zircón con la técnica de ICP-MS con ablación láser, fechando zircones de las rocas representativas.

Las edades U-Pb de los cuerpos intrusivos del CICO obtenidas en este trabajo, permiten separar un grupo de intrusivos del sector E con edades del Cretácico Superior (~70 a 80 Ma), integrado por las localidades: Rocamontes, El Peñuelo, Matehuapil y El Saltillito y un segundo grupo ubicado en la parte centro-occidental con edades Eoceno-Oligoceno (~32-43 Ma), conformado por los intrusivos: Concepción del Oro, Mineral de Providencia, Noche Buena y Santa Rosa. Con base en concentraciones de elementos traza medidos en los zircones, se prepararon diagramas de Elementos de las Tierras Raras normalizados a condrita para las muestras fechadas. Asimismo, se determinó la roca fuente en diagramas de discriminación. De forma particular los intrusivos de la parte centro-occidental están enriquecidos en Hafnio. La geoquímica de los zircones permitió reconocer que ambos grupos de intrusivos debieron ser generados en condiciones tectonomagmáticas distintas. Se propone que el grupo oriental (Cretácico Superior) pudo estar relacionado a magmatismo de sutura asociado a la acreción del Terreno Guerrero y que el grupo centro-occidental a magmatismo de arco relacionado a la migración del frente volcánico durante la somerización del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica entre el Eoceno-Oligoceno. Lo anterior también permitió colocar en un contexto temporal el fin de la deformación regional en la zona, la cual debió concluir antes de los 82 Ma.

INGENIERÍA EN ENERGÍAS RENOVABLES: UNA NUEVA LICENCIATURA DE LA UNAM PARA ENFRENTAR LOS RETOS ENERGÉTICOS DEL FUTURO

Ignacio S. Torres-Alvarado

Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México. Correo electrónico: ita@mazatl.cie.unam.mx

La producción de energía es concebida como un problema crítico en las sociedades contemporáneas debido a la declinación de las reservas de hidrocarburos y a los problemas de contaminación que el uso de las fuentes convencionales de energía provoca. Ante estos retos, se está generando una verdadera revolución tecnológica a nivel mundial, que seguramente derivará en un nuevo paradigma socioeconómico basado en las fuentes renovables de energía y el desarrollo sustentable. Afortunadamente, México es un país privilegiado en recursos energéticos renovables, tales como la energía solar, la eólica y la geotérmica, por citar algunos ejemplos. En años recientes se ha incrementado en forma exponencial el uso de las tecnologías de energías renovables al grado de que en nuestro país existe ya una demanda creciente de profesionales capaces de manejarlas e instrumentarlas para resolver problemas locales, regionales y nacionales.

En este contexto, la UNAM aprobó la creación de la licenciatura de Ingeniería en Energías Renovables (LIER), con el Centro de Investigación en Energía y el Instituto de Ingeniería como entidades académicas responsables. La sede principal de la licenciatura será el Centro de Investigación en Energía, en Temixco, Morelos.

El Ingeniero en Energías Renovables será un profesional preparado con habilidades y capacidades multidisciplinarias para: (1) contribuir de manera determinante en la transición energética, adecuando, diseñando, innovando e implementando tecnologías actuales y emergentes, en el aprovechamiento de los recursos energéticos renovables; (2) planear, gestionar, administrar y poner en operación estrategias para el uso de energías renovables que contribuyan al desarrollo sustentable. Este nuevo ingeniero atenderá, con una visión reflexiva, crítica, creativa, emprendedora y respetuosa del medio ambiente y de la sociedad, necesidades energéticas a nivel local, nacional e internacional.

La LIER se cursa en 8 semestres, con 37 asignaturas obligatorias (318 créditos, 89.3%), 4 asignaturas optativas de elección de una de dos opciones terminales posibles (32 créditos mínimo, 9.0%) y 1 optativa de elección del área de Ciencias Sociales y Humanidades (6 créditos, 1.7%). Algunas asignaturas cuentan con una carga de horas prácticas o de laboratorio, dando una relación entre horas prácticas y teóricas para la LIER igual a 25.3%. La carrera consta de tres etapas: Formación Básica (semestres 1-3), Formación Profesional (semestres 4-6) y de Profundización (semestres 7-8). En esta última etapa el estudiante podrá elegir entre dos opciones terminales: (1) "Tecnologías de Energías Renovables", enfocada a la solución de problemas de transformación de energías renovables, haciendo énfasis en la integración de tecnologías y diseño innovador, y (2) "Energías Renovables y Desarrollo Sustentable", enfocada a la solución de problemas que involucran aspectos de las energías renovables, la planeación y gestión de los sistemas energéticos y el desarrollo sustentable.

Dada su formación multidisciplinaria, se espera que el futuro Ingeniero en Energías Renovables tenga un amplio campo de acción, con una oferta de trabajo creciente y pujante, aunado a grandes retos. Este ingeniero podrá trabajar tanto en empresas privadas como gubernamentales, en universidades y centros de investigación, así como en instituciones gubernamentales y no-gubernamentales.

Estos especialistas podrán igualmente participar en la creación de empresas energéticas, así como en la innovación tecnológica de sistemas energéticos. Con la sólida formación adquirida, podrán especializarse, emprender estudios de posgrado y mantenerse actualizados con respecto a los rápidos avances de las energías renovables.

Con toda seguridad, el Ingeniero en Energías Renovables impactará local, estatal y nacionalmente de manera positiva en el avance de las energías renovables y el desarrollo sustentable de México.

Para mayor información ver: www.lier.unam.mx.

COMPOSICIÓN ISOTÓPICA (H, C) DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES, MICHOACÁN Y SU RELACIÓN CON PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL CAMPO

Ignacio S. Torres-Alvarado

Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México. Correo electrónico: ita@mazatl.cie.unam.mx

Los estudios mineralógicos y geoquímicos de la alteración hidrotermal son fundamentales para definir algunos parámetros físico-químicos predominantes en todo sistema hidrotermal. En este trabajo se reporta la composición isotópica (H, C) de rocas alteradas y calcita hidrotermal provenientes del campo geotérmico de Los Azufres (Michoacán), con el objetivo de conocer la variación impuesta en la composición isotópica de los materiales debido al proceso de alteración, y para estudiar el grado de equilibrio isotópico alcanzado entre la mineralogía secundaria y los actuales fluidos geotérmicos. Los isótopos de H fueron analizados en roca total, mientras que muestras separadas de calcita fueron analizadas por su composición isotópica de oxígeno y carbono. Los detalles de esta investigación se encuentran reportados en Torres-Alvarado et al. (2011).

$\delta^2\text{H}$ en muestras de roca total varía entre -72 y -140‰ (VSMOW), aunque la gran mayoría de las rocas estudiadas presentaron valores relativamente homogéneos entre -80 y -100‰. Los valores de $\delta^2\text{H}$ más bajos están presentes en las rocas más superficiales del pozo Az-26, las cuales han sido afectadas por alteración argílica intensa.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de cristales de calcita hidrotermal varían entre +3.4 y +21.9‰ (VSMOW). Considerando relaciones isotópicas entre -10 y -8‰ para el agua meteórica y entre -6 y -2‰ para los fluidos geotérmicos presentes en Los Azufres, así como las temperaturas medidas *in situ*, se concluye que la mayoría de los cristales analizados de calcita se encuentran en equilibrio isotópico con alguno de estos dos tipos de fluidos. De la misma manera, la mayoría de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados en calcita (-25.5 a -3.5‰, PDB) reflejan el equilibrio alcanzado con el CO_2 disuelto en los fluidos geotérmicos del campo. Los valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ en calcita corresponden a zonas en donde se calcularon bajos valores en la relación fluido-roca (*W/R ratios*), mientras que los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ en calcita coinciden con las zonas en donde se tienen los *W/R* más altos. Esto parece indicar que la composición isotópica de oxígeno en calcita hidrotermal podría ser un indicador de zonas de mayor porosidad en el campo geotérmico de Los Azufres.

Torres-Alvarado, I.S., Satir, M., Pérez-Zárate, D., Birkle, P. (2011) Stable Isotope Composition of Hydrothermally Altered Rocks and Hydrothermal Minerals at the Los Azufres Geothermal Field, Mexico. Turkish Journal of Earth Sciences (en prensa).

GEOQUÍMICA DE ROCAS METAVOLCÁNICAS DE TAXCO Y TAXCO VIEJO, GUERRERO

Rafael Torres de León y Maria Fernanda Campa-Uranga

1. CIID-Plantel Cuautepec-UACM. Correo electrónico: rafaeltde@ yahoo.com.mx
2. C130- Plantel Cuautepec-UACM. Correo electrónico: geoatea@hotmail.com

Los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco El Viejo (Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo) consisten de un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias metamorizadas en condiciones de bajo grado. El Ensamble Taxco está formado por filitas volcanoclásticas, metareniscas, metatobas y metalavas pervasivamente foliadas y fuertemente plegadas. El Ensamble Taxco El Viejo es constituido por filitas, metalavas félsicas, metatobas y metarriolitas.

Con objeto de caracterizar geoquímicamente a ambos ensambles se realizaron análisis químicos de roca total para determinar las concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras. Los resultados obtenidos en estas muestras produjeron características químicas de rocas félsicas, una concentración de SiO_2 alta con un rango extenso (67.03 a 79.46 % en peso), contenido de Al_2O_3 de bajo a moderado (9.32 a 15.38 % en peso), los álcalis varían ampliamente el Na_2O de 0.02 a 2.72 % en peso, y el K_2O de 1.72 a 3.52 % en peso. El contenido de Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ de 4.14 a 5.42 % en peso) es elevado y el de CaO (0.12 a 2.08 % en peso) varía de bajo a moderado, el resto de elementos mayores se encuentra en bajas concentraciones. Estas rocas se ubican en los campos de dacitas y riolitas en los diagramas TAS y Zr/TiO_2 .

Los elementos traza muestran una distribución típica de magmas calcialcalinos enriquecidos en los elementos incompatibles de bajo potencial iónico, excepto el Sr, con relación a los de alto potencial iónico, baja concentración de los metales de transición y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti.

Los patrones de distribución de las tierras raras muestran un enriquecimiento moderado de las tierras raras ligeras con relación a las pesadas expresado en una relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 4.54 a 6.44, una marcada anomalía de Eu con Eu/Eu^* de 0.31 a 0.56 y un patrón semiplano en las tierras raras pesadas con $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ de 1.16 a 1.43.

Los datos geoquímicos aquí reportados nos muestran un carácter félsico muy marcado para los ensambles Taxco y Taxco Viejo, lo que lleva a inferir un arco volcánico desarrollado en un ambiente tectónico de arco continental.

CONTRIBUCIÓN DE LA LITOLOGÍA AL CONTENIDO IÓNICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA DEL RÍO PABLILLO, ÁREA URBANA DE LINARES, N.L., MÉXICO

Federico Viera-Décida¹, Aurora Serna de la Cruz², Ana María Garza-Castillo³

Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., A.P. 104, Linares, N.L., México. C.P. 67700. Correo electrónico: ¹fviera@fct.uanl.mx, ²ausosirenas@hotmail.com, ³any_garza68@hotmail.com

Linares es un municipio ubicado en la porción central-sur del estado de Nuevo León y ocupa el segundo lugar en población después de los municipios que conforman el área metropolitana de Monterrey. El censo más reciente de INEGI (2010) arrojó una cifra de 63,104 habitantes para el área urbana.

El presente trabajo forma parte de las actividades realizadas en el marco del Proyecto PAICYT CT-135-09, bajo la responsabilidad del primer autor, y es una continuación de la investigación titulada “*Hidrogeoquímica de las Aguas Subterráneas Aledañas al Cauce del Río Pablillo en el Área Urbana de Linares, N.L., México*” desarrollada por los primeros dos autores.

Este trabajo contempla los resultados analíticos de las especies iónicas contenidas en 16 muestras de agua (Río Pablillo, pozos y norias) localizadas en las cercanías de la Cuenca del Río Pablillo en el área urbana de Linares, las cuales han sido analizadas en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, bajo las metodologías consideradas en las normas oficiales mexicanas para análisis de aguas.

El desarrollo de gráficos de dispersión bivariantes que reflejan cierta correlación entre iones de carga opuesta, se han utilizado para deducir las posibles fases minerales presentes en los materiales que conforman los acuíferos y que por el proceso de interacción agua-roca han aportado dichos constituyentes a las aguas analizadas. Además, tales fases minerales han sido corroboradas por medio de cálculo químico a partir de los resultados analíticos, utilizando programas de cómputo, entre ellos AquaChem.

Las aguas subterráneas del área de estudio se encuentran en dos tipos de acuíferos: 1) un acuífero de poros: constituido por el canal de gravas del Río Pablillo, una terraza aluvial del Cuaternario y un conglomerado del Terciario, y 2) un acuífero de grietas: conformado por lutitas de la formación Méndez del Cretácico Superior.

Las menores concentraciones de los iones Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{-2} y Cl^- se presentan en las aguas contenidas en el canal de gravas y en el conglomerado. El Ca^{+2} y SO_4^{-2} ocurren en concentraciones más o menos similares en las aguas contenidas en la terraza aluvial y en las lutitas, mientras que el Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- y Cl^- presentan las mayores concentraciones en las aguas contenidas en lutitas y arrojan concentraciones intermedias en las aguas contenidas en la terraza aluvial.

Para las aguas contenidas en el acuífero de poros se deduce la disolución de calcita y yeso como principales fases minerales, así como una pequeña fase de halita. El aporte del yeso es mayor hacia las aguas contenidas en la terraza aluvial. Estas mismas fases minerales son responsables de las altas concentraciones de los iones analizados en las aguas del acuífero de grietas, en el que se tiene mayor aporte por halita, además de reflejar aumento en la concentración de Na^+ , K^+ y Mg^{+2} a lo que contribuyen las arcillas que componen las lutitas.

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

Federico Viera-Décida¹ y Aurora Serna de la Cruz²

Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., A.P. 104, Linares, N.L., México. C.P. 67700. Correo electrónico: ¹fviera@fct.uanl.mx, ²aurosirenas@hotmail.com

La ciudad de Linares, N.L. se localiza a 127 km al Sureste de la ciudad de Monterrey, capital del estado de Nuevo León. El área de estudio constituye parte de la Cuenca del Río Pabillo que se ubica en la porción Sureste del estado de Nuevo León, dentro de la Planicie Costera del Golfo de México y que forma parte de la Región Hidrológica RH25 San Fernando–Soto La Marina.

La zona urbana de Linares, N.L. es atravesada en dirección Suroeste a Noreste por dos principales ríos que nacen en la Sierra Madre Oriental: el Camacho por su porción Noroeste y el Pabillo por su porción Sureste. Hasta antes de la ocurrencia del fenómeno meteorológico del Huracán Alex en junio del año 2010, se contaba con una Planta de Tratamiento alimentada por aguas del Río Pabillo que abastecía el primer cuadro de la ciudad. Posterior a ello, el abasto de agua para uso doméstico se ha concentrado en los aprovechamientos hidráulicos que ya se tenían en funcionamiento para el resto de la ciudad, en conjunto con los desarrollados de forma posterior a dicho evento. Por tal motivo, se ha propuesto desarrollar el presente trabajo con apego a las actividades efectuadas en el marco del Proyecto PAICYT CT-135-09, cuya finalidad es caracterizar y definir la variación geoquímica de las aguas subterráneas ubicadas en la zona urbana, cercanas al Cauce del Río Pabillo. Además, de determinar la calidad de las mismas para fines de uso doméstico, puesto que son la única fuente de abastecimiento de este vital líquido para la población linarense.

En el área de estudio las aguas subterráneas se presentan en dos tipos de acuíferos principales: un acuífero de grietas que corresponde con las lutitas de la formación Méndez del Cretácico Superior y un acuífero de poros compuesto por materiales no consolidados que conforman el canal de gravas del Río Pabillo y la terraza aluvial del Cuaternario donde se ha desarrollado buena parte de la urbanización, así como por un conglomerado del Terciario que aflora en casi toda la porción Noreste del área, localidad conocida como La Petaca.

Para el presente trabajo se colectaron 16 muestras de agua (una del Río Pabillo y las restantes de aprovechamientos hidráulicos (pozos y norias) con la finalidad de realizar análisis físico-químico y bacteriológico. La clasificación química por medio del Diagrama de Piper permite diferenciar cuatro familias de aguas: cálcico–bicarbonatadas, cálcico–sulfatadas, cálcico–mixtas (bicarbonatadas–sulfatadas) y cálcico–mixtas (bicarbonatadas–cloruradas), las cuales reflejan una estrecha relación con los materiales geológicos de los acuíferos. Respecto a la calidad del agua, los resultados analíticos han sido comparados con los límites máximos establecidos por SEDUE (1994) en agua para uso y consumo humano. Del análisis físico-químico se ha determinado que dos muestras del acuífero de grietas sobrepasan los límites en sólidos totales disueltos, tres muestras del acuífero de grietas y dos de la terraza aluvial

sobrepasan el límite en dureza total y solo una muestra del acuífero de grietas sobrepasa ligeramente el límite en sulfatos, mientras que el contenido de nitratos en todas las muestras analizadas es inferior al límite máximo permisible. Del análisis bacteriológico solamente se encontraron dos muestras con presencia de coliformes fecales, entre ellas la del Río Pablillo y una muestra de la terraza aluvial con 8 y 15 col/100 ml, respectivamente.

NUEVOS ASPECTOS SOBRE EL ORIGEN Y EL CRECIMIENTO CONTINENTAL DE OAXAQUIA – GEOCRONOLOGÍA POR U-Pb E ISÓTOPOS DE Hf EN ZIRCÓN

Bodo Weber

Departamento de Geología, CICESE, 22860 Ensenada B.C. Correo electrónico: bweber@cicese.mx

La corteza continental nueva se conformó en tiempos post-arcaicos principalmente por acreción de arcos de isla y acumulación de material juvenil en arcos continentales. Tectónica de placas además dio lugar a colisiones continentales y a la formación de supercontinentes aparentemente en intervalos uniformes. Uno de ellos se conoce como Rodinia que unió todas las masas continentales hace ca. 1.0 Ga. Desde el clásico trabajo de Ortega-Gutiérrez et. al. [1] se aceptó ampliamente la hipótesis, de que gran parte de México está constituido de un basamento continental, que fue sumergido a la corteza inferior durante procesos orogénicos relacionados a la formación de Rodinia. Este basamento se conoce como microcontinente o bloque Oaxaquia que ocupa un lugar particular en las reconstrucciones de Rodinia [2]. Estudios previos mostraron que Oaxaquia como tal fue un arco de islas hace ca. 1.3 a 1.2 Ga, que fue acrecionado a Amazonia antes de su posible colisión con Báltica ([3] y referencias en ello).

En México existen cuatro sitios donde están expuestas rocas de la corteza inferior que conforma Oaxaquia. Todos tienen en común un metamorfismo en facies de granulita hace ~990 Ma, anortositas masivas y rocas ígneas asociadas de ~1010 Ma y rocas con características de arco, que tienen protolitos con edades alrededor de 1.2 Ga [3]. La hipótesis de que el crecimiento continental de Oaxaquia se debe a un arco de islas se basa en el hecho de que los protolitos magmáticos prácticamente no contienen material reciclado de corteza continental preexistente. Típicamente Oaxaquia se caracteriza por la casi inexistencia de núcleos heredados de zircón más antiguo que zircón ígneo de 1.2 Ga y por composiciones isotópicas de Hf relativamente uniformes (superior al reservorio condrítico uniforme) independiente del tipo de roca y de su edad magmática, arrojando edades modelo T_{DM} (Hf) de entre 1.5 y 1.6 Ga [3]. Este cuadro se observa en todos los sitios estudiados excepto en el Gneiss Huiznopala en el estado de Hidalgo y en parte también en el Complejo Guichicovi, al oeste del Istmo de Tehuantepec, Oaxaca. Nuevos fechamientos de zircón en ortogneises del área de Huiznopala arrojaron por primera vez la existencia de protolitos con edades de ~1.4 Ga algunos inclusive con núcleos de zircón mas antiguo, indicando que el magmatismo de arco de ~1.2 Ga fundió corteza continental más antigua. Eso mismo indican las composiciones isotópicas de Hf en zircón de los ortogneises del área de Huiznopala, que son más bajas que las típicamente observadas en zircón de Oaxaquia. Los resultados implican que parte del gneiss Huiznopala es alóctono con respecto a Oaxaquia. Los paragneises del área de Huiznopala en cambio no contienen zircón con edades mayores a 1.3 Ga, indicando así que los sedimentos son de origen intra-arco.

Se puede concluir que las rocas metaígneas de origen continental fueron cabalgadas sobre un arco de islas, Oaxaquia típico, antes que el conjunto fue

sumergido, plegado y metamorfozado en la corteza inferior. Como origen de estas unidades continentales se sugiere el margen continental de Amazonia donde rocas ígneas con edades de ~1.4 Ga y más antiguas son comunes, indicando así que el basamento conocido como Oaxaquia es un conjunto de corteza juvenil (arco de islas) con relictos de corteza continental preexistente (arco continental de Amazonia).

[1] Ortega-Gutiérrez et al., 1995: *Geology* 23, 1127-1130

[2] Li et al., 2008: *Precambrian Res.* 160, 179–210

[3] Weber et al., 2010: *Precambrian Res.* 182, 149-162

NUEVAS TENDENCIAS DE INVESTIGACIÓN EN INCLUSIONES FLUIDAS DE MEDIOS PETROLEROS

Eduardo González Partida

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro. Qro. IG, IGF –UNAM.

Las inclusiones fluidas con petróleo aparecen frecuentemente en minerales de neoformación (calcita, dolomita, anhidrita, fluorita, sales) en estrecha relación con los reservorios de hidrocarburos. Estas inclusiones pueden estar constituidas por una fase (líquida o vapor), dos fases (vapor+líquido) o ser polifásicas (vapor+líquido+sólido1+sólido2+...) a temperatura ambiente. Su composición y fases en equilibrio están relacionadas por condicionamientos termodinámicos en el plano presión-volumen-temperatura-composición (PVTX) en el momento de su atrapamiento.

Todas las técnicas de estudios para las inclusiones fluidas han rendido resultados en mayor o en menor grado, dependiendo hacia qué objetivo se encamine la aplicación de ellas. Debemos tener presente que la aplicación de una sola técnica muy difícilmente podrá darnos respuestas para la solución de problemas, esto quiere decir, que se tiene que buscar una serie de técnicas que en su conjunto puedan ayudar a lograr el objetivo buscado.

Pironon (2004), ha diseñado y puesto en práctica un método el cual consiste en la aplicación de varias técnicas en un orden secuencial (Figura # 1).

Con el conocimiento de la manera en que las inclusiones fluidas son atrapadas en los medios petroleros, sabemos de la presencia de inclusiones acuosas e inclusiones de petróleo que fueron atrapadas simultáneamente.

Bajo esta premisa, el método inicia después de que han sido seleccionadas y colectadas las muestras en campo, con la preparación de las secciones delgadas doblemente pulidas, una vez que las láminas han sido preparadas se realiza la petrografía clásica de las inclusiones apoyada por la técnica de fluorescencia ultra violeta y catodoluminiscencia, con el objetivo de identificar y separar por así decirlo, las inclusiones de petróleo de las inclusiones acuosas.

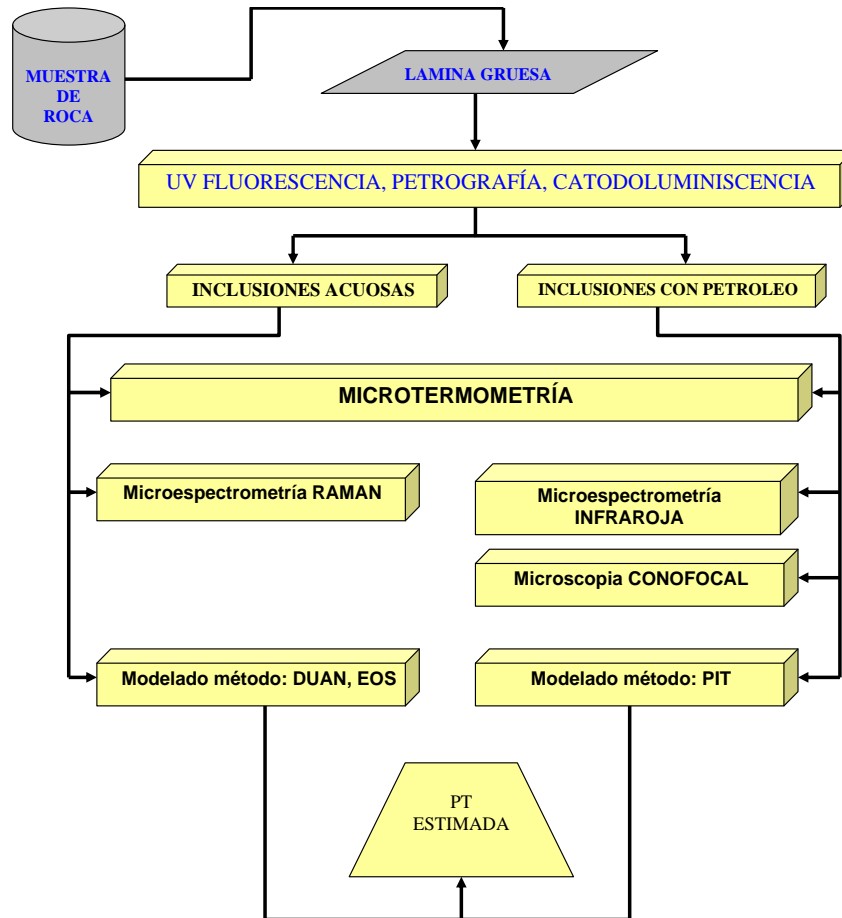


Figura # 1. Procedimiento analítico aplicado a inclusiones acuosas y de petróleo co-genéticas. Modificado de Pironon, (2004).

Habiendo realizado la identificación de ambos tipos de inclusiones, se realizan los estudios microtermométricos, midiendo las temperaturas de homogeneización (T_h °C) y las temperaturas de fusión final T_{ff} °C para las inclusiones acuosas y únicamente la T_h °C para las inclusiones de petróleo.

A partir de esta etapa, el tratamiento que se les da a ambos tipos de inclusiones es por rutas diferentes, el paso siguiente para las inclusiones acuosas es la aplicación de la técnica de espectrometría Raman para la detección y cuantificación de gases disueltos, específicamente metano. Con los datos obtenidos en los pasos anteriores, se procede a realizar la modelación termodinámica de las inclusiones acuosas (AIT modeling) con el objetivo de dibujar la isocora correspondiente.

Continuando por la línea de las inclusiones fluidas de petróleo, después de haber realizado la microtermometría y obtener la T_h °C, se utiliza la técnica de espectrometría infrarroja con transformada de Fourier (FT-IR) para la determinación y cuantificación de los gases disueltos en la inclusión tales como el CH_4 , CO_2 y alcanos. La etapa siguiente consiste en la cuantificación del volumen de la fase gaseosa de la inclusión calculado a partir de la medición del aceite líquido en la inclusión mediante la técnica microscopía confocal de escaneo láser

(CSLM). Con los datos obtenidos de las inclusiones fluidas de petróleo, se elabora el modelado termodinámico de estas inclusiones con la obtención de la isocora correspondiente. En la etapa final se sobreponen ambos modelados con sus respectivas isocoras y se obtiene la estimación de las condiciones presión-temperatura composición (P-T-X) de atrapamiento como se ejemplifica en la figura # 2.

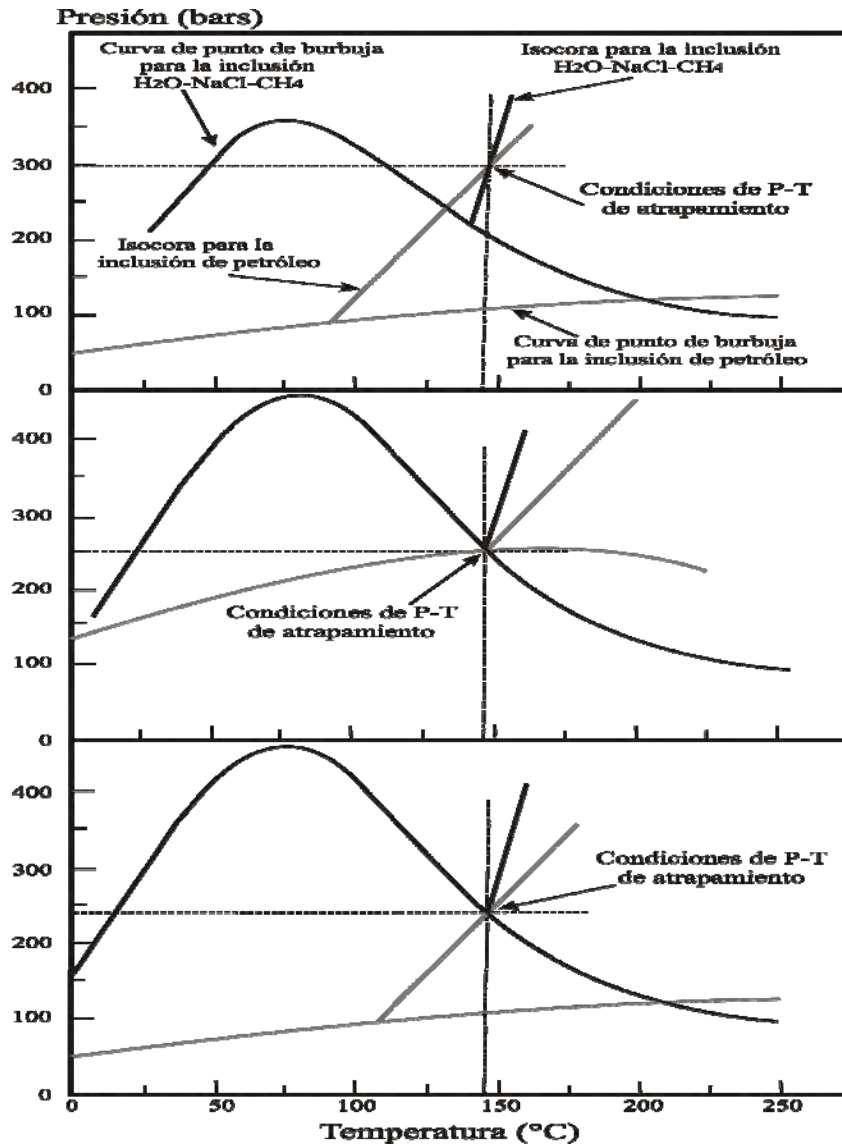


Figura # 2.- Bosquejos de diferentes asociaciones de inclusiones acuosas y de petróleo mostrando las localizaciones de intersecciones de las isocoras, a) inclusiones de petróleo no saturadas de gas con inclusiones acuosas no saturadas de gas, b) inclusiones de petróleo y acuosas gas-saturadas, c) inclusiones de petróleo no saturadas de gas con inclusiones acuosas gas-saturadas. Modificada de Pironon, (2004).

El estudio de las inclusiones fluidas, ha venido a dar un sustancial avance al entendimiento de las condiciones físico-químicas del medio en el que los materiales en estudio han sido formados, además de la ayuda que proporcionan para descifrar los procesos subsiguientes a los que estos han sido sometidos. Sin

embargo, debe tenerse escrupuloso cuidado en definir el problema que se intenta resolver, ya que, en base a éste, se definirán las unidades litológicas o rasgos geológicos a muestrear y, posteriormente, continuar con el proceso completo desde la preparación de las muestras para su análisis (con los cuidados señalados tanto en la preparación como en el manejo las muestras), petrografía de inclusiones fluidas (incluye la selección de las IF idóneas para su estudio), hasta el análisis e interpretación de resultados, (considerando, en esto último, todo el conocimiento geológico que se tiene del área de estudio).

En los ambientes sedimentarios, la presencia de hidrocarburos es factible. De la misma manera, durante el estudio de las inclusiones fluidas, es común encontrar rastros de hidrocarburos, ya sea como sólidos, o líquidos y gases atrapados en las inclusiones mezclados con agua o de manera independiente. Cuando coexisten ambos tipos de inclusiones, el estudio por separado de ellas, y la interrelación de sus resultados, proporcionan una información de gran utilidad para la determinación precisa de las condiciones de presión y temperatura de atrapamiento de éstas.

Referencias

- Pironon, J. (2004): Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrológica Sinica*, 20(6), pp. 1333-1342, (2004).



EDITORIAL VALLE DE CÁNDAMO
VERACRUZ 1403 INT. A, COL. LOS PINOS
MONCLOVA, COAHUILA, MEXICO
www.editorialvalledecandamo.com.mx
edit_valle_de_candamo@hotmail.com
TELS.01 (866) 635-01-55 y 634-31-88 C.P. 25720

Esta obra se terminó de imprimir en Octubre 2011
En los talleres de Editorial Valle de Cándamo
Calle Veracruz 1403 int. "A" Colonia Los Pinos
C.P. 25720, Monclova, Coahuila.

